

PAOLO COLANTONI (\*), GIOVANNI GABBIANELLI (\*\*), VINCENZO RIZZO (\*\*\*)  
& ANNA PIERGIOVANNI (\*)

## PROSECUZIONE A MARE DELLE STRUTTURE DEFORMATIVE DELLA VALLE DI MARATEA (Basilicata) E RECENTE EVOLUZIONE DELL'ANTISTANTE PIATTAFORMA CONTINENTALE

**ABSTRACT:** COLANTONI P., GABBIANELLI G., RIZZO V. & PIERGIOVANNI A., *Seafloor of the deformative structures of the Maratea Valley (Basilicata, Italy) and recent evolution of the opposite continental shelf.* (IT ISSN 0391-9838, 1997).

Bathymetric and high resolution seismic lines obtained on the seafloor off the Maratea Valley (Tyrrhenian margin, South Italy) show the upper Pleistocene-Holocene morphological, structural and depositional setting of the area and suggest a preliminary interpretation of the landslides that affect the Valley and the opposite continental shelf. With particular attention is regarded the presence of the head of a submarine canyon that, through phenomena of regressive erosion, undermine the instable masses of the Valley and induce sliding.

**KEY WORDS:** Continental shelf, South Tyrrhenian margin, Deformative structures, Late Pleistocene-Holocene seismostratigraphy, Basilicata (Italy).

**RIASSUNTO:** COLANTONI P., GABBIANELLI G., RIZZO V. & PIERGIOVANNI A., *Proseguizione a mare delle strutture deformative della Valle di Maratea (Basilicata) e recente evoluzione dell'antistante piattaforma continentale.* (IT ISSN 0391-9838, 1997).

Alcune ricerche batimetriche e sismiche ad alta risoluzione eseguite sui fondali antistanti la Valle di Maratea permettono di delinearne l'assetto morfo-strutturale e deposizionale tardo pleistocenico-olocenico e di proporre in via preliminare una interpretazione dell'evoluzione dei fenomeni franosi che interessano la valle stessa e l'antistante tratto di piattaforma continentale.

Particolare risalto è dato alla presenza della testata di un canyon sottomarino che, attraverso fenomeni di erosione regressiva, produce un progressivo e perdurante scalfamento al piede delle masse instabili della fascia costiera, determinando in tal modo una importante concausa al loro scivolamento.

**TERMINI CHIAVE:** Piattaforma continentale, Margine sud-tirrenico, Strutture deformative, Sismostratigrafia tardo pleistocenico-olocenica, Basilicata.

(\*) Istituto di Geodinamica e Sedimentologia, Università di Urbino.

(\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra e Geo-Ambientali, Università di Bologna.

(\*\*\*) Istituto Ricerca per la Protezione Idrogeologica, Cnr, Cosenza.

### INTRODUZIONE

La Valle di Maratea (fig. 1) è caratterizzata da spettacolari movimenti gravitativi profondi, interpretabili come fenomeni di tipo *sackung*, che hanno interessato formazioni calcareo-dolomitiche mesozoiche e da ingenti movimenti di masse detritiche superficiali poggianti su terreni flyschoidi a prevalente componente marnoso-argillosa (Guerricchio & alii, 1987, 1994; D'Ecclesiis & alii, 1993; Rizzo, 1995).

L'attuale e complesso assetto morfo-strutturale dell'area sembra essere determinato da un'importante fase tettonica recente (pleistocenica?), in parte ancora attiva, che ha modificato i rapporti tra le diverse unità paleogeografiche già definite dalle fasi dislocative mio-plioceniche. Dislocazioni probabilmente caratterizzate da una notevole componente trascorrente avrebbero per altro portato alla sovrapposizione dell'Unità carbonatica del Monte Bulgheria-Verbicaro, che costituisce soprattutto il fianco meridionale della valle di Maratea, sul flysch della Formazione delle Crete Nere (Unità Liguride) ed al contatto di quest'ultimo con l'Alburno-Cervati, l'altra Unità derivante dalla piattaforma carbonatica campano-lucana, affiorante sul fianco settentrionale della Valle e in un ristretto settore costiero di quello meridionale (fig. 1; Cnr, 1992).

La formazione delle Crete Nere, che assume, soprattutto in presenza d'acqua e per effetto del carico dei materiali sovrastanti, spiccati comportamenti plastici, si è pertanto venuta a trovare compressa tra due ingenti masse carbonatiche ed in presenza di elevati stress tettonici costituisce un notevole «lubrificante» per i movimenti gravitativi.

È logico pensare che questa situazione continui almeno in parte sotto il livello del mare e che quindi i fenomeni osservati in terraferma possano essere connessi all'evoluzione della antistante piattaforma continentale e, in particolare, alle significative variazioni glacioeustatiche del livello marino che l'hanno interessata nel tardo Quaternario. Per que-

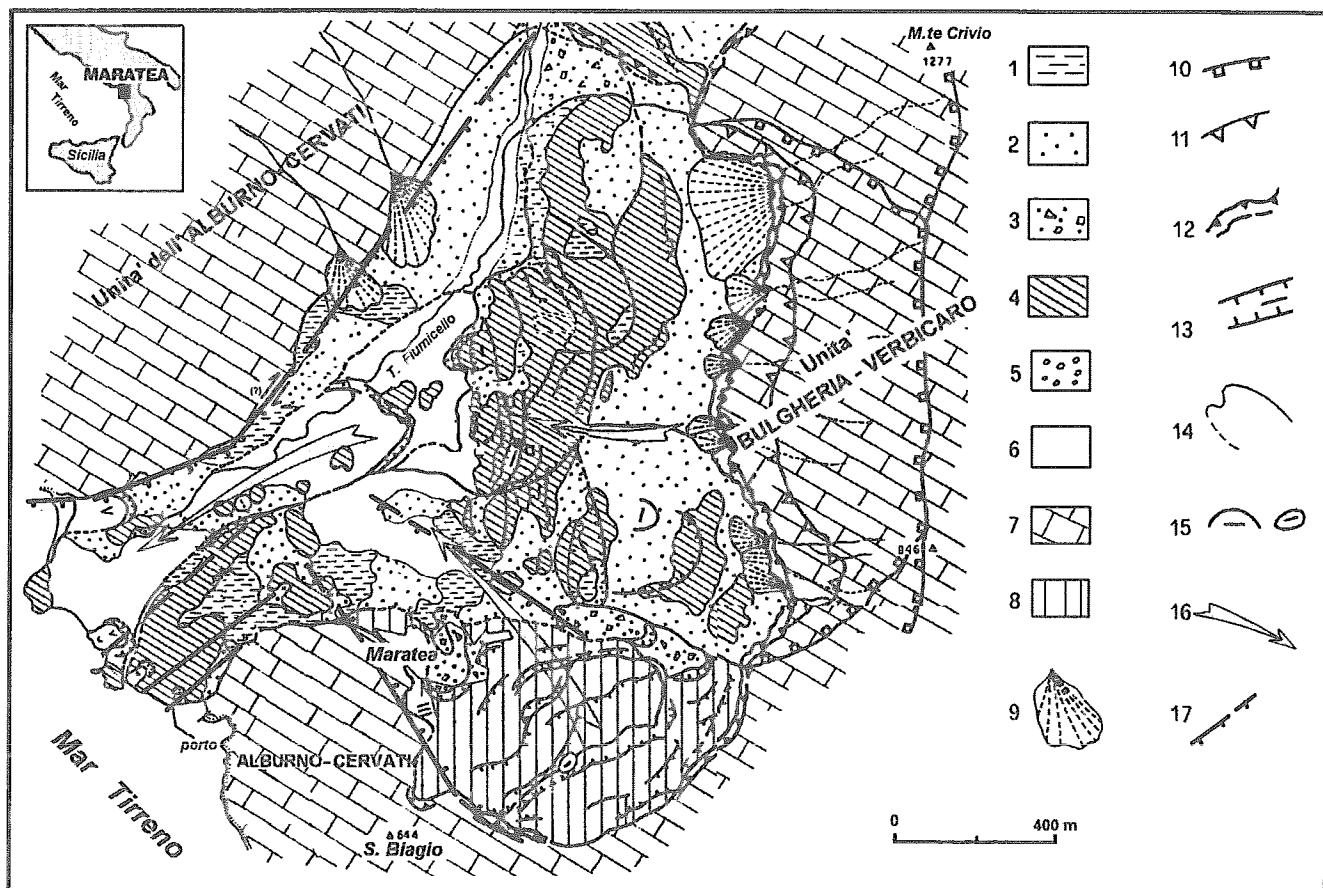


FIG. 1 - Schema geologico della Valle di Maratea (da Guericchio & alii, 1987; Rizzo, 1997; modificata). Legenda: 1) «terre rosse» olocenico-attuali; 2) breccie e detriti olocenici; 3) blocchi calcarei franati; 4) larghe porzioni di breccie e calcari franati; 5) conglomerati e breccie di frizione; 6) Formazione delle Crete Nere; 7) rocce calcareo-dolomitiche mesozoiche; 8) rocce carbonatiche interessate dal sackung; 9) breccie di pendio; 10) linea della più antica scarpata da frana sul M.te Crivo; 11) recente scarpata da frana sui versanti del M.te Crivo; 12) riattivazione della scarpata per movimenti gravitazionali; 13) scarpate e fossi di frana secondari; 14) limite del corpo di frana; 15) depressione da frana; 16) prevalente direzione dei movimenti franosi; 17) faglie principali.

FIG. 1 - Geological sketch of the Maratea Valley (Guericchio & alii, 1987; Rizzo, 1996; modified). Legenda: 1) «red clays» (Holocene); 2) Holocenic breccias and detritus; 3) calcareous slide blocks; 4) large slabs of slide breccias and limestones; 5) calcareous friction breccias; 6) «Crete Nere» Formation (Lower Cretaceous); 7) calcareous-dolomitic rocks (Mesozoic); 8) carbonate rocks broken by sackung; 9) alluvial fans; 10) line of the oldest scarp slide on the Crivo Mt.; 11) recent scarp slide on the Crivo Mt.; 12) scarp reactivation due to gravitational movements of the landslide kind; 13) secondary landslide scarps and trenches; 14) limit of the landslide body; 15) landslide depression; 16) main direction of slide movements; 17) main faults.

sta ragione è stata eseguita una prima indagine di verifica dei fondali antistanti la Valle di Maratea che ha permesso di delinearne le caratteristiche bati-morfologiche e stratigrafico-strutturali. I dati sono stati ottenuti con una brevissima campagna condotta nel Luglio 1995 durante la quale sono stati registrati all'incirca 50 km di profili batimetrici e sismici ad alta risoluzione (Sparkarray EG & G 0.5-1 kj). Questa nota vuole illustrare i principali risultati scaturiti da tali ricerche.

#### GEOLOGIA DEL TRATTO TERMINALE DELLA VALLE

La carta geologica di fig. 1 mostra come il tratto terminale della Valle di Maratea sia costituito dai terreni fly-

schoidi della Formazione delle Crete Nere (Cretacico Inferiore) che affiora in lembi discontinui al di sotto di una copertura detritica dello spessore di 50-60 m circa ma che, seppur localmente, può superare i 100. Tale copertura è interessata da fenomeni gravitativi di vario grado e tipo e presenta falde acquifere al contatto (Guericchio & alii, 1987; Cotecchia & alii, 1990). È costituita da breccie calcaree e calcareo-dolomitiche, più o meno cementate e talora in grossi blocchi, seguite da colluvi ghiaiosi ed argillosi e da materiali eluviali.

Tra i materiali della copertura sono degni di nota anche i riempimenti di depressioni di frana costituiti da depositi fini. Un importante esempio in tal senso è costituito dai depositi lacustri caratterizzati da limi bruno-rossastri e grigi che hanno riempito la depressione rilevabile in corrispon-

denza dell'attuale stazione ferroviaria e che evidenziano diverse fasi deposizionali ed erosive correlabili a periodi con clima relativamente secco alternati a periodi di più intensa piovosità.

La tettonica, gli intensi movimenti profondi di tipo *sackung* e gli stadi iniziali di scivolamento di tipo composto, listrico e biplanare (Guerricchio & alii, 1987; Rizzo, 1997), hanno determinato un diverso andamento dei fianchi della valle. Il lato settentrionale si presenta infatti pressoché rettilineo e caratterizzato da sistemi di faglie dirette (con probabile componente trascorrente; Rizzo, 1996) a prevalente orientamento NE-SW e N-S, mentre il fianco meridionale è arcuato e con ampia svasatura per effetto di sistemi distensivi ad andamento all'incirca perpendicolare ai precedenti (fig. 1). Le discontinuità strutturali inducono movimenti gravitativi superficiali e, di conseguenza, la copertura appare molto spesso frammentata in blocchi che permettono locali affioramenti delle argilliti del substrato, favoriti spesso da fenomeni di *squeezing*. Una serie di misure relative all'ultimo decennio (Guerricchio & alii, 1990, 1994) mostrano notevoli movimenti del suolo (dell'ordine dei 2,5-3 cm/anno) con andamento pressoché uniforme nella porzione centro-meridionale della valle. L'analisi delle deformazioni su alcune costruzioni in prossimità della costa evidenzia inoltre due strette fasce particolarmente attive che seguono i margini della valle sino a raggiungere il mare: la prima all'incirca compresa tra la zona portuale e l'imbocco della galleria ferroviaria, l'altra da Marina di Fiumicello sino oltre il tracciato ferroviario (fig. 1).

Tali osservazioni, integrate da misure sui movimenti in profondità lungo i margini dell'area più attiva, indichereb-

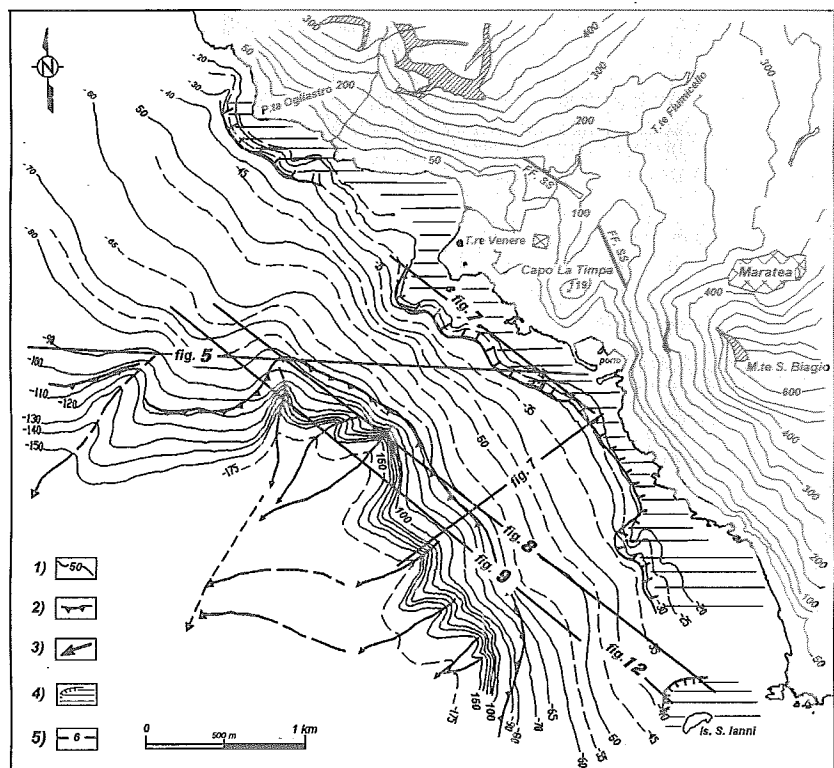
bero che i movimenti riguardano non solo le coltri detritiche, ma in parte anche le masse flyshyoidi del substrato con accelerazioni che sono aumentate negli ultimi decenni, presumibilmente a seguito dell'evento sismico del febbraio 1982 (Guerricchio & alii, 1987; Rizzo, 1997).

Lungo la costa, generalmente alta e frastagliata, il substrato mesozoico e la copertura clastica presentano infine terrazzamenti di origine marina e/o testimonianze di linee di riva distribuiti a diverse quote e correlabili con le più recenti oscillazioni glacioeustatiche pleistocenico-oloceniche del livello marino.

Queste tracce sono ben osservabili in tutta la zona (Carobene & Dai Pra, 1991; Carobene & alii 1996). In particolare, nella porzione meridionale dell'area portuale, oltre che più a Sud, è bene evidente un terrazzo marino a quota di circa +8 m, in parte ricoperto da brecce di pendio, mentre a NW della spiaggia di Fiumicello (Ogliastro-Cersuta) si può osservare un terrazzo con depositi calcarenitici a *Cladocora coespitosa* posto tra i 4 e i 5 m di altezza. Questi livelli, riscontrati appena fuori dall'imboccatura della Valle di Maratea, possono essere in via preliminare ascritti all'ultimo interglaciale (Tirreniano o stadio isotopico 5e di circa 125-115 ka fa, o ad altri periodi di relativo stazionamento alto del livello marino comunque presumibilmente precedenti l'ultimo acme glaciale di circa 20 ka fa). La costa che costituisce il tratto terminale della Valle non presenta però questi livelli ma solo alcuni incerti affioramenti di panchina a *Cladocora* che formano scogli isolati poco sopra il livello del mare. Si può pertanto concludere che il materiale che costituisce la Valle sia stato dislocato dopo i terrazzamenti e quindi che i movimenti, malgrado tutte le incertez-

FIG. 2 - Schema bati-morfologico dei fondali anti-stanti la Valle di Maratea. Legenda: 1) isobate in metri; 2) ciglio della piattaforma continentale; 3) canyon; 4) substrato roccioso affiorante o semiaffiorante lungo la costa; 5) ubicazione delle sezioni sismiche (distanza non in scala) illustrate nelle figg. successive (indicate dal numero).

FIG. 2 - Schematic bathymetric and morphological map of the seafloor off Maratea. Legenda: 1) isobaths (in metres); 2) shelf break; 3) canyon; 4) outcropping rocky substratum along the coast; 5) location of seismic sections (distance not to scale) shown in the following figures (marked by numbers).



ze e le cautele che suggeriscono queste osservazioni (vedi anche Carobene & Dai Pra, 1991), siano nel complesso molto recenti.

## BATI-MORFOLOGIA DEI FONDALI

L'elaborazione dei profili batimetrici eseguiti nell'area ha portato ad una prima ricostruzione di sufficiente dettaglio dell'andamento dei fondali antistanti la Valle di Maratea e delle zone immediatamente limitrofe (fig. 2).

In particolare, è risultato innanzi tutto evidente come le rocce che formano la costa si continuino sott'acqua fino ad una profondità di circa 30 metri e terminino in corrispondenza di una netta rottura di pendenza che separa i ripidi e accidentati fondali costieri da quelli più regolari e dolci della vera e propria piattaforma continentale. All'incirca alla stessa profondità terminano anche le propaggini rocciose dell'isoletta di S. Ianni che rappresenta il limite meridionale dell'area investigata. Tali fondali rocciosi poi, oltre a mantenere pressoché inalterate le acclività che in terraferma caratterizzano la fascia costiera, seguono lo sviluppo di quest'ultima anche nel suo articolarsi in piccole baie, punte ed insenature, dimostrando la continuità della morfologia subaerea. Essi inoltre, seppur i dati attualmente a disposizione non permettano una correlazione certa su tutta l'area, presentano morfologie erosive correlabili a probabili linee di riva (fig. 3), poste rispettivamente a quote di circa -15/17, -20/22 e -30/35 m, del tutto comparabili con quelle rilevate in settori limitrofi del margine tirrenico (Tocaceli, 1992; Cinque & Putignano, 1992).

Più al largo i fondali sono prevalentemente sabbiosi e nel complesso si presentano più regolari, lisci e meno acclivi fino al ciglio della piattaforma, rappresentato da una netta rottura di pendenza rilevabile a circa 2 km da costa e situata mediamente intorno ad una profondità di 100-120 m. In corrispondenza della Valle di Maratea però il ciglio della piattaforma arretra sino a circa 900-1000 m da costa raggiungendo una profondità di circa 70-80 m; qui esso si

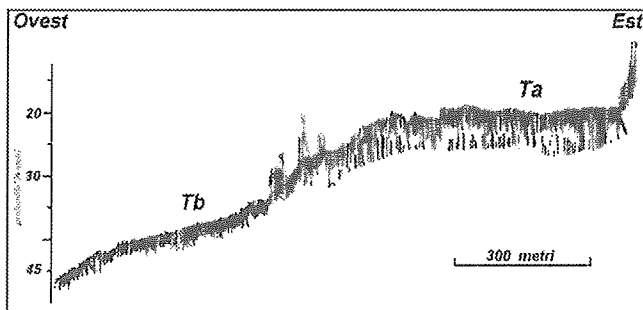


FIG. 3 - Sezione batimetrica, all'incirca perpendicolare al Porto di Maratea, che evidenzia la presenza di alcuni terrazzamenti (Ta e Tb) probabilmente collegati a stazionamenti del livello marino a quote di circa -20/22 (Ta) e 30/35 m (Tb) più basse dell'attuale.

FIG. 3 - Bathymetric section, approximately perpendicular to Maratea's harbour, which shows the presence of some erosive terraces (Ta and Tb) probably connected to sea level standings at a depth of about 20/22 (Ta) and 30/35 m (Tb) lower than the actual one.

presenta inoltre molto articolato a causa di marcate incisioni legate alla testata di un canyon sottomarino in attiva fase di erosione regressiva. Proprio questa zona è per altro nota ai pescatori locali con il nome di «Fossate», a testimonianza delle brusche variazioni nella profondità del fondale legate alle strette e ripide incisioni che, unendosi verso il largo (fig. 2), costituiscono un attivo sistema di canali in grado di raccogliere e convogliare verso il largo buona parte dell'attuale carico sedimentario.

## ASSETTO DEL SOTTOFONDO

I profili sismici ad alta risoluzione hanno permesso di definire preliminarmente l'assetto del sottofondo della piattaforma e della parte più alta della scarpata continentale. La strumentazione impiegata ha permesso una penetrazione dell'energia acustica fino ad una profondità massima di circa 50-70 m al di sotto del fondo marino con una risoluzione verticale dell'ordine di 2-3 m (valori ottenuti applicando una velocità di propagazione dell'onda acustica nei sedimenti pari a circa 1600 m/sec; Carlson & alii, 1986).

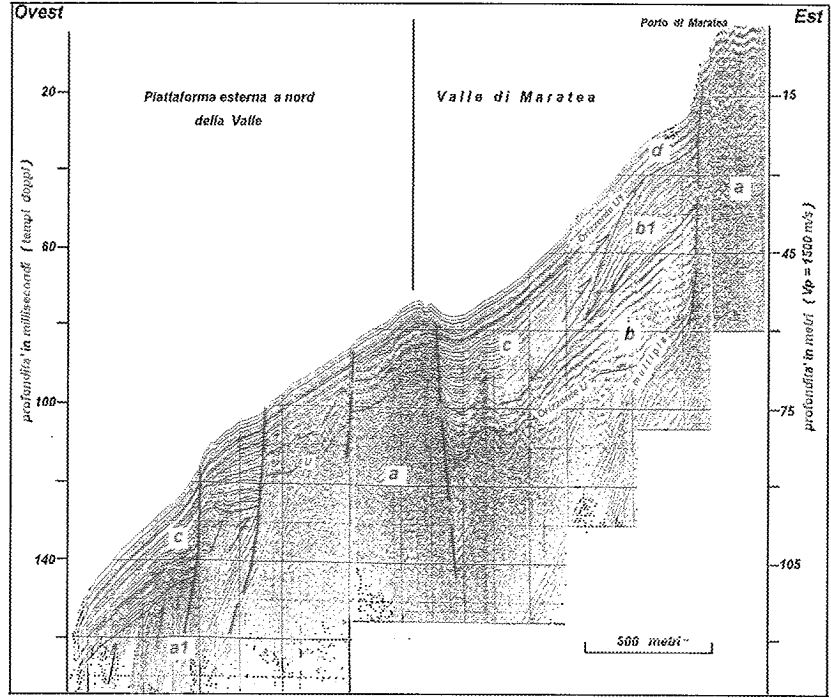
In particolare i dati disponibili (figg. da 4 a 6) mostrano come al di sopra di un substrato acustico (*unità sismica a*), ad andamento irregolare a causa di dislocazioni tettoniche ed incisioni probabilmente dovute ad erosioni in ambiente subaereo (*orizzonte U*), si sviluppi una copertura sedimentaria recente composta da almeno tre diverse ed informali *unità sismiche (b, c e d)* caratterizzate da differenti geometrie deposizionali e facies sismiche e, talora, tra loro separate da superfici di discordanza.

L'unità sismica più profonda, o substrato acustico che caratterizza la piattaforma, può essere suddiviso in due facies distinte: una tipicamente poco o nulla penetrabile all'energia acustica (*a*), e quindi interpretabile come il proseguimento in mare delle compatte litologie carbonatiche e flyschoidi; l'altra (*a1*), situata più al largo, che presenta una discreta penetrazione ed una chiara geometria progradazionale dei suoi riflettori interni che appaiono inclinati verso mare. Una netta superficie erosiva ad andamento molto irregolare (*orizzonte U*), tronca il substrato e al di sopra di essa si sviluppa la copertura recente. Essa si annulla verso terra contro gli affioramenti rocciosi costieri, mentre verso il largo tende a sovrapporsi in concordanza con i depositi progradanti di scarpata della facies *a1* (figg. 4 e 5).

L'*Orizzonte U* è ascrivibile, sia per caratteristiche che per posizione stratigrafica e correlazione con situazioni simili rilevate lungo gli adiacenti margini tirrenici (Trincardi e Field, 1991), agli effetti dell'ultimo emiciclo glacioeustatico tardo pleistocenico-olocenico e, in particolare, alla fase che, all'incirca 18-20 ka fa, ha fatto registrare un acme regressivo che ha globalmente portato il livello marino ad una quota di circa 110-130 m inferiore all'attuale. A questa ha poi fatto seguito una veloce trasgressione sino a che non sono stati raggiunti, dopo l'ottimo climatico olocenico di circa 6000 anni fa, valori prossimi a quelli attuali (Chappel & Shackleton, 1986). La veloce risalita non è stata però lineare e molteplici evidenze riscontrate anche in margini mediterranei testimoniano come la fase trasgressiva sia sta-

Fig. 4 - Sezione sismica (Sparker 0.5 kj) all'incirca perpendicolare a costa (ubicazione in fig. 2) che mostra lo sviluppo della copertura sedimentaria tardo pleistocenico-olocenica (unità sismiche informali b, b1, c, d) che giace in discordanza (orizzonte U) al di sopra di un substrato (unità a e a1) variamente croso e dislocato da faglie dirette. Ben riconoscibile verso costa il cuneo deposizionale legato all'unità b1, con terminazioni a *downlap* (←) sulla sottostante unità b, su cui giace ad *onlap* (←) l'unità c.

Fig. 4 - Seismic section (Sparker 0.5 kj) approximately perpendicular to the coast (see location in fig. 2) showing the late Pleistocene-Holocene sedimentary cover (informal seismic units b, b1, c, d) overlaying an erosive unconformity (horizon U) and a tectonized substratum dissected by direct faults (units a and a1). Towards the coast it is clearly shown the depositional wedge related to unit b1, with *downlap* (←) endings above unit b, on which the overlapped (←) unit c lies.



ta interrotta da alcune stasi (Hernandez-Molina & alii, 1994; Gabbianelli & alii, 1996). Una di queste, databile all'incirca 9-11 ka fa (Younger Dryas) sarebbe stata caratterizzata da un breve episodio regressivo, o, quantomeno, da uno stazionamento del livello marino intorno ad una quota

di circa 40-60 m più bassa dell'attuale (Fairbanks, 1989; Berger, 1990; Hernandez-Molina & alii, 1994).

L'andamento dell'Orizzonte U e quindi quello del tetto del substrato roccioso schematizzato in fig. 7, presentano un deciso approfondimento vallivo, con sezione all'incirca

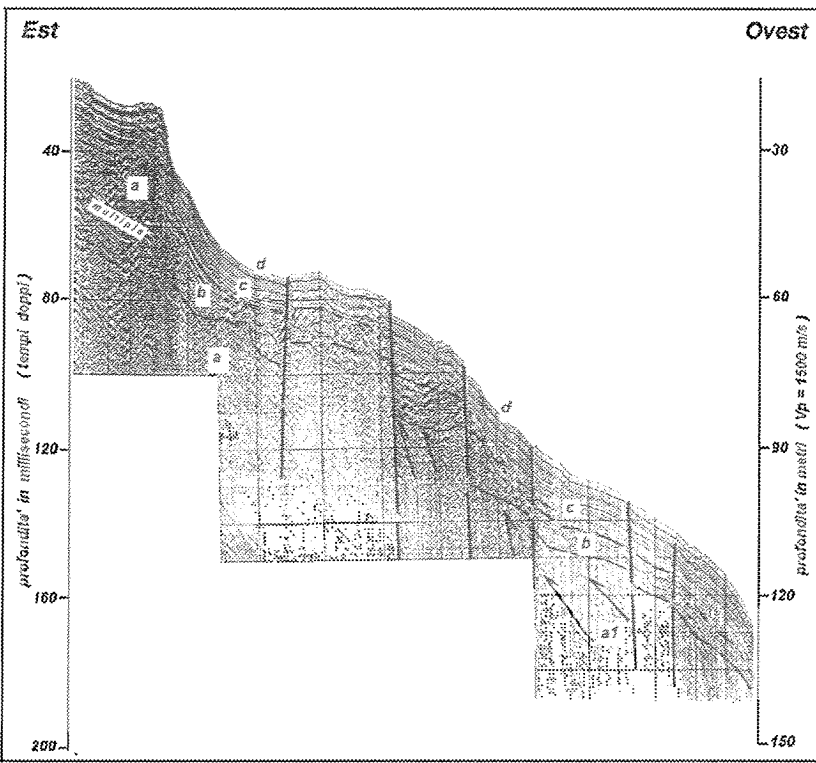


Fig. 5 - Sezione sismica perpendicolare a costa (ubicazione in fig. 2), dove, oltre all'assenza dell'unità b1, sono meglio rilevabili le caratteristiche della unità a1 che presenta chiare terminazioni a *toplap* (←) dei suoi riflettori interni.

Fig. 5 - Seismic section perpendicular to the coast (see location in fig. 2), in which, besides the absence of unit b1, features of unit a1 that shows *toplap* (←) endings of its internal reflectors are better pointed out.

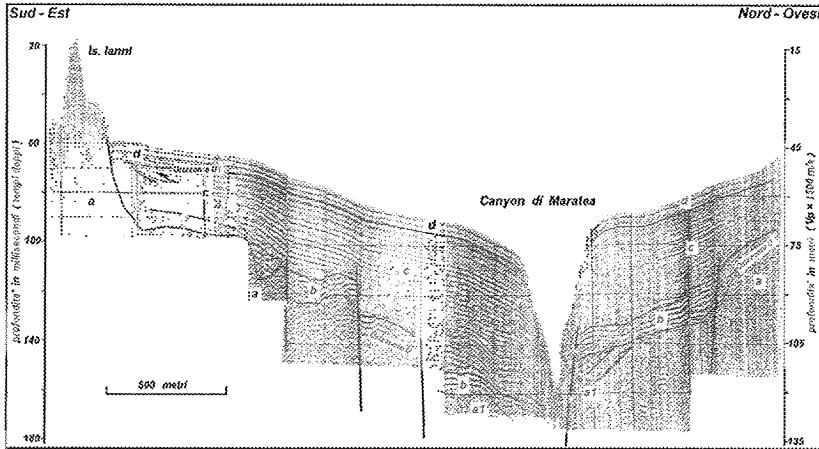


Fig. 6 - Sezione sismica parallela alla costa (ubicazione in fig. 2) che evidenzia sia l'inizio dell'incisione del Canyon di Maratea sia la depressione del substrato (unità sismica a) in corrispondenza della Valle di Maratea. Per i simboli si rimanda alle figg. precedenti.

Fig. 6 - Seismic section parallel to the coast (see location in fig. 2) showing both the beginning of Maratea Canyon head and the substratum depression (seismic unit a) in correspondance to the Maratea Valley. See previous figures for symbols.

ad U, che continua verso mare l'attuale fondo della Valle di Maratea, mettendo così in luce la probabile paleotopografia subaerea che ha caratterizzato l'ultimo acme glaciale.

Il substrato presenta poi, come già accennato, locali deformazioni dovute ad una tettonica distensiva a prevalente orientamento NE-SW (figg. 4 e 5), del tutto correlabile con quella segnalata in terraferma, e che talora interessa anche la sovrastante copertura detritica. Tale tettonica assume particolare rilevanza su entrambi i bordi della depressione e ne evidenzia il controllo tettonico che, specialmente per quanto riguarda il lato settentrionale, sembra es-

sere tuttora attivo. Qui infatti sono rilevabili alcune marcate faglie distensive che dislocano sia il substrato che tutta la sovrastante copertura detritica. Discontinuità tettoniche con direzioni all'incirca N-S oltre che NE-SW sembrano per altro controllare in parte anche lo sviluppo del canyon di Maratea (fig. 6).

La copertura detritica che sovrasta il substrato, rappresentato dall'unità a, presenta nel suo insieme uno sviluppo che, livellando in parte le asperità del substrato, fa registrare i suoi massimi spessori (all'incirca 30-50 m) in corrispondenza della depressione valliva mentre ai lati non su-

Fig. 7 - Schema dell'andamento della profondità del substrato (unità sismiche a e a1) nell'area antistante la Valle di Maratea. Legenda: 1) isobate del substrato in metri; 2) substrato affiorante; 3) faglie dirette che interessano il solo substrato; 4) faglie dirette che tagliano sia il substrato che la sovrastante copertura sedimentaria tardo pleistocenico-olocenica e che, come ben osservabile, sembrano continuare gli andamenti rilevati in terraferma.

Fig. 7 - Schematic map of the substratum depth (seismic units a and a1) off the Maratea's Valley. Legenda: 1) isobaths of the substratum in metres; 2) outcropping substratum; 3) direct faults affecting the substratum; 4) direct faults cutting both the substratum and the late Pleistocene-Holocene sedimentary cover which, as clearly shown, seems to continue the continental structures.

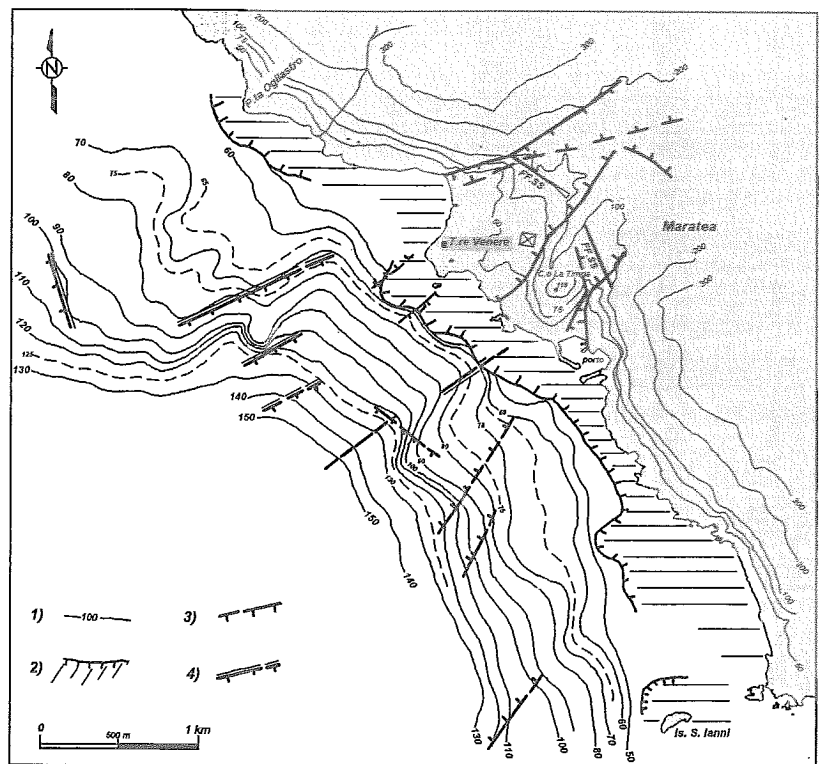
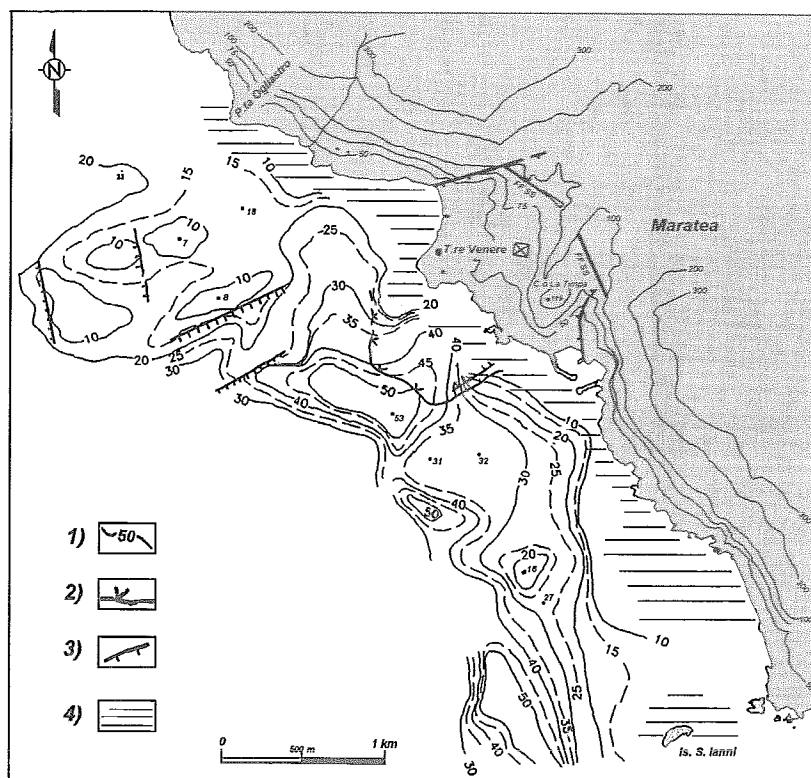


Fig. 8 - Distribuzione schematica degli spessori della recente copertura sedimentaria tardo pleistocenico-olocenica (unità sismiche b, b1, c, d) rilevabile sui fondali antistanti la Valle di Maratea. Legenda: 1) spessori in metri; 2) depositi cuneiformi corrispondenti all' unità sismica b1; 3) faglie dirette; 4) substrato roccioso affiorante.

Fig. 8 - Schematic thickness distribution of late Pleistocene-Holocene sedimentary cover (seismic units b, b1, c, d) in the area off the Maratea's Valley. Legenda: 1) thickness in metres; 2) wedged deposits corresponding to seismic unit b1; 3) direct faults; 4) outcropping rocky substratum.



pera i 15-20 m (fig. 8). Un'area di sensibile accumulo, che sembra però isolata dalla precedente, è poi rilevabile nella zona antistante l'isolotto di S. Ianni.

Verso costa la copertura termina, all'incirca in corrispondenza delle isobate di 20-30 m, a contatto con il prolungamento sottomarino delle formazioni rocciose costiere. Qui essa raggiunge in genere spessori massimi non superiori a circa 10 m e presenta tipiche geometrie ad *onlap* (figg. 4 e 5).

In particolare, l'unità più profonda della copertura (unità *b*) mostra una successione di riflettori non molto regolari, spesso inclinati e discontinui, a probabile testimonianza della presenza di materiale clastico in parte grossolano. Il suo spessore massimo è di circa 10 ms in tempi doppi (circa 8 m; figg. 4-6). Limitatamente alla zona antistante Torre S. Venere-Capo la Timpa a questa unità fa seguito una sottounità (*b1*) a geometria cuneiforme composta da riflettori inclinati e con giacitura a *downlap* sulla precedente. I suoi spessori sono massimi (15-20 m) verso costa mentre si annullano verso mare ad una distanza di circa 700-800 m da costa (figg. 4 e 8). In particolare, la sottounità *b1* inizia immediatamente a ridosso delle porzioni sommerse della costa rocciosa e proprio in prossimità di questa sembra presentare una troncatura erosiva dei suoi riflettori superiori.

La sovrastante unità *c* è invece caratterizzata da una serie di riflettori più regolari, continui e ad alta frequenza che in corrispondenza della sottounità *b1*, o di significative irregolarità del substrato, assumono geometrie a *onlap*.

L'unità presenta i suoi massimi spessori, dell'ordine dei 30 m circa, in corrispondenza del prolungamento a mare del fondo della valle di Maratea, colmando in tal modo la corrispondente depressione sottomarina del substrato. Per contro, ai bordi della depressione l'unità *c* presenta spessori modesti (circa 8-10 m) che mantiene pressoché invariati procedendo da costa verso mare. In corrispondenza dell'isolotto di S. Ianni anche questa unità presenta una netta troncatura erosiva dei suoi riflettori superiori (fig. 9). Questa troncatura (*Orizzonte U1*) permette di definire la base della più superficiale unità *d* che costituisce il deposito marino recente ed attuale ed i cui spessori, in genere maggiori verso costa, raggiungono al massimo i 6-7 m.

Infine, tralasciando le dislocazioni tettoniche accennate in precedenza, la copertura non presenta nel suo insieme particolari evidenze di disturbi gravitativi e di instabilità, salvo che in una piccola zona al largo di P.ta Ogliastro.

## DISCUSSIONE DEI DATI

Le diverse considerazioni sulle caratteristiche acustiche dei terreni attraversati e le possibili correlazioni con l'assetto stratigrafico-strutturale di terraferma, permettono di assimilare le unità sismiche individuate a diversi corpi deposizionali così come schematizzato in fig. 10:

- l'unità del substrato (*a*) dovrebbe corrispondere alle formazioni carbonatiche e delle Crete Nere, difficilmente separabili tra loro sulla sola base sismica anche se, in taluni

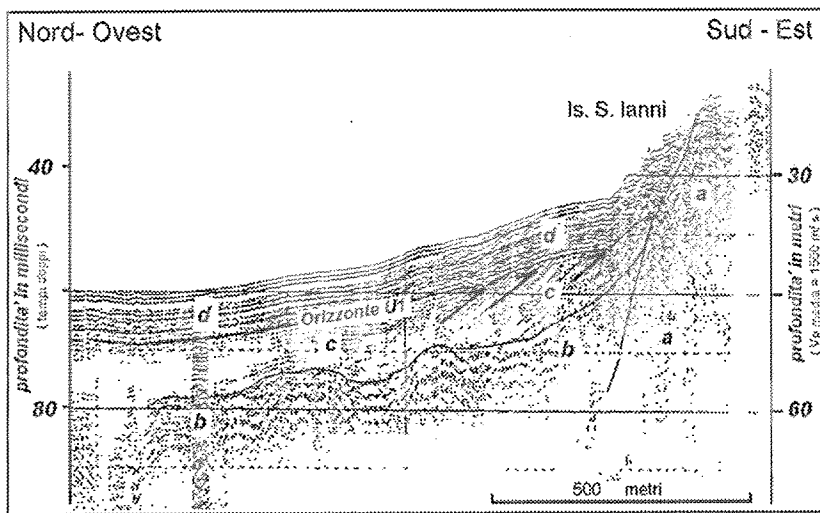


Fig. 9 - Sezione sismica in prossimità dell'isolotto di S.Ianni (ubicazione in fig. 2) che evidenzia la troncatura erosiva (*toplap* →) dell' unità sismica c.

Fig. 9 - Seismic section near the islet of S.Ianni (see location in fig. 2) that shows the erosional cut (→) of the seismic unit c.

casi, riflessioni discontinue e irregolari permettono di ipotizzare la presenza del flysh. In mancanza di campionature, riscontri diretti e/o attendibili correlazioni con depositi simili in terraferma, non è poi possibile formulare ipotesi certe sull'età dei depositi progradanti rilevati sulla piattaforma esterna (*unità a1*) sebbene il loro sviluppo potrebbe essere messo in relazione con le variazioni glacioeustatiche del livello marino registratesi nel Pleistocene glaciale medio-superiore;

– la più antica unità di copertura (*b*) giace su una superficie molto irregolare che dovrebbe corrispondere ad una emersione protratta per un periodo di tempo relativamente lungo. È molto difficile quindi, in assenza di riscontri oggettivi, assumere un'età per questa unità i cui caratteri denunciano la presenza di materiali grossolani di deposito marino con probabili episodi continentali. La *sottounità b1* ha inoltre una geometria che potrebbe farla assimilare al deposito di una conoide o di un fan delta;

– le unità più superficiali (*c* e *d*) hanno invece le caratteristiche del tipico deposito marino di materiale relativamente fine. La loro giacitura a *onlap* sui terreni precedenti le fanno assimilare ai depositi di *high stand* legati dalla trasgressione che è seguita all'ultima grande espansione glaciale (Trasgressione Flandriana o Versiliana). La discordanza osservabile vicino a costa tra le *unità c* e *d* permette anche di ipotizzare che questa (*Orizzonte U1*) sia dovuta alla modesta regressione o stazionamento del livello marino avvenuto nello Younger Dryas (all'incirca 9-11.000 anni fa; Berger, 1990). Se questo fosse verificato l'*unità c* corrisponderebbe ai sedimenti dell'ultimo deglaciale e l'*unità d* all'Olocene.

L'alta penetrabilità dell'energia acustica indica che i sedimenti marini di deposito più recente (*c* e *d*) sono costituiti da materiali tipicamente sottoconsolidati o normalmente consolidati. In questi terreni è quindi facile aspettarsi che i pendii siano soggetti a movimenti gravitativi e a scollamenti interni che portano a estesi fenomeni di *creeping*, a scivolamenti lungo superfici di taglio e a franamenti sottomarini (*slump*) che frequentemente evolvono in flussi

di granuli e di fango. Talora poi la messa in sospensione di materiale fine genera delle correnti torbide che possono fluire con grande velocità per lunghe distanze.

La presenza di una articolata testata di canyon di fronte a Maratea indica che questi fenomeni sono non solo possibili, ma anche frequenti e concentrati in una zona ristretta e in rapida evoluzione. In particolare, alla testata del canyon dovrebbe essere possibile anche un ulteriore meccanismo di instabilità perdurante nel tempo ed a varie quote: materiali provenienti dalla zona litorale, portati velocemente in profondità dai movimenti gravitativi, vanno infatti a sovrastare depositi fini che subiscono il carico in condizioni non drenate e che, a causa delle nuove condizioni di stress, tendono a scivolare ulteriormente verso il basso anche in presenza di pendenze molto modeste.

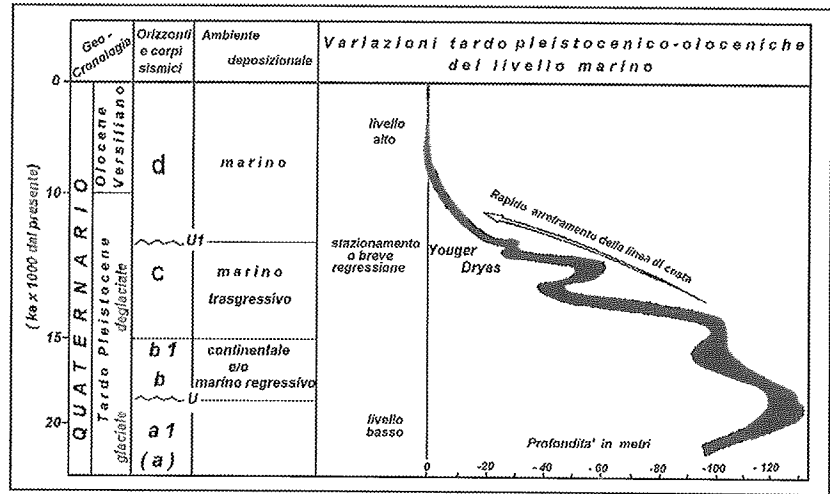
In attesa di poter eseguire i necessari studi, che prevedono articolate campagne di ricerca in mare ed accurate analisi di laboratorio per definire i parametri che influenzano la stabilità dei sedimenti in condizioni statiche e in funzione di eventi sismici di differente periodo di ritorno (Normark & Piper, 1991), si può fin d'ora ipotizzare che i fondali antistanti la valle di Maratea siano affetti da dissesti localizzati al ciglio della piattaforma continentale e principalmente dovuti allo stato sotto-consolidato dei sedimenti superficiali. Instabilità più profonde coinvolgono poi grandi volumi e possono essere innescate dalla tettonica e quindi dalla sismicità. Le correnti di torbidità indotte produrrebbero, inoltre, un'ingente erosione regressiva della testata del canyon e un perdurare delle condizioni critiche. Questa situazione è d'altra parte estremamente diffusa nei margini orientali del Tirreno (Trincardi & Field, 1992; Colantoni & *alii*, 1992).

La presenza di fenomeni di erosione e di instabilità particolarmente evidenti nel substrato acustico evidenziato sotto la copertura di sedimenti marini, induce a pensare che fenomeni analoghi possano essersi verificati anche, e specialmente, nel recente passato geologico, probabilmente durante periodi di livello marino più basso dell'attuale. Diversi studi sulla stabilità dei pendii sottomarini hanno



FIG. 10 - Tentativo di correlazione tra le unità ed i corpi sismici individuati sulla piattaforma antistante la Valle di Maratea e le oscillazioni tardo pleistocenico-oloceniche del livello marino (curva glacio-eustatica da Hernandez-Molina & alii, 1994).

FIG. 10 - Attempt of correlation of the seismic units and features detected on the continental shelf in front of Maratea Valley with the late Pleistocene-Holocene sea level fluctuations (glacio-eustatic curve by Hernandez-Molina & alii, 1994).



infatti dimostrato che vi è grande attività di franamenti sottomarini e di correnti torbide durante i periodi di stazionamento basso del livello marino (Kolla & Marcuda, 1988).

L'assunzione che i depositi marini dell'unità sismica c corrispondano ai sedimenti del deglaciale, porta a considerare che le erosioni ed i dissesti osservati nel substrato siano coevi alla regressione legata all'ultima glaciazione o a una fase precedente. Tuttavia, indipendentemente dalla età di questi ultimi, si può affermare che essi hanno interessato a diverse quote i terreni che costituiscono la prosecuzione in mare dell'attuale Valle di Maratea, inducendo fenomeni di instabilità che si ripercuotono con grande probabilità nella zona emersa.

## CONCLUSIONI

Le osservazioni scaturite da una pur limitata prospezione dei fondali marini antistanti la Valle di Maratea inducono ad avanzare in via preliminare l'ipotesi che lo stato tensionale ed i dissesti osservabili nella zona emersa possano essere in parte connessi ad un fenomeno prevalentemente subacqueo di scalzamento al piede della masse in frana. In particolare poi le deformazioni tettoniche, in buona parte ancora attive, che interessano i fondali antistanti la Valle sembrano ben collegarsi e, quindi, estendere, le discontinuità all'incirca NE-SW che in terraferma controllano i movimenti gravitativi. L'attività tettonica sembra pertanto costituire il principale motore per lo sviluppo dell'intensa attività morfodinamica, con la dislocazione delle principali unità morfostrutturali, la predisposizione ai fenomeni gravitativi profondi e l'intensa attività franosa ed erosiva a mare.

È perciò possibile ipotizzare che la fratturazione tettonica abbia creato i presupposti per uno scivolamento gravitativo di tipo traslativo di masse sopra il materiale plastico della Formazione delle Crete Nere. Il movimento sarebbe stato però favorito dallo scalzamento al piede operato dall'erosione e dai franamenti subacquei.

Le dislocazioni di tipo rotazionale che accompagnano le masse in frana sarebbero quindi secondarie e avvenute solo successivamente e per smembramento della originaria massa scivolata.

La successione di eventi, che ricalca in gran parte quanto già illustrato da Guerricchio & alii (1987) ed Amelio & alii (1995) per la parte emersa, potrebbe perciò essere la seguente:

- fase 1: formazione del *sakung*, delineazione strutturale della Valle e deposito di estese conoidi detritiche e alluvionali accompagnate dal crollo di blocchi calcarei;
- fase 2: cementazione dei detriti e formazione delle breccie calcaree e di altri detriti sciolti;
- fase 3: inizio del movimento traslativo della massa detritica;
- fase 4: estesa destabilizzazione gravitativa con conseguente spezzettamento della massa in frana e formazione di depressioni riempite successivamente da alluvioni e terre rosse;
- fase 5: ripresa recente dei movimenti franosi, soprattutto superficiali, localizzati prevalentemente ai margini della valle.

Infine, cercando di collegare quanto osservato in terra e in mare, in attesa che datazioni radiometriche possano meglio definire l'età e la successione cronologica degli eventi, si possono fare alcune considerazioni. Innanzi tutto le masse detritiche principali e, in particolare, le breccie cementate situate al di fuori della zona in frana sono appoggiate sul terrazzo marino ubicato a circa 8 m s.l.m. e considerato di età Tirreniana (stadio isotopico 5e di circa 125.000-115.000 anni fa.; Brancaccio & alii, 1990; Carobene & Dai Pra, 1991);

Pertanto, sempre in via preliminare, possiamo ritenere che la fase 1 sia di età pleistocenica non meglio precisabile, ma che la massa dei detriti si sia formata principalmente dopo l'ultimo interglaciale (Riss-Wurm, secondo la cronologia alpina, o Tirreniano secondo quella standard) e che la loro stratificazione e successiva cementazione (fase 2), sia dovuta ad una fase pluviale del cataglaciale wurm.

Di conseguenza all'acme glaciale wurm che ha causato la massima regressione marina (-130/110 m, all'incirca 18-

20 ka anni fa) si può ascrivere l'inizio del movimento traslativo per i dissesti avvenuti al ciglio della piattaforma delle masse detritiche (*fase 3*). Durante il glaciale, ma soprattutto il deglaciale, si dovrebbero essere formate e successivamente riempite le depressioni causate dallo spezzettamento delle masse in frana (*fase 4*), in accordo con depositi analoghi di terre rosse e con un livello piroclastico presente in diversi affioramenti riconducibili alla Ignimbrite Campana, datata nella zona a 33.000 anni fa (Lirer & alii, 1967). La trasgressione del deglaciale avrebbe poi in parte causato un rallentamento dei fenomeni traslativi, la cui mobilitazione è essenzialmente connessa con l'attività tettonica, che perdurano attualmente solo in zone limitate (*fase 5*).

In estrema sintesi, quindi, l'evoluzione principale della Valle di Maratea sarebbe anche legata allo scalzamento al piede delle masse detritiche presenti, avvenuto durante un livello di mare basso, mentre il successivo innalzamento ha in qualche modo frenato i fenomeni traslativi.

#### BIBLIOGRAFIA

- AMELIO M., LE PERA E. & RIZZO V. (1995) - Osservazioni stratigrafiche e mineralogiche sulle coperture detritiche della Valle di Maratea. Atti Convegno CNR «Grandi Fenomeni gravitativi lenti nei centri abitati delle regioni alpine ed appenniniche». Maratea.
- BERGER W.H. (1990) - *The Younger Dryas cold spell - a quest for causes*. Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol., 89, 219-237.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1990) - Segnalazione e datazione di depositi marini tirreniani sulla costa campana. Boll. Soc. Geol. It., 109, 256-265.
- CARLSON R.L., GANGI A.F. & SNOW K.R. (1986) - Empirical reflection travel time versus depth and velocity versus depth functions for the deep sea sediment column. Journ. Geophys. Res., 91, 8249-8266.
- CAROBENE L., DAI PRA G. & GEWELT M. (1986) - Niveaux marins du Pleistocène moyen-supérieur de la cote thyrrénienne de la Calabre (Italie méridionale). Datations  $^{230}\text{Th}/^{231}\text{U}$  et tectonique recente. Zeit. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 62, 141-158.
- CAROBENE L. & DAI PRA G. (1991) - Middle and Upper Pleistocene sea level highstands along the Tyrrhenian coast of Basilicata (Southern Italy). Il Quaternario, 4, 173-202.
- CHAPPELL J. & SHACKLETON N.J. (1986) - Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324-137-140.
- CINQUE A. & PUTIGNANO M.L. (1992) - Geomorphology of the continental shelf around the Sorrento Peninsula (Southern Italy). Giorn. Geol., 54, ser. 3, 115-126.
- CNR (1992) - Structural Model of Italy - Sheet in 4. Selca, Firenze.
- COLANTONI P., GENESSEAU M., VANNEY J. R., ULZEGA A., MELEGARI G. & TROMBETTA A. (1992) - Processi dinamici del canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mar Tirreno). Giorn. Geol., 54, ser. 3, 199-214.
- D'ECCLESIS G., GRASSI D. & POLEMIO M. (1990) - Espandimenti laterali in corrispondenza di due opposti versanti dei Monti di Maratea (Basilicata). Atti 2° Convegno Intern. Geoidrologia, 1-17, Firenze.
- FAIRBANKS R.G. (1989) - A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342, 637-642.
- GABBIANELLI G., SILVESTRI O., MORIGI C., BORSETTI A.M. & CATI F. (1996) - The deglacial Apulian Adriatic shelf trasgression as testified by foraminifers. Palaeopelagos Annual Meeting Abs., Roma.
- GUERRICCHIO A., MELIDORO G. & RIZZO V. (1987) - Sulla dinamica geomorfologica recente ed attuale della Valle di Maratea (Lucania). Boll. Soc. Geol. It., 106, 293-302.
- GUERRICCHIO A., MELIDORO G. & RIZZO V. (1994) - New results from pluriannual observations of the displacements in Maratea Valley (Southern Italy). Proc. of the 7th Congress of IAGLR, R. Oliveira, L.F. Rodrigues, A.G. Coelho & A.P. Cunha editors, Lisboa, II, 1075-1082.
- HERNANDEZ-MOLINA F.J., SOMOZA L., REY J. & POMAR L. (1994) - Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: model for very high resolution sequence stratigraphy. Mar. Geol., 120, 129-174.
- KOLLA V. & MARCUDA D.B. (1988) - Sea level changes and timing of turbidity current events in deep-sea fan system. SEPM Spec. Pubbl., 67, 63-83.
- LIRER L., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1967) - Livello di piroclastiti nei depositi post-tirreniani del litorale sud tirrenico. Atti Soc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, 18, 85-115.
- NORMARK W.R. & PIPER D.J.W. (1991) - Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. SEPM Spec. Pubbl., 46, 207-228.
- RIZZO V. (1997) - Processi morfodinamici e movimenti del suolo, in atto e storici, nella Valle di Maratea (Lucania). In stampa.
- TOCCACELI R.M. (1992) - Principali elementi morfostrutturali del tratto di costa sommerso tra Sapri e la foce del fiume Noce (Golfo di Policastro). Giorn. Geol., 54, ser. 3, 91-102.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) - Geometry, lateral variations and preservation of downlapping regressive shelf deposits: eastern Tyrrhenian sea. Journ. Sedim. Petr., 61, 775-790.