

**INDICATORI GEOMORFOLOGICI DI EPISODI DI STAZIONAMENTO  
BASSO DEL LIVELLO MARINO IN BASE A DATI MORFOBATIMETRICI  
E SISMICI DI ALTA RISOLUZIONE NELL'ALTO MORFO-  
STRUTTURALE DI PUNTA LICOSA (TIRRENO MERIDIONALE)**

Gemma Aiello<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR),  
Sede di Napoli, Calata Porta di Massa, Porto di Napoli, 80133, Napoli, Italy

**RAPPORTO TECNICO**

**Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC)  
Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)**

**Napoli, Maggio 2018**

## RIASSUNTO

In questa nota vengono presentate alcune evidenze di carattere geomorfologico sulla presenza di episodi di stazionamento basso del livello del mare nell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa (Tirreno meridionale) in base ad una fitta griglia di profili sismici di altissima risoluzione *Subbottom Chirp*. Tali evidenze sono rappresentate da superfici terrazzate disposte a varie quote sotto il livello del mare e che intagliano il basamento acustico roccioso, estesamente affiorante nel prolungamento in mare dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa (Tirreno meridionale).

Le strutture geologiche e le sequenze sismiche sedimentarie, a contatto con estese aree di affioramento al fondo mare del basamento acustico, sono state l'oggetto di un'interpretazione geologica di dettaglio. Ciò ha consentito di analizzare l'architettura stratigrafica dei depositi quaternari marini, che si presentano ben sviluppati nelle aree depocentrali comprese tra la foce del fiume Solofrone e l'abitato di Agropoli. Nell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa, gli affioramenti rocciosi risultano dalla prosecuzione verso mare delle unità stratigrafico-strutturali estesamente affioranti a terra nell'antistante settore emerso del Promontorio del Cilento ("Flysch del Cilento" *Auct.*).

Il Promontorio del Cilento costituisce un alto morfo-strutturale, che si interpone tra le depressioni costiere della Piana del Sele-Golfo di Salerno e del Golfo di Policastro. I rilievi montuosi corrispondenti sono costituiti da potenti successioni di sequenze torbiditiche silicoclastiche e carbonatiche, che immergono verso terra nei principali rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale ("Unità Alburno-Cervati" *Auct.*). I terreni affioranti nel Promontorio del Cilento sono formati da rocce terrigene, che si sono accumulate all'interno di bacini profondi in un intervallo temporale compreso tra il Mesozoico superiore ed il Miocene superiore. La più antica di queste formazioni appartiene alle unità nord-calabresi, che rappresentano l'unità stratigrafico-strutturale più elevata di questo settore dell'Appennino meridionale. Nell'area del Cilento questa è rappresentata da una formazione di età compresa tra il Malm e l'Oligocene, composta da argille scure, marne e calcari marnosi, che raggiunge uno spessore di 1300 metri. L'unità nord-calabrese è ricoperta da unità sinorogeniche del Miocene inferiore, che mostrano un grado di deformazione minore rispetto alle unità tettoniche sovrastanti. Il Flysch del Cilento include, dal basso verso l'alto, le Formazioni di Pollica, S. Mauro e Monte Sacro, che presentano uno spessore totale di circa 1500 metri.

Nell'estremo settore occidentale del Cilento si individuano una serie di depressioni morfologiche riempite da depositi alluvionali, la cui origine è da attribuire ad elementi strutturali con andamenti preferenziali NNE-SSW (Piana dell'Alento) e NW-SE (Piana di S. Maria di Castellabate e di S. Marco). La formazione di tali depressioni è attribuibile al tardo Pleistocene medio; esse includono cicli trasgressivo-regressivi riferibili alle oscillazioni glacio-eustatiche degli stadi isotopici 9, 7 e 5, dislocati di poche decine di metri rispetto alle loro quote originarie, tra la fine del Pleistocene medio e l'inizio del Pleistocene superiore.

Il Promontorio del Cilento è stato interessato da un sollevamento verticale di oltre 400 m durante il tardo Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio. Stime assolute dell'entità del sollevamento tettonico (*uplift* pleistocenico) che ha coinvolto il Promontorio del Cilento sono state ottenute dalla distribuzione verticale dei terrazzi marini pleistocenici lungo le coste del Cilento. Nel Cilento settentrionale i terrazzi marini più antichi (Pleistocene medio) si rinvengono a quote massime di 350 m s.l.m. Al Monte Bulgheria (Cilento meridionale) i terrazzi marini del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore sono sollevati a quote di 450 m s.l.m., mentre quelli dell'Emiliano si rinvengono a quote massime di 350 m s.l.m. Elementi morfologici delle aree costiere relativi a paleostazionamenti del livello marino durante il Pleistocene superiore (stadi isotopici 5e e 5c) evidenziano una sostanziale stabilità tettonica di questo tratto di costa dal Tirreniano ad oggi. L'assenza di movimenti verticali di rilievo durante gli ultimi millenni è inoltre testimoniata dalla posizione altimetrica dei depositi di spiaggia versiliana; tali depositi si inoltrano nelle depressioni

fluviali costiere, incise durante la precedente regressione glaciale, per oltre 2 km all'interno della linea di costa.

Le falesie attuali sono incise nelle successioni arenacee e siltose della Formazione di Pollica. Il rilevamento geologico dei depositi quaternari tra Agropoli ed Ogliastro Marina ha evidenziato la presenza di almeno 5 paleostazionamenti del livello del mare a quote comprese tra 25 e 1.5 m s.l.m. (Cinque et al., 1994). I livelli più antichi, denominati Complesso di Comenale e Complesso delle Arenite di S. Antonio – S. Marco sono stati attribuiti, per via indiretta, agli *stage* 9 e 7 della stratigrafia isotopica. Gli stazionamenti successivi (+ 8, + 10, + 4 m s.l.m.) sono rappresentati da piattaforme di abrasione e solchi di battigia, riconducibili agli *stage* 5e e 5c della stratigrafia isotopica.

Le unità stratigrafiche individuate a mare appartengono alla Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria; in essa sono riconoscibili l'evoluzione spazio-temporale e la migrazione laterale e verticale degli ambienti deposizionali marino costiero, di piattaforma continentale e di scarpata del ciclo glacio-eustatico pleistocenico superiore-olocenico. La successione stratigrafica registra le variazioni dell'*accomodation space* dei depositi tardo-quaternari durante l'ultimo ciclo glacio-eustatico del quarto ordine, compreso tra 128 ky B.P. (*stage* "Tirreniano") e l'attuale (*stage* isotopico 5e). Numerose *unconformities* locali sono state riconosciute alla sommità di sacche di materiale grossolano deposte all'interno di depressioni e/o canalizzazioni localizzate al top del basamento acustico. Va sottolineata la natura policiclica delle *unconformities* poste alla sommità del basamento acustico. Ciò suggerisce che questo sia stato soggetto a varie fasi di erosione/emersione, terrazzamento e successiva trasgressione, in conseguenza delle variazioni glacio-eustatiche del livello marino durante il Quaternario superiore e del sollevamento tettonico (*uplift*) pleistocenico, che ha interessato l'area in studio.

L'interpretazione geologica dei profili sismici a riflessione localizzati nell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa ha evidenziato la presenza del basamento acustico (unità S), affiorante a fondo mare nell'area sottocosta e che si immerge verso mare al di sotto dei depositi quaternari, che formano la copertura sedimentaria recente. Lembi di superfici terrazzate disposti a varie quote evidenziano la complessa morfo-evoluzione del basamento acustico durante il Quaternario superiore. In particolare, sono stati riconosciuti quattro principali ordini di superfici terrazzate. Le superfici terrazzate più antiche sono disposte a profondità comprese tra - 50 m e - 43 m e sono correlabili con le superfici terrazzate disposte a quote comprese tra - 46 m e - 44 m di profondità nell'offshore antistante Capo Palinuro. Il secondo ordine di superfici terrazzate è stato identificato a quote comprese tra - 27 m e - 17 m ed è correlabile con le superfici terrazzate disposte a quote comprese tra - 18 m e - 24 m nell'area di Capo Palinuro. Il terzo ordine di superfici terrazzate è stato riconosciuto a quote comprese tra - 10 m e - 14 m ed è correlabile con le analoghe superfici disposte a quote comprese tra - 12 m e - 14 m nell'area di Capo Palinuro. Analogamente, gli orli di terrazzo presenti a - 8 m sono coevi, se non precedenti, l'ultimo interglaciale e sono correlabili con la parte finale dello stadio isotopico 3. Non è stato possibile riconoscere la linea di riva eutirreniana in base ai dati di sismica di alta risoluzione.

Parole chiave: geomorfologia marina, stratigrafia sismica, terrazzi marini, basamento acustico, Promontorio del Cilento

## EXTENDED ABSTRACT

Some geomorphological evidences of the occurrence of sea level lowstand episodes in the morpho-structural high of Punta Licosa (Southern Tyrrhenian sea) based on a densely spaced grid of high resolution seismic reflection profiles (*Subbottom Chirp*) are here presented. These evidences are represented by terraced surfaces disposed at several water depths under the sea level and incised in the rocky acoustic basement, widely cropping out in the seaward prolongation of the morpho-structural high of Punta Licosa (Southern Tyrrhenian sea).

The geological structures and the related seismic sequences, unconformably overlying wide outcrops of the acoustic basement, have been studied with detail. This allowed to analyse the stratigraphic architecture of Quaternary marine deposits. They are well developed in the depocentral areas located between the mouth of the Solofrone river and the town of Agropoli. In the Punta Licosa morpho-structural high the rocky outcrops result from the seaward prolongation of the stratigraphic-structural units, widely cropping out onshore in the adjacent emerged sector of the Cilento Promontory ("Flysch del Cilento" *Auct.*; CIAMPO et al., 1984; BONARDI et al., 1988).

The Cilento Promontory represents a morpho-structural high, interposed between the coastal depressions of the Sele Plain-Salerno Gulf and of the Policastro Gulf. Its reliefs are composed of thick successions of turbidite siliciclastic and carbonatic sequences, dipping landwards into the main carbonatic reliefs of the Southern Apennines ("Alburno Cervati Unit" *Auct.* ). The terrains cropping out in the Cilento Promontory are formed by siliciclastic rocks, accumulated into deep basins during a time interval ranging from the Late Mesozoic and the Late Miocene. The oldest one of these formations is the North Calabrian Unit, the highest stratigraphic-structural unit in this sector of the Southern Apenninic chain. In the Cilento area this is represented by a formation ranging in age from the Malm to the Oligocene, composed of dark clays, marls and marly limestones, reaching a thickness of 1300 meters. The North Calabria unit is overlain by Early Miocene synorogenic units, showing a degree of deformation minor with respect to the overlying tectonic units. The Cilento Flysch includes the Formations of Pollica, S. Mauro and Monte Sacro, showing an overall thickness of about 1500 meters (BONARDI et al., 1988).

In the western sector of the Cilento Promontory several morphological depressions filled by alluvial deposits, whose origin has to be attributed to NNE-SSW (Plain of the Alento) and NW-SE (Plains of S. Maria di Castellabate and S. Marco) trending structural elements, occur. The formation of these depressions has to be attributed to the late Middle Pleistocene (BRANCACCIO et al., 1995); they include transgressive-regressive cycles referred to the glacio-eustatic oscillations of the isotopic stages 9, 7 and 5 (SHACKLETON & OPDYKE, 1973), downthrown of several tens of meters with respect to their original altitude, between the end of the Middle Pleistocene and the beginning of the Late Pleistocene.

The Cilento Promontory has been involved by a vertical uplift of more than 400 m during the late Early Pleistocene and the Middle Pleistocene. Absolute estimates of the entity of the Pleistocene uplift which involved the Cilento Promontory have been obtained by the vertical distribution of the Pleistocene marine terraces along the Cilento coasts. In the Northern Cilento the oldest marine terraces (Middle Pleistocene) are located at a maximum altitude of 350 m s.l.m. (CINQUE et al., 1994). At the Bulgheria Mt. (southern Cilento) the marine terraces of the Late Pliocene-Early Pleistocene are lifted at altitudes of 450 m s.l.m.; on the other side, the terraces of the Emilian are lifted at altitudes of 350 m s.l.m. (BAGGIONI et al., 1981; LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; BORRELLI et al., 1988). Morphological elements of the coastal areas relative to palaeo-stands of the sea level during the Late Pleistocene (isotopic stages 5e and 5c) evidence an overall tectonic stability of this tract of the shore from the Tyrrhenian stage to present-day (ROMANO, 1992). The lack of relevant vertical movements during the last thousand of years is evidenced by the altimetric position of the Versilian beach deposits; these deposits have been observed in the fluvial coastal

depressions, incised during the previous glacial regression, for more than 2 km in the inner of the shoreline (CINQUE et al., 1994).

The present-day coastal cliffs are incised in the arenaceous and silty successions of the Pollica Formation. The geological survey of the Quaternary deposits between the towns of Agropoli and Ogliastro Marina has evidenced the occurrence of five sea level palaeostands at altitudes ranging between 25 m and 1.5 m a.s.l. The oldest levels, the Comenale Complex and the S. Antonio-S. Marco sandstones Complex have been tentatively ascribed to the stages 9 and 7 of the isotopic stratigraphy. The successive paleostands (+ 8, + 10, + 4 m a.s.l.) are represented by abrasion terraces and notches, ascribed to the stages 5e and 5c of the isotopic stratigraphy.

The stratigraphic units individuated in the adjacent offshore through the seismo-stratigraphic analysis belong to the Late Quaternary Depositional Sequence; in this sequence, the spatial and temporal evolution and the lateral and vertical migration of marine coastal, continental shelf and slope depositional environments of the Late Pleistocene to Holocene glacio-eustatic cycle have been recognised. The stratigraphic succession records the variations of the accommodation space of the Late Quaternary deposits during the last 4<sup>th</sup> order glacio-eustatic cycle, ranging between 128 ky B.P. (Tyrrhenian stage) and the present-day (isotopic stage 5e). Several local unconformities overlie coarse-grained deposits, filling intra-basinal depressions or palaeo-channels located at the top of the acoustic basement. It is worth to underline the polycyclic nature of these unconformities. This suggests that the acoustic basement was involved in several phases of erosion/emersion, development of terraces and successive transgression, as a consequence of both Late Quaternary glacio-eustatic sea level fluctuations and of Pleistocene tectonic uplift.

The geologic interpretation of seismic reflection profiles localised in the morpho-structural high of Punta Licosa has evidenced the occurrence of the acoustic basement (unit S), cropping out at the sea bottom nearshore and dipping seawards under the Quaternary deposits, which form the recent sedimentary cover. Remnants of terraced surfaces located at several depths evidence the complex morpho-evolution of the acoustic basement during the Late Quaternary. In particular, four main orders of terraced surfaces have been recognised. The oldest ones are located at water depths ranging between – 50 m and – 43 m and are genetically related with the terraced surfaces disposed at water depths ranging between – 46 m and – 44 m in the Capo Palinuro area. The second order of terraced surfaces has been identified at water depths ranging between – 27 m and – 17 m and is genetically related with the terraced surfaces located at water depths ranging between – 18 m and – 24 m in the Capo Palinuro area. The third order of terraced surfaces has been recognised at water depths ranging between – 10 m and – 14 m and is related with similar surfaces disposed at water depths ranging between – 12 m and – 14 m in the Palinuro Cape. Finally, the terrace rims occurring at – 8 m are coeval, if not precedent, the last interglacial and are related with the last part of the isotopic stage 3. On the basis of high resolution reflection seismics it has not been possible to recognise the Eutyrrhenian paleo-sea level mark or related deposits.

**Key words:** marine geomorphology, seismic stratigraphy, marine terraces, acoustic basement, Cilento Promontory

## 1. INTRODUZIONE

Lo scopo di questo lavoro è di fornire alcune evidenze di carattere geomorfologico sulla presenza di episodi di stazionamento basso del livello del mare nell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa (Tirreno meridionale) in base ad una fitta griglia di profili sismici di altissima risoluzione *Subbottom Chirp* acquisiti a bordo della nave oceanografica Urania del CNR (crociera oceanografica GMS03-02). Tali evidenze sono rappresentate da superfici terrazzate disposte a varie quote sotto il livello del mare e che intagliano il basamento acustico roccioso, estesamente affiorante nel prolungamento in mare dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa.

Le strutture geologiche del sottofondo e le sequenze sismiche sedimentarie ad esse correlate, in contatto laterale con estese aree di affioramento al fondo mare del basamento acustico roccioso, sono state l'oggetto di un'interpretazione geologica di dettaglio. Ciò ha consentito di analizzare l'architettura stratigrafica dei depositi quaternari marini, che si presentano ben sviluppati nelle aree depocentrali comprese tra la foce del fiume Solofrone e l'abitato di Agropoli, mentre sono praticamente assenti (o scarsamente sviluppati) in corrispondenza dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa. Particolare attenzione è stata rivolta allo studio dei rapporti stratigrafici tra i depositi marini quaternari ed il basamento acustico roccioso, che risulta dalla prosecuzione in mare delle unità stratigrafico-strutturali affioranti a terra nel Cilento settentrionale ("Flysches del Cilento" *Auct.*; CIAMPO et al., 1984; BONARDI et al., 1988).

Il rapido evolversi delle ricerche nel campo delle Scienze della Terra e l'importanza che riveste la cartografia geologica nella gestione del territorio hanno reso necessario un nuovo rilevamento geologico per la realizzazione di una cartografia aggiornata e di elevato contenuto informativo, in particolare sulle aree marine (progetto CARG-mare). Oltre a definire la dinamica della sedimentazione attuale e recente, la conoscenza acquisita con il progetto CARG-mare rappresenta uno strumento di gestione e di pianificazione del territorio ed è necessaria per un uso sostenibile e per la tutela delle zone costiere e delle aree di piattaforma continentale.

In questo quadro, l'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR di Napoli ha svolto numerose crociere oceanografiche, che hanno contribuito al rilevamento di un elevato numero di dati geofisici e di campionatura.

In particolare, i dati di sismica di alta risoluzione analizzati in questo studio ricadono sulla piattaforma continentale circostante il Promontorio del Cilento, tra i - 10 m ed i - 160 m di profondità. La griglia di sezioni sismiche è strettamente spaziata (interlinea di 250 metri), in funzione della contemporanea acquisizione di profili *Sidescan Sonar* e magnetometrici. In Fig. 1 è rappresentato il *Digital Elevation Model* (DEM) dell'offshore tirrenico circostante l'alto morfostrutturale di Punta Licosa (costruito in base ai dati batimetrici del Progetto Posidonia Campania; Ministero dell'Ambiente) con sovrimposta la batimetria a *contour* dell'area. La mappa mostra anche la localizzazione dell'area in studio.

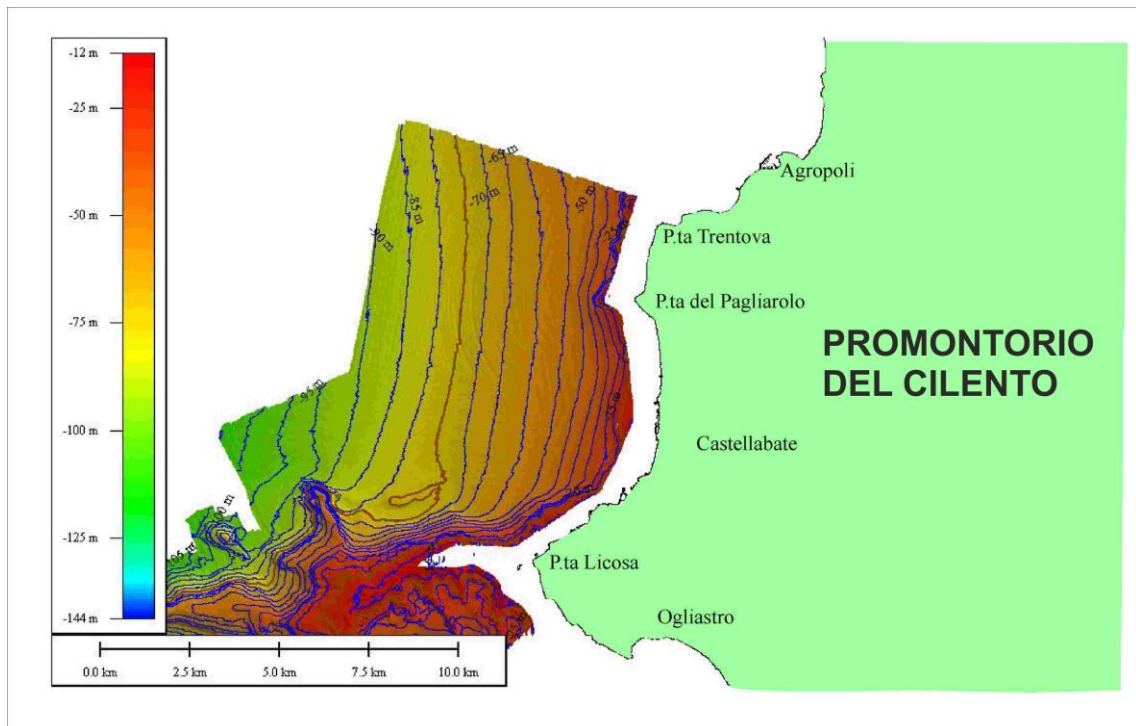


Fig. 1: *Digital Elevation Model* (DEM) dell'offshore tirrenico circostante l'alto morfostrutturale di Punta Licosa con batimetria a *contour* (Progetto Posidonia Campania – Ministero dell'Ambiente, Roma, Italia), mostrandone la localizzazione dell'area in studio.

In una fase preliminare rispetto a quella geologico-interpretativa, una parte consistente di lavoro ha riguardato l'acquisizione a bordo dei dati e l'elaborazione (*processing*) di oltre 100 sezioni sismiche. La rilettura, il plottaggio secondo una scala verticale uniforme e l'applicazione di un guadagno verticale lineare hanno consentito di migliorare notevolmente la qualità del segnale sismico. Il *processing* dei dati è stato eseguito mediante l'uso del software SEISPRHO, specifico per i dati di sismica di alta risoluzione (GASPERINI & STANGHELLINI, 2009). L'elaborazione dei dati ha consentito la restituzione cartografica dei dati batimetrici forniti dal sistema di acquisizione *Multibeam* sotto forma di carte batimetriche con isobate a *contour* e di mappe *shaded-relief* per l'interpretazione geologica dei principali lineamenti morfo-strutturali.

L'analisi sismo-stratigrafica ha consentito la distinzione delle principali unità sismiche, separate da *unconformities* regionali tettoniche e/o eustatiche. L'interpretazione geologica delle sezioni sismiche è stata effettuata in base a criteri sia geomorfologici che sismo-stratigrafici. Nell'*offshore* di Punta Licosa il basamento acustico si presenta caratterizzato da affioramenti di notevole estensione e corrisponde con il substrato cenozoico, geneticamente collegato alle unità del "Flysch del Cilento" *Auct.* La sommità del basamento acustico corrisponde frequentemente con una superficie erosiva policiclica, terrazzata a varie profondità sotto il livello del mare. Ciò evidenzia che l'area è stata coinvolta da intensi movimenti verticali durante il Pleistocene. Tali movimenti sono stati controllati dalle interazioni tra le oscillazioni glacio-eustatiche del livello marino ed i sollevamenti di natura tettonica, che hanno coinvolto l'area in studio (CINQUE et al., 1994; BRANCACCIO et al., 1995).

Le unità sismiche riconosciute a mare sono state interpretate in termini di sequenze deposizionali; le *unconformities* sono state invece interpretate in termini di limiti di sequenza di tipo 1 o di tipo 2, o classificate in termini di *unconformities* locali, soprattutto alla sommità di sacche riempite da materiale residuale grossolano, che si depositano all'interno delle incisioni che caratterizzano il top del substrato acustico. Tali unità appartengono alla Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria; in essa sono riconoscibili l'evoluzione spazio-temporale e la migrazione laterale

e verticale degli ambienti deposizionali marino costiero, di piattaforma continentale e di scarpata nel ciclo glacio-eustatico pleistocenico superiore-olocenico. La successione stratigrafica in oggetto registra le variazioni dell'*accomodation space* dei depositi tardo-quadernari durante l'ultimo ciclo glacio-eustatico del quarto ordine, compreso tra 128 ky B.P. (stage "Tirreniano") e l'attuale (stage isotopico 5e in CATALANO et al., 1996).

L'approccio utilizzato consente di ottenere informazioni confrontabili tra tutti i margini della penisola italiana, senza che tali informazioni siano eccessivamente influenzate da aspetti locali o particolari (AIELLO & BUDILLON, 2004). L'ultima risalita del livello del mare tardo-quadernaria, con un'escursione di circa 120 m ed un tasso massimo dell'ordine dei 10 m per 1000 anni ha lasciato un'impronta sull'assetto morfologico e stratigrafico di tutti i margini continentali mondiali. I depositi associati a tale processo sono fortemente differenziati da zona a zona in funzione dei diversi apporti sedimentari, degli assetti morfologici e dei regimi oceanografici; attraverso tale approccio si possono studiare le facies, le geometrie interne e gli spessori dei depositi quadernari, che registrano il processo di risalita del livello marino in modo differenziato sui vari margini.

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Promontorio del Cilento costituisce un alto morfo-strutturale, che si interpone tra le depressioni costiere della Piana del Sele – Golfo di Salerno e del Golfo di Policastro, i cui rilievi raggiungono anche i 1700 m di altezza. Tali rilievi sono costituiti da potenti successioni di sequenze torbiditiche silicoclastiche e carbonatiche ("Flysch del Cilento" *Auct.*), che si immergono verso terra nei principali rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale ("Unità Alburno-Cervati" *Auct.*). Faglie dirette di età quadernaria definiscono i bordi della struttura del Promontorio del Cilento. A parte le strutture carbonatiche di Capo Palinuro e di Monte Bulgheria ed altri pochi affioramenti isolati, i rilievi montuosi e collinari che caratterizzano il Promontorio del Cilento sono formati da rocce terrigene, che si sono accumulate all'interno di bacini profondi in un'intervallo temporale compreso tra il Mesozoico superiore ed il Miocene superiore. La più antica di queste formazioni appartiene alle "Unità Nord-Calabresi" (BONARDI et al., 1988), che rappresentano l'unità stratigrafico-strutturale più elevata di questo settore dell'Appennino meridionale. Nell'area del Cilento questa è rappresentata da una formazione di età compresa tra il Malm e l'Oligocene, composta da argille scure, marne e calcari marnosi, che raggiunge uno spessore di 1300 m. L'unità nord-calabrese è ricoperta da unità sinorogeniche del Miocene inferiore, che mostrano un grado di deformazione minore rispetto alle unità tettoniche sovrastanti ("Flysch del Cilento"). Il Flysch del Cilento include, dal basso verso l'alto, le Formazioni di Pollica, S. Mauro e Monte Sacro, con uno spessore totale di 1500 m (BONARDI et al., 1988). In fig. 2 è rappresentata una carta geologica schematica del Cilento settentrionale, dove sono riportati i principali terreni affioranti (ZUPPETTA & MAZZOLI, 1997).



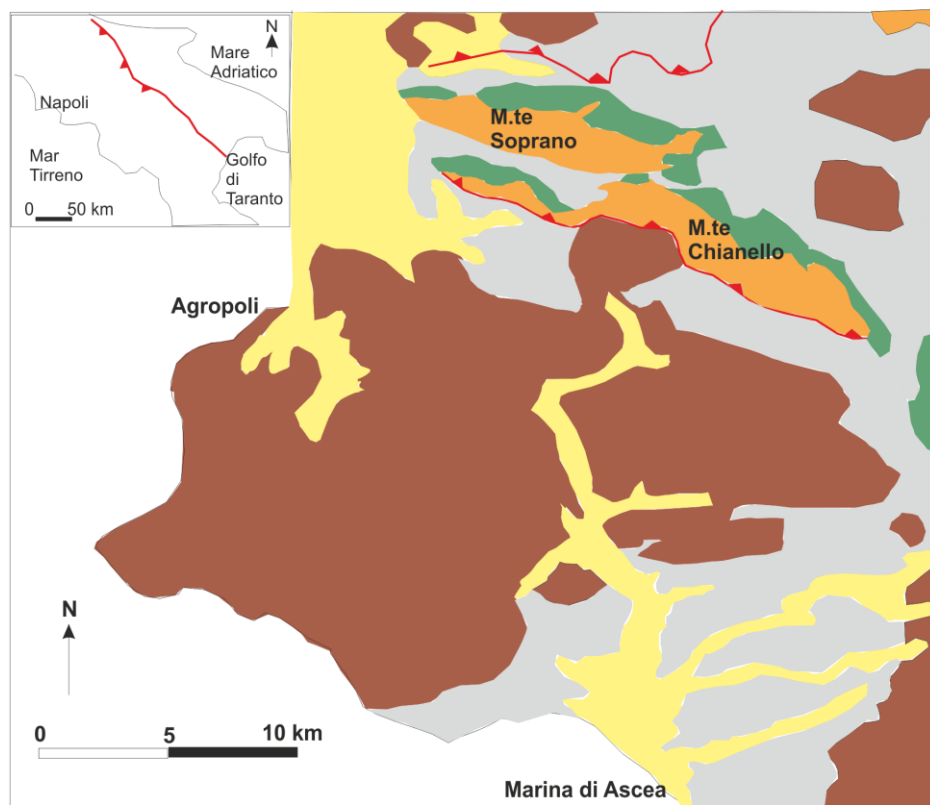


Fig. 2: Carta geologica schematica del Cilento settentrionale mostrante i principali terreni affioranti (modificata da ZUPPETTA & MAZZOLI, 1997).

Le sequenze carbonatiche esposte a Capo Palinuro e nel massiccio carbonatico di Monte Bulgheria mostrano domini paleosedimentari di scarpata-bacino e facies differenti rispetto ai carbonati neritici di piattaforma carbonatica affioranti in corrispondenza del massiccio dell'Alburno-Cervati (BONARDI et al., 1988). Durante il Miocene l'unità del Monte Bulgheria è stata ricoperta in sovrascorrimento dall'unità nord-calabrese e dal sovrastante Flysch del Cilento. Nonostante ciò, i terreni del Monte Bulgheria sono attualmente esposti in affioramento a causa di un successivo sollevamento dell'area Bulgheria-Capo Palinuro (Miocene superiore – Pliocene

inferiore) ed alla conseguente erosione delle unità terrigene fliscioidi (ANTONIOLI et al., 1994). Il sollevamento del Monte Bulgheria ha avuto come conseguenza il piegamento verso nord delle sequenze carbonatiche ed il loro sovrascorrimento al di sopra delle unità calabresi con una faglia inversa sud-vergente, ben esposta lungo il bordo meridionale del Cilento (BONARDI et al., 1988).

I depositi terrigeni del Flysch del Cilento *Auct.* sono attualmente l'oggetto di revisioni di carattere stratigrafico-strutturale e comprendono varie unità interessate da rapporti tettonici complessi. In particolare, la "Formazione Torrente Bruca" è costituita da termini argilloso-scistosi ed arenacei, calcarei e calcareo-marnosi (età Cretacico inferiore-Eocene medio; spessore 1000-1300 m). Su questa poggiano le "Arenarie di Pollica", costituite da arenarie straterellate, alternate a siltiti ed argille siltose (spessore circa 800 m) e la "Formazione di S. Mauro", datate al Burdigaliano-Serravalliano. Quest'ultima presenta notevoli variazioni di facies: marnose ed arenacee prevalenti nella struttura di Monte Stella ed arenaceo-conglomeratiche in quella di Monte Sacro (AMORE et al., 1992). Tali unità poggiano in discordanza angolare sulle Unità Liguridi (Unità del Frido, Formazione delle Crete Nere, Formazione del Saraceno) con un contatto marcato da un conglomerato basale contenente sia rocce cristalline che di piattaforma carbonatica.

In fig. 3 è riportata una colonna stratigrafica schematica del Gruppo del Cilento (CRITELLI, 1999). Questo giace in discordanza sul Complesso Liguride ed è ricoperto in discordanza da falde silicoclastiche di età compresa tra il Tortoniano superiore ed il Messiniano inferiore (Formazioni di Monte Sacro, Serra Manganile e Oriolo). La denudazione dei terreni crostali dell'Arco Calabro durante il rapido sollevamento ed erosione dal medio-tardo Oligocene fino a circa 10 MY B.P. ha prodotto abbondanti sedimenti clastici che si sono accumulati in un bacino oceanico del tardo Paleogene (il "Complesso Liguride" *Auct.*) ed in numerose avanfosse di età neogenica e depocentri localizzati al top dei bacini di avampaese, che migravano verso l'esterno con il procedere della deformazione orogenica (CRITELLI, 1999).

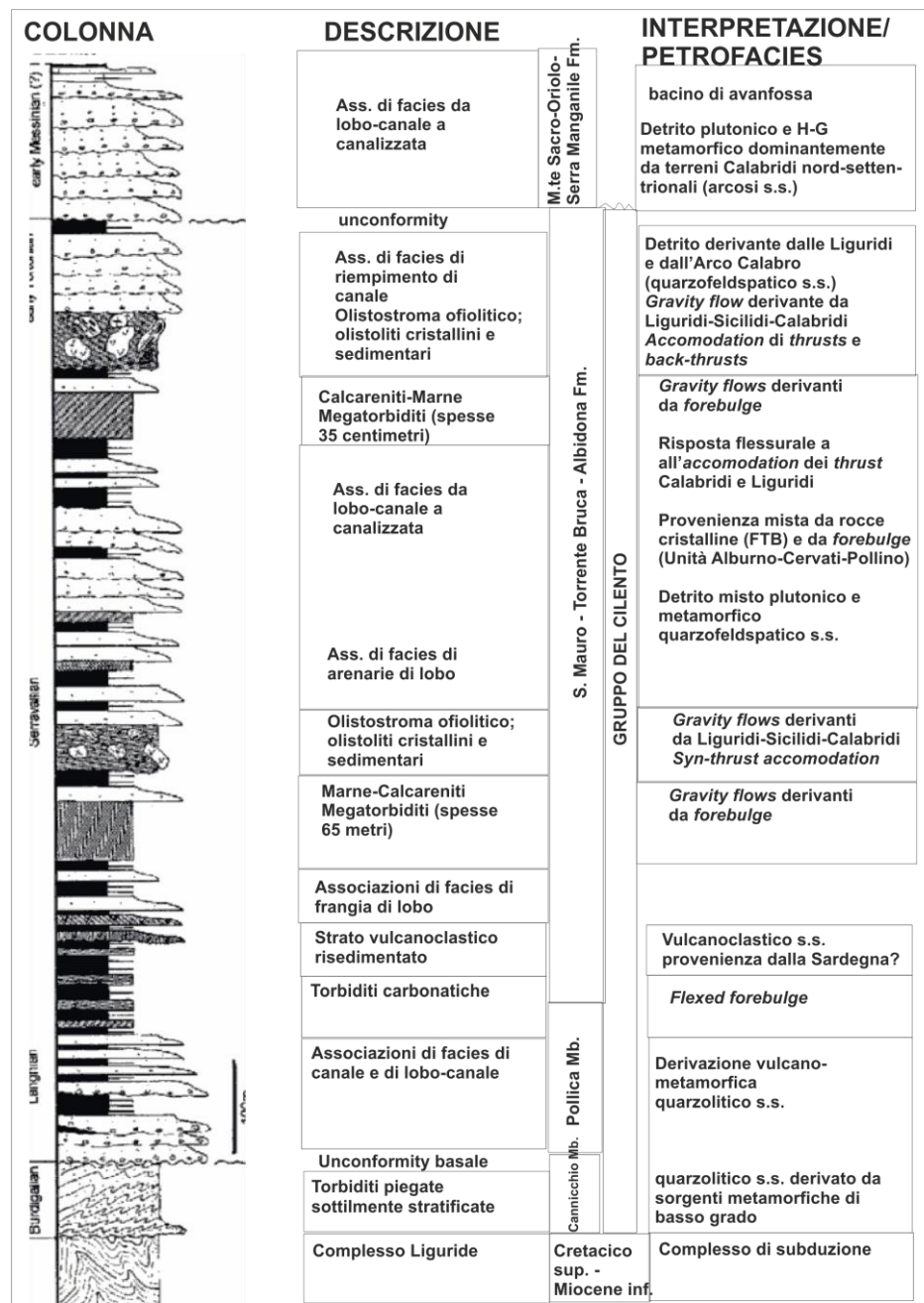


Fig. 3: Colonna stratigrafica schematica del Gruppo del Cilento (leggermente modificata da CRITELLI, 1999). Il Gruppo del Cilento giace in discordanza sul Complesso Liguride ed è ricoperto in discordanza da falde silicoclastiche di età compresa tra il Tortoniano superiore ed il Messiniano inferiore (Formazioni di “Monte Sacro”, “Serra Manganile” e “Oriolo”).

In particolare, il Gruppo del Cilento (“Flysch del Cilento” in accordo con IETTO et al., 1965), di età compresa tra il Langhiano ed il Tortoniano (AMORE et al., 1992; RUSSO et al., 1995; ZUPPETTA & MAZZOLI, 1997) e spessori compresi tra 1200 e 2000 metri, giace in discordanza sul Complesso Liguride ed è a sua volta ricoperto in discordanza dalla Formazione del Gorgoglione (Tortoniano superiore) e dalle Formazioni di Monte Sacro, Oriolo e Serra Manganile. Il Gruppo del Cilento consiste di differenti sistemi deposizionali torbiditici (VALENTE, 1993). Oltre agli strati silicoclastici torbiditici, il Gruppo del Cilento include numerosi megastrati carbonatoclastici (che oscillano da poche decine ad alcune centinaia di metri di spessore) e di *debris flows* grossolani vulcanoclastici e torbiditi.

Le arenarie del Gruppo del Cilento sono quarzolitiche, vulcanolitiche e quarzofeldspatiche (CRITELLI & LA PERA, 1994). Le areniti ibride e le calcareniti caratterizzano i megastrati carbonatoclastici. Gli strati arenacei delle porzioni inferiori sono metamorfoclastici, quarzolitici e quarzofeldspatici e giacciono sulle arenarie quarzolitiche del Complesso Liguride. Nel Gruppo del Cilento superiore i megastrati carbonato-clastici e gli olistostromi registrano i principali eventi tettonici sulla fascia orogenica attiva. Gli olistostromi sono silicoclastici ed includono blocchi dei terreni Calabridi e del complesso Liguride (IETTO et al., 1965; COCCO & PESCATORE, 1968; CARRARA & SERVA, 1982; VALENTE, 1993). I detriti derivanti dalle Liguridi appaiono solo nel Gruppo del Cilento medio-superiore, suggerendo segnali iniziali dell'emersione del Complesso Liguride. Chiari segnali di emersione e di erosione del Complesso Liguride sono registrati nelle Arenarie di Piaggine, di età compresa tra il Serravalliano ed il Tortonianiano (SGROSSO, 1981; 1998; CASTELLANO et al, 1997). Le arenarie quarzolitiche di Piaggine sono derivate dal complesso Liguride suggerendo che, al limite Serravalliano-Tortoniano, il Complesso Liguride era in una posizione subaerea (CRITELLI, 1999).

Nell'estremo settore occidentale del Cilento si individuano una serie di depressioni morfologiche riempite da depositi alluvionali, la cui origine è da attribuire ad elementi strutturali con andamenti preferenziali NNE-SSW (Piana dell'Alento) e NW-SE (Piana di S. Maria di Castellabate e di S. Marco). La formazione di tali depressioni è attribuibile al tardo Pleistocene medio (BRANCACCIO et al. , 1995); esse includono cicli trasgressivo-regressivi riferibili alle oscillazioni glacio-eustatiche degli stadi isotopici 9, 7 e 5 (SHACKLETON & OPDYKE, 1973), dislocati di poche decine di metri rispetto alle loro quote originarie, tra la fine del Pleistocene medio e l'inizio del Pleistocene superiore.

Il Promontorio del Cilento è stato interessato da un sollevamento verticale di oltre 400 m durante il tardo Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio. Stime assolute dell'entità del sollevamento tettonico che ha coinvolto il Promontorio del Cilento sono state ottenute valutando la distribuzione verticale dei terrazzi marini pleistocenici lungo le coste del Cilento. Nel Cilento settentrionale i terrazzi marini più antichi (Pleistocene medio) si rinvengono a quote massime di 350 m s.l.m. (CINQUE et al., 1994). Al Monte Bulgheria (Cilento meridionale) i terrazzi marini del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore sono sollevati a quote di 450 m s.l.m.; i terrazzi marini dell'Emiliano si rinvengono invece a quote massime di 350 m s.l.m. (BAGGIONI et al. , 1981; LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; BORRELLI et al. , 1988). Elementi morfologici delle aree costiere relativi a paleostazionamenti del livello marino durante il Pleistocene superiore (stadi isotopici 5e e 5c) evidenziano una sostanziale stabilità tettonica di questo tratto di costa dal Tirreniano ad oggi (ROMANO, 1992). L'assenza di movimenti verticali di rilievo durante gli ultimi millenni è inoltre ben testimoniata dalla posizione altimetrica dei depositi di spiaggia versiliana; tali depositi si inoltrano nelle depressioni fluviali costiere, incise durante la precedente regressione glaciale, per oltre 2 km all'interno della linea di costa (CINQUE et al., 1994).

ASCIONE & ROMANO (1999) hanno riconosciuto un'alternanza di episodi di sollevamento tettonico e di subsidenza nell'area del Monte Bulgheria (Cilento meridionale) fin dall'inizio del Pleistocene inferiore, durati per tutto il Pleistocene inferiore e medio. La fine di tali movimenti verticali nel Pleistocene superiore è dimostrata dalla presenza delle linee di riva tardo-pleistoceniche a quote comparabili con quelle dei depositi di *highstand* di 130 ky BP, documentati in aree stabili del Mediterraneo. La presenza dei terrazzi marini ha consentito di stimare l'entità dei movimenti verticali assoluti nell'area del Monte Bulgheria (ASCIONE & ROMANO, 1999). La sommatoria di tali movimenti ha prodotto un sollevamento tettonico dell'ordine di 400 m sin dall'inizio del Santerniano, 150 m del quale durante il Pleistocene medio.

Le falesie attuali sono incise nelle successioni arenacee e siltose della Formazione di Pollica ed in prossimità del Promontorio di Punta Licosa sottendono un ampio terrazzo di abrasione marina posto a quote tra i 4 ed i 10 m sul livello del mare, che si estende dalla Piana di S. Marco fino alla Baia di Ogliastro Marina. Dati geologici e geomorfologici raccolti tramite rilevamento diretto ed immersioni ARA, riguardanti sia il settore emerso che quello sommerso (ANTONIOLI et al., 1994)

hanno evidenziato sulla fascia costiera emersa una successione di sette ordini di terrazzi marini, compresi tra 180 e 2 m s.l.m., incisi sia all'interno di rocce carbonatiche mesozoiche che all'interno dei terreni fliscioidi affioranti a nord di Capo Palinuro. Le tracce delle linee di riva rinvenute tra - 12/14 m e - 7/8 m sono da ritenersi coeve, se non più antiche, dell'ultimo interglaciale.

Il rilevamento geologico di dettaglio delle morfologie costiere e dei depositi quaternari affioranti a terra nell'area compresa tra Agropoli ed Ogliastro marina ha consentito l'individuazione di almeno 5 paleostazionamenti del livello marino, a quote comprese tra 25 e 1.5 m s.l.m. (CINQUE et al., 1994). I depositi eolici e marini del Complesso di Comenale e del Complesso delle Areniti di S. Antonio-S. Marco sono stati indirettamente attribuiti agli stage 9 e 7 della stratigrafia isotopica. Tali depositi affiorano nella Piana di S. Maria, compresa tra gli alti morfologici del Monte Tresino a nord e delle colline di S. Maria di Castellabate a sud-est. Gli stazionamenti successivi (+ 8 m, + 10 m, + 4 m s.l.m.) sono rappresentati prevalentemente da piattaforme di abrasione e solchi di battigia, riconducibili ai substages 5e 5c della stratigrafia isotopica (CINQUE et al., 1994). Tali morfologie erosionali intagliano le falesie costiere di tutto il Promontorio del Cilento. In particolare, una superficie di abrasione marina terrazzata posta a quote tra i 4 ed i 10 m s.l.m. affiora su tutto il Promontorio del Monte Licosa. La superficie più antica è rappresentata da un terrazzo di + 25 m, a cui sono associati depositi arenitici. La quota di tale terrazzo è stata modificata dalla tettonica, in quanto non sono noti antichi stazionamenti del livello del mare a queste quote. Lembi di piattaforme di abrasione a 8-10 m di profondità sono conservate sia in località Acqua di Cesare che a sud di Ogliastro Marina. Il terrazzo marino a + 4 m appare ben conservato e frequentemente associato a depositi organogeni (CINQUE et al., 1994).

La piattaforma continentale antistante Punta Licosa è caratterizzata da una successione progradante per un'ampiezza di circa 10 chilometri, che, procedendo da terra verso mare, risulta progressivamente più recente. I corpi sedimentari progradanti rappresentano parti di spiagge sommerse connesse a cicli eustatici del quinto ordine; l'intera successione progradante è riferibile al generale abbassamento del livello del mare iniziato già durante lo stadio isotopico 5, ma che ha caratterizzato gli stadi isotopici 4, 3 e 2 (Pleistocene superiore) ed è avvenuta nell'ambito di un ciclo eustatico del 4° ordine (FERRARO et al., 1997).

Dalla fine dello stadio isotopico 5a il livello del mare, nonostante le oscillazioni cicliche, risulta in costante abbassamento fino allo stadio isotopico 2, quando viene a trovarsi, com'è noto dalla letteratura, ad una profondità di circa 120 m nel Mediterraneo (BONIFAY, 1975). Durante questa regressione "forzata" (POSAMENTIER et al., 1992) si deposita il complesso in *offlap*, che ha prodotto una progradazione della piattaforma del Cilento di circa 10 km (TRINCARDI & FIELD, 1991). Nell'ambito del complesso in *offlap* si individuano corpi sedimentari con riflessioni cliniformi, che poggiano verso mare su successive superfici di *downlap*. Tali corpi sono quindi da considerarsi diacroni e relativi a differenti episodi di caduta o sollevamento del livello del mare in relazione a cicli eustatici del quinto ordine. Essi rappresentano spiagge sommerse, via via di età più recente verso mare e la spiaggia più esterna è correlabile con lo stazionamento basso del mare dello stadio isotopico 2. Il substrato acustico affiorante, a luoghi profondamente inciso, è stato rinvenuto in ambiente subaereo già nello stadio isotopico 4.

Nella zona al largo di Punta Licosa sono stati individuati tre ordini di terrazzi localizzati a profondità di 54 m, 86 m e 107 m (FERRARO et al., 1997); questi presentano un'estensione limitata e si trovano spesso in corrispondenza di affioramenti del substrato acustico. Quest'ultimo affiora a profondità comprese tra i 50 ed i 150 m e presenta a luoghi una morfologia molto irregolare. Sono inoltre presenti alcuni corpi sedimentari ubicati in una fascia batimetrica compresa tra i 120 ed i 160 m di profondità. Due di questi corpi risultano piuttosto estesi e si sviluppano per circa 23 km con un andamento NW-SE; altri presentano dimensioni ridotte. I sedimenti campionati all'interno di un carotaggio prelevato in corrispondenza del margine verso mare del corpo sedimentario più esterno confermano la presenza di sabbie (fig. 4; FERRARO et al., 1997). La sommità di tali strutture si presenta irregolare ed è ricoperta da un sottile drappeggio di depositi olocenici. I corpi sabbiosi si rinvengono in un'area dove è presente un'estesa superficie erosionale sub-pianeggiante, che si

estende fino a 160 m di profondità. I corpi sabbiosi rappresentano depositi di spiagge relitte, deposte durante un intervallo di stazionamento basso del livello marino precedente l'ultimo episodio di basso eustatico del livello marino (18 ky B.P.).

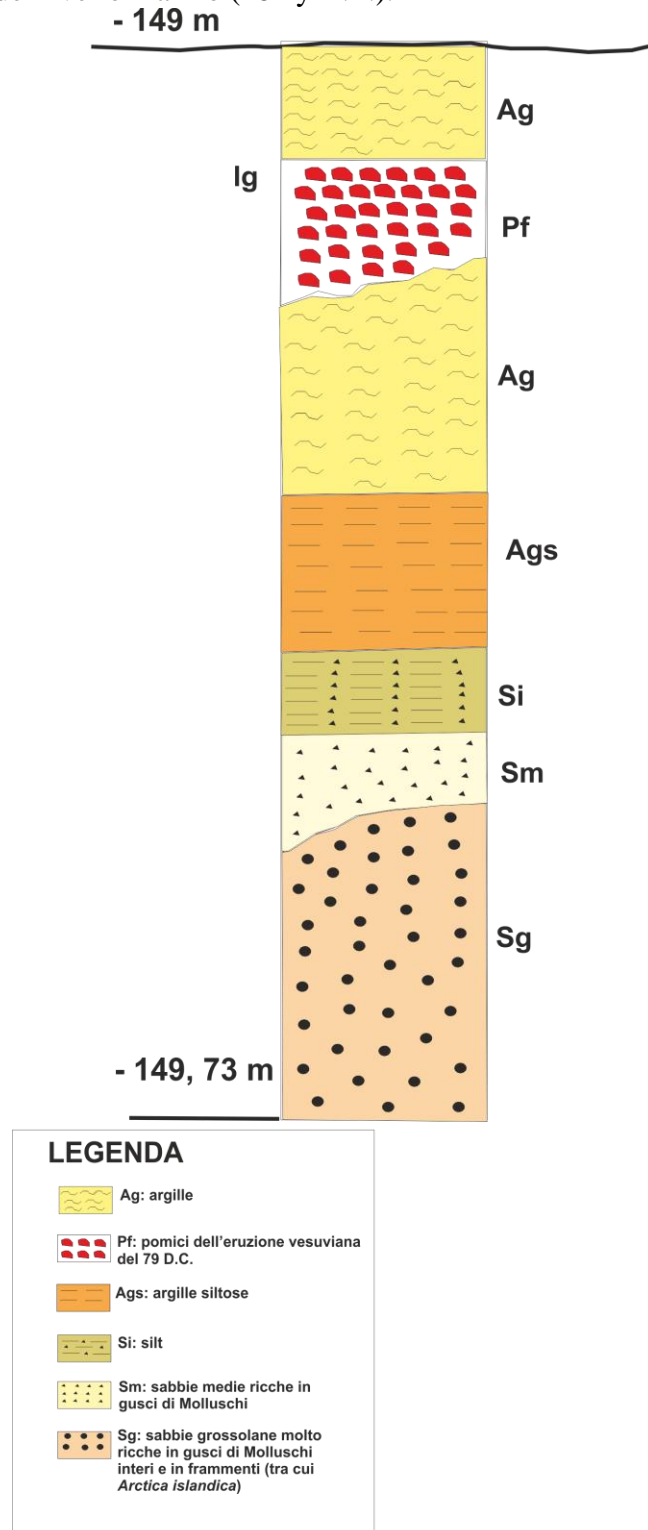


Fig. 4: Stratigrafia di un carotaggio prelevato nell'area di Punta Licosa all'interno dei cordoni dunari delle sabbie relitte (modificata da FERRARO et al., 1997). Tali sabbie si sono deposte durante un intervallo di stazionamento basso del livello marino precedente l'ultimo episodio di basso eustatico del livello del mare (18 ky B.P.). La sommità di tali strutture si presenta irregolare ed è ricoperta da un sottile drappeggio di depositi olocenici.

### 3. ACQUISIZIONE E PROCESSING DEI DATI

#### 3.1 Acquisizione dei dati

L'acquisizione dati è stata realizzata durante la crociera GMS03-01 svolta nell'Ottobre 2003 dall'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR di Napoli a bordo della N/O Urania. La nave ospita laboratori per analisi, campionamento geologico, laboratori chimici e radiologici e consente l'elaborazione di dati di navigazione, geofisici e quelli acquisiti con il ROV e con la sonda multiparametrica. Gli strumenti geofisici comprendono un profilatore *Chirp Datasonics*, uno *Sparker*, un profilatore *Subbottom* da 3.5 kHz, un *Uniboom*, un *Sidescan Sonar* da 100-500 kHz ed un magnetometro. Per quanto riguarda i sistemi di campionamento sono disponibili campionatori a gravità ed a pistone, box-corer, benne (*Shipek* e *Van Veen*) e draghe. E' inoltre possibile utilizzare sonde multiparametriche e multicampionatori, CTD, dispositivi per analisi biologiche e ROV.

Nella crociera oceanografica GMS03-01, oltre ai profili sismici registrati con il *Chirp Subbottom Profiler*, oggetto di questo studio, sono state acquisite strisciate acustiche *Sidescan Sonar* e profili magnetometrici, sulle stesse linee di navigazione del *Subbottom*. Per l'acquisizione dei profili sismici è stato utilizzato un recente modello di *Subbottom Profiler*, detto *Chirp*, che è particolarmente idoneo per gli scopi di cartografia geologica, ove non è richiesta una penetrazione significativa nel sottofondo marino. Il sistema produce profili ad alta risoluzione dei primi 10 m del sottofondo marino. Il *Chirp Subbottom Profiler* della Datasonics CAP-6600 è un profilatore acustico ampiamente integrato, a doppio canale ed utilizza una frequenza modulata e concentrata in due bande distinte. La banda a bassa frequenza opera tra 2 e 7 kHz, mentre quella ad alta frequenza tra 10 e 20 KHz. Il sistema ricorre ad una frequenza modulata per migliorare la risoluzione verticale, garantendo allo stesso tempo una definita penetrazione della colonna d'acqua. In fig. 5 viene riportata la mappa di navigazione delle sezioni sismiche nell'area in studio.

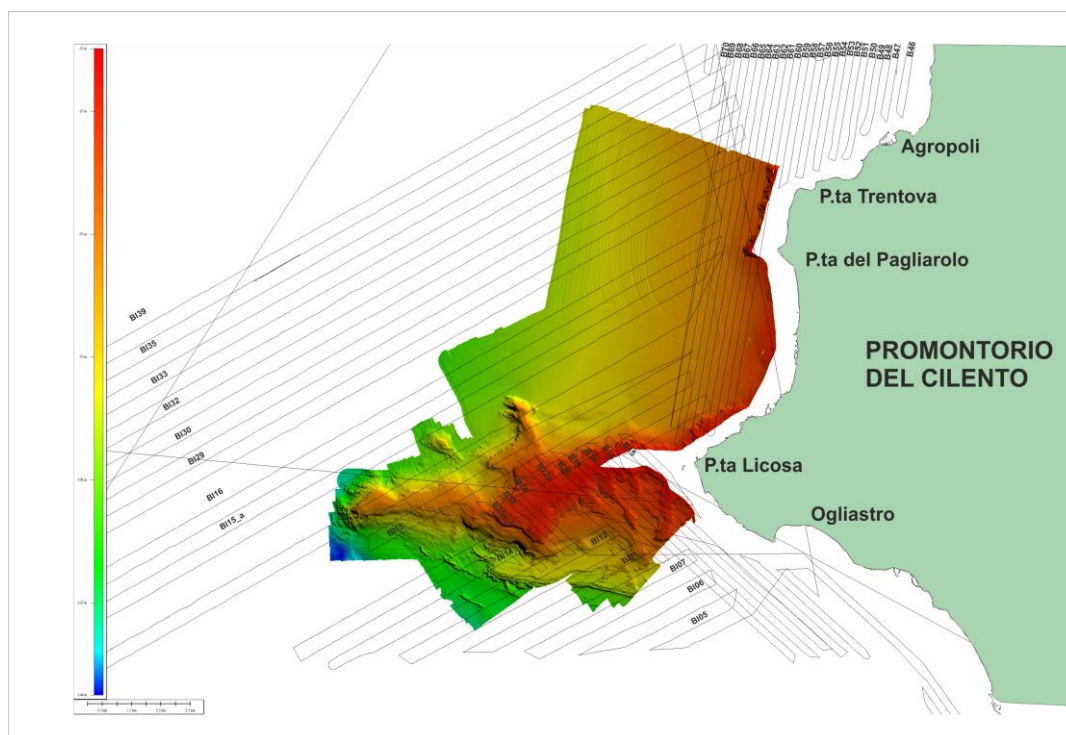


Fig. 5: Mappa di navigazione delle sezioni sismiche *Subbottom Chirp* nell'area in studio sovrapposta a DEM marino. Una prima griglia di sezioni sismiche strettamente spaziata, con

andamento NNE-SSW, è stata acquisita tra la città di Agropoli ed il promontorio di Punta Licosa. Una seconda griglia di sezioni sismiche strettamente spaziata, con andamento NE-SW, è stata acquisita tra il Promontorio di Punta Licosa e la città di Ogliastro. Una terza griglia di sezioni sismiche, con andamento NE-SW è stata acquisita sulla piattaforma continentale.

### 3.2 Processing dei dati

Il processing dei dati è stato realizzato utilizzando il SEISPRHO, che è un programma per l'elaborazione interattiva e l'interpretazione di profili sismici a riflessione ad alta risoluzione (GASPERINI & STANGHELLINI, 2009). Il programma è stato sviluppato per essere usato sotto la multiplatforma Delphi/Kylix per il monitoraggio ambientale ed è quindi disponibile in versioni che girano sotto i sistemi operativi Windows<sup>TM</sup> e Linux<sup>TM</sup>. Il programma processa *files* acquisiti in formato SEG-Y e produce, come risultato finale, sezioni sismiche sotto forma di immagini bitmap. Nel programma sono inclusi, inoltre, algoritmi di elaborazione sismica, come il filtraggio, la deconvoluzione e vari altri moduli di base. La caratteristica più rilevante del *software* è la sua interfaccia grafica che fornisce, a coloro che lo usano, uno strumento per l'analisi e l'interpretazione dei dati. Infatti, SEISPRHO realizza diverse funzioni interattive per l'analisi del segnale sismico ed il controllo geometrico delle caratteristiche geologiche, attraverso una visualizzazione combinata di sezioni sismiche e di carte morfologiche. E' possibile inoltre realizzare una serie di funzioni addizionali, quali la creazione di "time-slices" partendo da griglie sismiche strettamente spaziate ed il calcolo e la redazione delle funzioni di riflettività. L'uso del *software* è stato particolarmente semplice e flessibile ed ha consentito l'elaborazione, il filtraggio e la restituzione cartografica di una griglia di oltre 100 profili sismici *Subbottom Chirp*. I filtri maggiormente utilizzati sono il TVG (*Time Variant Gain*) in un intervallo variabile tra 0.0035 e 0.01 dB e L'Gain (*Linear Gain*) con un intervallo variabile tra 1.2 e 5.6 db.

## 4. GEOMORFOLOGIA MARINA

La geomorfologia marina rappresenta una linea di ricerca di interesse crescente, soprattutto per le sue implicazioni nel monitoraggio dell'ambiente marino costiero in termini di definizione del rischio geologico ed ambientale. Nel Mar Tirreno la realizzazione di rilievi batimetrici *Multibeam* ha fornito importanti dati geologici sulle aree che circondano i margini continentali dell'Italia meridionale, collezionando nuove evidenze morfobatimetriche sui processi vulcanici, tettonici e gravitativi a varia scala (MARANI & GAMBERI, 2004).

La chiave di lettura per il riconoscimento dei lineamenti morfo-deposizionali è rappresentata dall'interpretazione geologica della batimetria *Multibeam* (GALLOWAY, 1998). La correlazione dei lineamenti morfologici identificati sulla batimetria *Multibeam* con i profili sismici a riflessione ha consentito di collegare l'interpretazione morfo-batimetrica con i dati sismostratigrafici e geomorfologici, che derivano dall'interpretazione geologica delle sezioni sismiche.

La geomorfologia delle aree sommerse è fortemente condizionata dalla presenza di un'articolata e complessa dorsale sottomarina con andamento E-W. Si tratta del proseguimento verso mare dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa, caratterizzato da ampi affioramenti di basamento acustico in presenza di coperture sedimentarie ridotte o assenti. Le isobate presentano un andamento irregolarmente allungato E-W. In particolare, l'isobata dei 15 m delimita un'ampia area, che presenta lembi di superfici terrazzate localizzati a varie quote.

Il settore meridionale dell'alto presenta pronunciate rientranze delle isobate, in corrispondenza delle quali sono presenti nicchie di distacco, frequentemente incise da assi di drenaggio. In fig. 6 è rappresentata una mappa morfo-strutturale schematica, costruita in base all'interpretazione geologica del DTM di Punta Licosa. Si noti la presenza di estese zone di alto strutturale (1 in legenda), caratterizzate dall'affioramento al fondo mare del substrato roccioso



cenozoico, geneticamente correlabile con il “Flysch del Cilento” *Auct.*, localizzato a profondità comprese tra – 15 m e – 30 m.

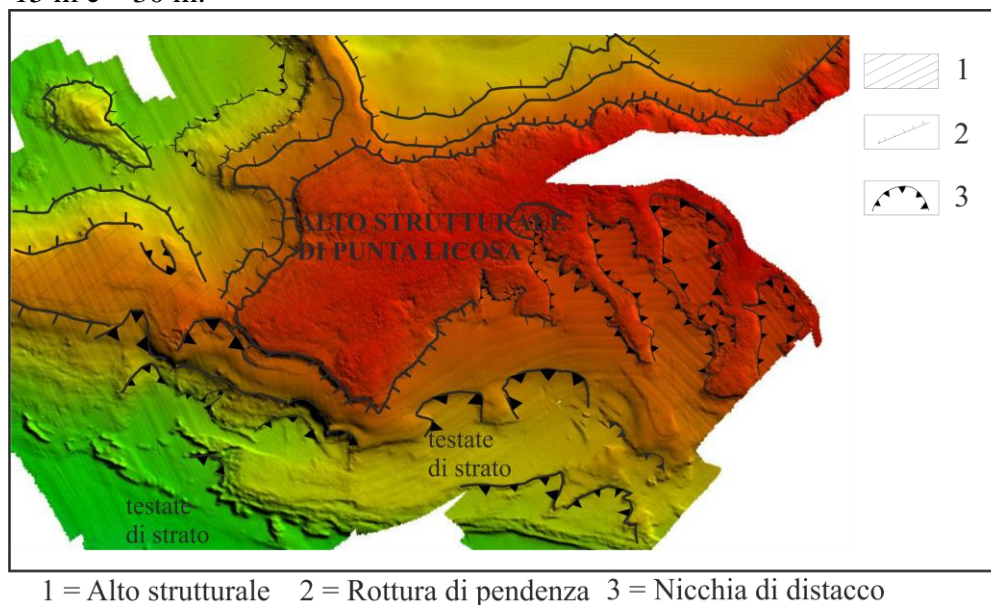


Fig. 6: Mappa morfo-strutturale schematica costruita in base all'interpretazione geologica del DEM di Punta Licosa. Si noti la presenza di estese zone di alto strutturale (1 in legenda), caratterizzate dall'affioramento a fondo mare del substrato roccioso cenozoico geneticamente correlabile con il Flysch del Cilento *Auct.* a profondità comprese tra - 15 m e - 30 m. In particolare, l'isobata dei - 30 m di profondità (2 in legenda) costituisce una rottura di pendenza principale, che delimita la sommità dell'alto strutturale dai suoi fianchi principali. Si noti come nel settore sud-orientale l'alto strutturale si presenta profondamente inciso e canalizzato da profonde rientranze con andamento NNW-SSE, che coincidono con nicchie di distacco coalescenti. Sono presenti ampie nicchie di distacco nel settore meridionale dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa.

In particolare, l'isobata dei – 30 m di profondità (2 in legenda) costituisce una rottura di pendenza principale, che delimita la sommità dell'alto strutturale dai suoi fianchi. Si noti come nel settore sud-orientale l'alto strutturale si presenta inciso e canalizzato da profonde rientranze con andamento NNW-SSE, che coincidono anche con pareti caratterizzate dalla coalescenza di numerose nicchie di distacco. Sono presenti ampie nicchie di distacco anche nel settore meridionale dell'alto.

Sono stati costruiti alcuni profili batimetrici nell'area di Punta Licosa, che contribuiscono ad evidenziarne la complessa evoluzione geomorfologica (fig. 7). La prima sezione attraversa l'alto morfostrutturale da sud-ovest verso nord-est. Si noti l'ampia superficie localizzata in corrispondenza dei – 20 m di profondità, delimitata lateralmente da una rottura di pendenza, che segna il passaggio verso aree più profonde. La seconda sezione attraversa il fianco settentrionale di Punta Licosa da sud-ovest verso nord-est. Si noti la presenza di due rientranze più profonde in corrispondenza delle isobate dei – 30 m di profondità. La terza sezione, che attraversa la struttura di Punta Licosa con andamento est-ovest è stata tracciata a partire dalla culminazione secondaria dell'alto morfostrutturale, compresa tra le isobate dei – 50 m e dei – 55 m di profondità; si noti la risalita della superficie superiore dell'alto, caratterizzata da batimetrie intorno ai – 20 m di profondità. La quarta sezione attraversa l'alto morfostrutturale da NNW verso SSE, a partire dalla sporgenza delle isobate localizzata a – 50 m di profondità, procedendo verso la superficie sommitale dell'alto, dove sono presenti batimetrie superiori ai – 30 m (fig. 7). La quinta sezione è stata tracciata nel fianco meridionale dell'alto strutturale, caratterizzato dalla presenza di numerose rientranze, corrispondenti con nicchie di distacco coalescenti, ben evidenti sulla batimetria *Multibeam*.

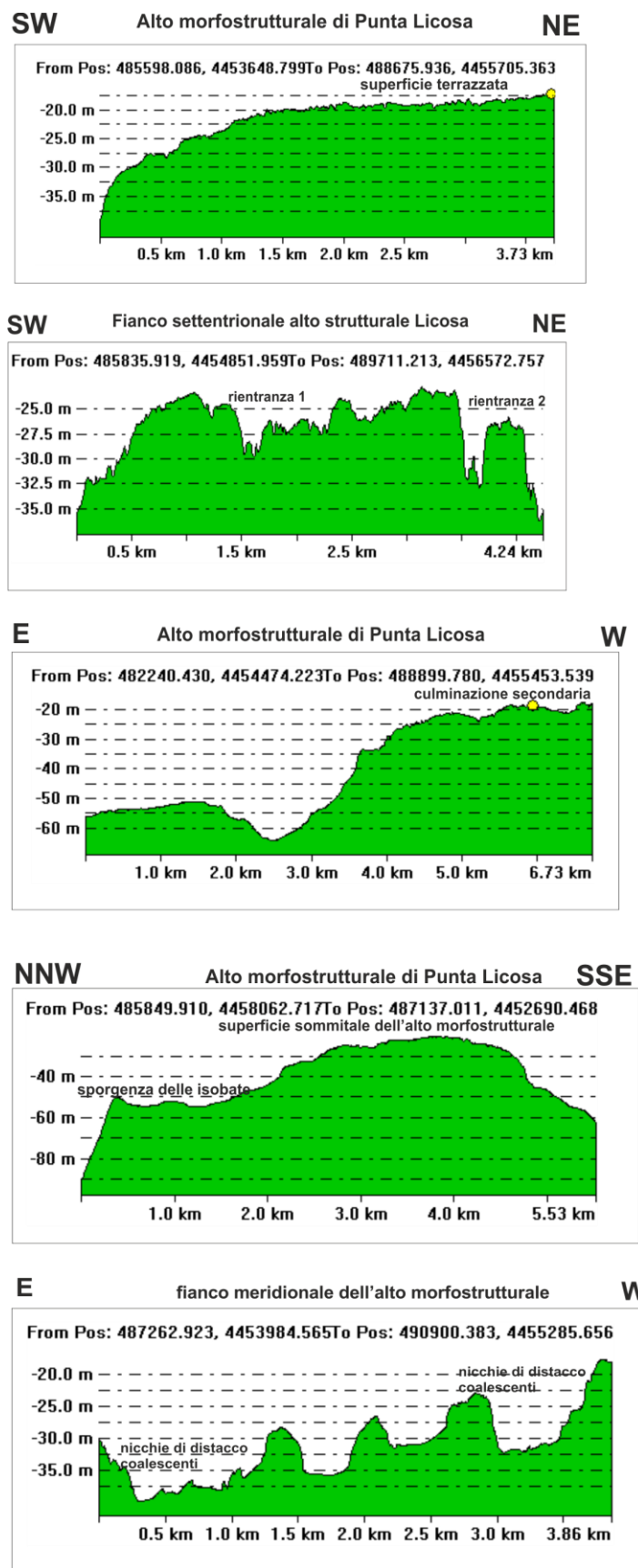


Fig. 7: Profili batimetrici seriatati nell'alto morfostrutturale di Punta Licosa.

## 5. STRATIGRAFIA SISMICA

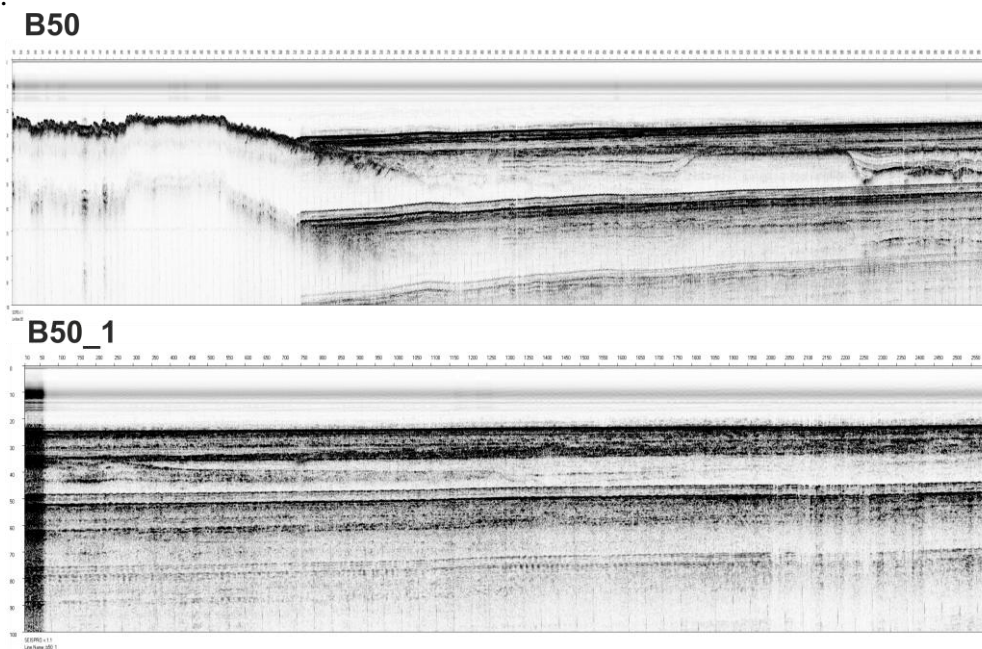
E' stata effettuata un'interpretazione geologica delle sezioni sismiche acquisite nell'alto morfostrutturale di Punta Licosa in base ai criteri della stratigrafia sismica, con lo scopo di effettuare il riconoscimento delle principali superfici terrazzate e di fornire una correlazione interpretativa con le curve della stratigrafia isotopica. L'approccio alla stratigrafia sismica si basa sul principio che i riflettori sismici, determinati da contrasti di impedenza acustica (prodotto della velocità sismica per la densità del materiale attraversato) corrispondono ai piani di strato. Pertanto, la geometria delle riflessioni individuabile su un profilo sismico corrisponde in linea di massima alle geometrie deposizionali (VAIL et al., 1977; MITCHUM et al., 1977; ANSTEY et al., 1982).

L'interpretazione geologica dei profili sismici a riflessione ha consentito di distinguere le principali unità sismo-stratigrafiche presenti nel sottofondo marino, separate da riflettori significativi, corrispondenti a superfici notevoli di discordanza e/o concordanza. L'interpretazione delle sezioni ha consentito di effettuare una distinzione tra il basamento acustico, affiorante in ampi settori della zona sottocosta, per un'estensione notevolmente superiore a quella precedentemente segnalata (COPPA et al., 1988; FERRARO et al., 1997) e le zone di accumulo di sedimenti.

Sono stati selezionati alcuni tra i profili sismici più significativi per il tema scientifico affrontato, ed in particolare, i profili caratterizzati da affioramenti del basamento acustico roccioso, intagliato da orli di terrazzo posti a varie quote.

Il profilo sismico B50 è composto da due acquisizioni successive (B50 e B50\_1; fig. 8) ed è stato acquisito con andamento NNW-SSE in profondità d'acqua comprese tra i - 18.75 m (inizio acquisizione) ed i - 16.5 m (fine acquisizione). La penetrazione verticale è di 100 msec (pari a circa 62 m). Il fondale è ricoperto da praterie a Fanerogame marine, particolarmente diffuse in questa fascia batimetrica.

L'analisi sismo-stratigrafica ha consentito il riconoscimento di tre unità principali, separate da riflettori sismici significativi, che corrispondono con superfici erosive e/o di paraconcordanza. E' stato inoltre identificato il basamento acustico (unità S), che immerge al di sotto del riflettore A. La sua sommità è caratterizzata dalla presenza di un terrazzo marino, posto a circa - 17 m di profondità (fig. 8).



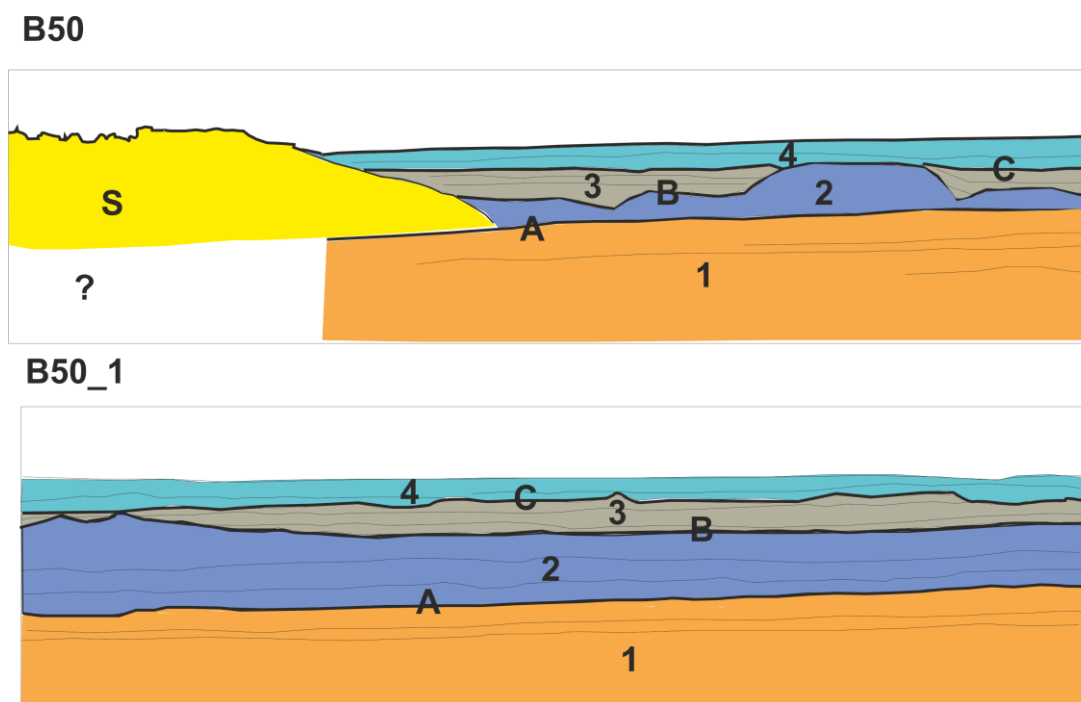


Fig. 8: (a) Profili sismici B50 e B50\_1 e corrispondente interpretazione geologica (b). Si noti la presenza del basamento acustico (unità S) correlabile con l'unità del "Flysch del Cilento" *Auct.* L'architettura stratigrafica dei depositi marini quaternari è caratterizzata da tre principali unità sismiche (1, 2 e 3). Inoltre, si noti la presenza di due ampi paleo-canali, individuati alla sommità dell'unità sismica 2 e riempiti dai depositi dell'unità sismica 3.

La prima unità sismica (unità 1) è caratterizzata da riflettori sismici piano-paralleli e presenta uno spessore medio di circa 44 msec (pari a 37.5 m di profondità); è delimitata alla sommità da un riflettore sismico principale, che sembra in continuità stratigrafica (riflettore A).

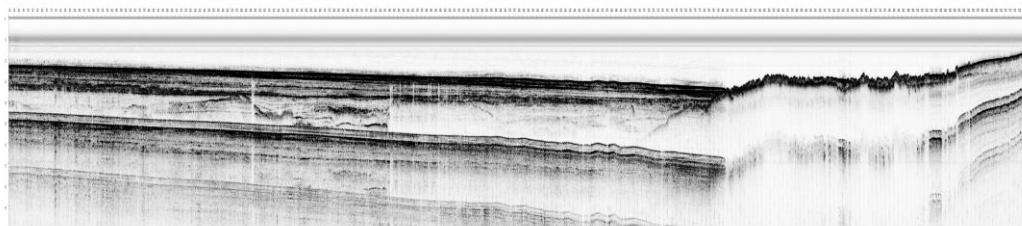
La seconda unità (unità 2) è caratterizzata da una facies acustica trasparente e presenta uno spessore medio di circa 10 msec (equivalenti a circa 8.5 m); questa, caratterizzata da una geometria esterna di tipo lentiforme, si va assottigliando verso la fine del primo profilo (B50) ed all'inizio del secondo profilo (B50\_1), fino a chiudersi completamente per la presenza di un ampio paleo-canale. L'unità è delimitata da due riflettori sismici: alla base, dalla discordanza A, con la quale presenta rapporti stratigrafici di *onlap* ed alla sommità dal riflettore B, che corrisponde ad una superficie principale di erosione. La geometria esterna dell'unità e la sua facies acustica suggeriscono che questa possa costituire un corpo sabbioso a granulometria grossolana.

La terza unità (unità 3) è caratterizzata da una facies acustica con riflettori discontinui di ampiezza elevata, alternati ad intervalli più trasparenti; presenta uno spessore medio di circa 20 msec (pari a circa 17 m di profondità). Essa riempie un paleo-alveo, intercalato all'interno della successione stratigrafica, caratterizzato da un'ampiezza media di 1.6 km nel primo profilo e di circa 415 m nel secondo profilo. L'unità è probabilmente costituita da alternanze di sabbie (intervalli trasparenti) e argille (riflettori continui).

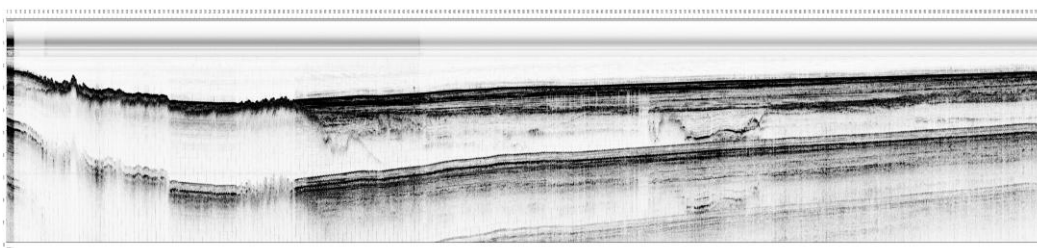
Il profilo sismico B51 (fig. 9) presenta una lunghezza di circa 6100 m ed è stato acquisito con un andamento NNE-SSW in profondità d'acqua comprese tra i - 19.5 m (all'inizio dell'acquisizione) ed i - 12 m (a fine acquisizione). La penetrazione verticale del profilo studiato è di circa 100 msec (circa 64.5 m di sedimento). In corrispondenza degli affioramenti sottocosta del basamento acustico roccioso (unità S) sono stati rinvenute due superfici terrazzate, localizzate rispettivamente a profondità di - 18 m e di - 21 m.

L'analisi sismo-stratigrafica ha consentito il riconoscimento di tre unità, separate da riflettori sismici significativi, che corrispondono con superfici erosive e/o di paraconcordanza (fig. 9).

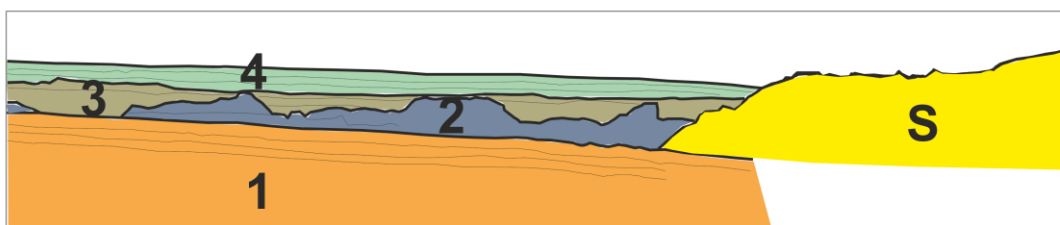
**B51**



**B52**



**B51**



**B52**

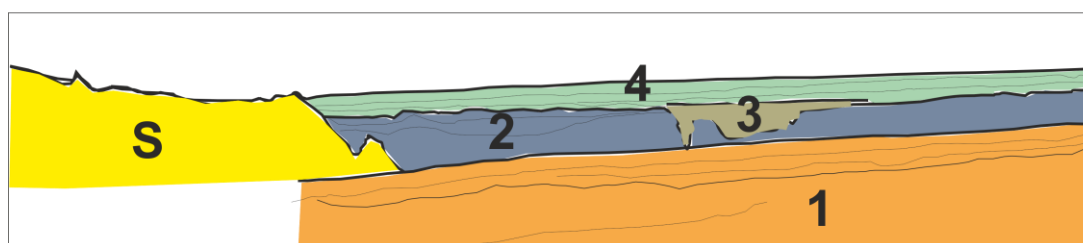


Fig. 9: (a) Profili sismici B51 e B52 e corrispondente interpretazione geologica (b). L'architettura stratigrafica dei depositi marini quaternari è caratterizzata da tre principali unità sismiche (1, 2, 3; si veda anche la fig. 8). Nel profilo sismico B52 si notano inoltre: un'ampio canale, che si individua alla sommità dell'unità 2 ed è riempito dai depositi dell'unità sismica 3; varie sacche di gas, evidenti dallo sbiancamento del segnale acustico ed alcuni lembi di superfici terrazzate.

La prima unità (unità 1), composta da sedimenti marini, è caratterizzata da riflettori sismici piano-paralleli e presenta uno spessore medio di circa 44 msec (pari a circa 37.5 m).

La seconda unità (unità 2) è costituita da una facies acustica trasparente e da una geometria esterna di tipo lentiforme; il suo spessore è di circa 10 msec (pari a 8.5 m). L'unità presenta alla base una superficie di discordanza (riflettore A) ed alla sommità una *unconformity* erosiva principale. La facies acustica ed i rapporti stratigrafici suggeriscono che l'unità 2 sia composta da sabbie grossolane, che formano il riempimento di paleo-canali.

La terza unità (unità 3) è caratterizzata da una facies acustica con riflettori discontinui di ampiezza elevata, alternati ad intervalli più trasparenti e presenta uno spessore medio di circa 20

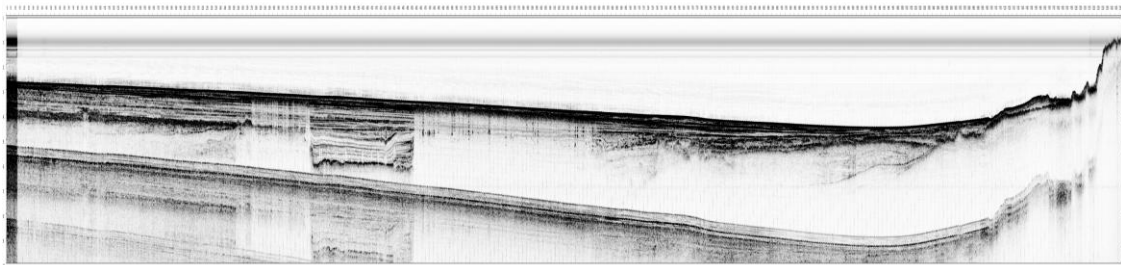
msec (pari a 17 m). E' stata inoltre identificata una sacca di gas che attraversa interamente le tre sequenze sismiche visibili sul profilo e che arriva fino a fondo mare.

Il profilo sismico B52 presenta caratteristiche sismo-stratigrafiche analoghe a quelle del profilo B51 (fig. 9); sono stati rinvenuti lembi di superfici terrazzate a - 18 m ed a - 21 m di profondità.

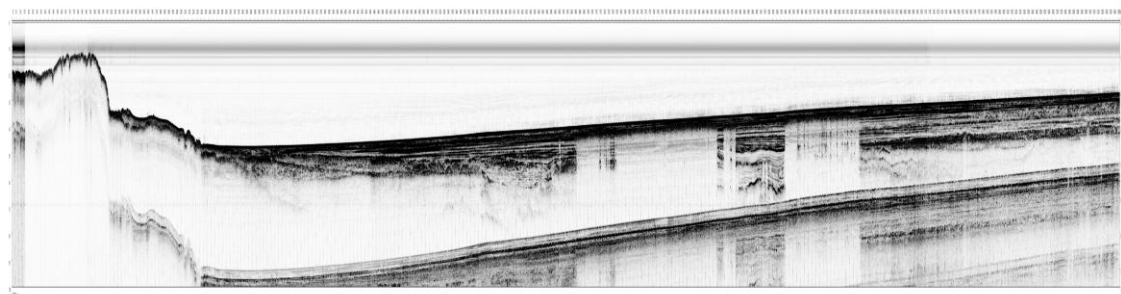
L'interpretazione geologica dei profili sismici B55 e B56 (fig. 10) ha evidenziato la presenza del basamento acustico (unità S), che affiora a fondo mare nell'area sottocosta e si immerge verso mare al di sotto dei depositi marini quaternari. Lembi di superfici terrazzate disposti a varie quote (- 8 m, - 18 m e - 21 m sul profilo B55; - 10 m e - 17 m sul profilo B56) evidenziano la complessa morfo-evoluzione del basamento acustico.

I depositi marini quaternari sono organizzati in tre principali unità sismiche (unità 1, 2 e 3), separate da due superfici erosive e/o di paraconcordanza (riflettori A e B). L'unità 3 è stata ulteriormente suddivisa in due sub-unità (denominate rispettivamente 3a e 3b) in base alla presenza di una *unconformity* locale. L'unità 3a rappresenta infatti il riempimento di un'ampia struttura canalizzata, che rappresenta probabilmente un paleo-alveo (fig. 10).

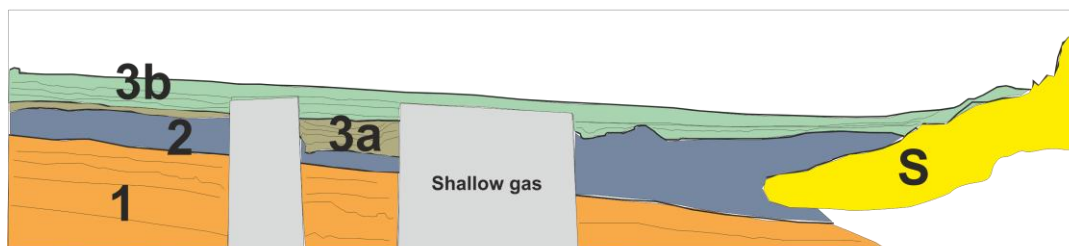
## B55



## B56



## B55



## B56

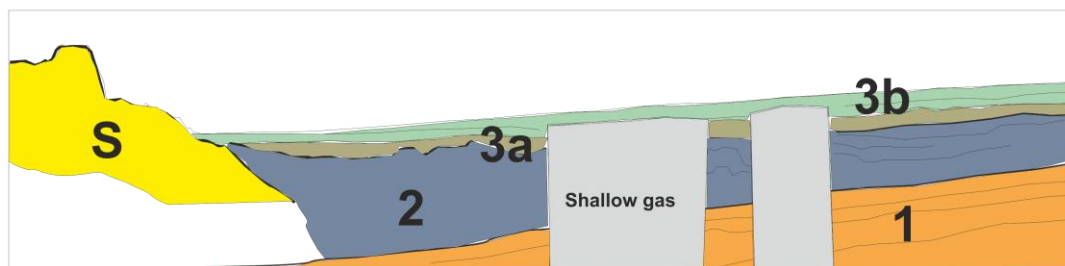


Fig. 10: (a) Profili sismici B55 e B56 e corrispondente interpretazione geologica (b). Si noti la presenza del basamento acustico (unità S) affiorante a fondo mare nell'area sottocosta e che si immerge verso mare al di sotto dei depositi quaternari, che formano la copertura sedimentaria recente. Lembi di superfici terrazzate disposti a varie quote (- 8 m, - 18 m e - 21 m sul profilo B55; - 10 m e - 17 m sul profilo B56) evidenziano la complessa morfo-evoluzione del basamento acustico durante il Quaternario superiore.

Il profilo sismico B61 è composto da due acquisizioni successive (B61a e B61b; fig. 11) ed è stato acquisito in profondità d'acqua comprese tra - 21 m all'inizio dell'acquisizione ed i - 16 m alla fine dell'acquisizione con un andamento NNE-SSW. La penetrazione verticale del profilo studiato è di 69 msec, equivalenti a circa 59 m di sedimento. Il tetto del basamento acustico (unità S) presenta vari orli di superfici terrazzate, localizzati rispettivamente a - 24 m ed a - 14 m (nel primo tratto della sezione), a - 18 m, a - 10 m ed a - 27 m (nel secondo tratto della sezione).

E' stato inoltre identificato un settore del fondo mare in erosione attiva, evidenziato dalla presenza di zone canalizzate. Il basamento acustico affiora inoltre in corrispondenza di un alto morfo-strutturale principale posto al centro dell'area, probabilmente controllato tettonicamente da parte di faglie dirette. I depositi marini quaternari sono organizzati in tre principali sequenze sismiche (1, 2 e 3), separate da riflettori significativi, che corrispondono con superfici erosive e/o di paraconcordanza e presentano un'architettura stratigrafica simile a quella delle sezioni mostrate in precedenza (fig. 11).

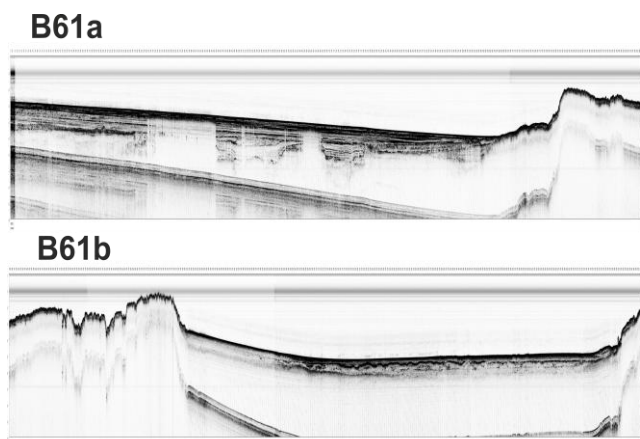


Fig. 11: Profilo sismico B61, distinto in due acquisizioni successive (B61a e B61b). L'architettura stratigrafica del profilo sismico è caratterizzata dal basamento acustico (unità S) e da tre unità sismiche (unità 1, 2 e 3), che costituiscono i depositi marini quaternari. Si noti che l'unità 3 è suddivisa in due sub-unità (3a e 3b) da una discordanza locale. Sono state inoltre riconosciute varie faglie dirette, che dislocano verticalmente gli affioramenti di basamento acustico, alcune sacche di gas, evidenti dallo sbiancamento del segnale acustico ed un settore di fondale in erosione attiva, evidenziato dalla presenza dei canali sottomarini 1, 2, 3 e 4.

Analogamente, il profilo sismico B62 (fig. 12), distinto in due acquisizioni successive (B62 e B62a) è caratterizzato da un basamento acustico (unità S) che affiora estesamente nel settore sottocosta, dove appare ribassato da faglie dirette. Sono stati individuati tre terrazzi marini, localizzati rispettivamente a  $-10$  m, a  $-20$  m ed a  $-50$  m di profondità.

Il fondale presenta indizi di un'erosione ancora attiva, che appare evidenziata da canali che incidono il fondo mare (fig. 12). Sono presenti riempimenti costituiti da sedimenti marini recenti con geometria esterna cuneiforme, localizzati alla sommità del basamento acustico.

Sono state riconosciute tre unità separate da riflettori sismici significativi, che corrispondono con superfici erosive e/o di paraconcordanza. La prima unità (unità 1) è caratterizzata da riflettori sismici piano-paralleli e presenta uno spessore medio di circa 54 msec (pari a 46 m); è delimitata alla sommità da una paraconcordanza (riflettore A).

La seconda unità (unità 2) è caratterizzata da una facies acustica trasparente; lo spessore medio dell'unità è di circa 31 msec (pari a 26 m). Tale unità è delimitata da due riflettori sismici: alla base da una superficie di discordanza (riflettore A) ed al top dal riflettore B, che corrisponde ad una superficie principale di erosione. Si può osservare inoltre la presenza di due paleo-canali, che presentano un'estensione di circa 2 km ciascuno.

La terza unità (unità 3) è caratterizzata da una facies acustica con riflettori discontinui di ampiezza elevata, alternati ad intervalli trasparenti e presenta uno spessore medio di circa 18 msec (pari a circa 15 m di profondità); tale unità potrebbe essere composta da sedimenti a granulometria grossolana. In questa terza unità si può osservare, inoltre, una discordanza locale che suddivide l'unità nelle due sub-unità 3a e 3b.



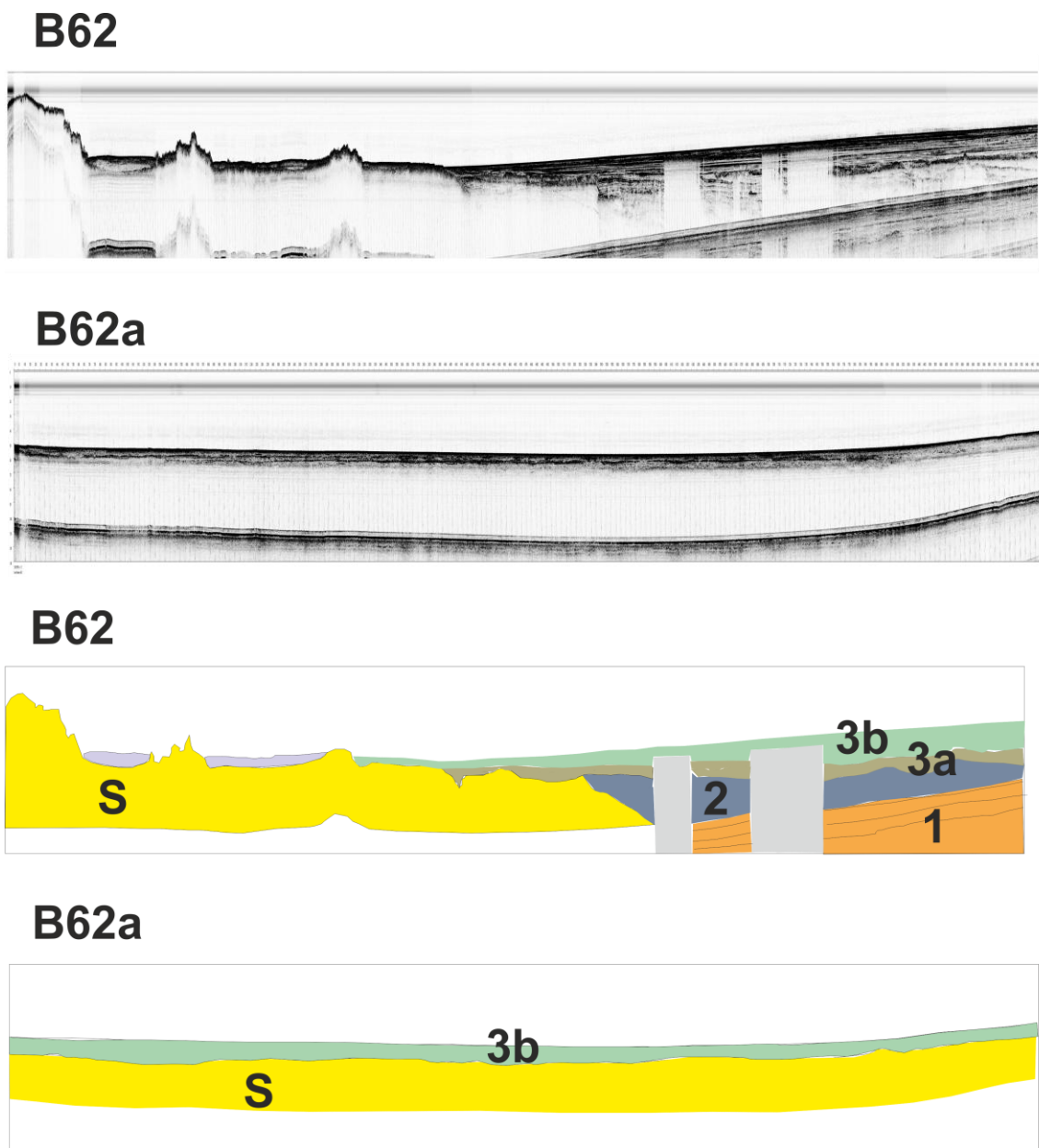


Fig. 12: (a) Profilo sismico B62, distinto in due acquisizioni successive (B62 e B62a) e corrispondente interpretazione geologica (b). L'architettura stratigrafica del profilo sismico è caratterizzata dal basamento acustico (unità S) e da tre unità sismiche (unità 1, 2 e 3), che rappresentano i depositi marini quaternari. Una discordanza di carattere locale suddivide l'unità 3 in due sub-unità (3a e 3b). Sono state individuate due faglie dirette, che ribassano il basamento acustico. E' presente inoltre una struttura canalizzata; vari orli di superfici terrazzate sono localizzate sul basamento acustico. Sono inoltre presenti varie sacche di gas, di ampia estensione laterale. Un settore di fondale è caratterizzato da erosione attiva (evidenziato dalla presenza dei canali 1, 2 e 3) e da sacche di riempimento per i sedimenti marini recenti.

Il profilo sismico B15 (fig. 13) presenta un andamento NW-SE ed investiga un settore di fondale a profondità d'acqua comprese tra i - 42 m (all'inizio dell'acquisizione) ed i - 5 m (a fine acquisizione). Le caratteristiche del fondale sono legate alla presenza di estesi affioramenti del basamento acustico roccioso. Il basamento acustico è ribassato da faglie dirette poste rispettivamente allo *shot* 850 ed allo *shot* 1170 (fig. 13). La sommità del basamento acustico è caratterizzata da vari lembi di terrazzi marini, localizzati rispettivamente a - 5 m, a - 19 m ed a - 31 m di profondità. E' stato inoltre identificato un settore di fondo mare in erosione attiva, evidenziato dalla presenza di numerose zone canalizzate. Le coperture sedimentarie sono piuttosto ridotte e sono state riconosciute solo nella parte iniziale della sezione. Qui sono state identificate unità grossolane, poco stratificate, probabilmente costituite da sabbie.

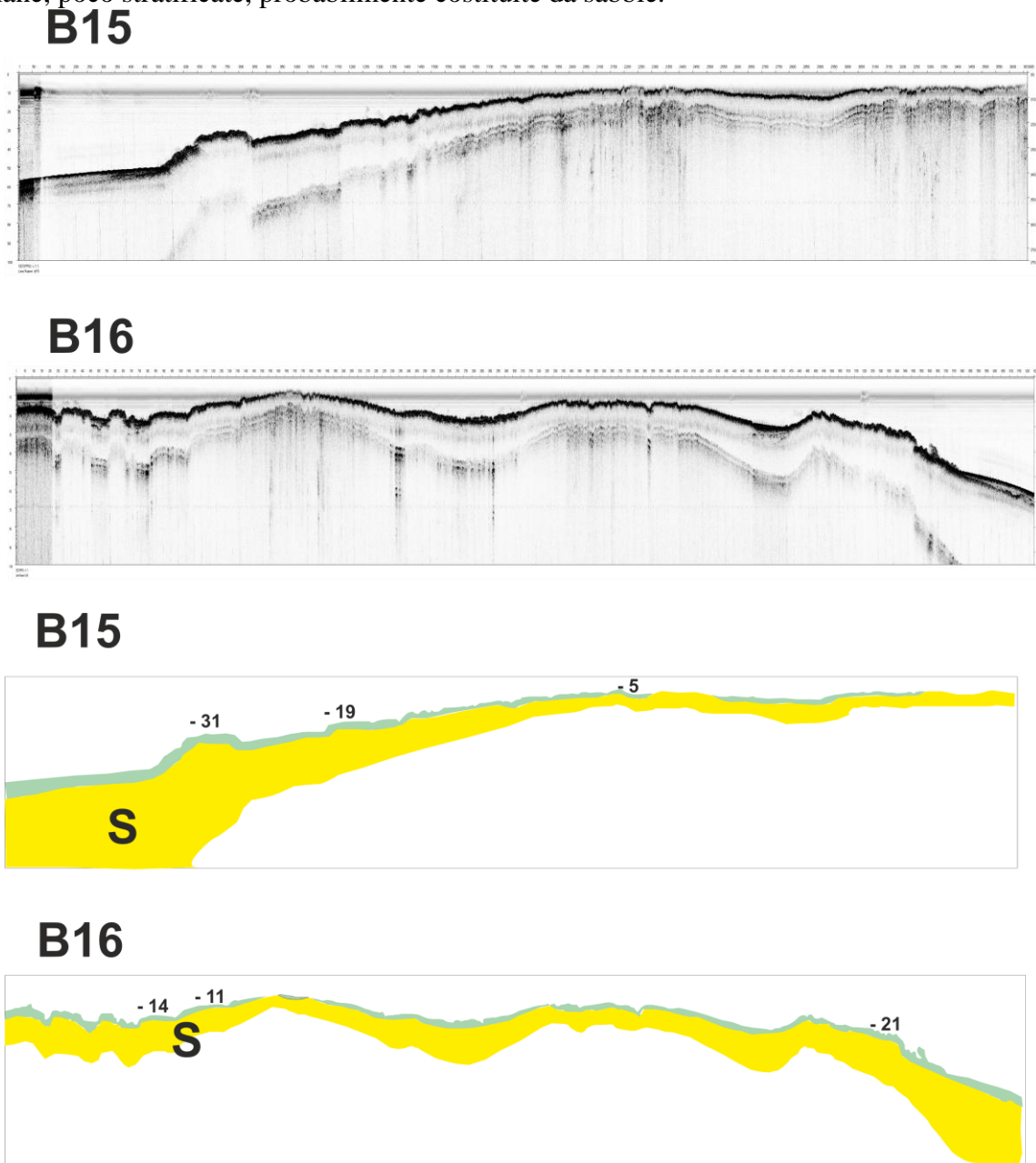
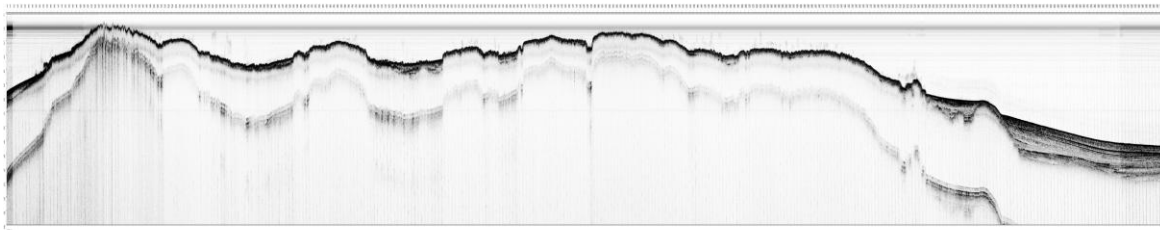


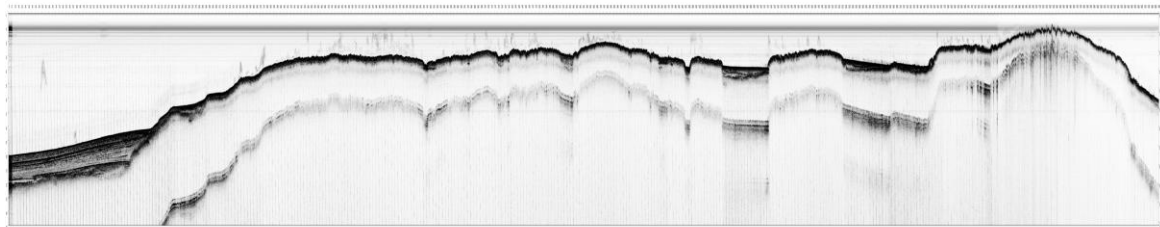
Fig. 13: (a) Profili sismici B15 e B16 e corrispondente interpretazione geologica (b). Entrambe le sezioni sono caratterizzate da estesi affioramenti del basamento acustico (unità S), che appaiono ribassati da faglie dirette. La superficie erosiva policiclica affiorante al fondo marino in corrispondenza della sommità del basamento acustico è intagliata da vari lembi di superfici terrazzate. Si osservano inoltre lembi di coperture sedimentarie, probabilmente rappresentate da sabbie ed una zona di erosione attiva, caratterizzata da vari canali (canali 1, 2, 3, 4 e 5).

Il profilo sismico B19 (fig. 14) presenta un andamento NW-SE ed investiga un settore di fondale in profondità d'acqua comprese tra i - 46 m e i - 74 m. La sommità del basamento acustico è caratterizzata da vari lembi di superfici terrazzate, localizzati rispettivamente a profondità di - 44 m, di - 47 m e di - 50 m (fig. 14). E' stato inoltre identificato un settore di fondo mare in erosione attiva, evidenziato dalla presenza di canalizzazioni al fondo mare. Le coperture sedimentarie sono molto ridotte e rappresentate da unità grossolane poco stratificate, probabilmente costituite da sabbie.

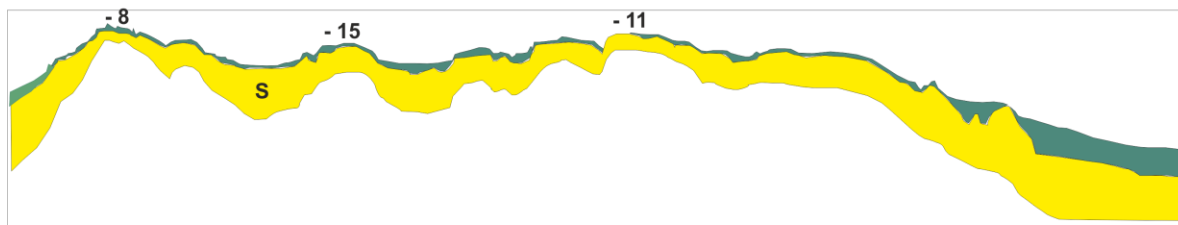
**B18**



**B19**



**B18**



**B19**

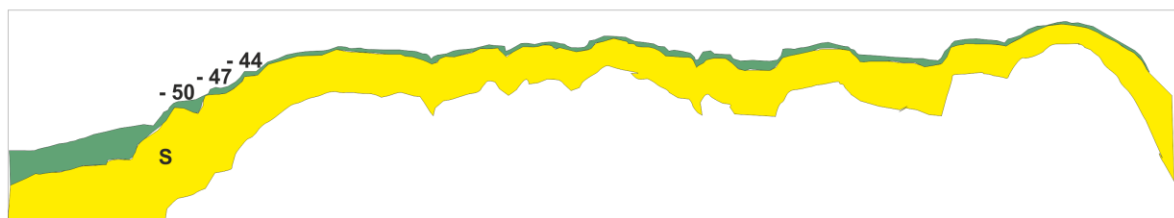


Fig. 14: Profili sismici B18 e B19 e corrispondente interpretazione geologica (b). Si noti la presenza di un esteso affioramento di basamento acustico (unità S) ribassato da faglie dirette, inciso da numerosi orli di terrazzi marini corrispondenti ad episodi di stazionamento basso del livello marino. Sono presenti lembi di coperture sedimentarie recenti (probabilmente sabbie) ed una zona caratterizzata da erosione attiva (canale 1).

Viene di seguito riportata una tabella ricapitolativa, nella quale al profilo sismico vengono associate le profondità degli orli delle superfici terrazzate che intagliano il basamento acustico roccioso riconosciute in base alla sismica a riflessione (Tabella 1).

| Profilo sismico | Numero superfici terrazzate | Profondità orli di terrazzo |
|-----------------|-----------------------------|-----------------------------|
| B50, B50_1      | 1                           | - 17 m                      |
| B51             | 2                           | - 18 m, - 21 m              |
| B52             | 2                           | - 18 m, - 21 m              |
| B55             | 3                           | - 8 m, - 18 m, - 21 m       |
| B56             | 2                           | - 10 m, - 17 m              |
| B61a            | 2                           | - 14 m, - 24 m              |
| B61b            | 3                           | - 10 m, - 18 m, - 27 m      |
| B62             | 3                           | - 10 m, - 20 m, - 50 m      |
| B15             | 3                           | - 5 m, - 19 m, - 31 m       |
| B19             | 3                           | - 44 m, - 47 m, - 50 m      |
| B20             | 3                           | - 10 m, -21 m, - 43 m       |
| B22             | 3                           | - 15 m, - 25 m, - 47 m      |

Tabella 1: Tabella riepilogativa mostrante il numero di superfici terrazzate e la profondità degli orli di terrazzo associata ai relativi profili sismici.

## 6. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'elaborazione e l'interpretazione di una griglia dettagliata di profili sismici a riflessione di altissima risoluzione acquisiti nell'offshore della piattaforma continentale della Campania tra la foce del fiume Solofrone e l'abitato di Agnone (Cilento) hanno consentito di effettuare uno studio sugli indicatori geomorfologici di variazioni relative del livello marino in un'area di piattaforma continentale interna. La finalità principale di tale interpretazione è stata quella di identificare i lineamenti geologici e morfologici presenti a fondo mare e nel primo sottofondo marino. I profili sismici, acquisiti tramite il *Chirp Subbottom Profiler*, sono stati processati tramite l'uso di un *software* di riletture ed elaborazione dati, il SEISPRHO (GASPERINI & STANGHELLINI, 2009).

L'interpretazione geologica delle sezioni sismiche è stata effettuata secondo i criteri della stratigrafia sismica; questa ha consentito di distinguere le principali unità sismo-stratigrafiche presenti nel sottofondo marino, separate da riflettori significativi, corrispondenti con superfici notevoli di concordanza e/o discordanza. L'interpretazione delle sezioni ha consentito di effettuare una distinzione tra il basamento acustico, affiorante in ampi settori della zona sottocosta, per

un'estensione al fondo mare che risulta notevolmente superiore rispetto a quella segnalata da studi precedenti (COPPA et al., 1988; FERRARO et al., 1997) e le zone di accumulo dei sedimenti.

Gli affioramenti di basamento acustico, correlabile con le unità del Flysch del Cilento *Auct.*, estesamente affiorante nei retrostanti settori emersi, sono particolarmente diffusi nella fascia batimetrica compresa tra i - 10 m ed i - 50 m di profondità (quindi nella piattaforma interna in senso stretto) e formano superfici terrazzate a bassa pendenza nella zona sottocosta della piattaforma interna tra la foce del fiume Solofrone e Punta Licosa.

L'analisi del segnale sismico e la correlazione con sonogrammi *Sidescan Sonar* acquisiti sulle stesse linee di navigazione del *Chirp Subbottom Profiler* hanno evidenziato la presenza di ampie praterie a *Posidonia oceanica* e *Cymodocea nodosa*, particolarmente diffuse in bassi fondali entro i - 50 m di profondità. Procedendo verso il largo, il basamento acustico viene ribassato da faglie dirette al di sotto della copertura sedimentaria recente, organizzata in tre principali unità sismo-stratigrafiche separate da superfici di discordanza. Il basamento acustico roccioso rilevato in quest'area risulta correlabile con le unità rocciose del "Flysch del Cilento", estesamente affioranti a terra nel corrispondente settore emerso del Promontorio del Cilento (BONARDI et al., 1988).

Nel settore settentrionale dell'area studiata, cioè nell'offshore compreso tra la foce del fiume Solofrone e Punta Licosa, l'analisi sismo-stratigrafica ha evidenziato che la copertura sedimentaria recente, di età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene, è organizzata in tre principali unità sismo-stratigrafiche (fig. 8-12).

La prima unità (unità 1) è caratterizzata da riflettori sismici piano-paralleli e presenta uno spessore medio compreso tra 40 e 50 metri; è composta da sedimenti marini ed è delimitata alla sommità di una superficie di paraconcordanza (riflettore A).

La seconda unità (unità 2) è caratterizzata da una facies acustica trasparente e presenta uno spessore medio compreso tra 7 e 10 metri; questa è delimitata da due riflettori sismici: alla base dal riflettore A (in paraconcordanza) ed alla sommità dal riflettore B (che corrisponde ad una superficie principale di erosione) ed è probabilmente composta da sabbie (fig. 8-12).

La terza unità (unità 3) è caratterizzata da una facies acustica trasparente, con riflettori sismici che sono stati rinvenuti soprattutto nella parte basale e presenta uno spessore medio di circa 10 metri; è costituita probabilmente da alternanze di sabbie e argille (fig. 8-12).

Nella stessa area sono presenti ampie sacche di *shallow gas*, di dimensioni talora chilometriche, che tagliano la successione stratigrafica fino a fondo mare. In corrispondenza di tali sacche di gas sono state rinvenute a fondo mare strutture a *pockmarks*, localizzate all'interno di campi di forma subcircolare. Va inoltre specificato che nelle aree di affioramento del basamento acustico roccioso le coperture sedimentarie, composte dai sedimenti marini quaternari risultano ridotte e/o assenti.

In base a tali considerazioni, la piattaforma continentale interna tra la foce del fiume Solofrone e Punta Licosa rappresenta, nel suo settore settentrionale, un'area depocentrale di sedimenti marini, come evidenziato dall'affioramento a fondo mare di sedimenti marini, che presentano granulometrie prevalentemente sabbiose (FERRARO et al., 1997). Sono presenti bande sabbiose grossolane parallele alla linea di costa, che evidenziano la probabile attività di correnti di fondo, attive *alongshore*.

Tale area rappresenta il proseguimento verso mare della Piana di S. Maria, delimitata dagli alti morfologici del M.te Tresino a nord e delle colline di Castellabate verso sud-est. Oltre ai depositi attuali e recenti, qui affiorano i depositi quaternari del Complesso delle Arenite di S. Antonio e di S. Marco ed il Complesso di Comenale, costituito sia da sabbie marine che da sabbie eoliche (CINQUE et al., 1994).

Nel suo settore meridionale la piattaforma continentale rappresenta chiaramente un'area di alto strutturale, risultante dal prolungamento verso mare dell'alto strutturale di Punta Licosa. Ciò è evidenziato dall'ampia diffusione al fondo mare degli affioramenti di basamento acustico roccioso, geneticamente correlabile con il "Flysch del Cilento" *Auct.* Il basamento acustico affiora estesamente nei settori sottocosta, delineando una superficie terrazzata, che degrada verso mare con

basse pendenze, fino ad immergersi al di sotto della copertura sedimentaria recente, probabilmente a causa del controllo di faglie dirette. Procedendo verso mare, tale basamento acustico roccioso affiora nuovamente in corrispondenza di un ampio alto morfo-strutturale, controllato da faglie dirette. L'interpretazione geologica delle sezioni sismiche ha evidenziato che tale alto presenta un'estensione complessiva di circa 1.4 km ed i suoi bordi appaiono controllati da faglie dirette. La sommità del basamento acustico roccioso è invece rappresentato da un'ampia superficie erosiva, probabilmente policiclica, affiorante a fondo mare nella zona sottocosta. Il drappeggio dei sedimenti olocenici a fondo mare, qualora presente, ha uno spessore complessivo inferiore ai 2 metri. Tale superficie erosiva appare coinvolta da vari lembi di superfici terrazzate (Tabella 1).

In quest'area sono stati rinvenuti affioramenti significativi di sabbie grossolane organogene geneticamente collegate alla regressione wurmiana. In base ai dati di carotaggi prelevati nell'area di Punta Licosa (FERRARO et al., 1997; fig. 4) tali depositi sono costituiti da sabbie grossolane organogene contenenti abbondanti gusci interi e frammenti di Molluschi, valve di *Arctica islandica*, radioli di Echinidi e Briozoi, passanti verso l'alto, con contatto netto, a sabbie medie ed a coperture pelitiche di spessore variabile, ma inferiore ai 2 metri. Si tratta di depositi litorali relitti organizzati in prismi costieri in appoggio sulle progradazioni di margine di piattaforma, che rappresentano porzioni di spiagge sommerse collegate all'ultimo stazionamento basso del livello del mare, in corrispondenza dello stadio isotopico 2. I depositi si rinvengono come cordoni dunari con allungamento NW-SE, presenti nel settore sud-occidentale dell'area a profondità comprese tra -140 m e -145 m e presentano un'età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene.

Nel settore sud-occidentale dell'area in studio sono state rilevate in affioramento al fondo mare ampi affioramenti di unità marine relitte pleistoceniche. Tali unità sono rappresentate da depositi marini da grossolani a fini, probabilmente costituiti da sabbie e ghiaie ben cernite con frammenti bioclastici e da sabbie medio-fini, con copertura pelitica di spessore variabile, ma inferiore ai 2 metri, che costituiscono palinestesi di ambienti di spiaggia e di piattaforma continentale. I depositi, stratigraficamente sottostanti il *system tract* di basso stazionamento, rappresentano le parti rimanenti di sistemi di spiaggia di età più antica, correlabili agli stadi isotopici 4 e 3 ed hanno una probabile età del Pleistocene superiore.

La distribuzione dei terrazzi marini pleistocenici ha fornito stime assolute dei movimenti verticali che hanno interessato la fascia costiera del Cilento. Nell'area del Cilento settentrionale, i terrazzi marini più antichi, del Pleistocene medio, sono stati rinvenuti a quote massime di 60 metri sul livello del mare (CINQUE et al., 1994). Al Monte Bulgheria (Cilento meridionale) i terrazzi marini del Pleistocene inferiore-Pliocene superiore sono sollevati a 450 metri sul livello del mare, mentre i terrazzi dell'Emiliano sono stati rinvenuti a quote massime di 350 m s.l.m. (BAGGIONI et al., 1981; LIPPMANN-PROVANSAL, 1987). Le linee di riva rinvenute a 100 metri sul livello del mare sono ricoperte da depositi continentali che includono antichi manufatti dell'Auchelleniano (PALMA DI CESNOLA, 1980), che supportano il limite cronologico superiore di tali terrazzi al Pleistocene medio-inferiore. Le linee di riva collegate al paleo-livello del mare dell'Eutirreniano sono state rinvenute ad una quota eustatica costante lungo tutta la costa del Cilento e quindi suggeriscono che questa regione ha acquistato una stabilità tettonica alla fine del Pleistocene medio (ROMANO, 1992).

In particolare, nell'area del Monte Bulgheria, le differenti fasi di sollevamento e di frammentazione tettonica hanno prodotto diversi ordini di forme erosive a bassa pendenza, talvolta suborizzontali, che tagliano il massiccio carbonatico a quote comprese tra 400 e 1000 metri. Il più basso ed il più recente di questi ordini di paleo-livelli di base include anche i terrazzi marini di abrasione, i cui depositi correlativi sono stati datati al substadio Emiliano del Pleistocene inferiore (BORRELLI et al., 1988). Lungo la scarpata costiera meridionale del Monte Bulgheria alcune faglie bordiere sono state frammentate dal terrazzo Emiliano, producendo una duplicazione di quest'ultimo, che ha raggiunto il livello del mare attuale (ANTONIOLI et al., 1994). Alcune evidenze geomorfologiche e stratigrafiche hanno portato ad assumere che la suddetta frammentazione marginale è avvenuta durante il sollevamento tettonico dell'area, che è stato seguito da un generalizzato abbassamento dell'area, dell'ordine di circa 200 metri. Data l'assenza di materiali

databili, le età della maggior parte dei terrazzi post-emiliani (cioè i cinque o sei ordini di terrazzi di età compresa tra + 200 m e + 50 m) non sono note. Tuttavia, dato che il terrazzo più basso ha una copertura continentale che contiene artefatti riferibili alla parte centrale del Pleistocene medio, i terrazzi marini più elevati sono databili al Pleistocene medio iniziale o anche alla parte finale del Pleistocene inferiore.

Studi geologici e geomorfologici condotti sul settore emerso e sommerso di Capo Palinuro (ANTONIOLI et al., 1997), finalizzati al riconoscimento delle tracce di antichi stazionamenti del livello del mare hanno fornito importanti evidenze anche sul settore sommerso dell'area in studio (fino a 50 metri di profondità), che è stato indagato tramite immersioni ARA effettuate sia lungo la falesia che nelle numerose cavità carsiche sommerse presenti all'interno del promontorio calcareo.

Nella fascia costiera emersa è stata individuata una successione di sette ordini di terrazzi marini, a quote comprese tra 180 e 2 metri sul livello del mare. Essi tagliano sia le rocce carbonatiche mesozoiche, che costituiscono l'ossatura di Capo Palinuro, che le formazioni terrigene meso-cenozoiche, che affiorano nell'area a nord del Capo. I primi cinque ordini di terrazzi (rispettivamente posti a 180/170 m, 140/130 m, 100 m, 75/65 m e 50 m sul livello del mare) sono rappresentati da ripiani di abrasione marina, che solo localmente conservano resti di una originaria copertura sedimentaria. Il sesto (8-7 m sul livello del mare) ed il settimo ordine (3/2 m sul livello del mare) sono invece rappresentati sia da forme di abrasione marina (piattaforme e solchi di battigia), scolpiti lungo le falesie carbonatiche di Capo Palinuro, che da depositi marini, passanti a formazioni eoliche ed a depositi di versante, affioranti lungo la costa compresa tra l'abitato di Palinuro e Torre Caprioli. Il rinvenimento di alcuni frammenti di *Strombus Bubonius* nei depositi marini associati alla linea di riva più recente conferma la sua attribuzione all'Eutirreniano, proposta da BRANCACCIO (1990) in base a misure di racemizzazione degli aminoacidi eseguite su gusci di *Glycimeris glycimeris* rinvenuti nel medesimo livello fossilifero.

I rapporti morfo-stratigrafici tra i depositi e le forme di erosione marina eutirreniani ed i depositi e le forme marine del sesto ordine di terrazzi riconosciuto consente di proporre per quest'ultimo una correlazione con la fase di *highstand* del livello del mare relativo allo stadio isotopico 7.

I cinque ordini di terrazzi più antichi risultano, infine, limitati cronologicamente all'inizio del Pleistocene medio in base alla loro continuità fisica con un'analogia successione di linee di riva, affiorante poco più a sud (lungo il versante meridionale del Monte Bulgheria) e ascritta dalla letteratura al Pleistocene medio (ASCIONE et al., 1999). La loro genesi è contemporanea all'ultima fase di sollevamento tettonico che ha coinvolto il Cilento meridionale e si verifica in periodi in cui il ritmo di sollevamento tettonico è uguagliato da quello della risalita eustatica del livello del mare e/o durante periodi di stasi nel sollevamento tettonico della terraferma. Tale fase di sollevamento cessa verso la fine del Pleistocene medio, come indica sia la quota dei depositi ascritti in via tentativa allo stadio isotopico 9 o 7 (+ 7/8 m sul livello del mare), sia correlazioni con l'area sud-cilientana. La quota di affioramento della linea di riva eutirreniana indica invece un ribassamento, anche se minimo, dell'area in studio, che si è verificato durante la fine del Quaternario.

Le evidenze geomorfologiche relative a paleo-stazionamenti rinvenute nel settore sommerso sono rappresentati principalmente da terrazzi di abrasione marina affioranti lungo la falesia, che spesso penetrano all'interno delle cavità carsiche fossili, spianandone il fondo. Altre evidenze sono invece rappresentate da solchi di battigia e più raramente da conglomerati marini forati da organismi litofagi. I terrazzi sono raggruppabili in quattro ordini principali, ubicati alle profondità di -44/46 m, - 18/24 m, - 12/14 m e - 7/8 m (ANTONIOLI et al., 1997). Secondo le evidenze presentate da questi autori, le tracce delle linee di riva rinvenute tra - 12/14 m e - 7/8 m sotto il livello del mare sono da ritenersi coeve, se non precedenti, l'ultimo Interglaciale. Infatti, queste mostrano indizi di una rielaborazione in ambiente subaereo, avvenuta durante una fase regressiva del livello marino, che, per le quote alle quali si rinvengono, devono essersi realizzate poco prima o

poco dopo il massimo trasgressivo dell'inizio del Pleistocene superiore, sicuramente non in tempi più recenti durante i quali il mare ha stazionato a profondità maggiori. Tuttavia, il paleostazionamento rappresentato dai solchi e dalle piattaforme di abrasione situati tra i - 7/8 metri di profondità può essere tentativamente ascritto ad uno degli stazionamenti minori del livello del mare che si sono verificati durante lo stadio isotopico 5 (sub-stadio 5.1), in base alla differenza di quota che esso presenta con i solchi e le piattaforme di abrasione eutirreniani affioranti fra 1.5 e 2 metri sotto il livello del mare.

Le due superfici terrazzate più profonde vengono ritenute dagli autori di più sicura attribuzione cronologica (ANTONIOLI et al., 1997). Il terrazzo situato tra 18 e 24 metri viene infatti attribuito alla parte finale dello stadio isotopico 3, in base alla correlazione altimetrica con le quote riportate nella curva delle oscillazioni del livello del mare del Mar Tirreno (ALESSIO et al., 1992). Le tracce di stazionamento del livello del mare rinvenute a profondità comprese tra 44 e 46 metri possono infine essere ascritte ad uno stazionamento del livello del mare che si è verificato durante l'ultima trasgressione marina post-glaciale, in base al loro buon stato di conservazione ed alla totale assenza di rimodellamento subaereo.

In base alle evidenze di carattere geologico e geomorfologico così discusse, le superfici terrazzate che intagliano l'alto morfostrutturale roccioso di Punta Licosa (Agropoli) sono coeve con quelle riconosciute da ANTONIOLI et al. (1997) nell'antistante area di Capo Palinuro.

L'interpretazione delle sezioni sismiche *Subbottom Chirp* ha infatti consentito il riconoscimento di quattro principali ordini di superfici terrazzate (si veda la Tabella 1). Le superfici terrazzate antiche sono state identificate a quote comprese tra - 50 m e - 43 m; tale famiglia di superfici terrazzate è correlabile con le superfici terrazzate comprese tra - 46 m e - 44 m di profondità nell'offshore antistante Capo Palinuro. Tali superfici sono state riconosciute soprattutto nella parte centrale dell'alto morfostrutturale. Il secondo ordine di superfici terrazzate riconoscibile nell'offshore di Agropoli in base ai dati della sismica di alta risoluzione è stato rinvenuto a quote comprese tra - 27 m e - 17 m ed è correlabile con le superfici terrazzate a quote comprese tra - 18 m e - 24 m nell'area di Capo Palinuro (ANTONIOLI et al., 1997). Il terzo ordine di superfici terrazzate è stato riconosciuto a quote comprese tra - 10 m e - 14 m ed è correlabile con le superfici comprese tra - 12 m e - 14 m nell'area di Capo Palinuro. Analogamente, gli orli di terrazzo presenti a - 8 m sono coevi, se non precedenti, l'ultimo interglaciale e sono correlabili con la parte finale dello stadio isotopico 3. Non è stato possibile riconoscere la linea di riva eutirreniana in base ai dati della sismica di alta risoluzione.

Con lo scopo di supportare tali conclusioni, è stata effettuata una correlazione tra la profondità delle superfici terrazzate nell'alto morfostrutturale di Punta Licosa riconosciute su una sezione sismica significativa e la curva della stratigrafia isotopica di MARTINSON et al. (1987), rappresentata in fig. 15. Com'è noto dalla letteratura, le risalite relative del livello del mare sono state piuttosto rapide a partire dal Pleistocene medio, soprattutto se comparate con i corrispondenti abbassamenti relativi del livello del mare (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; CHAPPELL & SHACKLETON, 1986; MARTINSON et al., 1987; BARD et al., 1990a; BARD et al., 1990b; PIRAZZOLI, 1993). In corrispondenza di tali risalite del livello marino si sono formate superfici trasgressive di erosione (*ravinement surfaces*), che appaiono frequentemente intercalate nel record stratigrafico dei margini continentali italiani (AIELLO & BUDILLON, 2004). Tali superfici si sono formate durante intervalli temporali che corrispondono, sulla curva isotopica, alla transizione dagli stadi isotopici pari a quelli dispari. Le curve isotopiche mostrano infatti che, per il Pleistocene glaciale, la risalita del livello del mare è stata molto rapida e più o meno comparabile in ampiezza con il più recente sollevamento del livello del mare (circa 120 m; BONIFAY, 1975), con periodicità di circa 100 ky.

Secondo la correlazione effettuata in fig. 15, i lembi delle superfici terrazzate localizzati a profondità comprese tra - 50 m e - 43 m (si veda la sezione sismica in basso nella figura) rappresentano probabilmente una breve stasi del livello marino che si è verificata durante la



trasgressione post-glaciale (o Flandriana). Tale interpretazione è suggerita anche dalle evidenze geomorfologiche rinvenute da ANTONIOLI et al. (1997) nell'area circostante Capo Palinuro (Punta Iacco), rappresentate da solchi di corrosione e da ciottoli arrotondati a questi associati. Non ci sono evidenze chiare di altre stasi del livello marino a profondità più basse che possano essere riferite alla trasgressione Flandriana. Infatti, questa trasgressione è stata molto veloce e non ha presentato pause abbastanza lunghe da lasciare segni di erosione su litologie rocciose. Le evidenze geomorfologiche nel settore emerso antistante l'area di Capo Palinuro hanno tuttavia dimostrato che questa trasgressione ha progressivamente provocato l'erosione ed il completo smantellamento della conoide di detriti che ricopriva la base delle falesie costiere durante l'ultima Fase Glaciale, permettendo la riattivazione di queste strutture costiere antiche alcune centinaia di migliaia di metri.

Un secondo ordine di superfici terrazzate è stato riconosciuto a profondità comprese tra - 27 m e - 17 m. Un terzo ordine di superfici terrazzate è stato riconosciuto a quote comprese tra - 10 m e - 14 m ed è probabilmente correlabile con la parte finale dello stadio isotopico 3; appartengono a questo ordine i lembi di superfici terrazzate localizzati a quote comprese tra - 8 m e - 11 m (si veda la sezione sismica in alto in fig. 16). Tale interpretazione è suggerita dalla correlazione altimetrica di tali superfici con le quote riportate nella curva delle oscillazioni del livello del mare da ALESSIO et al. (1992) e dalla analogia nella profondità di tali superfici in litologie conservative affioranti nella circostante area di Capo Palinuro (ANTONIOLI et al., 1997).

Un quarto ordine di superfici terrazzate è stato riconosciuto a profondità di circa - 8 m (si veda la sezione sismica in alto in fig. 15). Tali lembi di superfici sono probabilmente collegati ad uno dei picchi minori dello stadio isotopico 5 e sono correlabili con i solchi di abrasione riconoscibili a circa - 7 m lungo la falesia costiera di Capo Palinuro, tentativamente assegnati allo stadio isotopico 5.1 in base ad evidenze geomorfologiche e stratigrafiche dirette (ANTONIOLI et al., 1997). Come evidenziato da tali autori, durante la trasgressione glacio-eustatica dello stadio isotopico 5 le onde hanno smantellato le conoidi di detrito e tagliato nuove piattaforme di abrasione, localizzate a + 1.5 e + 2 metri sul livello del mare, alla base delle falesie costiere. Sulla costa di Capo Palinuro, tra Lido Ficocelle e Caprioli, la stessa trasgressione ha intagliato una falesia costiera nei depositi di spiaggia appartenenti agli stadi isotopici 7/9 ed ha lasciato alla sua base alcuni metri di conglomerati e sabbie di spiaggia (Unità Eutirreniana), che raggiunge uno spessore di 2.5 metri sul livello del mare. Secondo l'interpretazione di ANTONIOLI et al. (1997) entrambi questi complessi di spiaggia e le forme di abrasione/corrosione che si sono rinvenute tra 1.5 e 2.2 metri appartengono al primo e più alto picco dell'ultima trasgressione Interglaciale (sub-stadio 5.5). Inoltre, i segni lasciati dallo stesso interglaciale sono probabilmente localizzati a circa 7 metri sul livello di base lungo la falesia costiera di Capo Palinuro.

Concludendo, non è stato possibile identificare sui profili sismici la linea di riva eutirreniana, probabilmente riconoscibile nel settore emerso in base ad evidenze stratigrafiche dirette.

## BIBLIOGRAFIA

- AIELLO G. & BUDILLON F. (2004) - *Lowstand prograding wedges as fourth-order glacio-eustatic cycles in the Pleistocene continental shelf of Apulia (southern Italy)*. In: *Cyclostratigraphy. Approaches and Case Histories* (Ed. by B. D'Argenio, A.G. Fischer, I. Premoli Silva, H. Weissert & V. Ferreri) SEPM Special Publication **81**, 215-230.
- ALESSIO M., ALLEGRI F., ANTONIOLI F., BELLUOMINI G., FERRANTI L., IMPROTA S., MANFRA L. & PROPOSITO A. (1992) – *Risultati preliminari relativi alla datazione di speleotemi sommersi nelle fasce costiere del Tirreno centrale*. *Giornale di Geologia*, **54** (2), 165-193.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1992) – *Relazioni tra Flysch Interni e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, S. Mauro e Albidona e l'evoluzione infra-medio miocenica delle zone esterne sudappenniniche*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **41**, 285-297.
- ANSTEY N.A. (1982) - *Simple Seismics*. Kluwer Academic Publishers, 1982.
- ANTONIOLI F., DONADIO C. & FERRANTI L. (1994) – *Guida all'Escursione*. Note scientifiche Geosub, **94**, Palinuro, De Frede, Napoli.
- ANTONIOLI F., CINQUE A., FERRANTI L., ROMANO P. (1997) – *Emerged and submerged Quaternary marine terraces of Palinuro Cape (southern Italy)*. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, **52**, 237-260.
- ASCIONE A. & ROMANO P. (1999) – *Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy)*. *Tectonophysics*, **315**, 337-356.
- BAGGIONI M., SUC J.P. & VERNET J.L. (1981) – *Le Plio-Pleistocene du Camerata (Italie meridionale): Geomorphologie et paleoflores*. *Geobios*, **14** (2), 229-237.
- BARD E., HAMELIN B. & FAIRBANKS G. (1990a) – *U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130.000 years*. *Nature*, **346**, 456-458.
- BARD E., LABEYRIE L.D., PICHON J.J., LABRACHERIE M., ARNOLD J., DUPRAT J., MOYES J. & DUPLESSY J. (1990b) – *The last deglaciation in the southern and northern hemispheres: a comparison based on oxygen isotopes, sea surface temperatures estimates and accelerator C14 dating from deep sea sediments*. In: BLEIL U. & THIEDE J. (Eds.) *Geological history of the Polar Oceans: Arctic vs. Antartic*. Boston, Kluwer Academic, 405-416.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **41**, 17-35.
- BONIFAY E. (1975) – *L'Ere Quaternarie: définition, limites and subdivision sur la base de la chronologie Méditerranéé*. *Société Géologique de France, Bulletin*, **17**, 380-393.
- BORRELLI A., CIAMPO G., DE FALCO M., GUIDA D. & GUIDA M. (1988) – *La morfogenesi del Monte Bulgheria (Campania) durante il Pleistocene inferiore e medio*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **41**, 667-672.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1995) – *L'evoluzione delle pianure e costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Estratto da: *Assetto fisico e problemi ambientali delle pianure italiane*. *Memorie della Società Geografica Italiana*, **53**, 313-336.
- CARRARA S. & SERVA L. (1982) – *I ciottoli contenuti nei flysch cretaceo-paleogenici e miocenici e nei depositi post-tortoniani dell'Appennino meridionale. Loro significato paleotettonico*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **101**, 441-496.
- CASTELLANO M.C., PUTIGNANO M.L. & SGROSSO I. (1997) – *Sedimentology and stratigraphy of the Piaggine sandstones (Cilento, Southern Apennines, Italy)*. *Giornale di Geologia*, **59**, 273-287.

- CATALANO R. et al. (1996) *Linee guida al rilevamento delle aree marine del Servizio Geologico Nazionale*. APAT, 1996, Bozza n. 1.
- CHAPPELL J. & SHACKLETON N.J. (1986) – *Oxygen isotopes and sea level*. *Nature*, **324**, 137-140.
- CIAMPO G., PERRONE V. & DE PASCALE B. (1984) – *Revisione stratigrafica delle Formazioni di Pollica e di S. Mauro (Flysch del Cilento – Appennino meridionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **103**, 333-339.
- CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., SANTANGELO N. & SANTO A. (1994) – *Morfologie costiere e depositi quaternari tra Agropoli ed Ogliastro Marina (Cilento – Italia meridionale)*. *Il Quaternario*, **1**, 3-16.
- COCCO E. & PESCATORE T. (1968) – *Sedimenti gravitativi (olistostromi) nel Flysch del Cilento (Campania)*. Bollettino Società Naturalisti in Napoli, **77**, 51-91.
- COPPA M. G., RUSSO B. & SIANI G. (1988) – *The Holocene foraminiferal assemblages of the continental margin between Agropoli and Capo Palinuro (Tyrrhenian sea, Italy)*. In: MATTEUCCI ET AL. (Eds.) *Studies on ecology and palaeoecology of Benthic Communities*. *Boll. Soc. Paleontol. Ital.*, **2**, 67-91.
- CRITELLI S. (1999) – *The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy*. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, s.9, v. **10**, 257-326.
- CRITELLI S. & LA PERA E. (1990) – *Litostratigrafia e composizione della Formazione di Pollica (Gruppo del Cilento, Appennino meridionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **109**, 511-536.
- FERRARO L., PESCATORE T.S., RUSSO B., SENATORE M.R., VECCHIONE G., COPPA M.G. & DI TUORO A. (1997) – *Studi di geologia marina sul margine tirrenico: la piattaforma continentale tra Punta Licosa e Capo Palinuro (Tirreno meridionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **116**, 473-485.
- GALLOWAY W.E. (1998) – *Siliciclastic slope and base of slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture and classification*. *AAPG Bulletin*, **82** (4), 569-595.
- GASPERINI L. & STANGHELLINI G. (2009) – *SeisPrho: An interactive computer program for processing and interpretation of high resolution reflection profiles*. *Computers & Geosciences* (Article in press., available online 29 Jan. 2009).
- IETTO A., PESCATORE T. & COCCO E. (1965) *Il Flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale*. Bollettino Società Naturalisti in Napoli, **74**, 396-402.
- LIPPMANN-PROVANSAL M. (1987) – *L'Apennin campanien meridional (Italie). Etude geomorfologique*. These de Doctorat d'Etat en Geographie Physique, Univ. d'Aix, Marseille.
- MARANI M.P. & GAMBERI F. (2004) – *Distribution and nature of submarine volcanic landforms in the Tyrrhenian sea: the arc vs. the back-arc*. In: *From seafloor to deep mantle: architecture of the Tyrrhenian back-arc basin*. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, LXIV (Ed. by Marani M.P., Gamberi F. & Bonatti E.), 109-126.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. & SHACKLETON N.J. (1987) – *Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000 year chronostratigraphy*. *Quaternary Research*, **27**, 1-29.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R., SANGREE J.M. (1977) – *Seismic stratigraphy and global change of sea level. Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. In: PAYTON C.E. (Ed.) *Seismic stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoire 26, 117-133.
- PALMA DI CESNOLA A. (1980) – *Il Paleolitico inferiore in Campania*. Atti della XXIII Riunione Ist. It. Preist. Protost., Firenze, 7-9 maggio 1980.
- PIRAZZOLI P.A. (1993) *Global sea level changes and their measurement*. *Global and Planetary Change Letters*, **8**, 135-148.

- POSAMENTIER H.W., JAMES D.P., ALLEN G.P. & TESSON M. (1992) – *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance*. AAPG Bulletin, **76**, 1687-1709.
- ROMANO P. (1992) – *La distribuzione dei depositi marini pleistocenici lungo le coste della Campania. Stato delle conoscenze e prospettive di ricerca*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale, 1992/1, 265-269.
- RUSSO M., ZUPPETTA A. & GUIDA A. (1995) – *Alcune precisazioni stratigrafiche sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **114**, 25-31.
- SHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. (1973) – *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volume on a 10 year scale*. Quaternary Research, **3**, 39-55.
- SGROSSO I. (1981) – *Il Significato delle Calciruditi di Piaggine nell'ambito degli eventi del Miocene inferiore nell'Appennino Campano-Lucano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **100**, 129-137.
- SGROSSO I. (1998) – *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **117**, 679-724.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) – *Collapse and flow of lowstand shelf-margin deposits: an example from the Eastern Tyrrhenian, Italy*. Marine Geology, **105**, 77-94.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C. (1991) – *The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology- an overview*. In: EINSELE R., RICKEN W. & SEILACHER A. (Eds.) *Cycles and events in stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 617-659.
- VALENTE A. (1993) – *Studi sedimentologici sulla successione miocenica di Monte Sacro (Flysch del Cilento)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, Università degli Studi di Napoli "Federico II", Dipartimento di Scienze della Terra, 170 pp.
- ZUPPETTA A. & MAZZOLI S. (1997) - *Deformation history of a synorogenic sedimentary wedge, northern Cilento area, southern Apennines thrust and fold belt, Italy*. Geol. Soc. Am. Bulletin, **109**, 698-708.