



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 502

AGROPOLI

A cura di:

L. Martelli¹, G. Nardi², A. Cammarosano², G. Cavuoto³ (aree emerse)
G. Aiello⁴, B. D'Argenio^{4,2}, E. Marsella⁴ (aree sommerse)

con i contributi di:

L. Ferraro⁴ (micropaleontologia delle aree marine)

¹ Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna, Bologna

² Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse,
Università di Napoli "Federico II"

³ CNR IGAG - Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Roma

⁴ Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), CNR, Napoli

Ente realizzatore:



REGIONE CAMPANIA

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

***Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo***

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Campania: L. Monti

Gestione operativa del ProgettoCARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
M.T. Lettieri

Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Campania: **L. Monti**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

R. Di Stefano (†), **A. Fiorentino**, **F. Papasodaro**, **P. Perini** (aree emerse)
S. D'Angelo, **A. Fiorentino** (aree sommerse)

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, **R. Carta**, **A. Fiorentino** (ASC)

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, **S. Grossi**

PER LA REGIONE CAMPANIA

Allestimento editoriale e cartografico:

aree emerse: **G. Nardi**, **A. Cammarosano**, **L. Martelli**, **G. Cavuoto**
aree marine (coord. terra-mare): **M.L. Putignano**, **R. M. Toccaceli**

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

aree emerse: **A. Cammarosano**, **E. Pescatore** (ASC)
aree marine: **N. Pelosi**, **G. Aiello** (ASC)

Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa
a cura di **SYSTEMCART** - ROMA

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione:
F. Della Corte, **L. Monti**, **R. Fusco** - Servizio Geologico - Regione Campania

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO »	9
1.1.	- AREE EMERSE	» 9
1.2.	- AREE SOMMERSE	» 10
1.2.1.	- <i>Posizionamento e navigazione</i>	» 12
1.2.2.	- <i>Batimetria multifascio multibeam</i>	» 12
1.2.3.	- <i>Sidescan sonar</i>	» 13
1.2.4.	- <i>Sismica e profili di sottofondo</i>	» 14
1.2.4.1.	- Sismica monocanale e profilatori <i>subbottom chirp</i> ..	» 14
1.2.5.	- <i>Campionature del fondo e del sottofondo</i>	» 15
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLE AREE EMERSE	» 17
III	- STUDI PRECEDENTI DELLE AREE EMERSE	» 21
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI DELLE AREE SOMMERSE	» 25
V	- STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE	» 29
1.	- UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE	» 30
1.1.	- ARENARIE DI CANNICCHIO	» 30
2.	- GRUPPO DEL CILENTO	» 32
2.1.	- ARENARIE DI POLLICA	» 33
2.2.	- FORMAZIONE DI SAN MAURO	» 35
3.	- SUCCESSIONE QUATERNARIA DEL CILENTO	» 38
3.1.	- SINTEMA DELLA VALLE DEL LAMBRO	» 38
3.2.	- SINTEMA DEL GOLFO DI POLICASTRO	» 39
3.2.1.	- <i>subsintema di Le Saline</i>	» 39
3.3.	- SINTEMA DI PALINURO.....	» 40
4.	- DEPOSITI DI COPERTURA RECENTI.....	» 42
4.1.	- DETRITI DI VERSANTE S.L. (a)	» 42
4.2.	- ALLUVIONI TERRAZZATE DEL I ORDINE (b _{n1})	» 44
4.3.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA RECENTE (g _{2b}).....	» 45
4.4.	- ACCUMULI DI FRANE (a _{1a} , a _{1b})	» 45
4.5.	- ALLUVIONI ATTUALI (b)	» 46
4.6.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA ATTUALE (g _{2a})	» 46
4.7.	- DEPOSITO ANTROPICO (h).....	» 46

VI	- STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE	» 47
1.	- DEPOSITO RELITTO (m₁₀)	» 47
2.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA	» 47
2.1.	- <i>SYSTEMS TRACT</i> DI BASSO STAZIONAMENTO (LST)	» 47
2.2.	- <i>SYSTEMS TRACT</i> DI STAZIONAMENTO ALTO (HST)	» 48
2.2.1.	- <i>Ambiente litorale</i>	» 48
2.2.1.1.	- Deposito di spiaggia sommersa (g₈)	» 48
2.2.1.2.	- Deposito di piede di falesia (g₁₅)	» 48
2.2.2.	- <i>Ambiente di piattaforma interna</i>	» 48
2.2.2.1.	- Deposito di piattaforma interna (g₁₉)	» 48
2.2.2.2.	- Deposito bioclastico (g₁₂)	» 48
2.2.3.	- <i>Ambiente di piattaforma esterna</i>	» 49
2.2.3.1.	- Deposito di piattaforma esterna (g₂₁)	» 49
2.2.3.2.	- Deposito bioclastico (g₁₂)	» 49
3.	- UNITÀ INDIFFERENZIATE DELL'AREA SOMMERSA	» 49
3.1.	- SUBSTRATO TERRIGENO INDIFFERENZIATO (sti)	» 49
3.2.	- UNITÀ QUATERNARIE INDIFFERENZIATE (uqi)	» 50
4.	- ANALISI SEDIMENTOLOGICA E MICROPALAEONTOLOGICA DEI SEDIMENTI SUPERFICIALI	» 50
VII	- GEOMORFOLOGIA DELL'AREA SOMMERSA	» 59
VIII	- CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E SISMO-STRATIGRAFICHE DELLE AREE SOMMERSE..	» 65
1.	- GENERALITÀ	» 63
2.	- <i>OFFSHORE</i> TRA LA FOCE DEL FIUME SOLOFRONE E PUNTA LICOSA	» 67
3.	- <i>OFFSHORE</i> TRA PUNTA LICOSA E L'ABITATO DI AGNONE	» 70
4.	- <i>OFFSHORE</i> TRA L'ABITATO DI AGNONE E LA FOCE DEL FIUME SOLOFRONE	» 73
IX	- TETTONICA	» 79
X	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA, GEOLOGIA APPLICATA E ATTIVITÀ ESTRATTIVE	» 83
1.	- IDROLOGIA	» 84
1.1.	- IDROLOGIA SUPERFICIALE	» 84
1.2.	- IDROLOGIA SOTTERRANEA	» 84
2.	- FENOMENI DI DISSESTO	» 85
2.1.	- FRANE	» 86

2.1.1. - <i>Distribuzione e tipologia dei movimenti franosi</i>	»	87
2.2. - ALTRI FENOMENI DI DISSESTO.....	»	88
3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE.....	»	88
ABSTRACT.....	»	89
LEGEND	»	99
BIBLIOGRAFIA.....	»	106

I- INTRODUZIONE

Il territorio emerso del Foglio 502 Agropoli è costituito prevalentemente dalla prosecuzione verso ovest delle pendici del Monte della Stella, la cui cima si trova nel Foglio 503 Vallo della Lucania (APAT 2005).

Tutti i corsi d'acqua che attraversano il Foglio nascono quindi dal Monte della Stella. I principali bacini idrografici sono: a nord il bacino del Fiume Testene, che sfocia in mare ad Agropoli, e a sud il bacino del Rio dell'Arena che sfocia in mare ad Ogliastro Marina. Sono presenti anche alcuni corsi d'acqua minori che sviluppano bacini ridotti e, dopo pochi chilometri, sfociano direttamente in mare.

I rilievi principali, tutti a quote inferiori ai 400 m s.l.m., sono il Monte Tresino (m 356) nella zona settentrionale, la dorsale di Monte Licosa (m 326) e della Torricella (m 325), che costituisce una penisola nella zona sud-occidentale della parte emersa, e il Cozzo del Cafaro (m 379) nella parte centrale.

Le principali aree pianeggianti sono costituite dalle piane costiere e dalle zone di foce dei corsi d'acqua: la spiaggia di Agropoli e la zona della foce del Fiume Testene a nord, la spiaggia di Santa Maria di Castellabate e la località Lago nella zona centrale, la spiaggia di San Marco di Castellabate e la piana del Rio dell'Arena nella parte meridionale.

Nel Foglio affiorano prevalentemente unità marine mioceniche di origine torbida, coperture detritiche continentali quaternarie risultato delle dinamiche alluvionali e di versante e, lungo la costa, depositi di transizione marino-continentali.

La parte sommersa è estesa circa 563 kmq corrispondenti a circa 88% dell'area del Foglio. La fascia batimetrica si estende fino alle profondità massime di - 195 m nel settore sud-ovest. Il Foglio 502 "Agropoli" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato redatto nell'ambito della Convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale (attuale ISPRA) e la Regione Campania (L 226/99).

Le aree sommerse ricadenti nel foglio n. 502 "Agropoli" comprendono un settore di piattaforma continentale, che si sviluppa con basse pendenze fino alla

profondità di circa -200 m. La topografia dei fondali marini risulta particolarmente articolata ed è condizionata dalla presenza di una dorsale ad andamento E-O, disposta lungo il parallelo 40°14'. Tale lineamento costituisce il prolungamento verso mare dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa, nel quale affiora a fondo mare il basamento acustico roccioso.

Il rilevamento del Foglio 502 - "Agropoli" è stato eseguito con il seguente organigramma:

Responsabile Progetto CARG Regione Campania: L. Monti

Per le aree emerse:

- coordinamento scientifico G. Nardi
- redazione Scientifica 1:50.000: L. Martelli
- direzione del rilevamento 1:10.000: L. Martelli
- rilevamento 1:10.000: A. Cammarosano, M. Danna
- esperti di settore per il Quaternario: G. Cavuoto, L. Martelli
- Le note illustrative sono state redatte da: L. Martelli, G. Nardi, G. Cavuoto

Per le aree sommerse:

- coordinamento scientifico: B. D'Argenio e E. Marsella
- redazione scientifica 1:50.000: M.L. Putignano
- coordinamento cartografico Terra/Mare: R.M. Toccaceli, M.L. Putignano
- direzione del rilevamento 1:10.000: G. Aiello
- rilevamento 1:10.000: G. Aiello
- acquisizione ed elaborazione dati dell'area marina:
- *analisti: geofisica marina:* G. Aiello, F. Budillon, G. Di Martino, C. D'Isanto, S. Innangi, E. Marsella, S. Passaro, N. Pelosi, S. Ruggieri, P. Scotto di Vettimo, R. Tonielli; *granulometria:* M. Capodanno, F. Molisso; *stratigrafia:* G. Aiello; *biostratigrafia:* L. Ferraro.
- Le note illustrative sono state redatte da: G. Aiello, B. D'Argenio, E. Marsella
- redazione scientifica delle note illustrative: M.L. Putignano

La rappresentazione cartografica in scala 1:50.000 di cui queste note illustrative fanno parte, è il risultato di un lavoro di campagna, per quanto riguarda le aree emerse effettuato alla scala 1:10.000, eseguito negli anni 2002-2006; per le aree sommerse il rilevamento geologico, effettuato alla scala 1:10.000 nella fascia marina compresa tra 0 e -200 m, è stato eseguito negli anni 2003 ed il 2007.

1.- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

1.1. - AREE EMERSE

I criteri di rilevamento adottati, secondo le indicazioni di Quaderni del Servizio Geologico d'Italia (SGN, 1992), sono quello litostratigrafico per le unità prequaternarie e quello delle unità a limiti inconformi (UBSU) per le unità pleistoceniche. Le coperture detritiche di versante e le unità oloceniche, ubiquitarie e per le quali non è possibile una precisa e formale connotazione stratigrafica, sono state descritte in maniera informale utilizzando criteri misti, litologici e genetici.

Per il rilevamento delle unità terrigene sono stati considerati i seguenti parametri, già applicati in numerosi altri fogli CARG caratterizzati da estesi affioramenti di unità torbiditiche (v. ad esempio MARTELLI, 2004) e riconosciuti validi nel rilevamento del confinante Foglio 503 Vallo della Lucania (APAT, 2005; MARTELLI & NARDI, 2005; CAMMAROSANO *et alii*, 2004):

- il rapporto arenite/pelite (A/P);
- lo spessore medio e la geometria degli strati; le classi di spessore sono quelle proposte in BOSELLINI *et alii* (1989), che modificano leggermente quelle indicate da CAMPBELL (1967);
- la composizione delle areniti, alla scala del campione a mano, sulla base del riconoscimento macroscopico del detrito che ne costituisce lo scheletro *sensu* VALLONI *et alii* (1991);
- la posizione stratigrafica;
- la variazione delle associazioni dei litotipi.

Il contemporaneo rilevamento del Foglio 519 Capo Palinuro e del Foglio 520 Sapri, che comprendono tutta la costa del Cilento a sud del presente Foglio, ha permesso il confronto e la correlazione delle unità plio-quadernarie lungo tutta la costa cilentana e l'istituzione di unità stratigrafiche a limiti inconformi a nostro avviso valide alla scala di tutto il Cilento.

Il rilevamento di dettaglio ha consentito anche il riconoscimento di numerosi orizzonti guida la cui cartografia, integrata da analisi delle foto aeree, ha permesso di individuare, o ipotizzare, la presenza di strutture tettoniche mascherate dalle coperture, rappresentate in carta da linee tratteggiate.

Il rilevamento di terreno delle unità terrigene non è stato integrato con analisi biostratigrafiche a causa della limitata estensione dell'area emersa del Foglio e per il fatto che la biostratigrafia delle successioni affioranti è stata studiata in dettaglio per la realizzazione del confinante Foglio 503 Vallo della Lucania, già pubblicato (APAT, 2005; MARTELLI & NARDI, 2005); inoltre, dettagliate informazioni sulla biostratigrafia delle successioni affioranti nell'area del Monte della Stella sono contenute in RUSSO *et alii* (1995) e in CAMMAROSANO *et alii* (2004).

1.2. - AREE SOMMERSE

La scelta dei criteri a cui ispirare la cartografia del rilevamento è stata preceduta da uno studio dei dati presenti in letteratura ed inediti. L'acquisizione dei dati geofisici e geologici è stata eseguita in modo da assicurare un'accuratezza compatibile con la scala di rilevamento adottata. Tali dati sono di tipo morfo-acustico, morfo-batimetrico e geologico (*box-corer*, carotaggi, bennate e dragaggi). In una prima fase l'elaborazione dati ha previsto 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.

Successivamente sono state eseguite le analisi granulometriche sui campioni ottenuti mediante tocche di fondo classificati secondo Folk (1954). L'interpretazione geologica è stata effettuata in base al riconoscimento delle facies acustiche, condotto attraverso l'interpretazione integrata dei dati geofisici *Sidescan Sonar* e *Multibeam* ed in base alla calibrazione delle facies acustiche in termini di litologia attraverso l'utilizzo dei risultati ottenuti dalle analisi granulometriche dei campioni. L'interpretazione dei profili sismici di alta risoluzione (*Subbottom Chirp*, *Sparker* e *Watergun*) è stata un valido supporto per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale delle successioni di piattaforma continentale e di scarpata.

L'analisi sismo-stratigrafica ha consentito la distinzione delle principali unità sismiche, separate da *unconformity* regionali tettoniche e/o eustatiche. Le unità sismiche sono state successivamente interpretate in termini di sequenze deposizionali e le *unconformity* sono state invece interpretate in termini di limiti di sequenza di tipo 1 o di tipo 2, o classificate come discordanze locali.

La carta geologica così realizzata presenta la distribuzione delle diverse unità litostratigrafiche affioranti sul fondo marino e dei principali lineamenti morfologici, ispirandosi alle normative CARG contenute nelle "Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG" (Servizio Geologico Nazionale Q. n. 12, 2009).

Le principali unità stratigrafiche individuate attraverso l'analisi dei sedimenti di fondo 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 nel ciclo glacio-eustatico pleistocenico superiore-olocenico. La successione stratigrafica oggetto del rilevamento registra le variazioni dell'*accommodation space* dei depositi tardo-quaternari durante l'ultimo ciclo glacio-eustatico del quarto ordine, compreso tra 128 ka B.P. (*stage* "Tirreniano"; *stage* isotopico Q.5.e in CATALANO *et alii*, 1996) e l'Attuale.

Sono state cartografate le associazioni di litofacies, i cui raggruppamenti formano "*elementi deposizionali*" (*systems tracts*), in relazione ai lineamenti morfo-

strutturali riconosciuti attraverso l'interpretazione geologica dei dati geofisici ed alla dinamica evolutiva degli ambienti sedimentari.

In questo modo si è tentato di realizzare, in particolare per la geologia di superficie, un'integrazione tra l'approccio stratigrafico classico, l'approccio stratigrafico-sequenziale e la caratterizzazione dei sistemi e degli elementi deposizionali attuali e recenti. Peraltro, la notevole presenza, in affioramento al fondo mare, di affioramenti di substrato acustico ha impedito un approccio stratigrafico classico nella cartografia geologica, che è stata realizzata tenendo conto dei rapporti stratigrafici tra basamento acustico e unità del riempimento.

In particolare, i *systems tract* della sequenza tardo-quadernaria, essendo delimitati da superfici temporali, possono considerarsi equivalenti alle unità delimitate da limiti inconformi (Sintemi - UBSU) e costituiscono quindi le unità base della rappresentazione cartografica. Le unità così definite sono gruppi di strati delimitati da superfici prevalentemente sincrone o da intervalli ad esse assimilabili, al cui interno si possono riconoscere vari sistemi/elementi deposizionali calibrati con carotaggi o campionature del fondo mare. Le varie classi tessiturali sono determinate dall'interpretazione dei dati geofisici e dalle campionature dirette del fondo mare, effettuate tramite il prelievo e l'analisi di campioni. Gli areali litologici relativi alle tessiture riconosciute al fondo forniscono un'ulteriore informazione relativamente ai dati riconosciuti sulle associazioni di litofacies, in modo da differenziare ulteriormente gli elementi deposizionali cartografati.

Le indagini geofisiche effettuate per il progetto CARG comprendono: rilievi batimetrici *Single Beam* delle spiagge sommerse nella fascia batimetrica da 0 a 5 metri; rilievi batimetrici *Multibeam* a copertura totale della fascia compresa tra -5/-200 m per le coste basse e 0 teorico/-200 per le coste alte; mappatura *Sidescan Sonar* ad alta definizione e copertura totale della fascia compresa tra -2 e -50 m per le coste basse e 0 (teorico)/-50 m e copertura adeguata in funzione delle caratteristiche morfologiche e geologiche del fondo nella fascia -50/-200 m (effettuate con *Sidescan Sonar* convenzionali oppure utilizzando l'Opzione *Side* dei sistemi *Multibeam* costieri); rilievi sismici ad alta risoluzione secondo rotte significative per la definizione stratigrafica del sottofondo.

Le campagne oceanografiche sono state eseguite con la nave oceanografica Urania del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR).

I rilievi eseguiti *ex-novo* sono stati calibrati con dettaglio in funzione delle fasce batimetriche secondo le norme emanate dall'IIMM in materia. Sono stati inoltre acquisiti dati con un dettaglio sufficiente per la restituzione alla scala 1:10.000. Il piano di acquisizione dei dati (sismici, batimetrici, acustici e di campionature) è stato opportunamente stabilito in base alle fasce batimetriche, alla morfologia dei fondali e dell'andamento della linea di costa.

1.2.1. - *Posizionamento e navigazione*

Le campagne di acquisizione dati effettuate nell'ambito del progetto di ricerca CARG sono posizionate in DGPS differenziale. I programmi di navigazione più utilizzati sono il NAVPRO (*Communication Technology*, Italia), l'HYDRO (New Zealand) e il PDS2000 (Thales Geosolutions, the Netherlands), utilizzato soprattutto per i rilievi *Multibeam*. Il Datum utilizzato per l'acquisizione dei punti nave (fix) nel corso dell'acquisizione dei profili è il WGS84. La proiezione utilizzata più comunemente è la UTM (*Universal Transverse Mercatore*) ma sono stati utilizzati altri datum (es. ED50, Roma 40) e proiezioni (es. Gauss-Boaga).

Il GPS consente un'accuratezza della posizione assoluta di un punto con errore dell'ordine dei ± 70 m, essendo il segnale degradato per questioni originariamente di sicurezza e ora di mercato. Per ovviare a questo problema, il GPS viene corretto via satellite tramite una rete di stazioni differenziali di riferimento (DGPS, *Differential Global Positioning System*) o via radio a corto (RTK) o lungo range. La correzione così fornita in tempo reale ha permesso di ottenere un'accuratezza della posizione del punto nell'ordine del metro.

Localmente, in aree problematiche da un punto di vista della copertura satellitare o in presenza di problemi di degradamento del segnale il posizionamento è stato effettuato tramite l'utilizzo di sistemi *Range-Range*, che dipendono essenzialmente dalla procedura della geodesia di base, che deve appoggiarsi a capisaldi IGM del 1° ordine opportunamente monografati, se disponibili nell'area di lavoro.

1.2.2. - *Batimetria multifascio multibeam*

La strumentazione utilizzata per effettuare il rilievo batimetrico *Multibeam* di Punta Licoso, in dotazione alla N/O Thetis, include una sonda a scansione laterale (100-500 kHz Klein Digital Towfish- 2260NV) collegata ad una stazione di acquisizione computerizzata (ISIS Sonar Triton Elics) per rilievi *Sidescan Sonar* ed un sistema di acquisizione di batimetria multifascio *Multibeam* SEABAT 8111 Tx/Rx, prodotto dalla Thales, con frequenza operativa di 100 kHz e composto da unità immerse e di superficie. In particolare, è stato utilizzato un sistema USBL (*ultra-short baseline*) che comprende il posizionamento di precisione del *tow-fish* e quindi degli oggetti al fondo tramite benna e *box-corer*.

Le rotte di rilevamento, parallele alla costa, sono state isodistanziate in maniera opportuna al fine di ottenere la copertura totale; la velocità è tale da garantire elevate frequenze di campionamento del dato digitale, pur sempre garantendo la sicurezza nella manovrabilità del battello (solitamente vengono utilizzate velocità di acquisizione comprese tra 4 e 7 nodi).

La correzione di marea è stata ricavata in tempo reale dal sistema RTK del po-

sizionamento DGPS, riferendosi ai capisaldi dell'IGM con caratteristiche standard del 1995; in mancanza di valori RTK tale correzione è stata apportata utilizzando le correzioni fornite dai mareometri ufficiali (Porto di Napoli) o dai mareometri appositamente collocati per effettuare il rilievo.

Al fine di adottare un corretto valore della velocità del suono in acqua, da utilizzare per la calibrazione del Multibeam è stato impiegato un profilatore per i valori di pressione, temperatura e conducibilità (sonda multiparametrica CTD). Sono stati effettuati profili di velocità tramite CTD ad intervalli regolari ogni 6 ore.

1.2.3. - *Sidescan sonar*

Il sistema di rilevamento acustico è stato configurato con una frequenza di lavoro di 100 kHz e *range* di circa 165 m, mentre la spaziatura tra le linee di acquisizione è stata di circa 250 m. Ciò ha consentito una sovrapposizione di circa il 30% tra due coperture acustiche (*swath*) adiacenti. L'acquisizione delle strisciate *Sidescan Sonar* è stata effettuata generalmente lungo linee di navigazione disposte parallelamente alla costa; ciò ha consentito la copertura acustica continua delle aree di mare in oggetto.

L'altezza del *tow-fish* rispetto al fondo è stata in genere mantenuta in misura del 10-20% del *range* utilizzato e la velocità dell'imbarcazione durante l'acquisizione, controllata tramite il sistema di navigazione, è stata costante intorno ai 4 nodi. Durante il rilevamento, acquisito tramite il sistema ISIS, è possibile visionare in tempo reale le immagini acustiche su monitor per una valutazione preliminare di qualità. I parametri di acquisizione così configurati hanno permesso di ottenere una risoluzione di circa 0.4 m nella maggior parte delle aree studiate.

L'elaborazione dei dati acquisiti tramite i rilievi acustici *Sidescan Sonar* è stata effettuata in ambiente PC Windows utilizzando i software *ISIS* e *DELPH MAP* sviluppati dalla Triton Elics (estrazione dei dati di navigazione dai file XTF, *smoothing* della navigazione, correzione dello *slant range*). Ciò ha consentito la restituzione cartografica dei fotomosaici delle immagini acustiche.

Per quanto riguarda i dati *Sidescan Sonar* nel corso della crociera GMS02/01 è stata acquisita una maglia larga di strisciate acustiche con lo scopo di effettuare una prima calibrazione delle litologie presenti al fondo mare nell'area marina del foglio n. 502 "Agropoli". Tale maglia, che è parallela a quella acquisita con i dati del *Subbottom Chirp* è stata acquisita utilizzando il *Sidescan Sonar* di bordo della N/O Urania (EG&G Instruments) ed è costituita dai seguenti profili (SSSAL5, SSSAL7, SSSAL9, SSSAL11, SSSAL15, SSSAL17). La maglia *Sidescan Sonar* è stata acquisita con una velocità operativa di 3 nodi, con un range a 150 m per canale. Per l'acquisizione si è utilizzato un *tow fish* digitale modello *EdgeTech Df1000* con doppia frequenza operativa (100/500 kHz) e risoluzione di immagine a 12 bit,

operativo fino a 1000 metri; i dati sono stati raccolti da un sistema di acquisizione digitale della *Triton Elisc* modello *ISIS* completo di unità di memorizzazione dei dati ed interfacciato con sistema di navigazione.

Durante la crociera GMS03/01, focalizzata sul progetto CARG-Regione Campania sono state infittite le linee precedentemente acquisite realizzando così una copertura totale di settori selezionati della piattaforma esterna tra i -50 ed i -250 m, che mostravano una discreta variabilità litologica e morfologica. Sono state inoltre acquisite a copertura totale le immagini dei fondali tra i -15 m ed i -50 m. Nei settori sottocosta si è preferita una orientazione delle linee parallela alla linea di riva, creando così una griglia orientata NO-SE. Una zona di *overlap* unisce il *set* di linee in piattaforma interna con il *set* di linee della piattaforma esterna, orientate perpendicolarmente. Per l'ubicazione delle linee si vedano gli allegati cartografici.

1.2.4. - Sismica e profili di sottofondo

Il sistema di acquisizione sismica multicanale con sorgenti pneumatiche in dotazione all'IAMC-Geomare Sud è costituito da un registratore sismico multicanale *Stratavisor* (*Geometrics Inc.*) o da un cavo o *streamer* a 24 canali (predisposto anche per 48 canali), distribuiti in tre sezioni attive, di 50 metri ognuna, fornite per ogni canale di 8 idrofoni piezoelettrici, con intertraccia 6.25 m o 12 m; una sorgente sismica *Watergun S15*, da 10 c.i. di capacità; una sorgente *Airgun* da 210 c.i. per maggiore penetrazione; un *trigger* per comandare i cannoni; un banco di filtraggio analogico, realizzato presso l'IAMC-Napoli, costituito da 12 filtri attivi passa-banda con frequenze di taglio 60-600 Hz. Le sorgenti pneumatiche sono collegate con linee d'aria (*umbelicals*) a 1 o 2 compressori Bauer in grado di erogare volumi d'aria a pressione di 140-180 bar idonei ad una frequenza di scoppio anche di 1 sec (per il *Watergun*) o 3-4 sec (per l'*Airgun*).

Una maglia di profili sismici multicanale acquisita con sorgente *Watergun* è stata acquisita tra i Golfi di Salerno e di Policastro (sulle stesse linee di navigazione di profili sismici *Subbottom Chirp*). Tra i profili sismici acquisiti, tre di questi ricadono nel foglio geologico n. 502 "Agropoli" e sono denominati SO30, SO40 e SO50; tali sezioni, orientate NE-SO, sono caratterizzate da una maglia larga e consentono uno studio di larga massa delle strutture geologiche marine presenti nel foglio n. 502 "Agropoli".

1.2.4.1. - Sismica monocanale e profilatori *subbottom chirp*

Nel corso delle varie crociere oceanografiche svolte nell'ambito del progetto CARG per l'acquisizione di dati sismoacustici finalizzati alla realizzazione del foglio geologico n. 502 "Agropoli" è stato frequentemente utilizzato un recente

modello di *Subbottom profiler* della Datasonics detto *Chirp*, particolarmente idoneo ove non sia richiesta una penetrazione significativa del sottofondo marino. Ciò ha consentito di utilizzare una fitta maglia di profili sismici *Subbottom Chirp*, che è risultata di estrema utilità nella cartografia geologica marina per la delimitazione delle principali unità presenti in affioramento al fondo mare, il riconoscimento delle morfo-strutture e la calibrazione dell'interpretazione geologica della batimetria *Multibeam*.

I dati di *Subbottom Chirp* acquisiti nel corso della campagna GMS00/05, che è stata svolta a bordo della N/O Urania del CNR (Ottobre-Novembre 2000 - II Leg) sono stati acquisiti sulla stessa maglia dei profili sismici multicanale. Tali linee sono denominate SO30, SO40 e SO50 e presentano un'orientazione NE-SO e sono caratterizzate da una maglia di acquisizione larga.

Nel corso della crociera GMS02/01 è stata acquisita una maglia di profili *Subbottom Chirp* che infittisce la maglia precedentemente acquisita, costituita da 13 linee sismiche (linee SSSAL5, CSAL6, SSSAL7, CSAL7, SSSAL9, CSAL8, SSSAL11, CSAL9, CSAL10, SSSAL15, CSAL11, SSSAL17, CSAL12).

Nel corso di una terza crociera effettuata nel 2003 è stata acquisita una nuova griglia di profili *Subbottom Chirp*. Durante tale crociera nei settori di piattaforma interna (da -15 m a -50 m) è stato realizzato un grigliato di linee *Subbottom Chirp* parallele alla costa, mentre nei settori di piattaforma esterna è stato semplicemente realizzato l'infittimento delle linee acquisite durante le crociere precedenti.

1.2.5. - *Campionature del fondo e del sottofondo*

La caratterizzazione sedimentologica dei fondali è stata assicurata tramite analisi dei campioni prelevati per mezzo di *box-corer* e benna, mentre la stratigrafia del primo sottofondo è stata studiata tramite i sedimenti prelevati dai carotieri a gravità e/o pistone.

Le campionature di superficie sono state ubicate per transetti perpendicolari alla costa tenendo in considerazione le principali fasce batimetriche; in alternativa, le campionature di fondo sono state ubicate sulla base delle facies acustiche individuate dall'interpretazione del *Sidescan Sonar*; in questo modo è stato possibile effettuare anche la calibrazione delle facies acustiche individuate con l'interpretazione dei fotomosaici *Sidescan Sonar*. I carotaggi sono stati posizionati in base all'interpretazione dei profili sismici per la valutazione degli spessori e delle variazioni granulometriche degli intervalli stratigrafici più superficiali e per l'individuazione delle sequenze deposizionali.

A questa fase di campionatura *in situ* è seguita una fase di analisi di laboratorio, consistita in analisi sedimentologiche e analisi paleontologiche.

I campioni per lo studio delle biocenosi, provenienti dal velo superficiale (pri-

mi 5 cm di sedimento all'interfaccia acqua-sedimento) sono stati immersi in una soluzione alcolica di Rosa del Bengala, per fissare la parte organica presente al momento del prelievo; sono stati poi processati come i campioni per l'analisi micropaleontologica.

Sono stati effettuati infine alcuni carotaggi con lo scopo di produrre una calibrazione di alcune facies acustiche caratteristiche (come ad esempio quella delle sabbie regressive) e di riflettori sismici significativi. Nell'area in studio ricadono cinque carotaggi, di cui il C1066 ubicato nella fascia batimetrica tra 50 m e 100 m ed i restanti quattro (C1060, C1057, C1056, C1065) oltre i 100 metri di profondità. Sono inoltre state prelevate numerose campionature tramite benne, in modo da effettuare calibrazioni significative delle litologie affioranti al fondo mare, fondamentali ai fini della costruzione della cartografia geologica. Una successiva fase di campionatura tramite benna è stata eseguita nelle aree più sottocosta del foglio geologico, in modo da calibrare le facies acustiche riconosciute sulle strisciate *Sidescan Sonar*.

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLE AREE EMERSE

Il Cilento è una delle aree più interne e geologicamente più complesse dell'Appennino meridionale. Come tutto il sistema Alpi-Appennino, è costituito da falde originate dall'accrezione di prismi sedimentari a partire dalla fase di collisione ensialica (subduzione tipo A di BALLY *et alii*, 1985) medio-eocenica dell'orogenesi alpina. La vergenza generale delle strutture è verso est.

In particolare i terreni affioranti nel Cilento nord-occidentale possono essere ricondotti all'insieme di unità terrigene, note come "Internidi" (COCCO & PESCATORE, 1968; OGNIBEN, 1969; COCCO, 1971; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; SGROSSO, 1986; BONARDI *et alii*, 1988b), unità costituite prevalentemente da torbiditi bacinali argilloso-calcaree e argilloso-arenacee, di età prevalentemente oligo-miocenica, originariamente deposte su un substrato di tipo oceanico o su crosta continentale assottigliata. Queste unità sono strutturate in almeno tre unità tettoniche. Si tratta di terreni riferibili, dall'alto verso il basso, alle formazioni dell'Unità Nord-calabrese (formazioni delle Crete Nere e del Saraceno) di BONARDI *et alii* (1988a, b), ben rappresentata al confine calabro-lucano tra la Val d'Agri, il Pollino e la costa ionica (province di Cosenza e Potenza) (VEZZANI, 1968a, b; DE BLASIO *et alii*, 1978), ai terreni ad "affinità sicilide" *Auctt.* (BONARDI *et alii*, 1988a, b) ed ai terreni riferibili alle unità sicilidi s.s., ben affioranti in Basilicata, nella successione di Corleto-Perticara (provincia di Potenza). Sull'unità tettonica più alta, corrispondente anche all'Unità Silentina di Base di MAURO & SCHIATTARELLA (1988), poggia in discordanza una successione torbiditica sintettonica prevalentemente arenacea e marnoso-arenacea, di bacino confinato di età miocenica media, riferibile al "gruppo del Cilento" *Auctt.*, correlata con la formazione di Albidona del confine calabro-lucano (SELLI, 1962; IETTO *et alii*, 1965; COCCO & PESCATORE, 1968; VEZZANI, 1970; BONARDI *et alii*, 1985; BONARDI *et alii*, 1988b; COLELLA & ZUFFA, 1988, VALENTE 1992; CIESZKOWSKI *et alii*, 1994, 1995), seguita superiormente dai

conglomerati di Monte Sacro del Miocene superiore, correlati con il flysch di Gorgoglione (AMORE *et alii*, 1988; GUERRERA *et alii*, 1993).

La denominazione di “Internidi” deriva dall’interpretazione della probabile posizione paleogeografica del bacino di formazione, individuato all’interno, cioè ad ovest, della piattaforma carbonatica interna (piattaforma interna Campano-Lucana dell’Appennino meridionale) (SGROSSO, 1986; MOSTARDINI & MERLINI, 1986) e impostato su crosta oceanica e di transizione. Per la loro posizione strutturale, le facies e la possibile interpretazione paleogeografica questi terreni in passato sono stati correlati alle Liguridi dell’Appennino settentrionale (OGNIBEN, 1969; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; BONARDI *et alii*, 1988b).

L’edificio strutturale di questo settore interno della catena appenninica meridionale è costituito dalla sovrapposizione delle unità terrigene “Internidi” sui carbonati, di questi sulle unità lagonegresi e di queste sulla piattaforma apula interna (vedere ad esempio MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1996; SCANDONE *et alii*, 2003) e si presenta come un *duplex* complesso, il cui *roof-thrust* è costituito dalla superficie di sovrascorrimento di base dell’unità Nord-calabrese mentre il *floor-thrust* è costituito dalla superficie di accavallamento delle unità lagonegresi sulla piattaforma apula interna.

Ancora oggi i rapporti tra le unità “Internidi” e i carbonati sono quasi ovunque di sovrapposizione tettonica delle prime sulla successione carbonatica. Tuttavia, localmente, queste relazioni di sovrapposizione sono rielaborate e mascherate dalla tettonica recente, responsabile del forte sollevamento dei carbonati e di locali inversioni dei rapporti. Infatti, quasi sempre, le cime più alte sono costituite da rocce carbonatiche mentre le unità pelitico-arenacee, più facilmente erodibili, sono conservate solo nelle valli e nei bassi strutturali (v. ad esempio i Fogli CARG ad est n. 503 Vallo della Lucania, APAT, 2005, e n. 504 Sala Consilina, ISPRA, 2010).

I rilevamenti e i nuovi dati di terreno (v. anche CAMMAROSANO *et alii*, 2004) hanno confermato la strutturazione in unità tettoniche e successioni sopra sinteticamente descritta e già presentata da vari Autori (OGNIBEN, 1969; AMORE *et alii*, 1988; BONARDI *et alii*, 1988a; BONARDI *et alii*, 1988b; BONARDI *et alii*, 1988c; CAMMAROSANO *et alii*, 2000); in sintesi, dall’alto è riconoscibile la seguente successione geometrica:

- gruppo del Cilento e conglomerati di Monte Sacro;
- unità Nord-calabrese;
- unità di Castelnuovo Cilento (cfr. “affinità sicilidi” *Auctt.*);
- unità sicilide;
- unità dei Monti Alburni-Cervati-Pollino.

Di queste unità, nel presente Foglio affiorano solamente la parte alta dell’unità Nord-calabrese e il gruppo del Cilento.

Questi terreni sono localmente ricoperti in discordanza da coperture detritiche continentali, sia di origine alluvionale che prodotte dalle dinamiche di versante, e

da depositi di transizione marino-continentale lungo la costa.

I rilevamenti di dettaglio per la realizzazione di questo e dei fogli confinanti hanno permesso il riconoscimento di strutture deformative anche in vari affioramenti di depositi quaternari, a testimonianza di attività tettonica in tempi anche molto recenti.

III- STUDI PRECEDENTI DELLE AREE EMERSE

In questo capitolo vengono brevemente indicati i principali lavori di riferimento per un inquadramento stratigrafico e strutturale a scala regionale dell'area e quelli risultati utili per l'allestimento del Foglio e delle presenti Note. Nei successivi capitoli saranno citati e meglio discussi alcuni lavori specifici, utili per confronti o come fonte di dati disponibili.

Il Foglio 502 Agropoli ricade principalmente nel Foglio 209 Vallo della Lucania della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Note Illustrative a cura di COCCO, 1971); solo la parte settentrionale ricade, in minor misura, nel Foglio 198 Eboli (Note Illustrative a cura di CESTARI, 1971).

Per un inquadramento alla scala della catena il riferimento principale è costituito dalla Carta Geologica dell'Appennino Meridionale alla scala 1:250.000 (BONARDI *et alii*, 1988c) che sintetizza e reinterpreta la seconda edizione della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 alla luce di nuovi dati acquisiti a partire dagli anni '70 e delle interpretazioni della fine degli anni '80. Negli stessi anni è stata allestita anche la Carta Neotettonica d'Italia 1:500.000 (AMBROSETTI *et alii*, 1987) e successivamente la carta 1:500.000 "Structural Model of Italy" (CNR, 1992).

Per comprendere l'assetto strutturale alla scala della catena risultano fondamentali le sezioni profonde basate su dati per la ricerca di idrocarburi di MOSTARDINI & MERLINI (1986) e la recente pubblicazione della sezione CROP-04 (SCANDONE *et alii*, 2003; CIPPITELLI, 2007).

Lavori fondamentali che hanno aperto la strada alla comprensione della complessa geologia di questo settore dell'Appennino meridionale sono le descrizioni, le sintesi stratigrafiche e d'inquadramento regionale di SELLI (1957, 1962), la descrizione del Flysch del Cilento di IETTO *et alii* (1965) nonché la sintesi stratigrafico-strutturale alla scala della catena di OGNIBEN (1969) che per primo ha proposto un modello evolutivo dell'Appennino meridionale e della Sicilia con importanti correlazioni con l'Appennino settentrionale.

I primi rilevanti lavori per la descrizione delle successioni terrigene affioranti in Cilento, oltre alle Note Illustrative di CESTARI (1971) e COCCO (1971) dei Fogli 198 Eboli e 209 Vallo della Lucania della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 e ai lavori di IETTO *et alii* (1965) e COCCO & PESCATORE (1968), sono quelli di VEZZANI (1968a, 1968b, 1970) in cui sono descritte le principali formazioni affioranti nel settore calabro-lucano (Frido, Crete Nere, Saraceno, Albidona) e successivamente correlate da BONARDI *et alii* (1988a, 1988b) con i terreni del Cilento. Un'importante revisione della formazione del Saraceno si deve a DE BLASIO *et alii* (1978) che per primi hanno ridescritto e reinterpretato, tenendo conto della polarità rovesciata di tutta la successione affiorante, una delle serie tipo.

Un settore dell'Appennino meridionale importante per la comprensione dei rapporti geometrici e dell'assetto strutturale, anche delle unità affioranti in Cilento, è quello calabro-lucano; i rapporti geometrici tra le unità affioranti, alcune delle quali presenti anche in Cilento, sono descritti in CELLO *et alii* (1990), LENTINI *et alii* (1990) e MONACO *et alii* (1995).

Nella cartografia ufficiale precedente (vedere i fogli 198 Eboli, 209 Vallo della Lucania e 210 Lauria, e le relative note illustrative, della Carta Geologica d'Italia 1:100.000) e in gran parte dei lavori su quest'area, esistono dettagliate suddivisioni litostratigrafiche del gruppo del Cilento *Auctt.* (AMORE *et alii*, 1988; BONARDI *et alii*, 1988b) e della successione carbonatica mentre non esistono suddivisioni nella porzione inferiore del cosiddetto substrato del gruppo del Cilento, genericamente indicato come "complesso caotico" oppure descritto come un'unica unità litostratigrafica indistinta indicata come formazione di Santa Venere (IETTO *et alii*, 1965) o formazione di Ascea (Carta Geologica d'Italia 1:100.000, Foglio n. 209 Vallo della Lucania; COCCO, 1971). In realtà questi terreni, solo apparentemente omogenei, sono costituiti da varie litologie e presentano un differente grado di tettonizzazione. Alla fine degli anni '80, BONARDI *et alii* (1988b) e AMORE *et alii* (1988) hanno evidenziato che il substrato del gruppo del Cilento è differenziabile, essenzialmente su base litologica, in litotipi in parte riferibili a formazioni del settore calabro-lucano (formazioni del Saraceno e delle Crete Nere) e in parte a litotipi ad affinità sicilide.

L'intensa deformazione di questi terreni ha spinto alcuni autori, ad esempio PASSERO (1994), ad interpretare alcune unità apparentemente "caotiche" come il risultato di un franamento in massa (olistostroma) intercalato nella successione del gruppo del Cilento.

CAMMAROSANO *et alii* (2000), partendo da osservazioni sistematiche e di estremo dettaglio nell'area tra il Monte Sacro e Castelnuovo Cilento e rivisitando alcune sezioni tipo, hanno proposto correlazioni di interesse regionale, riconoscendo una strutturazione del substrato del gruppo del Cilento in due unità tettoniche, l'unità Nord-calabrese in posizione superiore e l'unità di Castelnuovo Cilento in posizione inferiore, ognuna caratterizzata da una propria successione stratigrafica.

L'unità Nord-calabrese in Cilento, secondo questi Autori, è costituita essenzialmente dalla formazione del Saraceno e da lembi della formazione delle Crete Nere mentre l'unità di Castelnuovo Cilento, corrispondente ai "terreni ad affinità sicilide" *Auctt.*, è costituita da una litofacies ad argilliti varicolorate alla base (litofacies argillitica di Genesio), da una litofacies torbiditica marnoso-calcareo in posizione intermedia (litofacies marnoso-calcareo del Torrente Trenico) e da una litofacies arenaceo-pelitica a torbiditi sottili al tetto (litofacies arenaceo-pelitica di Pianelli). Questa interpretazione è stata confermata dai rilevamenti per il Foglio 503 Vallo della Lucania (CAMMAROSANO *et alii*, 2004; MARTELLI & NARDI, 2005).

Il gruppo del Cilento è invece stato oggetto di numerosi e dettagliati studi stratigrafici e biostratigrafici. CIAMPO *et alii* (1984) e, successivamente, GUIDA *et alii* (1988), hanno aperto la strada alla revisione della parte superiore del flysch del Cilento *Auctt.*; COLELLA & ZUFFA (1988) hanno presentato interessanti correlazioni a scala regionale tra alcuni importanti orizzonti guida del Miocene "mesoautoctono" del confine calabro-lucano (formazione di Albidona) e del Cilento (formazione di San Mauro) dimostrando la validità e l'importanza dell'istituzione del gruppo del Cilento. Dettagliate descrizioni stratigrafiche e sedimentologiche con interpretazioni paleoambientali sono state presentate da VALENTE (1992) e CIESZKOWSKI *et alii* (1994, 1995). Infine, recenti lavori hanno rivisto e reinterpretato in chiave stratigrafico-sedimentologica i depositi torbiditici del gruppo del Cilento (CAVUOTO *et alii*, 2005, 2006a, 2006b) e i conglomerati di Monte Sacro (VALENTE *et alii*, 2006), da cui sono emerse nuove ricostruzioni sulla stratigrafia fisica dei sistemi deposizionali presenti all'interno di queste unità e della loro evoluzione paleostrutturale.

Le più recenti sintesi biostratigrafiche sull'unità Nord-calabrese e sul gruppo del Cilento, sono contenute nei lavori di AMORE *et alii* (1988), BONARDI *et alii* (1989a, 1989b), RUSSO *et alii* (1995), DI STASO & GIARDINO (2002), CAMMAROSANO *et alii* (2004) e MARTELLI & NARDI (2005). In particolare, AMORE *et alii* (1988), BONARDI *et alii* (1989a, 1989b), DI STASO & GIARDINO (2002), CAMMAROSANO *et alii* (2004) e MARTELLI & NARDI (2005) dall'analisi del nannoplancton calcareo, riconoscono per la parte alta della formazione del Saraceno un'età almeno oligocenica superiore e un'età non più antica del Burdigaliano superiore-Langhiano per il gruppo del Cilento; RUSSO *et alii* (1995), analizzando i foraminiferi delle formazioni del gruppo del Cilento nell'area del Monte della Stella, riconoscono un'età langhiana per la base e un'età tortoniana inferiore per la parte sommitale.

Indicazioni sulla petrografia delle areniti delle unità del "complesso ligure", del gruppo del Cilento e dei conglomerati di Monte Sacro, sono contenute nei lavori di CRITELLI (1987, 1991, 1993), CRITELLI & LE PERA (1990a, 1990b). CRITELLI *et alii* (1995), proprio a partire dalla composizione delle areniti e dalla relativa evoluzione nel tempo e nello spazio, hanno proposto anche ricostruzioni sull'evoluzione stratigrafico-strutturale e sulla paleogeografia di questo settore.

Recentemente, CAMMAROSANO *et alii* (2004), sulla base di dettagliati rileva-

menti in Cilento per il Foglio 503 Vallo della Lucania (v. anche MARTELLI & NARDI, 2005) e di osservazioni estese anche ad altre aree dell'Appennino meridionale, hanno proposto una generale revisione della stratigrafia delle unità "Internidi".

La letteratura relativa al Quaternario di questo settore è purtroppo limitata.

Si deve a BLANC & SEGRE (1953) una prima sintesi della descrizioni delle formazioni quaternarie del Cilento.

Studi di carattere generale sulla geomorfologia del Cilento sono quelli di LAURETI (1975) e BAGGIONI (1975), mentre un primo studio sull'evoluzione neotettonica di questo settore di catena è stato realizzato da APRILE *et alii* (1980).

I principali lavori di stratigrafia ed evoluzione del Quaternario si riferiscono per lo più al Cilento meridionale (SGROSSO & CIAMPO, 1966; LIRER *et alii*, 1967; BRANCACCIO & SINNO, 1969; BAGGIONI, 1977; BAGGIONI *et alii*, 1981; GUIDA *et alii*, 1979; GUIDA *et alii*, 1981; GUIDA *et alii*, 1987, 1989; D'ELIA *et alii*, 1987; BORRELLI *et alii*, 1988). Fanno eccezione il lavoro di GUIDA *et alii* (1980) sui depositi epiclastici continentali e sull'evoluzione morfologica dell'area ad ovest del Monte Sacro, e il lavoro di CINQUE *et alii* (1994) sulla stratigrafia dei depositi marini e continentali della costa cilentana nord-occidentale.

Sono di particolare interesse, anche per il Cilento settentrionale, alcuni studi di dettaglio sulle forme erosionali e sui depositi marini ad esse associati realizzati lungo il settore costiero del Cilento meridionale. In particolare, ANTONIOLI *et alii* (1996) hanno analizzato la geomorfologia delle aree emerse e sommerse comprese tra Palinuro e Caprioli. L'interesse di questo lavoro consiste nel fatto che forme e depositi analoghi sono presenti anche nel tratto costiero tra Ogliastro Marina ed Agropoli. Di particolare interesse anche lo studio di BRANCACCIO *et alii* (1990) in cui gli Autori hanno effettuato datazioni assolute $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ su alcuni campioni provenienti da alcuni di questi affioramenti.

Recentemente SCARCIGLIA *et alii* (2003a, 2003b) hanno documentato e descritto gli effetti dei cambiamenti climatici del tardo Quaternario nel Cilento settentrionale sulla base di analisi geomorfologiche e pedologiche.

Infine, datazioni assolute di livelli piroclastici (DEINO *et alii* 1992, 1994; DE VIVO *et alii*, 2001; MARCIANO *et alii*, 2008) e attribuzioni cronologiche di reperti archeologici (LIRER *et alii*, 1967) intercalati nei detriti di versante si sono rivelati di estrema utilità per l'interpretazione cronologica dei depositi continentali recenti.

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI DELL'E AREE SOMMERSE

Il settore del margine tirrenico compreso nel Foglio n. 502 "Agropoli" è rappresentato dalla parte più settentrionale dell'alto strutturale del Promontorio del Cilento, che è delimitato da due bacini peritirrenici: la Valle di Salerno a NO ed il Golfo di Policastro a SE.

In questi bacini lo spessore dei sedimenti plio-quadernari non supera il migliaio di metri con una velocità di subsidenza stimata dell'ordine di 0.2-0.6 m/ka (BARTOLE, 1983; BARTOLE *et alii*, 1984); sull'alto strutturale, al di sopra del substrato prepliocenico, sono presenti sedimenti pleistocenici ed olocenici, il cui spessore, di poche centinaia di metri, evidenzia una velocità di sedimentazione molto ridotta.

Dalla fine degli anni '90 l'alto strutturale del Cilento è stato oggetto di studi: l'interpretazione della sismica multicanale AGIP ha evidenziato ampie zone caratterizzate da facies acustiche sorde con basamento acustico privo di riflessioni interne (SACCHI *et alii*, 1994), alternate a bacini sedimentari. Successivamente, l'acquisizione di sismica multicanale profonda (BERTOTTI *et alii*, 1999) ha confermato tale assetto strutturale, evidenziando come la struttura dell'alto del Cilento sia localmente complicata da piegamenti, faglie inverse e fenomeni di inversione di bacino, documentati lungo tutto il margine tirrenico orientale (TRINCARDI & ZITELLINI, 1987; ARGNANI & TRINCARDI, 1990; SACCHI *et alii*, 1994).

Dal Pleistocene inferiore al Pleistocene medio, il Promontorio del Cilento (ed in parte anche la corrispondente area sommersa) è stato soggetto ad un sollevamento verticale (*uplift*) dell'ordine di 400 m controllato dalla neotettonica distensiva che ha coinvolto l'Appennino meridionale. Tale sollevamento tettonico è evidenziato e confermato dalla distribuzione e dalla quota dei terrazzi marini pleistocenici lungo le coste del Cilento (CIAMPO, 1977; CINQUE *et alii*, 1994; BAGGIONI *et alii*, 1981; LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; BORRELLI *et alii*, 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; IANNACE *et alii*, 2001). 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 alii*, 1994).

Le falesie attuali, in prossimità del Promontorio di Punta Licosa, incise nelle successioni arenacee e siltose delle arenarie di Pollica, sottendono un ampio terrazzo di abrasione marina, posto a quote comprese tra -4 e -10 m sul livello del mare, che si estende dalla Piana di S. Marco fino alla Baia di Ogliastro Marina (CINQUE *et alii*, 1994).

COPPA *et alii* (1992) hanno effettuato uno studio sugli elementi geomorfologici e faunistici del margine continentale tirrenico tra Punta Campanella e Punta degli Infreschi. La piattaforma continentale raggiunge la sua ampiezza massima (circa 25 km) in corrispondenza di Acciaroli; verso sud si restringe gradualmente, fino a raggiungere l'ampiezza di qualche chilometro nell'area marina localizzata al largo di Capo Palinuro. La pendenza media varia da nord a sud, da 0.3° a 0.8°. Il ciglio, ubicato ad una profondità di circa 220 m si presenta graduale, mentre diventa netto al largo di Punta degli Infreschi dove è ubicato a 120 m di profondità. La piattaforma continentale di questo settore è caratterizzata da diffusi e frequenti fenomeni erosivi. La sedimentazione olocenica risulta piuttosto scarsa eccetto che al largo del fiume Alento, dove raggiunge spessori di vari metri. La scarpata continentale è caratterizzata da alcune valli e da canali di drenaggio che si dipartono dal ciglio della piattaforma. Sono stati inoltre riconosciuti alcuni importanti corpi di frana, localizzati a profondità comprese tra -300 e -1000 m.

Le aree marine ricadenti nel Foglio n. 502 "Agropoli" sono caratterizzate in particolare da una topografia dei fondali molto articolata, condizionata dalla presenza di una dorsale ad andamento E-O, disposta lungo il parallelo 40° 14' che individua l'alto morfo-strutturale di Punta Licosa. A nord di questo, infatti, la piattaforma decorre con pendenze piuttosto uniformi: a sud, verso il Golfo di Policastro, la piattaforma continentale è caratterizzata da un andamento morfologico articolato e da pendenze elevate, con profondità d'acqua comprese tra -10 e -110 m.

L'alto morfo-strutturale è caratterizzato da estesi affioramenti di substrato acustico. Al tetto, nell'intervallo batimetrico compreso tra -5 e -30 m, si riconoscono lembi di superfici terrazzate intagliate nel basamento roccioso. Una brusca rottura di pendenza, posta a profondità comprese tra -50 e -70 m, segna il passaggio dall'alto strutturale di Punta Licosa alle zone di piattaforma esterna, attraverso una scarpata acclive. Lungo tale scarpata decorrono vari assi di drenaggio.

Al largo di Punta Licosa e di Acciaroli si riconoscono due ordini di terrazzi, ubicati rispettivamente a profondità di -50/60 e di -80 m. Oltre il margine di questi terrazzi, infine, ad una profondità di circa -120 m, è possibile individuare una

superficie di discordanza correlabile con la regressione wurmiana (COPPA *et alii*, 1992). Lungo la piattaforma continentale si rinvencono terrazzi di abrasione marina anche a profondità più elevate, nell'intervallo batimetrico compreso tra - 90 e -150 m.

Vari affioramenti del basamento acustico caratterizzano il settore sommerso dell'area in oggetto oltre che nell'*offshore* di Punta Licosa. Il substrato acustico è interpretabile come il prolungamento verso mare delle successioni silicoclastiche ascrivibili al gruppo del Cilento, variamente deformate e dislocate (AMORE *et alii*, 1988; BONARDI *et alii*, 1988b).

Va segnalata la presenza, sia a NO che a SO dell'alto di Punta Licosa, di relitti morfologici della piattaforma continentale del Pleistocene superiore. Tali relitti rappresentano depositi palinsesti di spiaggia emersa-sommersa e di piattaforma. Quelli presenti nel settore meridionale individuano cordoni dunari allungati NO-SE (FERRARO *et alii*, 1997), a luoghi drappeggiati alla sommità da sabbie bioclastiche di piattaforma esterna.

In particolare, i depositi marini pleistocenici sono organizzati in unità progradanti, stratigraficamente sovrapposte, separate tra loro da varie *unconformity*: si riconoscono due superfici di ingressione marina, rispettivamente la prima di probabile età pre-tirreniana, la seconda versiliana. Quest'ultima affiora a fondo mare e rielabora la superficie di erosione subaerea che si è formata durante l'ultimo pleniglaciale. Su questa superficie, infatti, nei tratti più profondi verso mare, sono stati rinvenuti depositi palinsesti a -160 m di profondità, costituiti da sabbie grosolane organogene con frammenti di *Arctica islandica*. Tali depositi presentano una struttura interna progradante e sono interpretabili come depositi di spiaggia relativi all'ultimo stazionamento basso del livello del mare, dislocati a profondità più elevate da fenomeni di subsidenza del margine (FERRARO *et alii*, 1997). Essi individuano cunei progradanti che, da terra verso mare, risultano progressivamente più recenti e rappresentano spiagge sommerse riferibili a cicli eustatici del 5° ordine. La successione in *offlap*, interpretabile come un deposito di regressione forzata (POSAMENTIER *et alii*, 1992) è invece riferibile al generale abbassamento del livello del mare iniziato già durante lo stadio isotopico 5, ma che ha già caratterizzato gli stadi isotopici 4, 3 e 2 (Pleistocene superiore); tale regressione è avvenuta nell'ambito di un ciclo eustatico del 4° ordine (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; MARTINSON *et alii*, 1987).

Un'analoga interpretazione dell'architettura stratigrafica dei depositi progradanti al largo di Punta Licosa era stata precedentemente data da TRINCARDI & FIELD (1991) che hanno interpretato tale successione come un deposito di regressione forzata. I corpi progradanti di piattaforma esterna e di margine di piattaforma si sono depositati al di sopra di una superficie erosiva durante l'ultima fase di basso eustatico del livello marino. Durante il seguente sollevamento del livello del mare l'erosione legata allo spostamento della linea di costa ha provocato la formazione

di un'estesa superficie di erosione trasgressiva (*ravinement*), riconoscibile a partire dall'isobata dei -120 m verso terra, a cui ha fatto seguito una parziale erosione dei cunei progradanti di regressione forzata, dei quali solo i più spessi si sono conservati. Infatti, cunei progradanti spessi ed in continuità di sedimentazione si rinvennero solo al margine di piattaforma, mentre in piattaforma sono preservati solo sottili relitti morfologici, soprattutto in corrispondenza di depressioni intra-piattaforma o di gradini morfologici.

TRINCARDI & FIELD (1992), in base all'analisi di profili sismici ad alta risoluzione, hanno effettuato uno studio di dettaglio di un'ampia frana sottomarina, studio che ha coinvolto i depositi progradanti di *lowstand* situati ad ovest di Punta Licosa. La zona di frana risulta caratterizzata da un'ampia superficie di mobilitazione basale che mostra la deformazione *in situ* nel sedimento presente al di sopra di essa e che coincide con una superficie di *downlap* principale.

V - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE

Grazie all'assenza di particolari complicazioni tettoniche e al fatto che i terreni prequaternari affioranti appartengono tutti alla stessa unità tettonica, in questo Foglio è possibile descrivere le unità cartografate, e strutturare la legenda, secondo l'ordine cronostratigrafico.

La successione geometrica delle unità pre-quaternarie che compongono l'edificio strutturale di questo settore del Cilento è così costituita, dal basso:

- parte alta dell'unità tettonica Nord-calabrese;
- gruppo del Cilento.

Su queste unità giacciono in discordanza i depositi continentali e costieri quaternari.

Il rilevamento di questo Foglio e le analisi biostratigrafiche eseguite per la realizzazione del Foglio 503 Vallo della Lucania (MARTELLI & NARDI, 2005) hanno messo in evidenza che il membro inferiore, o di Cannicchio, della Formazione di Pollica *Auctt.* anche in queste aree passa in maniera graduale alla sottostante Formazione del Torrente Saraceno, mentre il limite superiore con il membro di Pollica *Auctt.* è marcato da un netto cambio di facies e da una probabile lacuna stratigrafica, lasciando ipotizzare una superficie di discontinuità tra i due membri della Formazione di Pollica *Auctt.*, come già indicato anche da CRITELLI & LE PERA (1990a). Considerando i rapporti con le formazioni sotto e soprastanti e la probabile *unconformity* tra le due unità litostratigrafiche, il membro di Cannicchio *Auctt.* è stato considerato la parte stratigraficamente sommitale dell'unità Nord-calabrese mentre il membro di Pollica *Auctt.* è stato considerato la parte inferiore del gruppo del Cilento. Considerando l'estensione areale e lo spessore, i due membri sono stati elevati al rango di formazioni con le denominazioni di arenarie di Cannicchio e arenarie di Pollica.

Il rilevamento contemporaneo di questo Foglio e dei Fogli 519 Capo Palinuro e 520 Sapri, ha permesso di cartografare e correlare i depositi plio-quaternari lungo tutta la costa del Cilento; è stato così possibile distinguere e classificare alme-

no i depositi alluvionali e costieri secondo i moderni criteri delle *Unconformity Bounded Stratigraphic Units (UBSU)*. Viene proposta, in queste Note Illustrative e in quelle dei Fogli 519 Capo Palinuro e 520 Sapri, per la prima volta, la descrizione stratigrafica di sistemi correlati alla scala dell'intera area cilentana. Questi depositi sono stati qui raggruppati nella "Successione quaternaria del Cilento".

I depositi detritici di copertura e le unità oloceniche, ubiquitari e non distinguibili in base al bacino di appartenenza, per i quali non è stato possibile riconoscere una chiara collocazione stratigrafica sono stati descritti in maniera informale secondo criteri litologici e genetici.

1. - UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE

La parte più bassa della successione affiorante in questo Foglio è costituita dalle arenarie di Cannicchio (CAMMAROSANO *et alii*, 2004), formazione riferibile alla parte alta dell'Unità Nord-calabrese. In questo Foglio non affiora la parte sottostante.

1.1. - ARENARIE DI CANNICCHIO (CNN)

Torbiditi sottili e medie, tipo TBT, arenaceo-pelitiche (fig.1); il rapporto arenite/pelite è generalmente uguale, o di poco maggiore, a 1. Le areniti sono generalmente fini, silico-clastiche; le peliti sono siltose, di colore grigio, nere o verdastre. Sono presenti livelli di *slumping*.

La composizione delle arenarie è prevalentemente arcossico-litica con abbondanza di metamorfiti di medio-basso grado (CRITELLI & LE PERA, 1990a).

Il limite superiore è netto, e inconforme, con le *arenarie di Pollica* (PLL); esso è marcato da un brusco cambiamento di facies: da torbiditi arenaceo-pelitiche tipo TBT si passa rapidamente a torbiditi prevalentemente arenacee, generalmente più grossolane e di maggiore spessore, talora lenticolari.

Non affiora il limite inferiore della formazione.

Per l'assenza, in questo Foglio, della parte inferiore e per le frequenti deformazioni che interessano tutta la formazione, la potenza stratigrafica della formazione è difficilmente valutabile; da dati del Foglio adiacente 503 Vallo della Lucania (APAT, 2005; MARTELLI & NARDI, 2005) è stimata in circa 150-200 metri. In questo Foglio la potenza affiorante è di poche decine di metri.

Questa formazione corrisponde alla parte inferiore della formazione di Pollica *Auctt.*, nota nella letteratura precedente come "membro A" o "membro di Cannicchio" (PESCATORE, 1966; COCCO, 1971; CRITELLI & LE PERA, 1990a), e parzialmente al membro arenaceo-pelitico basale **PLL₁** dei fogli Sala Consilina (ISPRA, 2010) e Sapri (ISPRA, in stampa).

Le analisi biostratigrafiche eseguite per la realizzazione del Foglio 503 Vallo della Lucania (MARTELLI & NARDI *et alii*, 2005) indicano per la parte inferiore di questa formazione un'età non più antica del passaggio Oligocene-Miocene (biozone NP25-NN1 di MARTINI, 1971; CP19b-CN1a,b di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus* e *Triquetrorhabdulus milowii*. Considerando però la presenza di forme aquitaniane già nella parte intermedia della formazione sottostante (vedere anche DI STASO & GIARDINO, 2002), anche la base di questa formazione può essere ritenuta non più antica dell'Aquitaniense superiore. Infatti, già nei primi campioni francamente riferibili a questa formazione si riconoscono forme indicative di un'età non più antica del Burdigaliano per la presenza concomitante di *Triquetrorhabdulus milowii*, *Discoaster druggii*, *Helicosphaera* cf. *mediterranea*, *Helicosphaera* cf. *ampliaperta*, *Sphenolithus* cf. *heteromorphus* (biozone NN2-NN3 di MARTINI, 1971; CN1c p.p. - CN2 p.p. di OKADA & BUKRY, 1980).

Nella letteratura precedente, l'età di questo intervallo stratigrafico era stimata in base alla posizione stratigrafica in quanto i campioni raccolti e analizzati erano risultati sterili (BONARDI *et alii*, 1989b; RUSSO *et alii*, 1995) e genericamente riferita al Burdigaliano superiore (AMORE *et alii*, 1988; BONARDI *et alii*, 1988a).



Fig. 1 - arenarie di Cannicchio, strada da Acciaroli a Cannicchio (F. 519 Capo Palinuro).

2. - GRUPPO DEL CILENTO

È la successione pre-quadernaria geometricamente più alta della costa cilentana.

Per le facies spesso grossolane e le rapide variazioni latero-verticali, per la geometria spesso lenticolare degli strati e dei corpi, nonché per la posizione geometrica, questa successione è interpretata come deposta in un bacino confinato, al di sopra di cunei in accrezione tipo bacino episuturale *sensu* BALLY *et alii* (1985) (cfr. anche BONARDI *et alii*, 1988c; AMORE *et alii*, 1988; RUSSO *et alii*, 1995, CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

Questa unità litostratigrafica di rango superiore è stata istituita da AMORE *et alii* (1988) per raggruppare le successioni terrigene in discordanza al di sopra dell'Unità Nord-calabrese; appartengono a questo gruppo le formazioni di Pollica e San Mauro nel Cilento e la formazione di Albidona al confine calabro-lucano (cfr. "me-soautoctono" di SELLI, 1962). BONARDI *et alii* (1988b) considerano appartenenti a questo gruppo anche le formazioni del Torrente Bruca e di Albanella; quest'ultima, però è stata successivamente attribuita ai terreni "ad affinità sicilide" (CRITELLI *et alii*, 1994).

In questo Foglio è stata adottata la stratigrafia proposta da CAMMAROSANO *et*



Fig. 2 - arenarie di Pollica, Ripe Rosse.

alii (2004), già applicata nel rilevamento e nella redazione del Foglio 503 Vallo della Lucania (APAT, 2005; MARTELLI & NARDI, 2005).

2.1. - ARENARIE DI POLLICA (PLL)

Torbiditi arenaceo-pelitiche prevalentemente silico-clastiche con areniti da medie a fini, a volte grossolane, raramente carbonatiche, talora bioturbate, e subordinate peliti siltose grigio verdastre in strati da sottili e medi, a spessi, talora banchi plurimetrici a geometria tabulare e lenticolare; il rapporto arenite/pelite è generalmente maggiore di 1 (fig.2 e 4). Sono presenti intervalli con frequenti livelli spessi e molto spessi di conglomerati poligenici con matrice prevalentemente arenacea. Sono presenti, soprattutto nella parte inferiore della formazione, depositi da *slump* e olistostromi lenticolari di spessore fino a plurimetrico (fig.3).

La composizione delle arenarie varia da litoareniti feldspatiche a litoareniti con una diminuzione dei frammenti da metamorfiti di basso-medio grado verso l'alto e un aumento di frammenti da vulcaniti acide (CRITELLI & LE PERA, 1990a). La potenza massima raggiunge i 500 metri.

Il limite superiore è graduale, per alternanza, con la *formazione di San Mauro*



Fig. 3 - arenarie di Pollica, orizzonte caotico basale, Punta dell'Ogliastro.



Fig. 4 - arenarie di Pollica, tra Punta dell'Ogliastro e Punta Liscosa; si noti la superficie di abrasione marina che caratterizza tutta l'area di Liscosa.

(MAU) ed è posto alla base dei primi intervalli marnosi spessi; talora tale limite è posto in corrispondenza dello strato guida di Tempa del Bosco (**tb**) .

Il limite inferiore è invece netto e inconforme, marcato da un rapido cambiamento di facies: da torbiditi prevalentemente arenacee, anche a base grossolana, in strati spessi e talora lenticolari, con orizzonti caotici spessi e molto spessi, si passa rapidamente a torbiditi generalmente sottili e medie, per lo più tabulari e a granulometria minore, che caratterizzano le sottostanti arenarie di Cannicchio (CNN).

Questa formazione corrisponde alla parte alta della formazione di Pollica *Auctt.*, nota nella letteratura precedente come “membro B” o “membro di Pollica” (PESCATORE, 1966; COCCO, 1971; CRITELLI & LE PERA, 1990a) e parzialmente PLL dei fogli Sala Consilina (ISPRA, 2010) e Sapri (ISPRA, in stampa).

Le analisi biostratigrafiche svolte per la realizzazione del Foglio 503 Vallo della Lucania (MARTELLI & NARDI *et alii*, 2005) indicano un'età non più antica del Langhiano (biozona NN5 di MARTINI, 1971; CN4 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus* e *Calcidiscus macintyre* < 11 µm.

Questi dati sono in accordo con quelli di BONARDI *et alii* (1989b) che attribui-

scono alla parte medio-alta della formazione di Pollica *Auctt.*, corrispondente alle arenarie di Pollica di questa carta, un'età non più antica del Langhiano (biozona NN5 di MARTINI, 1971; CN4 di OKADA & BUKRY, 1980) sulla base del riconoscimento di *Sphenolithus heteromorphus* e *Calcidiscus leptoporus*.

L'attribuzione al Langhiano è in accordo anche con la datazione basata sullo studio dei foraminiferi planctonici di RUSSO *et alii* (1995).

2.2. - FORMAZIONE DI SAN MAURO (MAU)

Torbiditi arenaceo-pelitiche e marnoso-calcarenitiche, con intervalli conglomeratici; strati generalmente da sottili e medi, tipo TBT, a molto spessi, con banchi talora decametrici, a geometria generalmente tabulare, talora lenticolare; il rapporto arenite/pelite è generalmente maggiore di 1 (fig. 5 e 6). Le areniti sono per lo più medie e fini, talora grossolane, generalmente silicoclastiche, prevalentemente litiche, talora carbonatiche; le peliti sono per lo più marnose, grigie e grigio verdastre, talora grigio chiare; i conglomerati sono poligenici e i clasti di dimensioni da centimetrica a decimetrica, in matrice arenacea, con frequenti elementi cristallini.



Fig. 5 - formazione di S. Mauro, S. Marco di Castellabate; si noti la faglia subverticale che disloca l'affioramento.



Fig. 6 - formazione di S. Mauro, pendici meridionali del M. della Stella (F. 503 Vallo della Lucania).

Sono presenti livelli di *slump* e olistostromi lenticolari di spessore metrico (CAVUOTO *et alii*, 2005).

Questa formazione differisce macroscopicamente da quella sottostante per la frequenza e il maggiore spessore dei livelli marnosi. Sono presenti megastrati caratterizzati da composizione prevalentemente carbonatica che talora costituiscono strati guida.

La composizione delle areniti varia da litoareniti feldspatiche e litoareniti con prevalenti frammenti vulcanici nella parte inferiore ad arcose litiche e arcose con prevalenti frammenti granitoidi verso l'alto (CRITELLI, 1987); la composizione delle areniti dei megastrati carbonatici è ibrida (COLELLA & ZUFFA, 1988).

CRITELLI (1987) e CRISCI *et alii* (1988) segnalano nella parte inferiore un intervallo vulcanoarenitico, di potenza variabile tra 15 e 20 metri, e ciottoli vulcanici negli orizzonti conglomeratici della parte alta; le caratteristiche tessiturali dei frammenti vulcanici indicano un limitato trasporto e una scarsa rielaborazione lasciando ipotizzare attività vulcanica sinsedimentaria.

La potenza stratigrafica massima, stimabile al Monte Stella (Foglio 503 Vallo della Lucania), dove tra l'altro non affiora il tetto, supera i 2000 metri. Nel Foglio la potenza massima affiorante è circa 1000 metri.

Il limite inferiore con le *arenarie di Pollica (PLL)* è graduale, per alternanza, ed è posto in corrispondenza dei primi livelli marnosi di spessore decimetrico; in questo Foglio non affiora il limite superiore.

Sono stati distinti orizzonti guida formati da megastrati marnoso-calcarei (noti in letteratura con il termine “fogliarine”), dal basso:

strato di Tempa del Bosco (tb); megastrato marnoso potente quasi 10 metri con base arenitica spessa e con un livello caotico al tetto, tipo *slump* e *debris-flow*; affiora poco sopra il limite basale e talora è usato per indicare il passaggio alla formazione sottostante (PLL); Langhiano (NN5)

strato di Serramezzana-Zoppi (f1): megastrato marnoso, potente fino a oltre 60 metri, con base arenitica di spessore variabile da 50 centimetri fino ad un massimo di circa 10 metri; già noto in letteratura come “prima fogliarina” o “fogliarina inferiore”; Serravalliano inferiore (NN6)

strato di San Mango (f2): megastrato marnoso, potente fino a circa 60 metri, con base arenitica da sottile a metrica; già noto in letteratura come “seconda fogliarina” o “fogliarina superiore”; Serravalliano sup. (NN7)-Tortoniano inferiore

strato di Perdifumo (f3): megastrato marnoso, potente fino a circa 40 metri, con base arenitica da sottile a metrica; Tortoniano inferiore per posizione stratigrafica

orizzonte marnoso (m): megastrato prevalentemente marnoso, con base arenitica, di spessore variabile da circa 3 a circa 15 metri; affiora nella parte nord del Foglio, circa 100 metri sopra f3. Tortoniano inferiore (da letteratura)

I principali megastrati carbonatici sono stati correlati da vari Autori (vedere ad esempio COLELLA & ZUFFA, 1988; CRITELLI, 1987) con analoghi livelli della formazione di Albidona.

Dati sull'età della formazione derivano principalmente dalle analisi biostratigrafiche svolte per la realizzazione del Foglio 503 Vallo della Lucania (MARTELLI & NARDI *et alii*, 2005). I campioni relativi alla parte inferiore indicano un'età non più antica del Langhiano (biozona NN5 di MARTINI, 1971; CN4 di OKADA & BUKRY, 1980) per la persistenza di *Sphenolithus heteromorphus* mentre quelli all'intorno della prima “fogliarina”, o strato di Serramezzana-Zoppi, indicano già un'età non più antica del Serravalliano per la presenza di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7 µm e *Discoaster moorei* (biozona NN6 p.p. di MARTINI, 1971; CN5 a p.p. di OKADA & BUKRY, 1980). I campioni relativi alla parte alta della formazione di San Mauro nell'area di Monte Sacro, all'intorno e sopra della seconda “fogliarina”, lo strato di San Mango, indicano un'età non più antica del Serravalliano superiore (biozona NN7 di MARTINI, 1971; CN5b di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Discoaster kugleri* e *Calcidiscus leptoporus*; inoltre, la presenza di *Discoaster bollii*, indicativa della parte alta delle biozone NN7 di MARTINI (1971) e CN5b di OKADA & BUKRY (1980), riscontrata in alcuni campioni, permette anche di ipotizzare un'età non più antica del Tortoniano basale.

Campioni provenienti dalla porzione stratigraficamente più alta del Monte Stella, al di sopra delle megatorbiditi carbonatiche, non hanno fornito indicazioni significative ma solo una generica età non più antica del Langhiano, biozona NN5 di MARTINI (1971) o biozona CN4 di OKADA & BUKRY (1980), per la presenza di

Discoaster formosus e *Discoaster variabilis*.

L'attribuzione al Langhiano della parte inferiore è in accordo con le datazioni basate sullo studio dei foraminiferi planctonici di RUSSO *et alii* (1995). Nello stesso lavoro, gli Autori indicano per la parte alta della formazione, ancora nell'area del Monte Stella, un'età non più antica del Tortoniano inferiore avanzato per l'associazione di *O. suturalis*, *O. universa*, *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus obliquus*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerina falconensis*, *Globorotalia acostaensis*, *G. linguaensis*, *G. mayeri*, *G. merotumida*, *G. cf. miotumida*, riferibile alla zona a *Globorotalia acostaensis*, o N16, di BLOW (1967).

3. - SUCCESSIONE QUATERNARIA DEL CILENTO

Il contemporaneo rilevamento di questo Foglio e dei Fogli 519 Capo Palinuro e 520 Sapri ha permesso di confrontare e correlare i depositi plio-quaternari lungo tutta la costa del Cilento.

La successione infatti è meglio esposta e più completa nel Foglio 519 Capo Palinuro, dove è stato possibile riconoscere i rapporti stratigrafici tra le unità plio-quaternarie continentali e di transizione affioranti e ricostruire la successione dei principali eventi che le hanno originate.

In questo Foglio, sono state riconosciute e cartografate le unità riferibili al Pleistocene medio e alla parte inferiore del Pleistocene superiore, riferibili ad alluvioni antiche (sintema della Valle del Lambro, **VMB**) e a depositi costieri (subsintema di Le Saline, **SHC**₁, e sintema di Palinuro, **PUR**).

Considerato l'avanzato stato di realizzazione del foglio, non è stato possibile adeguare i riferimenti cronostratigrafici per quanto riguarda la nuova definizione del Quaternario. Sono stati pertanto mantenuti i riferimenti alla scala cronostratigrafica di GRADSTEIN *et alii* (2004). Il Pleistocene è suddiviso in Pleistocene inferiore (piano Calabriano), Pleistocene medio (Piano Ioniano) e Pleistocene superiore (Piano Tarantino). I piani Ioniano e Tarantino, non ancora formalmente definiti, hanno le rispettive basi al limite paleomagnetico Matuyama-Brunhes (0.78 Ma) (CITA *et alii*, 2006) e alla base del *Marine Isotope Stage* (MIS) 5 (circa 0.13 Ma) (CITA & CASTRADORI, 1994, 1995; VAN COUVERING, 1995; CITA, 2008).

3.1. - SINTEMA DELLA VALLE DEL LAMBRO (**VMB**)

Comprende depositi costituiti da alternanze di lenti di ghiaie embriciate, anche grossolane, in matrice sabbiosa, e livelli sabbioso-siltosi giallastri con lenti di microconglomerati.

Gli strati sono di spessore variabile, da qualche decimetro a banchi.

Sono presenti, soprattutto alla base, livelli limoso-argillosi grigi, sottilmente laminati di ambiente fluvio-lacustre, generalmente spessi pochi metri.

La potenza totale raggiunge varie decine di metri.

I depositi riferibili a questo sintema si rilevano in genere terrazzati lungo le parti più alte dei versanti.

Dove la successione è più completa e meglio esposta, ad esempio lungo i versanti a monte della spiaggia di Caprioli (Foglio 519 Capo Palinuro), il limite superiore è discordante ed erosivo con brecce e calcareniti, con bioclasti, a laminazione incrociata riferibili al subsintema di Le Saline (SHC_1), sottounità del sintema del Golfo di Policastro; la base dell'unità poggia, sempre in discordanza con evidenze di erosione, su conglomerati e sabbie giallastre riferibili ai conglomerati di Centolla, non affioranti in questo Foglio.

I depositi di questo sintema, di chiara origine alluvionale con intercalazioni di livelli palustri, per posizione stratigrafica e caratteristiche litologiche possono essere correlati con parte dei depositi b_{n2} del Foglio 503 Vallo della Lucania e con i depositi di laguna riconosciuti in sondaggio, nella Piana di Santa Maria di Castellabate, da CINQUE *et alii* (1994). Presenta analogie litologiche e stratigrafiche con il sintema del Torrente Faraone del Foglio 520 Sapri.

L'età è indicativamente riferibile, per posizione stratigrafica, ad un periodo compreso tra il Pleistocene inferiore e medio, più precisamente ad un periodo precedente la deposizione dei depositi marino-continentali soprastanti del sintema del Golfo di Policastro (v. note illustrative del Foglio 520 Sapri).

3.2. - SINTEMA DEL GOLFO DI POLICASTRO (SHC)

Questa unità stratigrafica comprende gran parte dei depositi dei cicli marino-continentale del Pleistocene medio del Cilento.

E' costituita da varie litofacies (cfr. Foglio 520 Sapri, ISPRA, in stampa); in questo foglio, è stato definito il subsintema di Le Saline (SHC_1), che include i depositi più recenti dell'unità.

3.2.1. - *subsintema di Le Saline* (SHC_1)

Comprende depositi prevalentemente costituiti da brecce e calcareniti con bioclasti nella parte inferiore e da sabbie giallastre a laminazione incrociata nella parte superiore, distinguibile in tre sottounità stratigrafiche, per ragioni di scala non rappresentate in carta.

La sottounità basale, ben affiorante a Baia degli Angeli nei pressi di Palinuro (Foglio 519 Capo Palinuro), in questo Foglio esposta lungo la spiaggia di Lago di Castellabate e nel tratto sommerso della spiaggia di S. Maria di Castellabate, è

costituita da breccie e conglomerati, anche a grossi blocchi, con bioerme di *Cladocora caespitosa* e concentrazioni di bioclasti e strutture erosive riempite da sabbie fossilifere con ciottoli, che passano verso l'alto a microconglomerati con ciottoli centimetrici arrotondati, appiattiti e allungati, in matrice arenitica con bioclasti. Queste facies contengono gusci di *Glycimeris glycimeris*, *Ostrea* sp, *Arca noae*, *Pecten* sp. Lo spessore affiorante di questa sottounità, spesso sommersa, è generalmente da alcuni decimetri fino a circa 1 m. La sottounità intermedia è costituita da calcareniti a laminazione incrociata con base erosiva, contenenti bioclasti e lenti di conglomerati con ciottoli centimetrici arrotondati, di ambiente di spiaggia sommersa che evolve a spiaggia emersa.

Lo spessore affiorante di questa sottounità è di circa 2 metri.

Per posizione stratigrafica e caratteristiche litologiche questa sottounità e la precedente sono confrontabili con le sabbie marine di Comenale di CINQUE *et alii* (1994).

La sottounità superiore, affiorante in località Comenale, è costituita da sabbie massive rossastre, da fini a limose, di probabile origine eolica (dune) che oggi si presentano sempre molto alterate e con evidenze di pedogenesi.

Lo spessore affiorante di questa sottounità varia da 1 a oltre 3 metri.

Per posizione stratigrafica e caratteristiche litologiche queste sabbie sono confrontabili con le eolianiti di Comenale di CINQUE *et alii* (1994).

Dove la successione è più completa, meglio conservata ed esposta, nella zona di Palinuro (Foglio 519 Capo Palinuro), questo deposito litorale poggia in discordanza, con evidenze di erosione, su conglomerati e sabbie continentali riferibili al sintema della Valle del Lambro (**VMB**) mentre verso l'alto passa, sempre in discordanza e con evidenze di erosione, a calcareniti e sabbie riferibili al sintema di Palinuro (**PUR**).

Per posizione stratigrafica e facies, questo subsintema è confrontabile con il Complesso di Comenale di CINQUE *et alii* (1994). Tali autori attribuiscono questi depositi allo stadio 9 della stratigrafia isotopica (circa 330.000 anni). Tuttavia, poiché su questi depositi poggiano direttamente sedimenti attribuibili al limite Pleistocene medio-superiore e al Tirreniano (v. sintema di Palinuro, **PUR**), per posizione stratigrafica questo subsintema è più probabilmente attribuibile ad un periodo compreso tra il penultimo interglaciale (250-190 Ka, stadio 7 della scala isotopica) e la parte terminale del Pleistocene medio.

3.3. - SINTEMA DI PALINURO (**PUR**)

I depositi di questo sintema sono prevalentemente costituiti da calcareniti con bioclasti nella parte inferiore e da sabbie a laminazione incrociata nella parte superiore; sono riconoscibili due sottounità stratigrafiche, per ragioni di scala non rappresentate in carta.



Fig. 7 - sintema di Palinuro, S. Marco di Castellabate.

In questo Foglio, questo sintema è ben esposto a San Marco di Castellabate (fig.7).

La sottounità basale è costituita da calcareniti grossolane e medie, con bioclasti, in strati centimetrici piano-paralleli nella parte inferiore e con laminazione incrociata nella parte superiore. Sono presenti tracce di bioturbazione cementate. Le facies indicano un ambiente deposizionale di spiaggia.

La potenza di questa sottounità è variabile da circa 2 a circa 10 metri.

La sottounità superiore è costituita da sabbie limose, a laminazione incrociata, giallastre e rossastre, di probabile origine eolica.

Alla base è presente un paleosuolo rosso-bruno.

Sono presenti gasteropodi polmonati.

Anche la potenza di questa sottounità generalmente varia da pochi metri fino a circa 10 metri.

Talora questi depositi poggiano su superfici pianeggianti poste a circa 8-10 metri sul livello del mare, probabilmente riferibili ad una superficie di abrasione marina formatasi nell'ultimo periodo interglaciale e quindi attribuibile al Pleistocene superiore. Su queste superfici talora sono presenti anche materiali di riporto, non cartografabili, e opere antropiche che mascherano i depositi naturali.

Dove la successione è più completa, meglio conservata ed esposta, nella zona di Palinuro (Foglio 519 Capo Palinuro), questo deposito litorale poggia in discor-

danza, con contatto erosivo, su calcareniti e sabbie riferibili al subsistema di Le Saline (**SHC₁**) mentre verso l'alto passa, sempre in discordanza e con contatto erosivo, a detriti continentali di versante (cfr. *Detriti di versante s.l.*, a).

Per posizione stratigrafica e caratteristiche litologiche, questo sintema è confrontabile con il Complesso delle Areniti di S. Antonio - S. Marco di CINQUE *et alii* (1994).

CINQUE *et alii* (1994) attribuiscono questi depositi allo stadio 7 della stratigrafia isotopica (250.000-190.000 anni) mentre BRANCACCIO *et alii* (1990) datano, con il metodo $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, alcuni campioni di *Glycimeris glycimeris*, provenienti da questi depositi, a circa 110.000 anni. Poiché questo sintema è l'unità marina stratigraficamente più elevata, in contatto direttamente con i depositi continentali wurmiani, un'età pre-tirreniana di questi terreni implica che in Cilento non si siano conservati i depositi marini tirreniani, in contrasto con quanto si osserva lungo gran parte delle coste italiane, dove numerosi sono gli affioramenti di depositi tirreniani, a testimonianza della notevole attività deposizionale durante questo periodo. Pertanto, per quanto sopra, questo sintema è meglio inquadrabile tra la fine del penultimo periodo glaciale e l'ultimo periodo interglaciale, cioè nella parte bassa del Pleistocene superiore (Tarentiano p.p.: CITA, 2008).

4. - DEPOSITI DI COPERTURA RECENTI

Per le coperture detritiche di versante, in questo Foglio, non è stato possibile riconoscere una precisa posizione stratigrafica né un preciso bacino di appartenenza.

Queste coperture sono state quindi descritte come unità informali sulla base della litologia e del processo genetico che le ha formate. Sono state perciò descritte come detriti di versante s.l. e depositi di frana.

In questo capitolo sono descritti anche i depositi alluvionali e costieri più recenti, riferibili all'Olocene, ubiquitari e non distinguibili sulla base di un bacino di appartenenza.

4.1. - DETRITI DI VERSANTE S.L. (a)

Coltri detritico-colluviali, di spessore variabile, a prevalente componente limoso-argilloso e sabbiosa, con scheletro detritico eterometrico da minuto a grossolano; comprendono locali depositi torrentizi prevalentemente limoso-sabbiosi, anch'essi con scheletro detritico eterometrico, talora con inclusi detritici ciottolosi, a luoghi terrazzati. Dove le condizioni morfometriche e morfologiche del rilievo lo consentono, tali depositi si organizzano in con di deiezione, prevalentemente accumulati per azione della gravità.

Nel loro complesso, tali depositi colmano depressioni vallive, vallecicole a fondo piatto o si dispongono ai piedi dei versanti costituendo il raccordo morfologico dei settori pedemontani del rilievo. A luoghi, costituiscono lembi relitti, sospesi per reincisione, lungo i corsi d'acqua pedemontani ed intravallivi.

In questa categoria di detriti è possibile che siano compresi anche accumuli di frane antiche, e stabilizzate, che, per effetto dei successivi processi di modellamento del paesaggio e per la presenza di copertura vegetale, non mostrano più i tipici caratteri morfologici distintivi dei movimenti gravitativi.

In sintesi, si tratta di un deposito continentale la cui origine è dovuta prevalentemente a processi di alterazione, trasporto e deposito lungo i versanti per azione del ruscellamento superficiale e della gravità, con intercalazioni di livelli dovuti all'attività di trasporto e sedimentazione di locali corsi d'acqua.

Poco prima della località Baia Arena, lungo i versanti a ovest della strada che collega la SS267 con Ogliastro Marina, è stata riconosciuta una successione costituita da alternanze di livelli di ciottoli arrotondati e orizzonti a clasti spigolosi, da centimetrici a decimetrici, talora fino a blocchi, localmente cementata, con la parte alta pedogenizzata marcata da un suolo rosso, alla cui base si intercala un livello piroclastico, di spessore fortemente variabile (da centimetrico a metrico); alla base di questo livello piroclastico è presente un orizzonte pedogenizzato rosso di spessore decimetrico. Questo livello piroclastico era già stato riconosciuto e descritto da LIRER *et alii* (1967) (fig. 8).

Altri lembi di piroclastiti sono stati riconosciuti in altri affioramenti di detriti di versante e nei detriti soprastanti la superficie di abrasione marina di Punta Licosa. La successione sopra descritta è correlabile con quella affiorante lungo i versanti di località Torre di Caprioli (Foglio 519 Capo Palinuro), sopra la strada litoranea. In questi affioramenti, LIRER *et alii* (1967) hanno studiato in dettaglio il livello piroclastico di spessore maggiore e lo hanno correlato con l'Ignimbrite Campana; nella parte di successione sottostante hanno rinvenuto e descritto manufatti (resti di fornace, selci lavorate) riferibili al periodo Le Vallois-Munster.

DEINO *et alii* (1994) hanno datato l'Ignimbrite Campana a 37-39 Ka; successivamente DE VIVO *et alii* (2001), sulla base di nuove datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, hanno indicato per l'Ignimbrite Campana un'età di 39 Ka.

Recentemente MARCIANO *et alii* (2008) considerano i livelli piroclastici intercalati nei detriti di versante presenti nell'area di Punta Licosa, riferibili a più episodi eruttivi e forniscono diverse indicazioni cronologiche, che risultano tutte comprese, ad eccezione di un caso, tra 107 e 30 ka, cioè tutte successive al Tirreniano.

Dove la successione è più completa, meglio conservata ed esposta, nella zona di Palinuro (Foglio 519 Capo Palinuro), questo deposito poggia in discordanza e in contatto erosivo su calcareniti e sabbie riferibili al sintema di Palinuro (**PUR**); altrove poggia, sempre in discordanza e contatto erosivo, sui depositi alluvionali antichi terrazzati riferibili al sintema della Valle del Lambro (**VMB**) e si raccorda



Fig. 8 - detriti di versante s.l. con orizzonte piroclastico, strada per Ogliastro Marina.

con i terrazzi alluvionali riferibili all'unità **b_{n1}** o poggia direttamente sul substrato miocenico.

Perciò, in considerazione dei rapporti stratigrafici e della presenza di livelli piroclastici intercalati datati tra 107 e 30 ka, l'età di questi detriti è riferibile ad un intervallo compreso tra il Pleistocene superiore, post-Tirreniano, e l'Olocene. Corrisponde in parte al sintema di Caprioli del foglio 519 Capo Palinuro. Spessore variabile, generalmente di pochi metri.

4.2. - ALLUVIONI TERRAZZATE DEL I ORDINE (**b_{n1}**)

Depositi eterometrici ed eterogenei incoerenti, a luoghi debolmente coesivi e/o cementati, relitti, costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie, ciottoli e blocchi generalmente ben arrotondati, talora molto alterati, in matrice sabbioso-ghiaiosa con intercalazioni di lenti sabbioso-limose e limo-argillose. Sono presenti caratteristiche strutture da embriciatura e/o ostacolo. Tali depositi si rinvencono, terrazzati, al massimo di qualche metro, al di sopra dell'alveo attuale, ai bordi delle aree golenali, a luoghi fossilizzati da una debole copertura eluvio-colluviale pedogenizzata. In molti casi, queste aree sono interessate da impianti arborei per scopi

agricoli o per bonifica, ovvero per interventi di consolidamento spondale.

Per i rapporti stratigrafici e morfologici con i depositi sopra descritti l'età di queste alluvioni è presumibilmente riferibile alla parte terminale del Pleistocene superiore, post Wurm, e all'Olocene. Spessore variabile fino a qualche decina di metri.

4.3. - DEPOSITO DI SPIAGGIA RECENTE (**g_{2b}**)

Ghiaie sabbiose e ciottolame eterometrico, sabbie medio-fini non coinvolte dalla attuale dinamica litoranea, ad eccezione di eventi eccezionali da tempesta, e sabbie fini, ben cernite, accumulate per azione del vento, talora pedogenizzate, spesso parzialmente smantellate e antropizzate, passanti verso il basso (BRANCACCIO *et alii*, 1986) a sabbie marine a laminazione parallela a luoghi ricche di fossili (*Glycimeris glycimeris*, *Cardium edule*, *Donax trunculus*, *Natica* sp.). In genere costituiscono cordoni dunari che si sviluppano immediatamente alle spalle della spiaggia attuale, probabilmente attivi fino all'impianto della vegetazione e delle strutture che li ricoprono. Tali depositi sono talora rimaneggiati e localmente coperti da terreni di riporto. Spessore variabile, generalmente di pochi metri. Olocene recente.

4.4. - ACCUMULI DI FRANE (**a_{1a}**, **a_{1b}**)

Detriti eterometrici ed eterogenei, a struttura caotica, con pezzame litoide del substrato, in matrice argilloso-siltosa, accumulati per effetto di movimenti gravitativi.

Questi accumuli sono stati distinti in base al grado di attività in accumuli di frane con evidenze di movimenti gravitativi in atto (**a_{1a}**) e accumuli di frane quiescenti (**a_{1b}**).

Sono considerati accumuli di frane in evoluzione quei corpi con evidenti segni di attività quali presenza di crepacciature sul terreno o sulle strade, danni ai manufatti o alle colture e alla vegetazione.

Accumuli di frane quiescenti sono considerati quei corpi che, in campagna o da foto aeree, presentano i classici caratteri morfologici delle frane, quali area di denudamento a monte, spesso con affioramenti di substrato nella nicchia di distacco, zona di scorrimento, concavità nella parte alta e convessità nella parte bassa per accumulo del detrito, ma che non presentano evidenze di movimenti in atto. Poiché questi elementi sono ancora riconoscibili nel paesaggio, è probabile che tali corpi di frana non siano molto antichi, o comunque non precedenti alle ultime principali variazioni climatiche; l'età di questi accumuli è presumibilmente olocenica, in alcuni casi estendibile al Pleistocene superiore.

E' possibile che accumuli dovuti a processi gravitativi più antichi, con caratteri morfologici non più evidenti, siano stati cartografati come detriti di versante s.l. **(a)**.

Per la tipologia dei processi si rimanda al capitolo sui fenomeni di dissesto. Spessori variabili fino ad alcune decine di metri. Olocene attuale.

4.5. - ALLUVIONI ATTUALI **(b)**

Depositi eterometrici ed eterogenei incoerenti, mobilizzabili, costituiti prevalentemente da ciottoli, talora embriciati, da sabbie grossolane e sabbie limose, talora da blocchi. Si rinvencono negli alvei attuali o costituiscono terrazzi poco più alti dell'alveo attuale, nell'ambito delle aree golenali.

Questi depositi appaiono fortemente influenzati sia da fenomeni naturali che da interventi antropici; fra i primi si evidenziano le frane, anche di ridotte dimensioni, che talora provocano localizzati sbarramenti lungo i corsi d'acqua; fra i secondi le opere trasversali al corso d'acqua, quali briglie, soglie e rampe. Spessore variabile fino a un massimo di pochi metri. Olocene attuale.

4.6. - DEPOSITO DI SPIAGGIA ATTUALE (**g_{2a}**)

Sabbie e sabbie ghiaiose medio-fini e grossolane, ghiaie sabbiose e ciottolame eterometrico, anche grossolano fino a blocchi di natura arenacea, sia silicoclastica che calcarenitica, a luoghi calcareo-marnosa, in accordo con le litologie affioranti lungo il tratto di costa. Questi sedimenti sono modellati dalla dinamica attuale delle correnti marine. I sedimenti a granulometria fine risultano prevalentemente composti da minerali micacei e quarzosi, nonché da clasti minuti arenacei, quelli grossolani da arenarie silicoclastiche e calcaree. Olocene attuale.

4.7. - DEPOSITO ANTROPICO **(h)**

Depositi eterogenei ed eterometrici, per lo più dovuti ad attività antropiche, in particolare all'accumulo di materiali per rilevati stradali, ferroviari, colmate, sbarramenti, terrapieni. Lo spessore è variabile, da alcuni decimetri fino a circa 20 metri.

VI - STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE

1. - DEPOSITO RELITTO (m_{10})

Depositi marini da grossolani a fini, per lo più costituiti da sabbie e ghiaie ben cernite con frammenti bioclastici e da sabbie medio-fini con copertura pelitica di spessore variabile, ma inferiore a 2 metri, localizzati nei quadranti nord-occidentale e sud-occidentale dell'area a profondità compresa tra 125 e 140 m. Questi depositi costituiscono sedimenti relitti di ambienti di spiaggia e di piattaforma continentale, i cui materiali, stratigraficamente sottostanti il *systems tract* di basso stazionamento, rappresentano le parti rimanenti dei sistemi di spiaggia di età più antica, correlabili agli stadi isotopici 4 e 3. *PLEISTOCENE SUPERIORE*

2. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

2.1. - *SYSTEMS TRACT* DI BASSO STAZIONAMENTO (*LST*)

Sabbie organogene grossolane contenenti gusci interi e frammenti di molluschi, valve di *Arctica islandica* (ospite freddo del Pleistocene), radioli di echinidi e di briozoi. Le sabbie passano verso l'alto, con contatto netto, a sabbie medie e sono ricoperte da peliti di spessore variabile, inferiore a 2 metri. Tali sedimenti costituiscono depositi relitti litorali 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 rinvencono come cordoni dunari con allungamento NO-SE, presenti nel settore sud-occidentale dell'area a profondità comprese tra i -55 fino a -105, -140 m e -145 m. *PLEISTOCENE SUPERIORE*

2.2. - *SYSTEMS TRACT* DI STAZIONAMENTO ALTO (*HST*)

2.2.1. - *Ambiente litorale*

2.2.1.1- Deposito di spiaggia sommersa (**g₈**)

Ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie grossolane con clasti da arrotondati a subarrotondati, in scarsa matrice sabbiosa medio-fine, talora assente. Sabbie da grossolane a medie, talora ghiaiose, ben classate, con ciottoli e blocchi sparsi; la matrice pelitica è scarsa o assente. Sabbie da medie a fini lito-bioclastiche, ben classate. *OLOCENE SUPERIORE-ATTUALE*

2.2.1.2. - Deposito di piede di falesia (**g₁₅**)

Blocchi eterometrici di dimensioni variabili da metriche a decametriche, di natura silicoclastica prevalentemente a spigoli vivi; ghiaie eterometriche scarsamente classate a tessitura eterogenea, con clasti di natura silicoclastica da poco elaborati a spigolosi, di dimensioni variabili da centimetriche fino a metriche. *OLOCENE SUPERIORE-ATTUALE*

2.2.2.- *Ambiente di piattaforma interna*

2.2.2.1. - Deposito di piattaforma interna (**g₁₉**)

Sabbie grossolane lito-bioclastiche poco o scarsamente classate, con matrice scarsa o assente. Sabbie lito-bioclastiche da medie a fini; sabbie pelitiche fini e finissime; la frazione sabbiosa è costituita da frammenti bioclastici. Sono presenti a luoghi bande sabbiose allungate parallelamente alla linea di costa. Va segnalata la presenza di lineazioni da corrente con andamento perpendicolare alle isobate. *OLOCENE SUPERIORE-ATTUALE*

2.2.2.2. - Deposito bioclastico (**g₁₂**)

Ghiaie eterometriche, sabbie ghiaiose e sabbie prevalentemente bioclastiche in scarsa matrice pelitica; queste ultime sono localizzate alla sommità di affioramenti del basamento acustico (**ssi**). *OLOCENE SUPERIORE-ATTUALE*

2.2.3. - Ambiente di piattaforma esterna

2.2.3.1. - Deposito di piattaforma esterna (**g₂₁**)

Sabbie medio-fini con litoclasti e bioclasti ed abbondanti rizomi di fanerogame marine; peliti e peliti sabbiose, ricche in piccoli gasteropodi e lamellibranchi, vermetidi e piccoli bivalvi di tipo *Cardium*. Sono riconoscibili lineazioni legate all'azione di correnti di fondo. *OLOCENE SUPERIORE*

2.2.3.2. - Deposito bioclastico (**g₁₂**)

Sabbie calcaree bioclastiche in matrice pelitica con abbondanti alghe calcaree tipiche dell'associazione del "detritico costiero infangato" *Auct.* presenti nella parte occidentale dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa o al tetto di depositi palinestesi di età tardo-pleistocenica, e drappeggianti la sommità di affioramenti del basamento acustico (**sti**). *OLOCENE SUPERIORE*

3. - UNITÀ INDIFFERENZIATE DELL'AREA SOMMERSA

3.1. - SUBSTRATO TERRIGENO INDIFFERENZIATO (**sti**)

Il basamento acustico (**sti**) affiora estesamente in tutta l'area del foglio, esso si rinviene talora lungo le falesie sommerse in continuità con le falesie emerse o separato da una fascia di esiguo spessore di sedimenti sabbiosi. Generalmente gli affioramenti presenti in prossimità della costa terminano alla profondità massima di circa 35/40 m. Essi caratterizzano sia le aree di costa alta che costituiscono la maggior parte delle falesie emerse, sia le aree di costa bassa presenti a nord e a sud di S. Maria di Castellabate.

Si rilevano spesso, nelle aree di affioramento del substrato, estese coperture di praterie a fanerogame marine che si estendono dalla profondità minima di pochi metri sotto il livello del mare attuale fino a circa -30 m.

Ampie zone di affioramento o sub-affioramento di substrato roccioso al fondo marino si ritrovano in corrispondenza dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa, gli affioramenti si estendono fino alla profondità di circa 110 m. Il *top* del substrato acustico di questo alto morfo-strutturale è frequentemente modellato da una superficie erosiva policiclica, caratterizzata da una complessa morfo-evoluzione, come evidenziato dalla presenza di vari orli di superfici terrazzate.

Altri affioramenti si ritrovano a profondità più elevata a nord e a sud dell'alto strutturale di Punta Licosa fino alla profondità di circa -130 m.

La complessità geologica dell'area dei settori emersi non permette una correlazione certa degli affioramenti presenti a fondo mare. Generalmente gli affioramenti presenti a nord di Castellamare, tra C.zo Piano Cupo e Agropoli, che si ritrovano lungo le falesie sommerse in continuità fisica con quelle emerse, possono essere in gran parte attribuiti ai terreni afferenti al gruppo del Cilento ed in particolare alla formazione di San Mauro. Gli affioramenti che caratterizzano l'alto morfo-strutturale di Punta Licosa e le aree a sud di questo, per considerazioni stratigrafiche in analogia con i terreni presenti lungo costa in terra ferma, possono essere attribuiti in parte ai terreni afferenti al gruppo del Cilento (arenarie di Pollica), e in parte ai terreni sottostanti ascrivibili all'Unità Tettonica Nord-calabrese.

Gli affioramenti presenti al di sotto della profondità di - 5 m fino a circa - 45 m nella zona di costa bassa a largo del litorale di S. Maria di Castellabate potrebbero essere attribuiti a depositi del gruppo del Cilento per quelli presenti a profondità più elevate, per quelli presenti a profondità inferiore è dubbia la loro attribuzione in assenza di un rilevamento diretto e/o prelievo di campioni. CENOZOICO

3.2. - UNITÀ QUATERNARIE INDIFFERENZIATE (uqi)

Affioramenti arealmente limitati presenti all'interno dei depositi di spiaggia sommersa (**g₈**), caratterizzano l'area a largo della spiaggia di Castellamare e a largo della località denominata S. Marco. Essi si ritrovano lungo una fascia parallela alla linea di costa caratterizzata da affioramenti discontinui che si estendono fino all'isobata di -5 m. Per analogie con i depositi presenti in terra ferma, gran parte di questi affioramenti potrebbero essere attribuiti prevalentemente ai depositi silico-clastici e carbonatici del subsistema di Le Saline (**SHC₁**).

4. - ANALISI SEDIMENTOLOGICA E MICROPALAEONTOLOGICA DEI SEDIMENTI SUPERFICIALI

La caratterizzazione sedimentologica dei fondali è stata assicurata tramite analisi dei campioni prelevati con *box-corer* e benna, mentre la stratigrafia del primo sottofondo è stata studiata con carotieri a gravità e/o a pistone.

Le campionature di superficie sono state ubicate lungo transetti perpendicolari alla costa; quando opportuno, le campionature di fondo sono state ubicate sulla base delle facies acustiche individuate dall'interpretazione del *Sidescan Sonar*, per effettuarne la calibrazione. I carotaggi sono stati ubicati in base all'interpretazione dei profili sismici per valutare gli spessori e le variazioni granulometriche degli

intervalli stratigrafici più superficiali e individuare così le sequenze deposizionali. I campioni per lo studio delle biocenosi provengono dai primi 5 cm di sedimento all'interfaccia acqua-sedimento (velo superficiale).

A questa fase di campionatura *in situ* è seguita l'analisi sedimentologica e paleontologica di laboratorio.

Le analisi sedimentologiche comprendono la descrizione dei campioni (fotografie e descrizione visiva in base al protocollo ODP); le analisi granulometriche tramite Analizzatore Granulometrico a Diffrazione Laser, modello Sympatec Helos/KF, e setacciatore a vibrazione, modello IG3/WET, rispettivamente per la frazione inferiore e superiore a 1000 μ .

Vengono qui di seguito riportate alcune analisi sedimentologiche eseguite per le campionature del foglio 502 Agropoli.

Le analisi micropaleontologiche dei sedimenti superficiali comprendono lo studio delle associazioni a foraminiferi bentonici dei sedimenti della piattaforma continentale, effettuato per individuare le associazioni caratteristiche in relazione alla batimetria ed al tipo di sedimento, ai popolamenti vegetali (fanerogame marine) e tenendo presente anche l'eventuale influenza di apporti fluviali.

I sedimenti analizzati provengono da 41 stazioni ubicate sulla piattaforma continentale (0-200 m). Essi sono stati raccolti mediante benna Van-Veen, in aree precedentemente selezionate in base ai dati *SideScan Sonar*, in modo da definire i limiti areali tra le diverse associazioni in funzione della tipologia dei fondali.

Per lo studio delle microfaune si sono prelevate sezioni di sedimento di circa 1 cm di spessore all'interfaccia acqua-sedimento. I campioni sono stati lavati con setacci da 125 micron e poi asciugati ad una temperatura di 60°C. Il residuo ottenuto è stato analizzato allo stereomicroscopio per il riconoscimento tassonomico delle specie. Per lo studio quantitativo si è presa in esame una frazione del campione ottenuta mediante *micro-splitter* e corrispondente ad un contenuto di circa 300 individui di foraminiferi. Per l'attribuzione del significato ecologico alle varie specie si è fatto riferimento ai lavori di BLANC-VERNET (1969), BLANC-VERNET *et alii* (1979), SGARRELLA & BARRA (1984), SGARRELLA *et alii* (1983), COPPA (1987; 1988), JORISSEN (1987), SGARRELLA & MONCHARMONT-ZEI (1993), COPPA *et alii* (1994), FERRARO *et alii* (1997).

I foraminiferi bentonici sono di solito dominanti su quelli planctonici ed in qualche caso costituiscono la totalità dell'associazione microfaunistica. Sono state riconosciute in totale 138 specie, i cui valori percentuali sono riportati nella Tabella 1. Sono state definite 2 zone caratterizzate da associazioni tipo:

zona I: comprende il piano infralitorale in senso stretto (0-50 m) con fondali costituiti in prevalenza da sabbie e sabbie pelitiche e subordinatamente da peliti sabbiose e peliti. Nell'intervallo batimetrico compreso tra - 15 m e - 30 m, nei settori al largo di Agropoli e di Punta Licosa, è presente una estesa prateria di *Posidonia oceanica*. Nelle sabbie e sabbie pelitiche è stata rinvenuta una associazio-

Tab. 1 - *Distribuzione percentuale delle specie di foraminiferi bentonici presenti in tutti i campioni analizzati.*

SPECIE	B196	B174	B176	B162	S103	B194	B1434	B1443	B1201	B1159	B1165	B1450	B1467	B1163	B1430	B1445	B1480
	13	13	15	15	19	21	21	23	23	24	25	29	29	31	31	32	33
<i>Acervulina anhaerens</i>			0.4							0.3	0.6						
<i>Adelosina duthiersi</i>														0.4		0.3	
<i>Adelosina elegans</i>			0.7			1.4				2.8		4.0					
<i>Adelosina longirostra</i>		1.9		0.8		1.8								0.4			
<i>Adelosina mediteranensis</i>		0.9		1.1		2.5				0.7	0.3			0.7		1.8	
<i>Adelosina pulchella</i>			0.4	1.1	0.3		0.5	0.7	8.3			2.0			0.3		
<i>Ammodiscus planorhis</i>					0.3								0.6				
<i>Ammonia beccarii</i>												3.8					
<i>Ammonia inflata</i>		0.9	1.8	2.7		8.2				10.8	2.3	1.9		1.1	0.5	4.0	
<i>Ammonia parkinsoniana</i>										1.5	0.6	1.9		1.1			
<i>Ammonia tepida</i>			0.4			0.4	2.6	1.0					2.3		2.4	1.6	
<i>Ammoscalaria pseudospiralis</i>							0.2						0.3		0.5	0.8	
<i>Amphycorina scalaris</i>					0.8		0.5	0.7					0.6		0.8		2.8
<i>Asterigerinata adriatica</i>				0.8			0.2										
<i>Asterigerinata marilia</i>	3.3	4.7	1.8	3.4		8.2			16.7	3.8	5.8	2.8		3.4			
<i>Asterigerinata mariae</i>		0.9		0.8							0.3					0.3	
<i>Astrononion stelligerum</i>		0.9	7.5	3.1		7.5				1.6	2.0			1.1	0.5		
<i>Bigennerina cylindrica</i>					1.4			0.3					0.3		0.5		
<i>Bigennerina nodosaria</i>					1.7		2.8	2.3					5.5		3.0	2.6	0.8
<i>Biloculinella globula</i>					0.8								1.2				0.3
<i>Biloculinella inflata</i>					0.3								0.3		0.3		
<i>Bolivina aenariensis</i>								1.0									
<i>Bolivina alata</i>					0.3		3.0	2.6					0.3		0.5	1.1	0.8
<i>Bolivina catanensis</i>							0.7						0.3		0.3		0.8
<i>Bolivina spathulata</i>					0.6			0.3								0.3	1.4
<i>Buccella granulata</i>		1.9				0.7	1.2			0.7		2.8	1.7		1.1	2.4	
<i>Bulimina aculeata</i>							9.5	14.2					5.5		5.7	8.4	0.6
<i>Bulimina costata</i>					1.7			0.7									8.3
<i>Bulimina elongata</i>								3.3							1.1		
<i>Bulimina inflata</i>																	6.7
<i>Bulimina marginata</i>					5.6		11.2	9.6					7.0		7.0	7.1	5.3
<i>Cassidulina carinata</i>				12.1		16.0	7.3						1.7		5.7	7.9	6.4
<i>Cassidulina crassa</i>			0.4	2.8		0.7											6.1
<i>Cibicides labialis</i>			5.0	0.4		2.5				1.7	0.9			1.9			
<i>Cibicides lobatulus</i>	6.7	14.2	15.3	14.5	3.9	7.1	0.2		8.3	13.0	18.6	11.1	7.6	14.9	0.5	3.2	2.8
<i>Cibicides refulgens</i>			2.5	2.7		1.4				1.0	2.6	1.9					0.3
<i>Cibicidesoides pachyderma</i>					0.6			0.3									0.8
<i>Cibicidesoides pseudoungerianus</i>					1.1								1.7		0.3		0.6
<i>Connemarella rudis</i>											0.9		0.3				0.8
<i>Cribrostomoides jeffreysi</i>															0.3		0.6
<i>Cribrostomoides subglobosum</i>					0.3								0.6			0.3	0.8
<i>Cycloebicides vermiculatus</i>		0.9		1.1		0.4				0.7	2.0			1.9			
<i>Discamina compressa</i>							1.9					0.0	1.5		0.3	1.8	0.3
<i>Discorbinella bertheloti</i>							2.1	1.0			0.3	0.9	1.7		1.4	2.1	0.6
<i>Discorbis mira</i>		0.9	0.7								4.7			0.7			
<i>Eggerella propinqua</i>				1.7													
<i>Eggerella scabra</i>								0.3							3.0		1.1
<i>Elphidium complanatum</i>																	0.3
<i>Elphidium crispum</i>	3.3		1.8	4.6		1.4				4.9	5.5	7.4	0.3	2.6		0.5	
<i>Elphidium granosum</i>			0.7		1.4	0.4	3.3	1.3			0.6		4.1		3.8	6.9	
<i>Elphidium macellum</i>											0.3	2.8		0.7		0.3	
<i>Elphidium maioricense</i>	3.3		0.4	2.3		2.5	0.2			0.3	0.6		0.6	0.7			
<i>Elphidium poyeanum</i>							0.7	0.7					1.7		0.8		
<i>Elphidium pulvereum</i>		1.9				0.4					0.6	0.9		0.4			
<i>Elphidium punctatum</i>						1.4			8.3	1.0		0.9		0.4			
<i>Epornides repandus</i>				0.4						0.3	1.5		0.9	1.1			
<i>Fursenkoina acuta</i>															0.3	0.3	
<i>Gavellinopsis praegeri</i>					2.3	2.9	1.2	0.3					0.3		0.8	0.3	1.7
<i>Globobulimina affinis</i>																0.3	
<i>Globobulimina pyrula</i>						2.3	0.2										
<i>Globocassidulina subglobosa</i>					9.0		3.0	3.0					4.7		3.5	2.9	7.5
<i>Globotextularia anceps</i>						0.4	0.2						0.9			0.3	
<i>Globulina gibba</i>				0.4	0.4		0.4	0.2			0.3			0.4		0.3	
<i>Glomospira charoides</i>					2.3				0.3								1.9
<i>Glomospira glomerata</i>																	
<i>Gyrodina neosoldanii</i>					0.6												
<i>Gyrodina umbonata</i>					3.7		2.6	2.0					1.2		0.8	0.3	1.4
<i>Hyalinea bathica</i>							5.1	5.3					0.6		4.1	2.1	7.5
<i>Lagenamina atlantica</i>					0.6		1.2	0.7				0.0	2.0		4.3	2.6	
<i>Massilia secans</i>			1.6														

B1161	S106	B1165	S102	S104	B1426	B1446	B1452	B1481	B1198	S107	B1187	B1171	S109	B1156	S105	B1466	B1455	B1456	S101	B1457	B1182	B1180
35	35	38	48	49	49	50	51	51	52	53	53	54	55	60	73	76	78	79	84	100	110	110
					0.3		0.3				0.3	0.3		0.2								
			0.7		0.3	0.3				1.9				1.0		0.3	3.3	0.3		1.7		
0.4	1.0	0.5	1.1				1.3		2.1		1.0	0.3		2.2			3.6					
0.4						2.0	1.0		0.8	1.6		0.5			0.6			1.0			0.7	0.2
													0.7						0.3		0.5	
0.7		0.7	0.7		5.9	2.5	2.6	0.9	3.0		1.3	1.1		2.7	0.9	1.7	3.6	0.3				
2.2		0.5			2.8		1.0	1.2	1.0		2.2	0.5	0.3				5.6	3.0		4.5		
	2.2	1.0		2.6	2.8	8.6	4.2		5.5	4.8	1.3	1.6		2.2	0.3	1.9	9.5	2.3		7.3		
				0.0	0.3	1.2		0.6	0.2						0.3		0.0	2.6		14.2	0.2	0.2
	1.0		0.7	0.7	0.3	0.4		0.9		0.3			3.5		0.9	1.7			1.9	1.0	1.5	
9.3		1.2				0.4															0.5	
		4.3			2.8		1.9		5.3	0.3	16.6	19.7		9.4			4.9	1.7			0.7	0.7
					0.3		0.3		0.2					1.7		0.8						
1.5		4.8			0.3		1.9		0.8					0.7	0.3		0.3	0.3				
			0.7	0.3						0.3									0.6			
	4.4		4.8	5.3		0.4		2.1		8.4			1.0		3.2	1.1			6.5	7.4	3.2	
	0.3			0.3						0.3										0.5		
				0.3																0.2	1.0	
			0.2					0.3								0.3						
	1.3		0.5	2.0				3.6		0.6			1.4		4.1	1.1			0.3	2.5	1.7	
			0.2																			
	0.6	0.2						0.6								0.3	0.8					
1.0			1.6	1.0	2.1	1.6	3.5	1.8	3.4	1.9	5.4	3.7		2.2		2.5		7.4		8.3		
8.6			7.5	5.6	0.7	1.6		7.6					0.3		7.6	2.8			2.6	4.5	3.2	
0.3			0.5	0.3				0.3					4.2		0.9				1.3	0.5		
			1.6			0.8	0.3	0.3	0.4							1.4		0.3	1.0	1.5	1.2	
													1.0									
	6.7		8.2	9.9	3.5	3.3	1.9	5.8	0.4	5.5		0.3	17.1		6.1	9.7		1.0	12.0	7.2	6.1	
	5.7	0.2	8.4	4.0	1.7	3.7	1.3	6.4	1.5	2.6	1.6	0.5	10.5	0.2	11.9	6.4	0.3	1.7	8.1	6.9	6.8	
	0.3		0.5		0.4		0.9						2.8		0.3				2.6	0.2		
		0.7																				
13.4	1.0	21.5	1.4	1.0	4.9	2.5	7.1	0.6	6.3	1.3	6.4	6.1	0.7	8.9	1.5		6.9	7.4	1.9	0.3	2.7	2.9
							0.3				0.6						1.3	0.3			0.2	
													0.3								0.5	
			1.8	0.3				0.6											0.3		0.5	
1.9									0.6		1.6	2.7										
	0.3										0.3					0.6				0.3	0.2	
	0.6															0.6						
0.4		0.2							0.2													
	0.3		1.6	1.3	0.7	2.0	0.6		0.2	1.0			0.3		1.5	1.7				0.2	1.2	
4.5	0.3		0.5	0.7	1.7	2.0	1.3	2.1	1.7	1.9				1.2	0.9	1.9		2.3		0.7	0.7	
2.2		2.2	0.2								0.3	2.1		0.5							0.7	
			0.2										0.7						1.3	0.7	0.2	
						0.8				0.6										0.3	0.2	0.5
			1.1		0.3		0.3	2.7					0.5			0.3			0.3			
4.1		0.5		1.0	0.7	0.8	0.6	0.6	3.4	4.2	4.8	5.1		3.5			11.8	2.3		0.7		
	2.2		0.9	0.3	0.7	3.3	2.6	3.9		1.0	1.3	1.1		0.5	0.3	2.8	0.3	5.0	1.6	16.3	1.0	0.2
1.9		1.0			1.7	1.3				0.3	0.6	1.1		1.2				0.3				
		3.4		0.3	0.3	0.8		0.3	1.0	1.0	1.0	0.8		0.5			0.7					0.2
	1.0	0.2	0.2	1.0	4.5	4.5	3.8		4.4	0.3	1.9		0.3	1.5		4.4		1.0			0.2	
		0.5			0.7			0.3	0.2		0.6			0.2		0.3					0.7	
2.2		0.5			0.7		0.6		1.1		1.6	2.1					1.0	0.3		1.4		
0.7																	0.3					
			0.3			0.8	0.3		0.2											0.3		0.2
	2.2		1.8	0.7		2.9	1.0	3.3	0.4	0.6		1.1			1.7	1.9		0.3		0.3	1.2	1.7
													0.3		0.3							0.2
								0.3											1.6			
	13.3		7.3	3.3	1.0	1.2	0.6	4.5	2.1	3.2			1.7	0.2	2.3	6.1		0.7	4.2		1.2	2.2
	0.6					0.3		0.6	2.3		0.6	2.3		0.3		1.7						0.2
0.4								0.3	0.2						0.3		0.7					
	0.3		0.5										1.7									
	0.3		0.9	1.0							1.3				1.2				3.2		1.0	0.5
															1.2							
													2.8		0.3						1.5	0.2
	0.6		1.4	1.0				1.2		1.3			4.5		3.2	1.4			1.3		1.7	1.2
	1.0		0.2	1.0				1.5					4.9	0.5	3.5	0.6			1.6		1.2	2.9
			0.2	0.7		1.6	0.3	1.5		2.3			0.3		0.9	1.1			0.6	7.6	0.5	1.2
0.4												0.3					1.6			0.7		

SPECIE	B1196	B1174	B1176	B1162	SL03	B1194	B1434	B1443	B1201	B1159	B1165	B1450	B1467	B1163	B1430	B1445	B1480
	13	13	15	15	19	21	21	23	23	24	25	29	29	31	31	32	33
<i>Melonis barleanum</i>					3.7			6.3	8.3			0.9	6.7		3.2	9.2	1.9
<i>Melonis pompioides</i>								1.4	1.3						1.4	1.1	
<i>Milioclinella webbiana</i>			0.7							0.7	0.3	3.0					
<i>Miniacina miniacae</i>			6.0	4.6		2.5				1.4	1.5			4.5			
<i>Neocorbina terquemii</i>				1.1		1.4				2.3	0.9	0.3	1.1				
<i>Neotentaculina peregrina</i>					0.8	1.1		0.3					0.3				0.6
<i>Nonion depressulum</i>															1.1		
<i>Nonionella turgida</i>							1.4								1.9	0.5	
<i>Nouria polymorphynoides</i>					0.6		0.2								0.3	0.5	0.3
<i>Nubecularia lucifuga</i>	3.3	1.9	2.1	1.5						6.3	0.6			8.6	0.3		
<i>Peneroplis pertusus</i>	33.3	23.6										6.5					
<i>Peneroplis planatus</i>	3.3	3.8										3.7					
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>			6.8	2.7		1.4				4.2	8.7		0.9	1.1			
<i>Quinqueloculina bosciiana</i>				0.8							0.3			1.1			
<i>Quinqueloculina bradyana</i>			1.4	5.0		1.1				0.7				2.2			
<i>Quinqueloculina contorta</i>	3.3	1.9	0.4			0.7	0.2	0.3		1.4	1.5	2.8	0.4	0.3			
<i>Quinqueloculina disparilis</i>			0.4							2.1	3.5	1.9	1.9				
<i>Quinqueloculina lata</i>	13.3	1.9	0.4		1.4		0.5			1.7	0.6	1.9	0.7				
<i>Quinqueloculina milleti</i>			0.7	1.5			0.5				0.6	0.9	0.4				
<i>Quinqueloculina padana</i>		3.8	0.4	0.4	3.4		3.0	2.0		0.3			0.9	0.4	2.4	2.4	1.7
<i>Quinqueloculina pygmaea</i>															0.5		
<i>Quinqueloculina seminulum</i>																	
<i>Quinqueloculina stalkerii</i>			0.7		0.6	1.1		0.3		1.4		0.9		1.6			
<i>Quinqueloculina stelligera</i>		0.9	1.4	0.5	0.3					0.7	1.5			0.4	0.8		2.8
<i>Quinqueloculina undulata</i>				0.9						1.4	0.3			0.4		0.3	
<i>Quinqueloculina variolata</i>				0.5						0.3				0.4			
<i>Quinqueloculina viennensis</i>						0.4				1.4				0.4			0.6
<i>Quinqueloculina villafranca</i>		0.9								0.3		0.9					
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>	3.3	1.9				1.8				2.4	0.9	1.9	0.3	2.2			
<i>Reclouvigerina phlegeri</i>							0.2								0.8	0.3	
<i>Reophax dentaliniformis</i>																0.3	
<i>Reophax scorpiurus</i>													0.3		2.7	0.3	0.3
<i>Reussella spinulosa</i>					0.8	0.4	1.2						0.9			1.6	
<i>Rhabdammina abyssorum</i>					1.7												
<i>Rosalina bradyi</i>	10.0	20.8	15.7	13.7		13.9			8.3	5.9	9.6	8.3		13.8			
<i>Rosalina floridana</i>			2.5	5.4	0.6	0.4	0.2			3.1	0.6	3.7		2.2			
<i>Rosalina globularis</i>					0.3								0.9	0.6			
<i>Rosalina obtusa</i>	3.3	8.5	12.5	9.5		8.2	0.5		8.3	9.0	9.3		0.3	13.1	0.5		
<i>Saidovina karrieriana</i>							0.7	0.3					0.3		3.5		
<i>Sigmoilina costata</i>			1.1	1.0		0.7				0.3	0.3	2.0					
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>					1.1		0.5	0.7					0.9		0.8	2.1	0.3
<i>Siphonaperta aspera</i>											0.3	4.0		0.4			
<i>Siphonaperta irregularis</i>										3.0				0.7			
<i>Siphonaperta osinclinatum</i>				0.8		0.7						1.0					
<i>Siphonina reticulata</i>			1.0											0.4			
<i>Siphotextularia concava</i>																	
<i>Sphaeroidina bulloides</i>					3.7			1.7					2.0				0.8
<i>Spirillina vivipera</i>											0.6				0.5		0.3
<i>Spiroculina excavata</i>					0.8					1.0			0.3			0.3	0.3
<i>Spiroculina rostrata</i>				1.1		0.4											
<i>Spiroculina tenuiseptata</i>					0.3			0.3					0.3			0.5	
<i>Spiroplectinella wrighti</i>					0.8		0.5	0.7					3.5		0.5		0.3
<i>Textularia agglutinans</i>								1.3									
<i>Textularia bocki</i>											2.3					0.8	0.3
<i>Textularia calva</i>					1.4		4.7	10.6					11.1	0.5	5.4	8.2	
<i>Textularia conica</i>											0.3			0.8			
<i>Textularia gramen</i>																	3.1
<i>Textularia pala</i>										0.8							
<i>Textularia pseudorugosa</i>											0.9			1.5			
<i>Triloculina adriatica</i>				0.9	1.0							1.0		0.9	0.3	1.1	
<i>Triloculina marioni</i>	3.3			0.8			0.2					4.9		0.7			
<i>Triloculina oblonga</i>				1.1		0.4					0.9			0.7			
<i>Triloculina plicata</i>			0.5	1.0		3.8				0.5	0.6		0.6	0.8			
<i>Triloculina rotunda</i>	6.7			1.0		0.4			8.3				0.3				
<i>Triloculina tricarinata</i>						2.1						1.0					
<i>Uvigerina mediterranea</i>					3.0			1.7									5.7
<i>Uvigerina peregrina</i>					3.7		1.4	6.0					1.7		0.5	0.5	3.3
<i>Valvulineria bradyana</i>					5.0		6.0	4.0					7.0		10.8	7.7	1.0

B1161	SL06	B1185	SL02	SL04	B1426	B1446	B1452	B1481	B1198	SL07	B1187	B1171	SL09	B1156	SL05	B1466	B1455	B1456	SL01	B1457	B1182	B1180
35	35	38	48	49	49	50	51	51	52	53	53	54	55	60	73	76	78	79	84	100	110	110
0.7	3.2		4.3	8.6	5.2	4.1	5.8	3.3	4.6	1.6	9.3	3.5	3.8	10.2	5.2	5.0	1.0	4.7	5.2	0.3	10.6	7.3
	0.3		0.2	0.3	2.4	1.6	2.2	1.8	4.0	2.6	1.0	0.8	0.3	1.0	0.6		0.3	0.7			1.0	0.2
0.7		0.5															0.3					
7.1		4.1			3.1	1.6	2.2		5.3		5.1	13.3		13.6			0.7	6.4			0.7	2.4
			0.2	0.7				0.3					0.3		0.3				1.0			0.5
					0.3	3.7								0.2				0.3				
	0.6				0.3	4.9	1.9		0.6			0.3				1.4		1.0				
			0.7		0.3			0.3					1.4			0.3			1.4			
1.1		2.9	0.5		0.7		0.6							0.2			0.7	0.7			0.2	1.0
						2.2											0.3					
6.7		5.1	0.7	0.3	1.4	3.3	1.3	0.3	2.9	0.3		0.8		6.0		0.6		1.0			0.5	0.4
			0.2						0.6		0.3						0.7	0.7		0.7	0.5	
3.4					0.7		1.6		1.1	0.3	0.6	0.8		1.5			1.6	3.7	4.9			
1.5																	0.3	1.6				
	2.2	0.2	0.2	1.0	1.0		0.6			1.3	0.6			0.7		0.8	2.9	1.3	5.6			0.5
3.7		0.5		0.3					1.5	1.3		2.1					0.7		2.8	0.2		
0.7	3.2		2.7				0.3	2.4		1.6			0.7	0.2	1.5				2.6	1.7	1.5	1.9
		0.5					0.6											0.7				0.2
0.4							1.0			0.3							0.7	1.3				
0.4	0.3	0.7	0.2				1.0		0.2		0.3	0.3		0.5	0.6	0.3					0.5	0.2
2.6		1.7	0.5		2.1		0.3		0.4	1.0	1.0	2.7	0.8		0.2	0.3					1.2	1.0
			0.2	0.3																		
											1.0			0.2				0.3		3.1	1.0	
0.4									0.4	0.3	0.3			0.5				2.3				
0.4		0.5			0.7		0.3		0.6	1.9			2.1		0.3	1.7	5.6	0.7				
					0.7	2.0	1.3	0.3														
	0.3		0.5	0.3		0.4	0.8	0.6							0.3	0.3			0.6			
0.4	0.6	1.0	0.7	0.3	1.4	2.0	0.6	1.5	1.0	1.0	0.6	0.3		0.5		1.4		1.7	1.0	0.7		0.2
	4.1		1.1	2.6						10.6					3.8				1.0			
2.6	0.3	8.0	0.5		2.1	2.9	4.2	0.6	2.5	1.3	1.9	3.5		2.0		0.8	3.9	3.4			0.5	0.7
		4.8	0.5		0.7	2.9	0.6		0.4	0.6				1.5			0.3	3.4			1.0	
		1.4		1.0			0.3	0.4			1.0	0.8	0.3	0.5	0.6							0.7
5.2	0.3	5.6	5.0	1.3	2.4	3.7	6.4	0.9	1.0	1.0	1.3	2.1	0.7	2.0	0.6		3.9	0.3			1.2	0.2
	1.6		0.2					1.8		0.6					0.3	2.2						
0.4		0.5			0.7		1.0		0.6			1.1		0.6				1.7				1.7
	1.6		0.5	1.3				0.9		0.3			0.7		0.6	0.8		0.6	0.3		0.7	
			0.2						0.4								0.3					
0.4											0.3						0.7					
		0.2			1.4	1.2	0.6		0.4		2.0	0.3										
				0.3				0.6	0.2						0.3				0.6		0.2	0.2
	1.9		0.5	1.7						0.0			1.0		0.9				8.1		1.2	0.7
1.1	0.3	0.2	0.5					0.2		0.6				0.3				0.7				0.2
	0.3	0.5		0.3			0.3		0.2		0.3			0.5			0.7				0.2	0.7
							1.0										0.7	0.6			0.5	0.5
0.7		0.5		0.3				0.3			0.7										0.5	0.5
0.4			1.8	1.7	0.7		0.3	1.2	0.2			0.5						0.7	1.6	0.3	2.0	1.9
			2.1	1.4				2.4								4.1					0.7	1.8
1.1			0.9	1.0							2.0											
	7.0	1.2	7.8	11.6	5.5		3.2	6.4	3.0	10.3	2.0	0.8	3.5	2.8	4.7	7.7		8.5	5.8	1.0	7.2	5.0
		1.6							0.5			0.6										0.5
									0.2													
4.1		1.5							0.7		1.5	2.0		3.2								
1.5								0.3			0.5											
		1.0	0.5	1.3			0.3		2.9		1.6	0.8		1.0		0.3	1.6			0.3		
		1.7		0.3			2.5		0.5		1.6			1.5			2.9	2.3		3.1		
				0.3					0.4		0.3			0.5				0.5		0.3		0.4
	0.6	2.1			2.4				1.8	0.3	1.5	1.0		1.1			1.6	1.0				0.5
	0.3								0.8								3.0					
	0.3	0.8										0.8										
			0.5										2.8		2.0						0.7	2.5
	1.0		0.7	0.3				1.2		0.3			7.3		2.0				5.8		5.4	3.8
9.2	0.7	5.0	12.9	14.4	12.7	6.4	13.0	10.7	7.7	3.2	1.6	2.8	2.0	10.2	13.3		2.6	5.5	0.7	4.5	6.0	

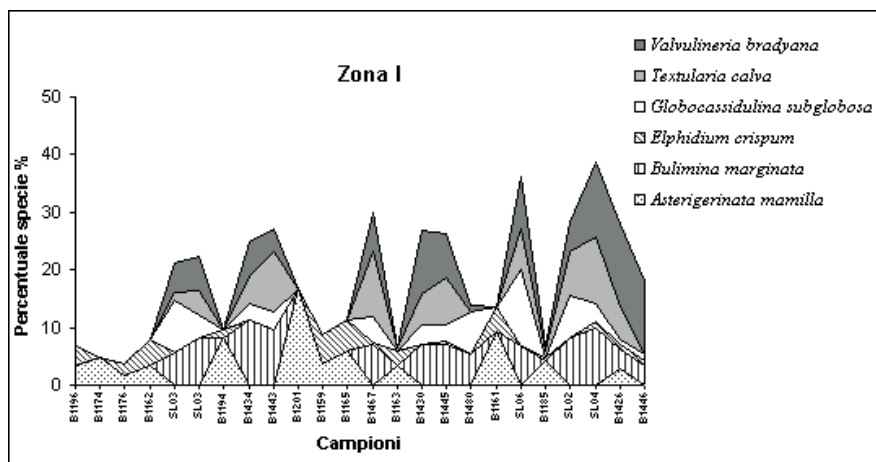


Fig. 9 - Distribuzione delle specie di foraminiferi bentonici rappresentativi della zona 1.

ne costituita da *Asterigerinata mamilla*, *Bulimina marginata*, *Elphidium crispum* (Linneo), *Globocassidulina subglobosa*, *Textularia calva* e *Valvulineria bradyana* (Fig. 9) e dalle specie epifite *Cibicides lobatulus*, *Rosalina bradyi* e *Rosalina obtusa* (Fig. 10). La composizione dell'associazione delle peliti sabbiose e delle peliti è costituita da *Textularia calva*, *Valvulineria bradyana* e *Elphidium granosum*.

zona II: comprende il piano circolitorale superiore (tra -50 e -100 m) con fondali caratterizzati dalla dominanza di fanghi e peliti e subordinatamente peliti sab-

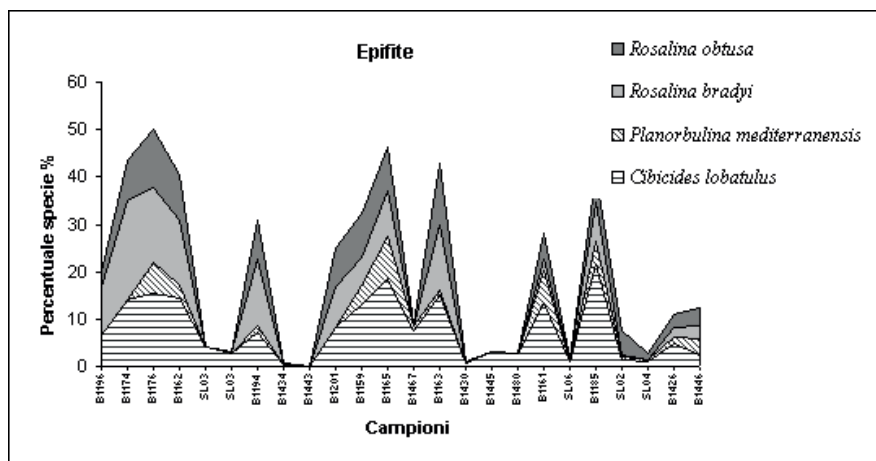


Fig. 10 - Distribuzione delle specie di foraminiferi bentonici epifite.

biose e sabbie. I sedimenti a prevalente componente sabbiosa, sono localizzati nell'area corrispondente alla Secca di Licosa.

L'associazione a foraminiferi risulta alquanto diversificata, essendo rappresentata da numerose specie caratteristiche dei fondali pelitici, come *Valvulineria bradyana*, *Melonis barleanum*, *Bulimina marginata*, *Buccella granulata*, *Bulimina aculeata*, *Cassidulina carinata*, *Globocassidulina subglobosa*, *Textularia calva* e *Uvigerina peregrina*, ma persistono ancora *Ammonia tepida* e *Elphidium crispum* (Fig. 11).

Lo studio delle associazioni a foraminiferi bentonici ha evidenziato che la loro composizione alle diverse profondità è sempre in stretta relazione con la granulometria dei sedimenti che caratterizzano il fondale. In particolare, la presenza di specie epifite nella zona I, testimonia l'influenza locale da parte dei popolamenti vegetali.

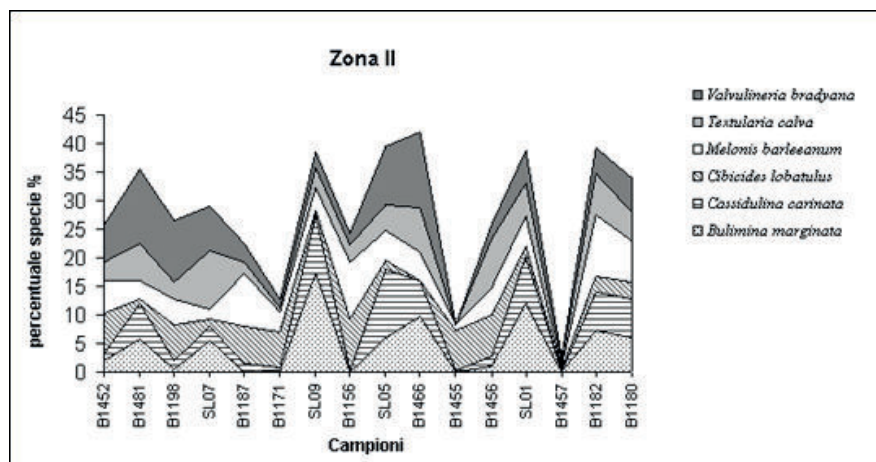


Fig. 11 - Distribuzione delle specie di foraminiferi bentonici rappresentativi della zona 2

VII - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA SOMMERSA

La morfologia subacquea del foglio geologico n. 502 “Agropoli” è stata analizzata in base al *Digital Elevation Model* (DEM). In figura è riportata una batimetria schematica dell'area, nella quale le isobate a *contour* sono sovrimposte al DEM, costruito attraverso l'interpolazione dei dati batimetrici (Fig. 12).

Il foglio geologico ricade su un'area di piattaforma continentale, che raggiunge la profondità massima di -175 metri. Il ciglio della piattaforma continentale, che

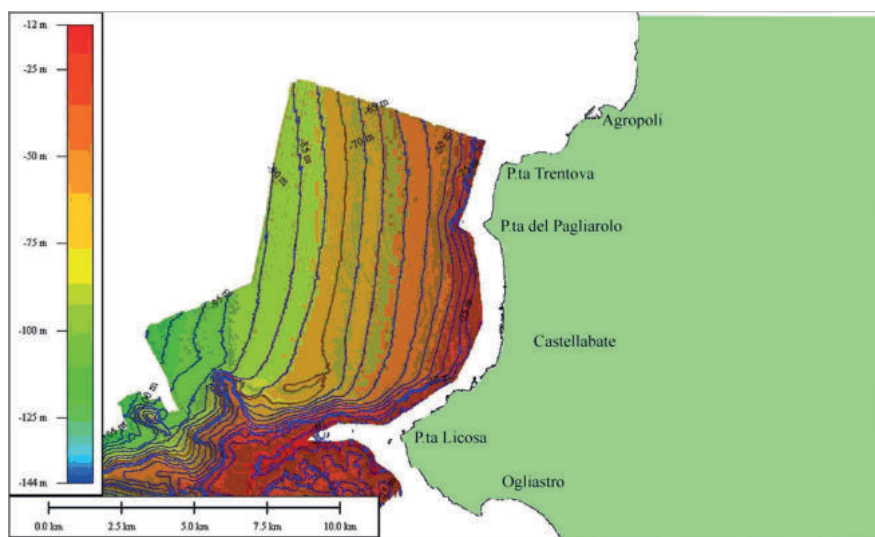


Fig. 12 - Batimetria a *contour* sovrimposta al Modello Digitale del terreno (DEM) costruito in base ai dati batimetrici Multibeam acquisiti dal CNR-IAMC di Napoli per la realizzazione del foglio geologico n. 502 “Agropoli”

segna il passaggio alle aree di scarpata (non compreso nel foglio geologico) si rinviene a profondità medie di circa -225 metri (FERRARO *et alii*, 1997). La batimetria e le morfo-strutture della piattaforma continentale sono fortemente controllate dalla geologia del Promontorio del Cilento e dalla morfologia delle aree emerse.

La tavoletta n. I NO del Foglio è caratterizzata da una piattaforma continentale che digrada, con un gradiente piuttosto basso, fino a profondità di -95 metri. L'estremità nord-orientale del foglio, che comprende l'estremo settore meridionale della Piana di Paestum è caratterizzata da basse pendenze, fino a profondità di circa -35 metri.

In corrispondenza del promontorio sul quale è localizzato l'abitato di Agropoli le isobate fino a -25 metri di profondità presentano una forma convessa e risentono dell'andamento della linea di costa alta e degli affioramenti di basamento acustico, mentre l'isobata dei 5 metri tende a rientrare verso terra, assumendo una forma concava, in corrispondenza della baia localizzata a sud di Agropoli.

Il promontorio roccioso compreso tra Punta Tresino e Punta Pagliarolo condiziona fortemente la fisiografia dell'area sommersa corrispondente: infatti, fino a -35 metri di profondità le isobate si presentano fortemente convesse in corrispondenza delle due punte e ricalcano fortemente l'andamento della costa alta.

Verso sud, la piana di S. Maria di Castellabate - S. Marco appare delimitata da faglie dirette, che ribassano i terreni fliscioidi affioranti a terra. La fisiografia della piattaforma continentale è anche qui fortemente condizionata dall'assetto morfologico della retrostante area emersa: fino a -40 m di profondità le isobate si presentano concave e più ravvicinate, in relazione ad un più elevato gradiente della piattaforma continentale.

La tavoletta n. II SO del Foglio è caratterizzata dall'alto morfo-strutturale di Punta Licosa. La topografia delle aree sommerse è dominata da una dorsale con andamento E-O, articolata e complessa. Si tratta del proseguimento a mare dell'alto strutturale di Punta Licosa, che comprende ampi affioramenti di basamento acustico, con coperture sedimentarie ridotte e/o assenti. Le isobate presentano un andamento E-O irregolarmente allungato. 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 è caratterizzato da pronunciate rientranze delle isobate, in corrispondenza delle quali sono presenti nicchie di distacco, spesso ulteriormente incise da assi di drenaggio.

In Figura 13 è rappresentata una mappa morfo-strutturale schematica che è stata costruita in base all'interpretazione geologica del DEM dell'area marina di Punta Licosa. Si noti la presenza di estese zone di alto strutturale (caratterizzate dall'affioramento a fondo mare di formazioni rocciose che rappresentano il proseguimento delle corrispondenti aree emerse) a profondità comprese tra -15 m e -30 m. In particolare, l'isobata dei -30 m costituisce una rottura di pendenza principale, che delimita la sommità dell'alto strutturale. Si noti come nel settore sud-orientale

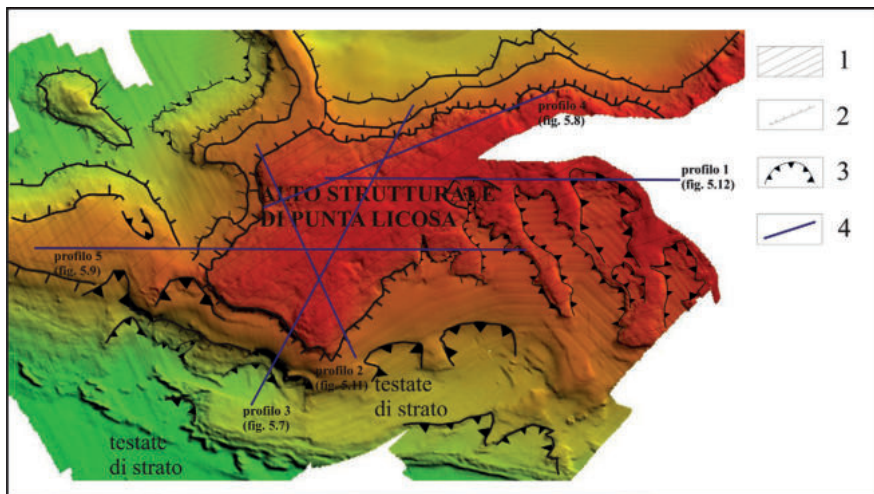


Fig. 13 - *Mappa morfo-strutturale schematica costruita in base all'interpretazione geologica del DTM di dettaglio di Punta Licosa. 1: affioramenti di substrato roccioso cenozoico geneticamente correlabile con le unità del Flysch del Cilento (Auct.), coincidente con ampie zone di alto strutturale. 2: rotture di pendenza principali; 3: nicchie di distacco; 4: tracce dei profili batimetrici di Figg. 14-18.*

l'alto strutturale si presenta profondamente inciso e canalizzato con profonde rientranze con andamento NNO-SSE, che corrispondono a pareti caratterizzate dalla coalescenza di numerose nicchie di distacco. Queste ultime sono presenti anche nel settore meridionale dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa.

Alcuni profili batimetrici nell'area marina di Punta Licosa, localizzati sulla mappa di Figura 13, contribuiscono ad evidenziarne la complessa evoluzione morfologica (Figg. 14-18).

Il profilo di Figura 14 attraversa l'alto morfo-strutturale di Punta Licosa 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 ad aree più profonde.

Il profilo di Figura 15 attraversa il fianco settentrionale dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa da sud-ovest verso nord-est. Si noti la presenza di due rientranze più profonde in corrispondenza dell'isobata dei -30 metri di profondità.

Il profilo di Figura 16, che attraversa la struttura di Punta Licosa con andamento est-ovest, è stato tracciato a partire dalla culminazione secondaria dell'alto morfo-strutturale, compresa tra le isobate dei -50 m e dei -55 m di profondità; si noti la risalita alla superficie superiore dell'alto, caratterizzata da batimetrie intorno ai -20 metri di profondità.

Il profilo di Figura 17 attraversa l'alto morfo-strutturale da NNO verso SSE,

From Pos: 485598.086, 4453648.799 To Pos: 488675.936, 4455705.363

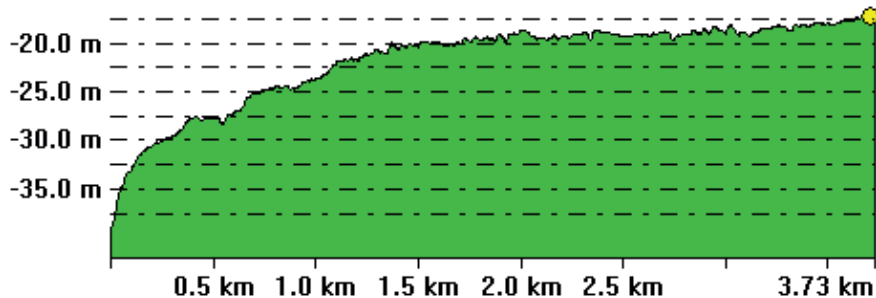


Fig. 14 - Profilo batimetrico nell'alto morfo-strutturale di Punta Licoso (SO - NE).

From Pos: 485835.919, 4454851.959 To Pos: 489711.213, 4456572.757

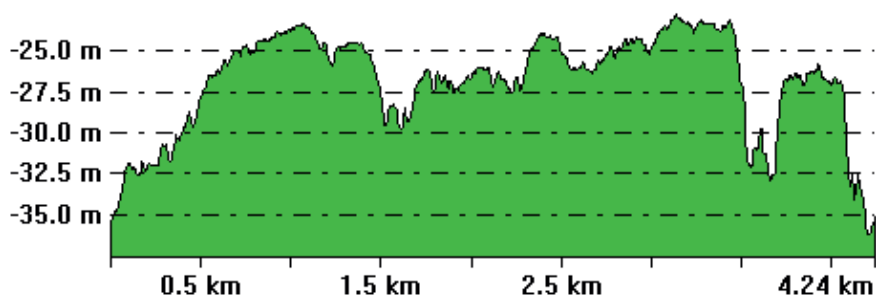


Fig. 15 - Profilo batimetrico nel fianco settentrionale dell'alto morfo-strutturale di Punta Licoso.

From Pos: 482240.430, 4454474.223 To Pos: 488899.780, 4455453.539

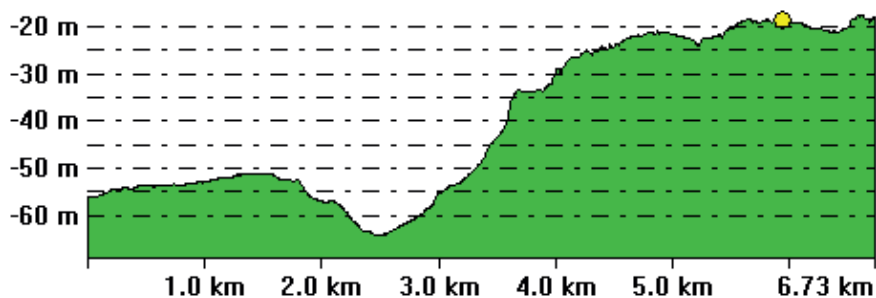


Fig. 16 - Profilo batimetrico nell'alto morfo-strutturale di Punta Licoso (E-O).

From Pos: 485849.910, 4458062.717 To Pos: 487137.011, 4452690.468

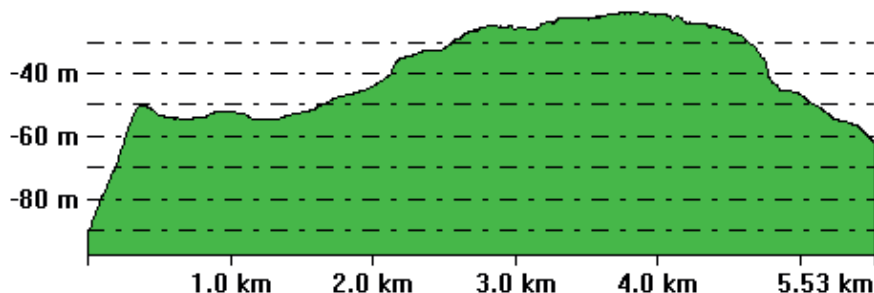


Fig. 17 - Profilo batimetrico nell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa (NNO -SSE).

a partire dalla sporgenza delle isobate localizzata a circa -50 metri di profondità, procedendo verso la superficie sommitale dell'alto, dove sono presenti batimetrie superiori ai -30 metri.

Il profilo di Figura 18 è stato tracciato nel fianco meridionale dell'alto, caratterizzato dalla presenza di numerose rientranze, corrispondenti con pareti dove è stata riscontrata la coalescenza di varie nicchie di distacco, ben evidenti sulla batimetria *Multibeam*.

La tavoletta n. III SE del Foglio è caratterizzata dalla prosecuzione dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa col suo fianco occidentale (distale).

I quadranti nord-occidentali di questa tavoletta sono caratterizzati da tre alti morfo-strutturali principali del basamento acustico. Il primo presenta un andamento circa nord-sud e si rinvia a profondità comprese tra -120 m e -145 metri; il secondo, che ha un andamento est-ovest, si rinvia a profondità comprese tra -120 metri e -140 metri; il terzo alto, che presenta un andamento NNO-SSE, raggiunge i -85 metri e si approfondisce fino a -115 metri.

From Pos: 487262.923, 4453984.565 To Pos: 490900.383, 4455285.656

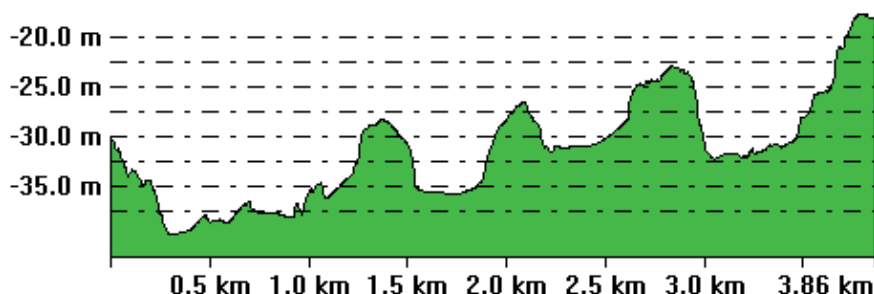


Fig. 18 - Profilo batimetrico nel fianco meridionale dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa.

I quadranti sud-occidentali della tavoletta sono caratterizzati da alcuni alti batimetrici, che presentano una forma allungata ed un andamento NO-SE e sono localizzati a profondità comprese tra -140 m e -145 m. In corrispondenza di tali alti batimetrici sono presenti relitti morfologici corrispondenti all'ultima fase regressiva, rappresentati da corpi sedimentari progradanti, che, da terra verso mare, risultano progressivamente più recenti (FERRARO *et alii*, 1997).

Tali corpi sedimentari costituiscono depositi palinsesti e relitti e rappresentano parti di spiagge sommerse connesse a cicli eustatici del 5° ordine, che poggiano sulla parte sommitale di un'ampia successione pleistocenica progradante in *offlap*, legata al generale abbassamento del livello del mare iniziato già durante lo stadio isotopico 5, ma che è durata negli stadi isotopici 4, 3 e 2 del Pleistocene superiore. Tale regressione è avvenuta prevalentemente nell'ambito di un ciclo eustatico del 4° ordine (FERRARO *et alii*, 1997). I depositi palinsesti si rinvencono nel settore sud-occidentale del foglio come cordoni dunari con allungamento NO-SE.

La tavoletta n. IV NE del Foglio è caratterizzata da un'area di piattaforma continentale esterna, con profondità comprese tra -105 metri e -185 metri. Sono da notare anche alcune "sporgenze" delle isobate in corrispondenza dei -135 metri, dei -145 metri e dei -155 metri, alcune delle quali probabilmente corrispondenti a lembi di superfici terrazzate.

Come verrà meglio spiegato nei capitoli seguenti, l'interpretazione della sismica a riflessione eseguita con i criteri della sismostratigrafia ha evidenziato che la gran parte dell'area marina in oggetto è caratterizzata dalla presenza, in sub-affioramento, di un'estesa successione progradante riferibile al Pleistocene superiore, che è stata cartografata come successione di piattaforma pre-olocenica.

Il settore marino di piattaforma esterna dove sub-affiora al fondo mare la successione di piattaforma pre-olocenica è contraddistinto da una sottoalimentazione (*starvation*), a causa degli scarsi apporti silicoclastici dalle retrostanti aree emerse, come confermato dallo spessore dei depositi emiglaciali, inferiore al metro e non risolvibile sismicamente. La successione di piattaforma pre-olocenica è costituita dai depositi distali relativi alle unità deposte durante la regressione forzata e lo stazionamento basso del Pleistocene superiore (*Falling Sea Level Systems Tract* e *Lowstand Systems Tract*).

VIII - CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E SISMO-STRATIGRAFICHE DELLE AREE SOMMERSE

1. - GENERALITÀ

La cartografia delle aree geologiche marine del foglio n. 502 “Agropoli” è stata effettuata attraverso l’acquisizione, l’elaborazione e l’interpretazione geologica di una fitta maglia di profili sismici *Subbottom Chirp* di altissima risoluzione e localizzati sulla piattaforma continentale della Campania tra la foce del fiume Solofrone e la zona antistante l’abitato di Agnone in una fascia batimetrica compresa tra -10 m e -150 m di profondità.

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. In particolare, è stata effettuata una distinzione tra il basamento acustico, affiorante in ampi settori della zona sottocosta, per un’estensione notevolmente superiore a quella precedentemente segnalata (COPPA *et alii*, 1992; FERRARO *et alii*, 1997) e le zone di accumulo di sedimenti.

Le linee di navigazione dei profili sismici studiati sono riportati nella mappa di navigazione di Figura 19.

L’area sommersa risulta articolata in tre zone distinte, differenziabili tra loro in base all’orientamento delle linee sismiche ed all’interlinea del grigliato.

Un prima griglia è localizzata sulla piattaforma continentale interna del foglio Agropoli nel tratto delimitato a nord dalla foce del fiume Solofrone ed a sud dal Promontorio di Punta Licosa (Fig. 19). Si tratta di un grigliato orientato NNE-SSO, parallelo all’isobata dei -50 m e compreso in una fascia batimetrica compresa tra i -10 m ed i -60 m. La maglia di profili sismici, di estremo dettaglio, è stata propedeutica all’esecuzione di sonogrammi *Sidescan Sonar* per la mappatura dei

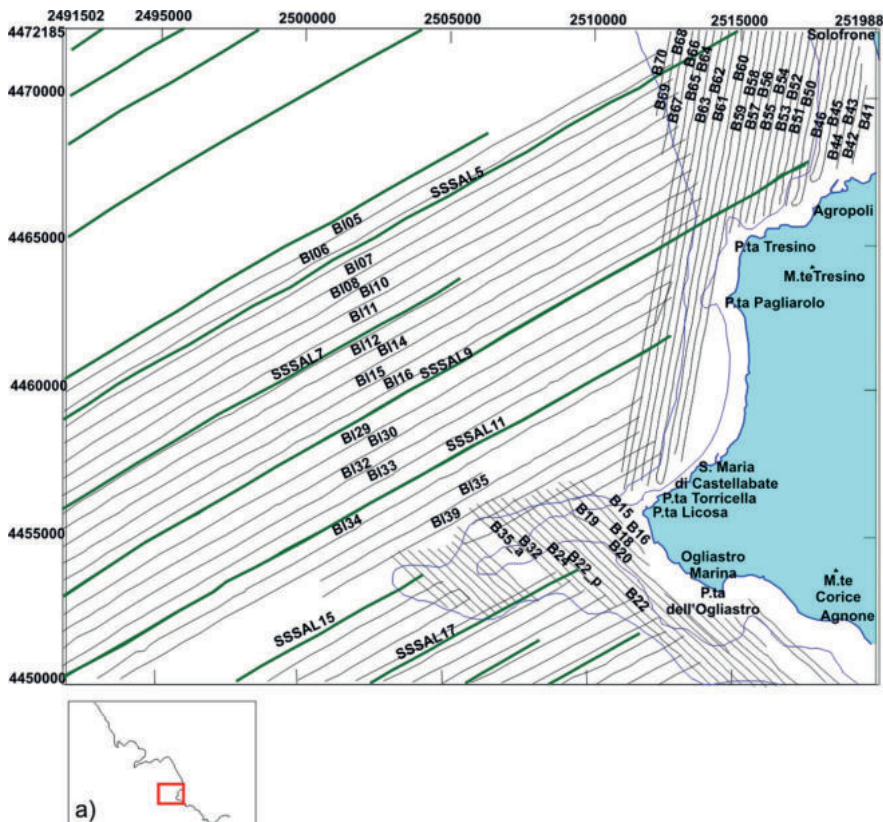


Fig. 19 - *Mapa di navigazione dei profili sismici Subbottom Chirp acquisiti nell'offshore di Punta Licosa tra la foce del fiume Solofrone e la città di Agnone per la realizzazione del Foglio n. 502 "Agropoli".*

fondali. L'interlinea fra le tracce è di 250 metri.

Una seconda griglia di profili sismici, di ugual dettaglio ed interlinea, è localizzata sulla piattaforma continentale interna nel tratto delimitato a nord dal Promontorio di Punta Licosa ed a sud dall'abitato di Agnone. Si tratta di un grigliato orientato NO-SE, acquisito perpendicolarmente all'isobata dei -50 m e compreso in una fascia batimetrica tra -10 m ed i -60 m.

Una terza griglia comprende profili perpendicolari alla costa, a copertura del settore di piattaforma continentale delimitato a nord dalla foce del fiume Solofrone ed a sud dall'abitato di Agnone. Si tratta di un grigliato orientato NE-SO, con interlinea di 500 m, perpendicolare all'isobata dei -50 m e compreso in una fascia batimetrica tra i -40 m ed i -150 m. La direzione delle linee perpendicolari

alla costa le rende particolarmente idonee allo studio della sismostratigrafia della piattaforma continentale; le geometrie deposizionali e le strutture geologiche di sottofondo risultano chiaramente visibili.

2. - OFFSHORE TRA LA FOCE DEL FIUME SOLOFRONE E PUNTA LICOSA

L'interpretazione geologica dei dati *Subbottom Chirp* ha consentito di studiare le caratteristiche geomorfologiche e sismostratigrafiche dell'*offshore* tra la foce del fiume Solofrone e Punta Licosa e focalizzare alcuni punti principali. In particolare, sono state delimitate le principali aree di affioramento del basamento acustico roccioso al fondo mare, relativamente alle coperture sedimentarie, caratterizzate da sabbie grossolane, passanti a sabbie medio-fini ed a sabbie fini. Le facies sabbiose risultano prevalenti nel settore di piattaforma continentale localizzato tra la foce del fiume Solofrone e l'abitato di Agropoli, dove formano un esteso sistema di cordoni sabbiosi grossolani con andamento N-S, parallelo a quello delle isobate e localizzato a profondità comprese tra -10 m e -17 m circa. Nella stessa area gli affioramenti di basamento acustico presentano un'estensione piuttosto limitata e sono stati rinvenuti a profondità comprese tra i -15 m ed i -20 m.

Il basamento acustico roccioso (**sti**) affiora invece estesamente nei settori sottocosta antistanti l'abitato di Agropoli fino a Punta Tresino, ad eccezione di una piccola baia localizzata a sud di Agropoli, dove sono state rinvenute prevalentemente sabbie grossolane di ambienti deposizionali di spiaggia sommersa, e tra Punta Tresino e Punta Pagliarolo, dove costituisce il proseguimento verso mare delle falesie costiere incise nei terreni del gruppo del Cilento *Auct.*

Tra Agropoli e Punta Tresino il basamento, che è rappresentato da una superficie terrazzata a bassa pendenza che immerge verso mare dove affiora a fondo mare tra i -5 ed i -25 m di profondità. In tale area, appare estesamente colonizzato da matite morte a *Posidonia oceanica*, lateralmente passanti alla prateria a *Cymodocea nodosa* a Punta Tresino. Le praterie algali risultano ben evidenti anche dall'analisi dei dati sismoacustici, che mostrano uno spesso *ringing* del segnale sismico a fondo mare e dalla correlazione con sonogrammi *Sidescan Sonar* acquisiti sulle stesse linee di navigazione del *Subbottom Chirp*.

Analogamente, tra Punta Tresino e Punta Pagliarolo, il substrato roccioso forma una superficie terrazzata a bassa pendenza tra la falesia emersa e l'isobata dei -20 m, fisiograficamente continua, senza il raccordo da parte di facies sabbiose di spiaggia sommersa. Tale affioramento ricalca fortemente l'andamento dei due promontori rocciosi a terra, evidenziando, ancora una volta, il forte controllo esercitato dalla geologia del substrato. L'affioramento è interamente colonizzato dalla prateria a *Posidonia oceanica*, tranne che nella sua estremità settentrionale, dove prevalgono le "matite" a *Posidonia* morte.

Nell'intero settore il basamento acustico viene ribassato verso mare al di sotto

della copertura sedimentaria recente, probabilmente da parte di faglie dirette, talora evidenti sui profili sismici di altissima risoluzione.

Nell'*offshore* compreso tra la foce del fiume Solofrone e Punta Licosa l'analisi sismostratigrafica ha evidenziato che la copertura sedimentaria recente, di età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene, è organizzata in quattro principali unità sismostratigrafiche, sovrastanti il basamento acustico indifferenziato (**sti**).

L'interpretazione sismica (Fig. 20) ha evidenziato che la prima unità (**unità sismostratigrafica 1**) è caratterizzata da una facies sismica acusticamente trasparente e presenta uno spessore medio compreso tra 7 e 10 metri. L'unità 1, probabilmente composta da sabbie, si presenta sovrapposta in discordanza sul substrato **sti**; la sua sommità è fortemente erosa, fino a formare canalizzazioni (che potrebbero essere interpretati come dei paleoalvei) all'interno dei quali si deposita l'unità sismostratigrafica 2.

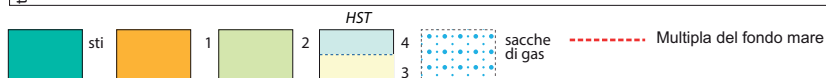
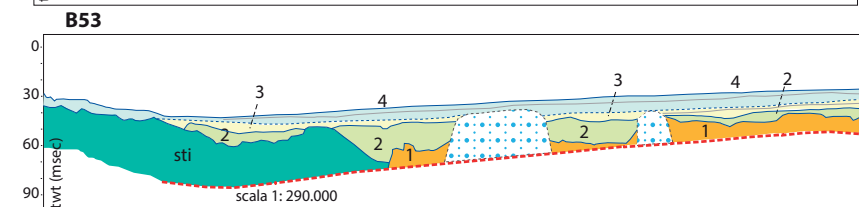
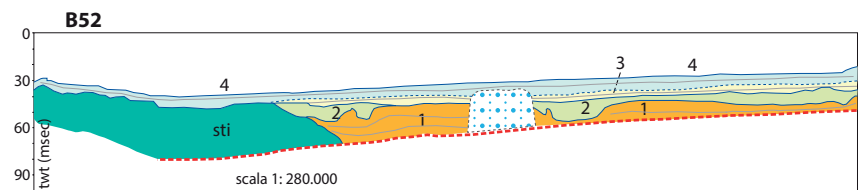
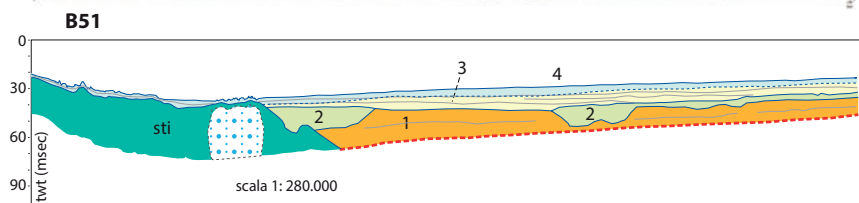
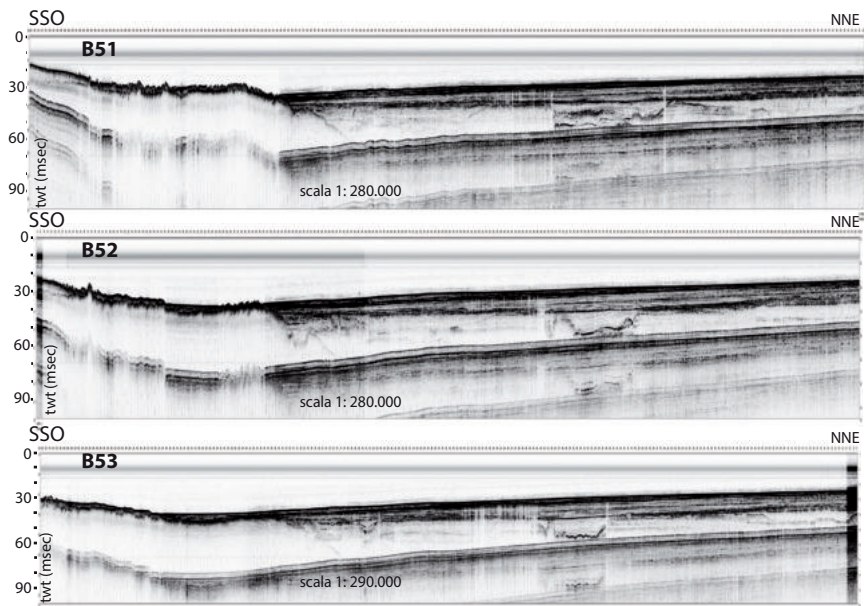
La seconda unità (**unità sismostratigrafica 2**; in Figura 20) è caratterizzata da alternanze di intervalli acusticamente trasparenti e di intervalli con riflettori continui, presenti soprattutto nella parte basale, corrispondenti a probabili alternanze di sabbie e argille, per uno spessore complessivo di circa 10 metri. L'unità forma il riempimento di depressioni e/o di bacini intra-piattaforma individuati al *top* dell'unità 1 e di depressioni di natura erosiva poste al *top* del substrato **sti**.

La terza unità (**unità sismostratigrafica 3**; in Figura 20) è caratterizzata da una facies acustica con riflettori discontinui di ampiezza elevata, piano-paralleli e rappresenta una prima fase del riempimento recente, di età olocenica.

La quarta unità (**unità sismostratigrafica 4**; in Figura 20) è caratterizzata da una facies sismica con riflettori da continui a discontinui di ampiezza elevata, piano-paralleli e forma una prima fase del riempimento recente.

Nella stessa area l'interpretazione dei dati *Chirp* ha evidenziato la presenza di

Fig. - 20 - Interpretazione geologica dei profili sismici B51 e B52 e B53. Le linee sono caratterizzate dalla presenza nella parte bassa del substrato acustico indifferenziato cenozoico (**sti**) al di sopra di questo si riconoscono quattro unità sismostratigrafiche, dal basso verso l'alto così contraddistinte: 1) Unità sismica caratterizzata da facies acustica trasparente e geometria lentiforme, verosimilmente sabbiosa, sovrapposta in discordanza sul substrato (**sti**), con la sommità fortemente erosa, fino a formare canalizzazioni (probabili paleoalvei) in cui si deposita l'unità 2 - Pleistocene sup. (?). 2) Unità sismica caratterizzata da facies acustica con riflettori discontinui di ampiezza elevata alternati ad intervalli più "trasparenti", verosimilmente sabbioso-argillosi, che forma il riempimento di depressioni e/o di bacini intra-piattaforma dell'unità 1 e di depressioni di natura erosiva nella parte alta del substrato acustico (**sti**) - Pleistocene sup. (?). 3) Unità sismica caratterizzata da facies acustica con riflettori piano-paralleli e discontinui, di ampiezza elevata, che forma una prima fase di sedimentazione recente - Olocene. 4) Unità sismica caratterizzata da facies acustica con riflettori piano-paralleli da continui a discontinui, di ampiezza elevata, legata ad una seconda fase di sedimentazione recente - Olocene. Si nota la presenza di sacche di gas evidenziate dallo sbiancamento del segnale acustico. La superficie del fondo è caratterizzata da diverse superfici terrazzate.



ampie manifestazioni gassose, con dimensioni talora chilometriche, che tagliano l'intera successione stratigrafica fin quasi a fondo mare (Fig. 20). La presenza di tali sacche di gas nel sottofondo marino è stata riscontrata lungo tutta la piattaforma interna tra la foce del Solofrone e fino a nord dell'abitato di Agropoli, a profondità comprese tra -10 m e -50 m.

L'espressione dei gas al fondo mare è rappresentata da strutture a *pockmarks*, che sono state identificate sui sonogrammi *Sidescan Sonar* e formano un campo di forma subcircolare in pianta, localizzato intorno ai -20 m di profondità. Il campo a *pockmarks*, tuttavia, presenta un'estensione molto più localizzata e ridotta, se paragonato all'ampia area di diffusione nel sottofondo delle sacche di *shallow gas*, che è stata riportata sulla carta.

In base a tali considerazioni, la piattaforma continentale interna tra la foce del fiume Solofrone e Punta Licosa rappresenta, nel suo settore settentrionale e fino all'abitato di Agropoli, un'area depocentrale di sedimenti marini, che presentano granulometrie prevalentemente sabbiose. Sono presenti bande sabbiose grossolane parallele alla linea di costa, che evidenziano la probabile attività di correnti di fondo, attive lungo costa.

Il settore meridionale della piattaforma continentale tra Agropoli e Punta Licosa rappresenta chiaramente un'area di alto strutturale ed è compresa, da un punto di vista sia fisiografico che deposizionale, nel dominio dell'alto morfo-strutturale di Punta Licosa. Ciò è evidenziato dagli ampi affioramenti di basamento acustico roccioso al fondo mare tra Agropoli e Punta Tresino e da Punta Tresino fino a sud di Punta Pagliarolo. Il drappaggio sedimentario olocenico, qualora presente, ha uno spessore complessivo inferiore ai 2 metri.

3. - OFFSHORE TRA PUNTA LICOSA E L'ABITATO DI AGNONE

L'interpretazione geologica dei profili *Chirp* localizzati nell'*offshore* del Promontorio del Cilento tra Punta Licosa e l'abitato di Agnone ha consentito di studiare con dettaglio l'alto morfo-strutturale sommerso di Punta Licosa, rappresentato da una dorsale rocciosa dalla topografia articolata e complessa, che presenta un andamento circa E-O. Tale interpretazione ha permesso di delimitare le aree di affioramento del basamento acustico al fondo mare in corrispondenza dell'alto strutturale sommerso e di ricostruirne i rapporti stratigrafici con la copertura sedimentaria, che si presenta molto ridotta. Sono state inoltre individuate e delimitate le principali morfologie erosive presenti al fondo mare (linee di drenaggio, *gully*, superfici erosive poliecliche), in corrispondenza delle aree di affioramento del basamento acustico. Sono state anche riconosciute le principali faglie dirette che dislocano tale basamento e cartografati i più conosciuti lembi terrazzati che caratterizzano la struttura dell'alto sommerso. La superficie sommitale del basamento

acustico, affiorante al fondo mare, è rappresentata da un'ampia superficie erosiva, di natura policiclica.

Vengono a titolo di esempio riportate le interpretazioni geologiche dei profili B15 e B16 (Fig. 21).

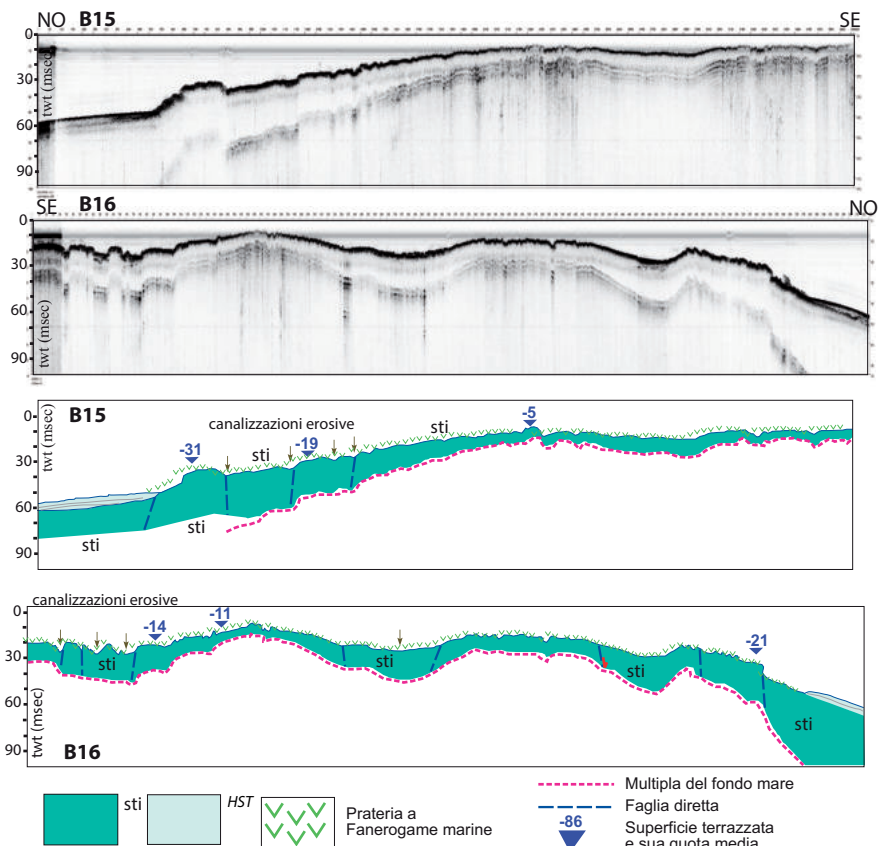


Fig. 21 - Interpretazione geologica dei profili Subbottom B15 e B16. Entrambe le sezioni sono caratterizzate da estesi affioramenti del substrato acustico (unità *sti*), si nota la presenza di diverse faglie dirette che lo ribassano. Il basamento in affioramento risulta frequentemente terrazzato con superfici erosive policicliche e con coperture sedimentarie sabbiose ridotte e/o assenti. Si notano in entrambe le sezioni zone di erosione attiva, caratterizzate da vari canali. Il substrato è colonizzato da estese praterie di fanerogame marine. Nella sezione B15 al tetto dell'unità *sti* è presente esclusivamente l'unità sismostratigrafica 4 caratterizzata da facies acustica con riflettori piano-paralleli da continui a discontinui, di ampiezza elevata, piano-paralleli, legata ad una seconda fase di sedimentazione recente -Olocene.

Il profilo sismico B15 in Figura 21 presenta un andamento NO-SE ed è stato acquisito a profondità comprese tra -5 m e -42 m. L'interpretazione della sezione, localizzata nell'alto morfo-strutturale di Punta Licoso, ha mostrato l'esteso affioramento al fondo mare di un basamento acustico cenozoico (**sti**). Il substrato viene ribassato da faglie dirette con scarso rigetto verticale (Figura 21). Sono riconoscibili alcuni lembi di superfici terrazzate (-5 m, -19 m e -31 m di profondità). Il fondale è sottoposto ad erosione, come evidenziato dalla presenza di canalizzazioni all'interno del substrato. Le coperture sedimentarie sono state identificate solo nella parte iniziale della sezione, dove sono presenti unità poco stratificate, probabilmente costituite da sabbie grossolane. Va notata l'ampia diffusione di praterie a *Posidonia oceanica* al di sopra del substrato, evidenziata dallo spesso *ringing* del segnale sismico a fondo mare e dalla correlazione con sonogrammi *Sidescan Sonar* acquisiti sulle stesse linee di navigazione del *Subbottom*.

Il profilo B16 in Figura 21 presenta un andamento SE-NO ed attraversa l'alto morfo-strutturale di Punta Licoso a profondità comprese tra -12 m e -47 m. Le caratteristiche geologiche e geomorfologiche del fondale evidenziate da questo profilo sono del tutto analoghe a quelle del profilo precedente. Sono state identificate piccole faglie dirette che dislocano il substrato e lembi di superfici terrazzate intagliate nel basamento acustico a profondità di -11 m, -14 m e -21 m (Fig. 21).

Complessivamente, il basamento acustico affiora estesamente nei settori sottocosta, a profondità comprese tra -10 m e -50 m, delineando un'ampia superficie terrazzata, che degrada verso mare con basse pendenze, fino ad immergersi al di sotto della copertura sedimentaria recente. 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. Il basamento acustico roccioso affiora nuovamente, nell'*offshore* in corrispondenza di un ampio alto morfo-strutturale controllato da faglie dirette, che è stato cartografato in base all'interpretazione delle sezioni sismiche. Il *top* del basamento acustico roccioso è rappresentato da un'ampia superficie erosiva, probabilmente policiclica, affiorante a fondo mare nella zona sottocosta. Il drappeggio dei sedimenti olocenici a fondo mare, quando presente, ha uno spessore complessivo inferiore ai 2 metri.

Tra Punta dell'Ogliastro e l'abitato di Agnone sono stati cartografati ampi affioramenti di basamento acustico roccioso, a profondità comprese tra -5 e -30 metri. Tali affioramenti sono geneticamente afferenti all'alto morfo-strutturale di Punta Licoso e sono raccordati con la linea di costa da materiali grossolani includenti anche blocchi, talora organizzati come conoidi, e da spiagge sommerse caratterizzate da sabbie medio-fini a fini. I depositi di spiaggia sommersa sono particolarmente diffusi nelle piccole baie comprese tra il promontorio roccioso di Punta dell'Ogliastro ed il promontorio roccioso di Agnone e nell'ampia insenatura localizzata a sud dell'abitato di Agnone, al confine con il foglio geologico n. 519 "Capo Palinuro". Nella stessa area, fino ai -30 m di profondità sono presenti ampie

praterie algali a *Cymodocea nodosa* e, subordinatamente, a *Posidonia oceanica*. Va rilevata la presenza di un ampio affioramento isolato di basamento acustico roccioso, a profondità comprese tra -35 m e -55 m, delimitato verso nord da una probabile faglia.

4. - OFFSHORE TRA L'ABITATO DI AGNONE E LA FOCE DEL FIUME SOLOFRONE

L'interpretazione geologica di una maglia di sezioni sismiche con andamento NE-SO localizzate sulla piattaforma continentale tra i -40 m ed i -150 m ha consentito di dettagliare l'assetto stratigrafico e tettonico della piattaforma continentale, con particolare riferimento ai depositi palinsesti (palinsesti di spiaggia emersa sommersa - *Lowstand Systems Tract* e piattaforma pre-olocenica - *Forced Regression Systems Tract*). Sono stati inoltre approfonditi i rapporti stratigrafici tra il basamento acustico e le unità di *lowstand*.

I palinsesti di spiaggia emersa-sommersa rappresentano il *Lowstand Systems Tract (LST)* della sequenza tardo-quadernaria e si sono depositi durante la fase di stazionamento basso del livello marino dello stadio isotopico 2; si tratta di sabbie grossolane organogene, geneticamente collegate alla regressione wurmiana. I carotaggi realizzati nell'area di Punta Licosa (FERRARO *et alii*, 1997) indicano che questi depositi sono costituiti da sabbie grossolane organogene contenenti abbondanti gusci interi e frammenti di molluschi, valve di *Arctica islandica* (importante "ospite freddo" del Pleistocene), 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. I depositi palinsesti sono 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 marino. Tali depositi si rinvenivano come cordoni dunari con allungamento NO-SE nel settore sud-occidentale dell'area marina studiata a profondità comprese tra -140 m e -145 m e presentano un'età compresa tra il Pleistocene superiore.

I depositi di piattaforma pre-olocenica (**m₉**) sub-affiorano al fondo mare in un ampio settore della piattaforma continentale esterna del foglio "Agropoli", localizzato oltre i -140 m di profondità e caratterizzato da sottoalimentazione (*starvation*) a causa degli scarsi apporti silicoclastici dalle retrostanti aree emerse e da depositi emipelagici post-glaciali di spessore inferiore al metro. Le unità relitte pleistoceniche 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, localizzati nei quadranti nord-occidentale e sud-occidentale dell'area, che costituiscono palinsesti di ambienti di spiaggia e di piattaforma continentale. Le

unità, stratigraficamente sottostanti il *systems 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.

Vengono a titolo di esempio trattate le analisi sismostratigrafiche di alcuni profili sismici significativi per lo studio dell'area.

Il profilo sismico BL11 in Figura 22 presenta un andamento SO-NE per una lunghezza di circa 6600 metri a profondità comprese tra -52 m e -142 m. La penetrazione ottenuta ha consentito di studiare depositi sedimentari dello spessore di circa 100 metri. L'analisi sismostratigrafica ha evidenziato un'unica sequenza sismica che ricopre il basamento acustico, esteso sull'intera sezione (**unità sti**, in Figura 22). Questo basamento affiora a fondo mare nell'area sottocosta, delineando un'ampia superficie terrazzata, che digrada verso mare con basse pendenze. Al ciglio di questa superficie l'unità S viene ribassata al di sotto della copertura sedimentaria recente. Qui è evidente la troncatura erosiva dei depositi, che poggiano in *onlap* sul fianco di un alto morfo-strutturale del basamento acustico. Il *top* di questo basamento è rappresentato da un'ampia superficie erosiva di natura policiclica, che nella zona sottocosta affiora estesamente al fondo mare.

L'unica sequenza sismica riconosciuta (**unità sismostratigrafica LST**) presenta uno spessore medio di circa 50 m ed è rappresentata dal *systems tract* di basso stazionamento (*LST*), caratterizzato da riflettori progradanti, troncati verso l'alto da una superficie erosiva geneticamente riconducibile alla regressione wurmiana (18 ka B.P.).

Il basamento acustico è ricoperto da un sottile drappaggio di depositi olocenici. Sono state inoltre riconosciuti tre lembi di superfici terrazzate, localizzati rispettivamente a -84 m, a -96 m ed a -101 m di profondità.

La sezione sismica BL12 in Figura 23 presenta un andamento NE-SO ed una lunghezza di 7.100 m ed è localizzata in profondità d'acqua comprese tra -60 m e -142 m. La penetrazione ottenuta ha consentito di studiare un *record* di circa 100 m di sedimenti. L'analisi sismostratigrafica ha evidenziato caratteristiche geologiche dell'area studiata simili a quelle riconosciute sulle sezioni precedenti (Fig. 23). In particolare, è stato riconosciuto il basamento acustico (**unità sti**), unitamente ad un'unica sequenza sismica (**unità sismostratigrafica LST**), che presenta uno spessore di circa 60 m. Questa è delimitata al *top* da una discordanza, che poggia in *onlap* sul fianco dell'alto morfostrutturale dell'unità **sti**. Il *systems tract* di basso stazionamento (*LST*) appare caratterizzato da riflettori progradanti, troncati verso l'alto da una troncatura erosiva riconducibile alla regressione wurmiana (18 ka B.P.). Sono evidenti tre lembi di superfici terrazzate, localizzati a 81 m, a 108 m ed a 112 m di profondità. I depositi del *systems tract* di basso stazionamento ed il basamento acustico roccioso **ssi** sono drappaggiati da una sottile copertura rappresentata dai depositi olocenici di piattaforma esterna.

La sezione sismica BL14 in Figura 23 presenta un andamento NE-SO ed una

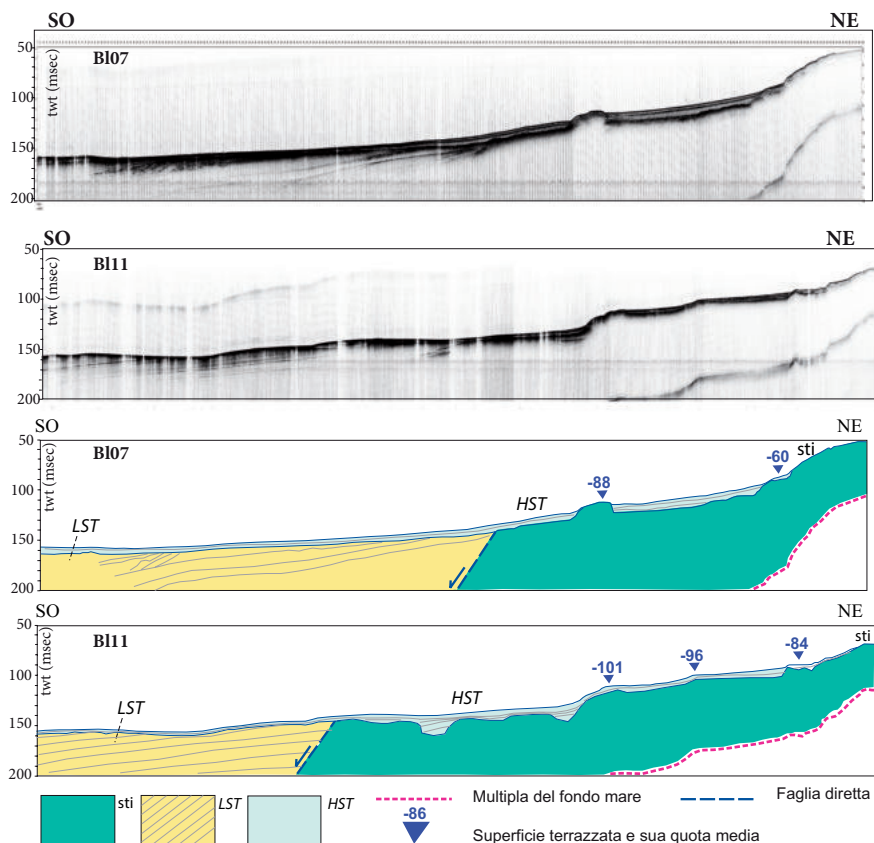


Fig. 22 - Interpretazione geologica dei profili sismici BL07 e BL11. L'unità più bassa è rappresentata dal substrato cenozoico indifferenziato (unità *sti*), che risulta interessato da dislocazioni. Si rinvenivano in contatto tettonico con *sti* i depositi di lowstand (unità LST), caratterizzati da clinoformi progradanti a bassa pendenza, troncati superiormente da una superficie erosiva costituita dalla superficie erosiva wurmiana. L'unità LST è caratterizzata da depositi palinestesi di spiaggia emersa/sommersa costituiti da sabbie e ghiaie ben cernite a luoghi cementate, con frammenti bioclastici. Essi si rinvenivano come cordoni dunari con allungamento NO-SE, presenti nel settore sud-occidentale dell'area. I depositi olocenici di highstand (HST) sono presenti sotto forma di drappoggio. Tale unità è caratterizzata da facies acustica con riflettori da continui a discontinui di ampiezza elevata, piano-paralleli, legata ad una seconda fase di sedimentazione recente. Sulla destra nella sezione BL07 si nota la presenza di orli di superfici terrazzate, posti rispettivamente a profondità di -60 m e di -88 m, quest'ultimo in corrispondenza di un piccolo alto del basamento acustico. Nella sezione BL11 si osservano marcati indizi di terrazzamento in corrispondenza di tre orli posti rispettivamente a profondità di -84 metri, di -96 metri e di -101 metri.

lunghezza di 5.600 metri ed è localizzata in profondità d'acqua comprese tra -86 m e -140 m (Fig. 23). E' presente un alto morfo-strutturale del basamento acustico, esteso circa 4,8 km. Oltre al basamento acustico (**unità sti**) è stata riconosciuto il *systems tract* di basso stazionamento (**LST**), con rapporti stratigrafici simili a quelli osservati sulle sezioni precedenti. Inoltre, il basamento acustico si presenta intagliato da lembi di superfici terrazzate, localizzati rispettivamente a -86 m, a -120 m ed a -135 m di profondità.

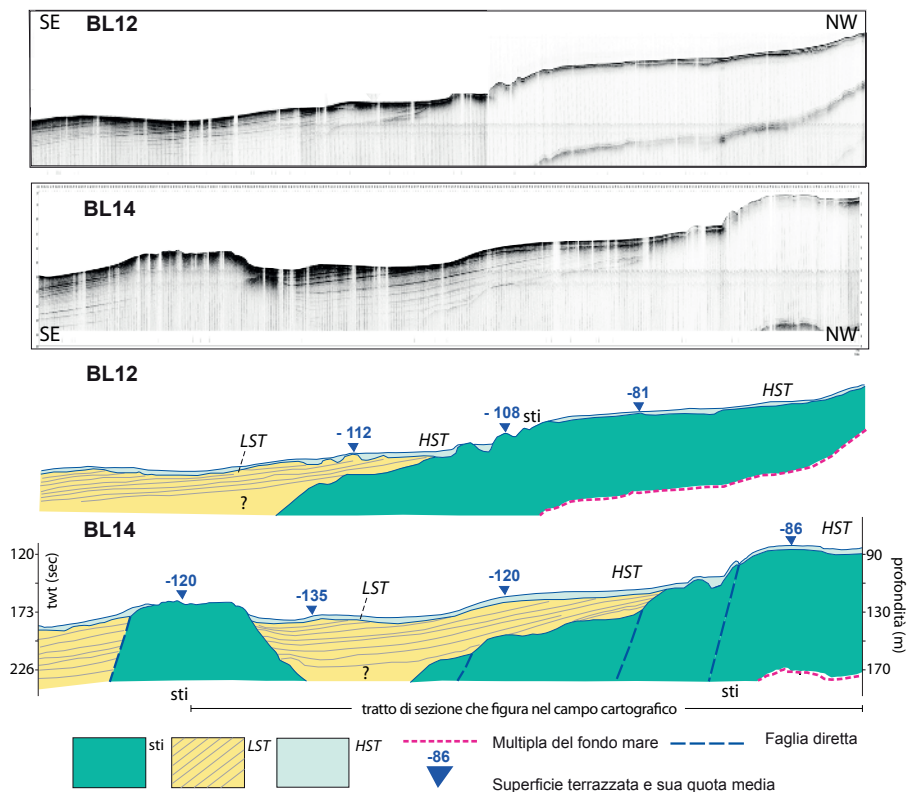


Fig. 23 - Interpretazione geologica dei profili sismici BL12 e BL14. A sinistra nella sezione BL12 si noti la presenza del basamento acustico (unità **sti**), ribassato verso mare presente al di sotto dei depositi di lowstand (unità **LST**). Questi sono caratterizzati da clinoformi progradanti a bassa pendenza, troncati superiormente da una superficie erosiva (troncatura erosiva wurmiana). Tali depositi sono costituiti da sabbie grossolane organogene contenenti abbondanti gusci interi e frammenti di molluschi, valve di *Arctica islandica* (ospite freddo del Pleistocene), radioli di echinidi e briozoi, passanti verso l'alto, con contatto netto, a

sabbie medie ed a coperture pelitiche di spessore variabile ma inferiore a 2 m (**HST**). I depositi di LST costituiscono sedimenti 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 rinvencono come cordoni dunari con allungamento NO-SE, presenti nel settore sud-occidentale dell'area a profondità comprese tra -140 m e -145 m - Pleistocene superiore. Al disopra di questi sedimenti è presente un sottile drappaggio di depositi olocenici di piattaforma esterna. Essi sono costituiti da sabbie medio-fini con litoclasti e bioclasti e abbondanti rizomi di fanerogame marine; peliti e peliti sabbiose, ricche in piccoli gasteropodi e lamellibranchi, vermetidi e piccoli bivalvi di tipo *Cardium*. Si noti la presenza di indizi di terrazzamento in corrispondenza di orli di superfici terrazzate poste rispettivamente a profondità di -91 m, -105 m e -112 m.. La sezione BL14 è caratterizzata dal basamento acustico (unità **sti**), contro il quale poggiano i depositi di lowstand. Si noti la presenza di un alto morfostrutturale al centro della sezione sismica, che si presenta terrazzato a quote di circa -120 m.

IX - TETTONICA

In questo Foglio affiora solamente la parte sommitale dell'unità tettonica geometricamente più alta del Cilento, l'Unità Tettonica Nord-calabrese, e il soprastante gruppo del Cilento e perciò non sono presenti le principali superfici di accavallamento che hanno dato origine all'edificio strutturale di questo settore dell'Appennino meridionale.

L'assetto generale è quello di una blanda sinclinale, aperta e fagliata, con asse orientato circa WNW-ESE e fianchi inclinati circa 30°.

Le principali strutture tettoniche d'interesse cartografico, e quelle più evidenti alla scala dell'affioramento, sono faglie per lo più subverticali, generalmente estensionali, con evidenze di movimenti con componente verticale e trascorrente (cfr. schema tettonico) (v. anche fig. 5).

La struttura principale del Foglio è una zona di faglia che attraversa, con direzione WNW-ESE, il quadrante meridionale dalla zona di San Marco di Castellabate alla zona di Agnone e Montecorice. Verso sud-est la faglia principale, inclinata circa 70° con immersione verso NNW, si scompone in più faglie. Nell'insieme questa struttura ribassa il settore settentrionale di oltre 500 m (cfr. sezione A-A').

Nella zona di San Marco di Castellabate una faglia parallela alla struttura principale sopra descritta, e probabilmente appartenente alla stessa zona di faglia, ribassa le calcareniti tirreniane; ciò permette di ipotizzare un'attività molto recente di questa struttura (post-Tirreniano, < 110.000 anni).

Poco più a sud, a Ogliastro Marina, è presente anche una struttura subverticale immergente verso sud che ribassa il settore settentrionale.

Faglie inverse sono presenti soprattutto nel quadrante settentrionale, tra Agropoli e Santa Maria di Castellabate, dove si presentano orientate circa E-W o WNW-ESE e immergenti sia verso nord che verso sud. Le superfici immergenti verso nord hanno inclinazione minore e si raccordano ad una superficie più inclinata immergente verso sud che sembra essere la faglia principale. Nell'insieme queste

faglie definiscono una struttura tipo *pop-up* e sono interpretabili come strutture minori associate ad una *flower structure* (cfr. sezione A-A'), corrispondente ad una zona di trascorrenza che da Punta Tresino si estende verso sud-ovest fino a Cuccaro Vetere. In generale questa struttura determina un sollevamento del blocco meridionale di circa 300 m rispetto a quello settentrionale. Per mancanza di *marker* di riferimento, non è valutabile l'entità del rigetto orizzontale.

Nel quadrante meridionale sono presenti altre strutture che, sulla base della geometria e dei rigetti valutabili grazie alla cartografia dei livelli guida, sono interpretabili come strutture con componente trascorrente. Esse infatti presentano geometrie tipo *horsetail splays* e *releasing and restraining bands* (BIDDLE & CHRISTIE-BLICK, 1985) che suggeriscono movimenti orizzontali prevalentemente sinistri (cfr. schema tettonico). In genere tali strutture sono orientate circa NNE-SSW e sembrano tagliare le strutture orientate circa E-W e WNW-ESE.

Queste strutture trascorrenti sinistre sono compatibili con una direzione di massima compressione orizzontale compresa tra N-S e NNW-SSE. Questo campo di stress è in accordo anche con le faglie inverse del quadrante settentrionale prima descritte; la componente di trascorrenza della struttura principale transpressiva orientata circa E-W/WNW-ESE sarebbe quindi destra.

Poiché le strutture del quadrante meridionale orientate circa NNE-SSW sembrano tagliare la zona di faglia che disloca le calcareniti tirreniane, ne consegue che sono state attive anche in tempi molto recenti.

La recente attività di queste strutture è testimoniata anche dalle chiare evidenze morfologiche. Ad esempio, la costa del promontorio di Punta Licosa presenta un chiaro profilo a denti di sega e il promontorio stesso è una zona di alto strutturale rispetto al settore a nord della piana di San Marco di Castellabate e del vallone di Franco; tale zona di basso morfologico corrisponde al settore orientale della zona di faglia di San Marco-Montecorice. Lo sviluppo verso SE del Vallone di Franco, inoltre, suggerisce una cattura da parte del Rio dell'Arena, probabilmente dovuta all'attività di faglie NNE-SSW. Ciò è in accordo con l'ipotesi che le faglie NNE-SSW siano più recenti delle strutture WNW-ESE.

Queste faglie sembrano avere fortemente influenzato la geometria del reticolo idrografico di tutto il Foglio. I corsi d'acqua sembrano infatti impostati lungo le principali direttrici tettoniche e il reticolo assume per lo più una geometria di tipo angolare.

Inoltre, i principali accumuli di depositi quaternari sono localizzati in zone di basso strutturale, tipo *graben* o *releasing band* di zone transtensive.

L'attività molto recente di queste strutture rende anche incerta la correlazione delle superfici di abrasione marina e la loro attribuzione cronologica sulla base della quota sul livello del mare (cfr. CINQUE *et alii*, 1994).

A scala regionale, questo settore si presenta come una sinclinale aperta fagliata. Questo blando piegamento e la presenza di numerose strutture fragili permettono

di ipotizzare che tale assetto sia in parte dovuto, oltre che alla tettonica regionale, anche a meccanismi di deformazione tipo *gravity synclines* (BORGIA *et alii*, 2000). Questo tipo di deformazione può essere favorito dalle caratteristiche delle rocce affioranti, costituite da circa 3000 m di torbiditi prevalentemente arenacee e marnoso-calcaree, talora spesse e molto spesse (gruppo del Cilento), a comportamento prevalentemente rigido, che poggiano su un substrato di tipo duttile costituito da prevalenti argilliti e TBT marnoso-calcarenitiche (Unità Nord-calabrese e terreni ad “affinità sicilide” *Auctt.*).

X - CENNI DI GEOMORFOLOGIA, GEOLOGIA APPLICATA E ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Il generale andamento altimetrico conferisce nell'insieme un aspetto collinare.

Nonostante i rilievi non siano molto elevati, il paesaggio mostra chiare evidenze di una morfogenesi complessa ed articolata (poligenicità e polifasicità dell'evoluzione del rilievo), risultato dell'interazione delle variazioni climatiche e delle recenti fasi tettoniche che hanno determinato un ringiovanimento del paesaggio.

L'analisi degli aspetti e dei parametri morfometrici del rilievo con preciso riferimento al modellamento dei versanti ed ai processi morfogenetici antichi, recenti ed attuali, evidenzia una sostanziale e complessiva tendenza evolutiva caratterizzata da una prevalente degradazione e denudazione s.l. e da successivi processi deposizionali, talora anche parossistici. I processi in atto sono di tipo gravitativo, con movimenti di massa, o per dilavamento concentrato e/o diffuso, e questo in relazione alle litologie interessate.

A scala di tutto il Cilento si individua un reticolo idrologico superficiale di primo ordine a medio-bassa densità costituito da corsi d'acqua responsabili della deposizione di alluvioni intravallive prevalentemente ciottolose e conglomeratiche; questo ricalca, e talvolta esalta, lineamenti tettonici di significato cartografico e talora regionale.

I corsi d'acqua che attraversano il foglio appartengono per lo più ai bacini dei fiumi Testene, a nord, e Rio dell'Arena, a sud, ad eccezione di alcuni corsi d'acqua minori che, dopo brevi tratti, sfociano direttamente a mare.

Nei tratti inferiori, i corsi d'acqua hanno formato anche piane alluvionali che si uniscono alle piane costiere, in particolare a Baia Arena, a San Marco di Castellabate, a Lago di Santa Maria di Castellabate e ad Agropoli.

Gli altri tratti di costa sono caratterizzati da falesie rocciose al cui piede si sono formati accumuli detritici e piccole spiagge ciottolose.

Superfici di abrasione marina, terrazzate a varie quote, sono riconoscibili lungo

tutta la costa (cfr. CINQUE *et alii* 1994). Particolarmente evidente è il terrazzo marino di Punta Licosa (fig. 4).

Su gran parte dei terrazzi marini più bassi sono ancora conservati depositi marini. Talora però questi depositi sono ricoperti e mascherati da detriti di versante e da riporti antropici.

Anche la morfologia della costa è stata fortemente influenzata, oltre che dalle variazioni del livello del mare, anche dalla tettonica. Come già evidenziato, la costa è infatti quasi ovunque caratterizzata da falesie rocciose e le aree pianeggianti sono localizzate solo in prossimità delle foci dei fiumi. Inoltre, depositi marini coevi si trovano a quote diverse (v. ad es. la faglia di San Marco di Castellabate che disloca il sintema di Palinuro); ciò comporta una notevole incertezza nella correlazione delle superfici di abrasione marina e nella datazione sulla base della quota s.l.m..

1. - IDROLOGIA

1.1.- IDROLOGIA SUPERFICIALE

Il reticolo idrologico superficiale è rappresentato principalmente dalla parte terminale del fiume Testene e dal Rio dell'Arena. Essi mostrano un andamento abbastanza regolare ed allineato rispetto all'assetto geologico-strutturale del territorio e sono tutti incisi entro valli alluvionali simmetriche. In molti casi, sui fianchi dei corsi d'acqua principali sono presenti conoidi più o meno ampie e spesse, solitamente con gradiente medio-basso; bassi valori di pendenza caratterizzano anche il profilo dei tributari.

I corsi d'acqua che formano le conoidi hanno un carattere torrentizio con piene stagionali controllate dalla variabilità del regime pluviometrico.

Nel complesso l'idrografia superficiale disegna un *pattern* rettangolare e/o angolato, evidentemente controllato dai lineamenti strutturali.

In generale, i corsi d'acqua presentano un approfondimento degli alvei, connesso probabilmente ad un ringiovanimento di età tardo-pleistocenica, e fenomeni di erosione laterale di sponda consentono l'affioramento del substrato. Ciò ha permesso anche lo sviluppo di terrazzi di esondazione laterali, a luoghi pedogenizzati, frequentemente utilizzati per scopi agricoli.

1.2. - IDROLOGIA SOTTERRANEA

Come appena descritto, il *pattern* prevalente che caratterizza il reticolo idro-

grafico è di tipo rettangolare o angolato, per cui è abbastanza evidente il controllo lito-strutturale.

Una prima differenziazione sostanziale, che consente di definire e distinguere i complessi principali in funzione del grado di permeabilità relativa a scala regionale, risulta realizzabile tenendo conto delle caratteristiche litostratigrafiche delle principali unità affioranti. Vengono, quindi, privilegiati ed esaltati gli aspetti litostratigrafici, geometrici e tipologici dei principali contatti. In questo Foglio, per la scarsa variabilità litostratigrafica delle formazioni affioranti, è possibile raggruppare le unità stratigrafiche in due raggruppamenti principali.

Complesso arenaceo-marnoso (gruppo del Cilento e arenarie di Cannicchio), caratterizzato da un valore della permeabilità relativa medio.

Complesso detritico-alluvionale (depositi clastici quaternari), caratterizzato da un valore della permeabilità da medio a medio-alto.

Il valore della permeabilità primaria dei sedimenti terrigeni è generalmente basso; un aumento di tale valore è dovuto alla permeabilità secondaria per fratturazione. Questo inquadramento tiene conto della scala dell'osservazione in relazione alla distribuzione areale e spessore geometrico delle unità riconosciute.

Le sorgenti principali, di particolare interesse idrogeologico e sociale, si distribuiscono solitamente in corrispondenza dei limiti di permeabilità per cui è stato possibile distinguere i principali complessi idrogeologici. Le portate della maggioranza di tali sorgenti risultano solitamente inferiori ai 2 l/s, per una stretta rimanenza si arriva a valori compresi tra 2 e 10 l/s (GUIDA *et alii*, 1980).

Relativamente alle caratteristiche dell'emergenza idrica, la tipologia più diffusa è quella per limite di permeabilità definito; in alcuni casi si hanno sorgenti per soglia di permeabilità, con rapporti tra litologie a diversa permeabilità condizionati dalla presenza di strutture tettoniche, per cui l'andamento geometrico, unitamente alla litologia, ne definisce la posizione rispetto all'acquifero. Un sistematico e, talora, molto frequente sistema idrico-sorgentizio, a carattere stagionale, si realizza nell'ambito della distribuzione e spessore dei membri e/o litofacies che caratterizzano le successioni terrigene a sviluppo ritmico. E' il caso della formazione di San Mauro (gruppo del Cilento) costituita da un'alternanza arenaceo-marnosa, talora monotona.

2. - FENOMENI DI DISSESTO

I principali processi morfogenetici in atto sono riconducibili prevalentemente a movimenti gravitativi e/o a processi di dilavamento s.l. e risultano essere strettamente collegati alla natura litotecnica delle unità riconosciute ed alla sistematica variabilità litostratigrafica che si rileva lungo lo sviluppo delle successioni. A questo si aggiunge, quale carattere predisponente, e talvolta determinante, il locale

assetto geometrico-strutturale. L'esposizione più o meno completa del contatto, molto spesso netto e di natura meccanica, talora graduale (fascia di deformazione lungo il contatto), e la posizione altimetrica lungo lo sviluppo del versante, costituiscono fattori predisponenti l'innescio di fenomeni franosi anche di notevoli dimensioni. In alcuni casi sono riconoscibili forme legate ad antichi dissesti, i cui depositi, presenti sotto forma di lembi relitti non cartografabili, risultano chiaramente associati a condizioni climatiche e morfoevolutive non compatibili con quelle attuali.

Nei dissesti dei terreni del gruppo del Cilento, a causa della ritmica alternanza e della variabilità stratimetrica delle litologie affioranti (in particolar modo per la formazione di San Mauro), si rileva una propensione al dissesto gravitativo di tipo statico, per progressiva plasticizzazione delle litozone marnose e marnoso-arenacee, gravate dal peso degli orizzonti guida costituiti dalle bancate carbonatiche (le cosiddette "fogliarine").

2.1. - FRANE

Come rappresentazione dei fenomeni franosi sono stati cartografati gli accumuli; questi sono stati distinti, in base al grado di attività, in frane attive e in frane quiescenti (v. 4.4).

Sono considerati accumuli di frane attive quei corpi con evidenti segni di evoluzione gravitativa quali presenza di crepacciature sul terreno o sulle strade, danni ai manufatti o alle colture e alla vegetazione.

Il riconoscimento delle frane attive non comporta particolari problemi, mentre il riconoscimento, sul terreno, del grado di attività di frane quiescenti e antiche o stabilizzate è molto più difficile.

Secondo la "Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti" (GNGFG, 1987), gli accumuli di frana quiescente sono "depositi non attivi al momento del rilevamento, per i quali però esistono indizi che ne dimostrino un'oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto essi non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione". Si tratta, cioè, di depositi attualmente non in movimento, ma per i quali non si esclude una riattivazione in caso, per esempio, di eventi pluviometrici di intensità superiore alla norma annuale o in presenza di eventi sismici di elevata energia. In pratica, la cartografia delle frane comporta un elevato grado di soggettività in quanto dipende dall'esperienza del rilevatore e dalle informazioni disponibili che, in un rilevamento geologico classico, sono di solito scarse in quanto non si dispone di osservazioni strumentali (che richiedono tempi lunghi). Per ovviare a questi inconvenienti e per una minore soggettività, sono state cartografate come frane quiescenti tutte le frane che non presentano evidenze di movimenti in atto, sia quelle con possibilità di riattivarsi che quelle antiche e stabilizzate.

Il riconoscimento delle frane non attive, quiescenti o antiche, è basato soprattutto sull'identificazione, in campagna o da foto aeree, dei classici caratteri morfologici delle frane, quali area di denudamento a monte, spesso con affioramenti di substrato nella nicchia di distacco, zona di scorrimento, concavità nella parte alta e convessità nella parte bassa per accumulo del detrito. Poiché questi elementi sono ancora riconoscibili nel paesaggio, è probabile che tali corpi di frana non siano molto antichi, o comunque non precedenti alle ultime principali variazioni climatiche; l'età di questi accumuli è presumibilmente olocenica, in alcuni casi estendibile al Pleistocene superiore. E' pertanto possibile che gli accumuli dovuti ai processi gravitativi più antichi, con caratteri morfologici non più evidenti, siano stati cartografati come detriti di versante s.l. (a).

2.1.1. - *Distribuzione e tipologia dei movimenti franosi*

Il rilevamento geologico ha offerto l'opportunità, attraverso la definizione dell'assetto geometrico-strutturale e litostratigrafico, di raggruppare le unità riconosciute in termini di composizione litologica e di sviluppo litostratigrafico in relazione al comportamento litomeccanico e ai movimenti di versante riscontrati, secondo il seguente schema.

Complesso detritico ed alluvionale

Scoscendimenti e scorrimenti lungo i tagli, di origine antropica o naturale, e lungo sponda in alveo.

Complesso del gruppo del Cilento

La successione espone alla base le arenarie di Pollica. L'intensa fratturazione e deformazione predispone tali litologie all'innescio di fenomeni franosi per crollo, sgretolamento progressivo e/o scorrimenti rotazionali. Si prosegue, per quasi due-mila metri, in continuità stratigrafica, con la formazione di San Mauro costituita da un'alternanza arenaceo-pelitica e marnosa. Sono stati riconosciuti una serie di orizzonti guida, che per la loro distribuzione verticale e spessore stratigrafico, di ordine metrico e decametrico, acquistano un significato fondamentale nella stabilità dei versanti e dei processi morfoevolutivi. Scorrimenti traslativi sono presenti, nel caso di successione stratificata, lungo piani di strato (*rock slide*) di porzioni di successione da poco a intensamente fratturata. Nel caso specifico dei megastrati marnoso-calcarei denominati "fogliarine", per l'intensa fratturazione che caratterizza l'ammasso roccioso secondo sistemi di *joints* variamente orientati, si realizzano, condizioni di predisposizione al distacco di cunei rocciosi, ovvero di porzioni di svariati metri cubi di roccia. In altri casi la presenza lungo il versante dei megastrati calcareo-marnosi in appoggio stratigrafico sui termini arenaceo-marnosi stratificati della medesima successione, realizza precarie condizioni di stabilità morfologica, per la progressiva e naturale degradazione fisico-meccanica

delle litologie sottostanti. In questi casi si realizzano anche fenomeni franosi del tipo crollo (*rock-fall*) e ribaltamento (*toppling*).

2.2. - ALTRI FENOMENI DI DISSESTO

La natura litologica delle coltri di alterazione e delle coperture detritiche di versante, talora caratterizzate da spessori considerevoli, evidenziano caratteristiche forme erosionali riconducibili a fenomeni di dilavamento concentrato e/o diffuso.

Localmente, si riconoscono evidenze morfologiche di movimenti gravitativi della porzione corticale alterata e pedogenizzata connessi a fenomeni di soliflusso e *soil creep*.

3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

In questo Foglio non sono presenti attività estrattive di particolare rilievo.

Localmente, i depositi alluvionali terrazzati sono stati sfruttati per l'escavazione di sabbia e ghiaia.

Sono presenti anche piccoli fronti di scavo e piccole cave, oggi abbandonate, per lo sfruttamento degli orizzonti carbonatici ("fogliarine") della formazione di S. Mauro a fini di produzione locale di pietra da calce e, talora, di pietra da costruzione.

ABSTRACT

EMERGED AREAS

Geological survey criteria

The geological surveys, conducted at the scale 1:10.000, have been carried out over the years 2002-2006.

Pre-quaternary units were detected and described by using lithostratigraphic criteria; on the contrary Pleistocene units have been recognized and described as Unconformity-Bounded Stratigraphic Units (UBSU).

The scree slope deposits and the ubiquitous Holocene units, for which it is not possible to identify a precise and formal stratigraphic connotation, have been described in informal manner using mixed criteria, lithological and genetic.

The layers thickness classes for all stratigraphic units are those provided by BOSELLINI *et alii* (1989), which modify slightly those indicated by CAMPBELL (1967).

Particularly for the geological mapping of the terrigenous prequaternary units, were considered the parameters already used in many other CARG Geological Maps characterized by extensive outcrops of turbidite units, such as described by MARTELLI (2004) and recognized as valid also for this sector of the Southern Apennines (see geological survey of the adjacent sheet 503 Vallo della Lucania, APAT, 2005 and CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

These are:

- The ratio arenite/pelites (A/P);
- The average thickness and geometry of the layers;
- The composition of the arenites, on the basis of the macroscopic recognition of the debris that forms the backbone sensu VALLONI *et al.* (1991)
- The stratigraphic position
- The change of the rock type associations

In this geological map the geological survey has not been integrated with biostratigraphic analysis because that was better pointed out in previous studies (Geological Map 503 Vallo della Lucania, APAT, 2005, RUSSO *et alii*, 1995; DI STASO & GIARDINO, 2002; CAMMAROSANO *et al.* (2004).

The contemporaneous geological survey of the 519 Capo Palinuro and the 520 Sapri Sheets allowed the comparison and correlation of the Plio-Quaternary units all along the coast. As a result, reliable unconformity-bounded Stratigraphic Units (UBSU) were established at a regional scale.

The detailed scale of the geological survey has also allowed the recognition of numerous stratigraphic markers. Their position (reported) on the geological map,

supported by aerial photographs analysis, helped to define with great detail the main tectonic structures.

Geomorphological framework

The Sheet n. 502 Agropoli lies along the coast of the Northwest Cilento.

The Cilento area is the mountainous southern sector of Salerno Province; it is located between the Sele plain to the north, the Tyrrhenian Sea to the west and south and the Vallo di Diano to the east.

The emerged land, about 73 square kilometers, matches about 12% of the Map (easterly), and is composed mainly by the westward continuation of the Monte Stella slopes, the top of which is located in the Sheet n. 503 Vallo della Lucania.

The general trend in elevation gives it a hilly appearance. Although the reliefs are not very high, the landscape shows clear evidences of a complex and articulated morphogenesis (typical of the polygeny and polyphasy of the relief evolution). That is the effect of the interaction of the climatic changes and recent tectonic phases which defined a rejuvenation of the landscape.

There are no main rivers because all the rivers that cross the Sheet arise from Monte Stella, producing small waterways that head into small basins and after that directly into the sea in a few kilometres. The main flat areas are made up of coastal plains and rivers mouths.

The other parts of the coast are characterized by rocky cliffs at whose foot debris accumulations and small pebble beaches were formed.

Marine abrasion surfaces, terraced at various altitudes, are recognizable all along the coast (see CINQUE *et alii*, 1994). Especially noticeable is the marine terrace of Punta Licosa (Fig. 4).

On most of the lower marine terraces marine deposits are still preserved. Sometimes, however, these deposits are covered and masked by debris slope (talus) and anthropic inert material.

The morphology of the coast is strongly affected not only by changes in sea level, but also by tectonic activity.

Structural setting and structural-stratigraphic evolution

The Cilento is one of the most complex areas of the internal sector of the Southern Apennines, as the whole system Alps-Apennines, is made up of thrust sheets originated by the accretion of sedimentary prisms, starting from the ensialic collision phase Middle Eocene in age (subduction "type A" Bally *et alii*, 1985) of the Alpine orogeny. The main vergence of structures is eastward.

Especially the deposits outcropping in the West Cilento can be related to two large sets geometrically overlapping:

1) a top set unit formed by terrigenous allochthonous units mainly Eo-Miocene in age, known as "Internidi";

2) a lower set consisting of Triassic-Oligocene carbonate successions covered by Miocene terrigenous deposits (PESCATORE & COCCO 1968; OGNIBEN, 1969; COCCO, 1971; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; SGROSSO, 1986; BONARDI *et alii*, 1988b), also detached and transported eastwards up to overlap on the Internal Apulia Carbonate Platform (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; SCANDONE *et alii*, 2003; PATACCA & SCANDONE, 2007).

The name "Internidi" comes from the interpretation of the probable palaeogeographic location of the depositional basin (formed on oceanic or transitional crust) west of the internal carbonate platform (Campano-Lucana Platform of the Southern Apennines) SGROSSO, 1986; MOSTARDINI & MERLINI, 1986.

In this Geological map only Oligo-Miocene marine units crop out related to the top of the Internidi Units (particularly the Cilento Group and the upper part of its substratum) then Quaternary continental debris, as a product of alluvial and gravitational processes, and, along the coast, marine-continental transitional deposits.

The Cilento Group is made up of the Pollica sandstones (upper Burdigalian - Langhian), that mainly consists of sandstones turbidites with frequent deposits of slump and debris-flow, and of the San Mauro Formation (Langhian - Tortonian) that consists of marly-sandstones turbidites with frequent marly megaturbidites and olistostromes (CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

The megaturbidites, also known locally as "Fogliarine", and the thicker olistostromes horizons represent very important regional stratigraphic markers.

The Pollica and San Mauro Formations correspond to the Torrente Bruca Formation that crop out in the Southeastern Cilento (see CARG F.504 Sala Consilina and 520 Sapri; AMORE *et alii*, 1988a,b; GUIDA *et alii*, 1988) and were also related to the Albidona Formation that crops out at the Calabria-Lucania boundary. (SELLI, 1962; IETTO *et alii*, 1965; COCCO & PESCATORE, 1968; VEZZANI, 1970; BONARDI *et al*, 1985; AMORE *et alii*, 1988a,b; BONARDI *et alii*, 1988b; COLELLA & ZUFFA, 1988; VALENTE 1992; CIESKOWSKI *et alii*, 1994, 1995).

This sequence shows typical features of a syntectonic succession for a confined basin suturing the overlapping of several tectonic units.

In this Map the substrate of the Cilento Group is represented only by the top of the North-Calabrian tectonic unit (Cannicchio sandstones), consisting of sandstones turbidites of Miocene age (CAMMAROSANO *et alii*, 2000, 2004, APAT, 2005).

The North-Calabrian units is rather well exposed in the central sector of Cilento (see F. 503 Vallo della Lucania and F. 519 Capo Palinuro) and in the border area of Calabria and Lucania (VEZZANI, 1968a and b; DE BLASI *et alii*, 1978), between the Val d'Agri, the Pollino Mt. and the Ionian coast (provinces of Cosenza and Potenza).

This unit, which also presents evidence of low-grade metamorphism (MAURO & SCHIATTARELLA, 1988), partly corresponds to the Base Unit Silentina MAURO & SCHIATTARELLA (1988) and partly to the North-Calabrian Unit BONARDI *et alii* (1988a, b).

The deposits described above are locally covered unconformably by marine-continental transitional Quaternary deposits along the coast and by terraced flooding and debris slope both in the valleys and the slopes.

Due to the fact that only the top of the geometrically higher tectonic unit of the Cilento crops out, in this sheet the overlapping surfaces giving rise to the building structure of this sector of the Southern Apennines are not visible.

The general structure is that of a gentle syncline, open and faulted, axis oriented approximately WNW-ESE and limbs tilted about 30 degrees.

The main tectonic structures of interest in cartography, and the most evident at outcrops scale, are mainly sub-vertical extensional faults, showing vertical and transcurrent evidences of movements

Particularly, the main structure consists of a deformation band characterized by brittle deformation that runs through the southern quadrant, with WNW-ESE direction; this structure, towards the south-east, splits into multiple faults. Overall, this shear zone lowers the northern sector of over 500 m.

In the area of San Marco di Castellabate a fault parallel to this zone of deformation, probably a lower order structure, drops down the Tyrrhenian calcarenites. This allows us to hypothesize a very recent activity of these faults (post- Tyrrhenian, <110,000 years).

Reverse faults are present mainly in the northern quadrant and characterized by an orientation approximately EW or WNW-ESE and dipping towards both north and south.

The north-dipping surfaces have low slopes and seem to be connected to a sloping surface south-dipping, that is probably the main fault.

Overall, these faults define a structure as a pop-up and seem to be interpreted as minor structures associated with a flower structure, corresponding to a transcurrent zone that extends south-west.

Generally, this structure causes a 300 m uplift of the southern block referred to the northern one.

The lack of reference markers, makes impossible to estimate the magnitude of the horizontal displacement .

In the southern quadrant, there are other structures that, based on the geometry and on the evaluation of the displacement by using the mapped stratigraphic markers (guide layers), are interpreted as structures with transcurrent component.

Indeed, they have geometries such as horsetail splays and releasing and restraining bands (BIDDLE & CHRISTIE-BLICK, 1985) that suggest the presence of left horizontal movements mainly. Generally these structures are oriented approximately

NNE-SSW and seem to cut oriented structures approximately EW and WNW-ESE.

These left transcurrent structures are compatible with a direction of maximum horizontal compression in between NS and NNW-SSE. This stress field is consistent with the reverse faults of the northern quadrant described above: the transcurrent component of the main transpressive structure approximately oriented E-W/ WNW-ESE would be on the right-hand.

Since the structures of the southern quadrant approximately oriented NNE-SSW seem to cut the area of fault that displaces the Tyrrhenian calcarenites, consequently they were active even in very recent times.

The recent activities of these structures is also demonstrated by clear morphological evidences along the coast and by the geometry of the drainage network; the rivers seem settled along the main tectonic directions; thus the drainage network mainly takes a geometry of angular type.

A “capture” example is also present, probably due to the activity of faults, NNE-SSW. This is consistent with the hypothesis that the NNE-SSW faults are more recent than the structures WNW-ESE.

In addition, major Quaternary deposits accumulations are located in areas of structural low, like graben or releasing band of transtensive areas.

The very recent activities of these structures also make uncertain the correlation of marine abrasion surfaces and their chronological attribution based on the altitude above sea level.

Since the succession of the Cilento Group represents a synclinal faulted by disjunctive structures and considering the lithologies and thicknesses of the units involved, it is possible that in addition to the effects of regional tectonics, the folding and fracturing of this rigid plate overlaying mainly siltstones, and therefore more flexible units, are due also to deformations by gravity on the model of “Gravity synclines” proposed by BORCHI *et alii* (1997) and HULL *et alii* (1998).

Present morphogenesis

The main morphogenetic processes taking place today, related mainly to gravitational movements and / or leaching processes sl, appear to be closely related to the lithotechnic nature of the outcropping units and/or to the systematic lithostratigraphic variability, which is found along the development of the successions; in addition as a predisposing feature, and sometimes decisive, there is the local structural-geometric arrangement.

The to the rhythmic alternation and stratal variability of the outcropping lithology (especially for the San Mauro Formation) a tendency to static gravitational collapse, is recognizable because of the progressive plasticization of marly and marly-sandstones lithozones, burdened by the weight of the very thick carbonate horizons (the so-called “Fogliarine”) .

In some cases, some forms are recognizable and they are related to ancient

landslides, whose deposits are present as patches. They cannot be mapped and are clearly associated with climatic and morpho-evolutionary conditions incompatible with the present ones.

Mining and quarries

There are only small excavation fronts and small quarries, now abandoned, for the exploitation of richer carbonate horizons of San Mauro Formation (Fogliarine). These ones are used for local production of lime and sometimes stone for construction.

Locally, the terraced alluvial deposits have been exploited for the excavation of sand and gravel.

Submerged area

In the last ten years the Institute of Marine Coastal Environment (IAMC) of the National Research Council (CNR) of Naples, Italy has carried out an extended marine geological survey for the compilation of geological maps commissioned by the Geological Survey of Italy (APAT, now ISPRA). Moreover, starting from 2003, the CNR-IAMC has further increased the above activities by an agreement with the Regional Geological Survey of the Campania Region for a marine geological survey at the scale 1:10.000 of the whole coastal belt within the - 200 m isobath. To this purpose, geophysical and geological data of the continental shelf and slope were collected in the Salerno and Policastro Gulfs (geological maps n. 486 “Foce Sele”, n. 502 “Agropoli”, n. 519 “Capo Palinuro”, n. 520 “Sapri”); among the above data, it is worth mentioning a high resolution Multibeam Bathymetry, allowing for the construction of a marine Digital Elevation Model. Moreover, Sidescan Sonar acoustic data were acquired for a total coverage of the study area, in order to construct photomosaics of acoustic images of the sea bottom. The latter, merged with the bathymetry, have represented the base for the marine geologic cartography.

The integrated geologic interpretation of seismic, bathymetric and Sidescan Sonar data have been calibrated by sea bottom samples. The sub-bottom geological structures, and, as a general rule, the morpho-structures and the seismic sequences, overlying the outcrops of acoustic basement mapped in the marine area of the geological map n. 502 “Agropoli” have been studied in detail, using multichannel and single-channel seismics of different resolution and penetration, including the *Subbottom Chirp*.

The interpretation of high resolution reflection profiles (mostly *Subbottom Chirp*) has been a valid support for the reconstruction of the stratigraphic and structural setting of the Quaternary continental shelf successions and the outcrops

of rocky acoustic basement in correspondence to the Punta Licosa morpho-structural high. These areas result from the seaward prolongation of the stratigraphic and structural units, widely cropping out in the surrounding emerged sector of the Cilento Promontory (“Flysch del Cilento” *Auct.*).

The Cilento Promontory constitutes a morpho-structural high, interposed between the coastal depressions of the Salerno Gulf-Sele Plain and of the Policastro Gulf, whose reliefs may reach an elevation up to 1700 m. These mountains are constituted by thick successions of carbonate and siliciclastic turbidite sequences (“Flysch del Cilento” *Auct.*), that dip landwards in the main carbonate reliefs of the southern Apennines (“Alburno-Cervati Unit” *Auct.*). Normal faults, Quaternary in age, contour the rims of the Cilento Promontory structure. Apart from the carbonate mountains of the Palinuro Cape and Bulgheria Mt, and from other few isolated outcrops, the reliefs of the Cilento Promontory are composed of deep basinal terrigenous rocks, in a time interval ranging from the Late Mesozoic to the Late Miocene. The oldest of these formations pertains to the North-Calabride units, composed of dark shales, marls and marly limestones, reaching a thickness of 1300 m. The North-Calabride unit is overlain by Early Miocene synorogenic units. Passing upwards, the Cilento Flysch includes the Pollica Fm, the S. Mauro Fm. and the Monte Sacro Fm, with a total thickness of 1500 m (BONARDI *et alii*, 1988b).

The complex stratigraphic architecture of the studied marine area has not always allowed a “canonic” application of the principles and techniques of seismic and sequence stratigraphy, as indicated in the guidelines for the redaction of marine geologic cartography (CATALANO *et alii*, 1996). Our cartographic approach is based on the recognition of laterally coeval depositional systems, interpreted in the frame of the systems tracts of the Late Quaternary depositional sequence (SDTQ in CATALANO *et alii*, 1996).

The seismic units were successively interpreted in terms of depositional sequences and the unconformities were interpreted as type 1 or type 2 sequence boundaries or classified as local unconformities, mainly at the top of pockets of coarse-grained materials, deposited in depressions or channels of the acoustic basement. It is also worth noting that the polycyclic nature of the unconformities at the top of the acoustic basement is evidenced by the terraced surfaces at different water depths, which engrave the acoustic basement. This appears to be the result of several phases of emersion/erosion, development of terraces and progressive flooding, as a consequence of the glacio-eustatic sea level fluctuations during the Late Quaternary as well as of the pleistocenic uplift affecting the whole area (BRANCACCIO *et alii*, 1994).

The submerged area of the geological map, inspired to the CARG guidelines (CATALANO *et alii*, 1996; WORKGROUP FOR THE MARINE GEOLOGY OF THE NATIONAL GEOLOGICAL SURVEY, n. 3, 2002), shows the distribution of the different lithostratigraphic units cropping out at the sea bottom and the main morphological line-

aments.

The main stratigraphic units individuated through the analysis of the sediments pertain to the *Late Quaternary Depositional Sequence*. In this sequence the time-space evolution and the lateral and vertical migration of the coastal, continental shelf and slope depositional environments during the Late Pleistocene-Holocene glacio-eustatic cycle have been recognised. The stratigraphic succession, investigated in the marine geological survey, records the variations of the accommodation space of the Late Quaternary deposits during the last 4th order glacio-eustatic cycle, ranging from the 128 ky B.P. ("Tyrrhenian" stage, isotopic stage *Q5e* in CATALANO *et alii*, 1996) to the actual.

One of our main goals was the cartographic representation of the lithofacies associations, whose grouping form "depositional elements" (which are portions of systems tracts), in relation to the morpho-structural lineaments recognised through the geological interpretation of the geophysical data and the evolutive dynamics of the sedimentary environments. In this way, we tried an integration between the classical stratigraphic approach, the sequence stratigraphic approach and the characterization of the systems and of the present-day and recent depositional elements.

This cartographic approach has allowed, moreover, to obtain informations comparable with those available for other sectors of the Italian continental margins. The last Late Quaternary sea level rise, having an excursion of about 120 m and a maximum rate in the order of 10 m/1ky, has left an imprint on the morphologic and stratigraphic framework of the world continental margins (SHACKLETON & OPDYKE, 1973). The deposits associated to this geological process are strongly different in several zones, due to the variable sedimentary supply, morphologic features and oceanographic regimes. Mapping these deposits has allowed to correlate the marker horizons (erosional and not-depositional) and to compare the facies, the internal geometries and the thickness of the deposits recording the process of sea level rise, in the different sectors of the continental margin.

The geological maps include the description of the geologic and morphologic elements. The marine geologic elements are represented by two superimposed levels: the *textural classes*, distinguished according to the classification of FOLK (1954), graphically represented by symbols; the *depositional elements*, distinguished with full colour. The superimposition of the environmental information on the textural one allows for a more complete reading of the cartography, while providing geological and environmental information. The *morphological elements*, both *areal* and *linear*, represent another level of geologic information.

The Cenozoic substratum (unit **sti** in the key) is formed by Cenozoic siliciclastic rocks and is represented by terrains related to the "Flysch del Cilento" *Auct.* It corresponds to the acoustic basement of the sedimentary units and is represented at the sea bottom by outcrops of Cenozoic siliciclastic rocks. The unit **sti** widely

crops out in the inner shelf and, in particular, in the area located seawards of the Punta Licoso structural high, often terraced at its top by polycyclic erosional surfaces and colonised by marine phanerogams, in presence of reduced and/or lacking sedimentary covers.

The littoral environment is characterised by submerged beach and toe of cliff deposits, particularly abundant at the base of the present-day coastal cliffs, which are incised in the arenaceous and silty successions of the Pollica sandstones and, near Punta Licoso Promontory, form a wide abrasional marine terrace, located between the + 4 m and the + 10 m above the sea level that extends from the Plain of S. Marco to the Bay of Ogliastro Marina.

The submerged beach deposits (**g₈**) are constituted by gravels, sandy gravels and coarse-grained sands, with well-rounded to sub-rounded pebbles, in a scarce middle-fine sandy matrix; by coarse to middle grained sands, often with rounded to sub-rounded gravels, with scattered pebbles and blocks; from middle to fine-grained, well classed, litho-bioclastic sands; the pelitic matrix is scarce or lacking.

The shelf environment is characterized in the inner part by litho-bioclastic coarse grained sand deposits, that often represent the base of wide marine phanerogams grasses and are localised at the top of wide outcrops of Cenozoic substratum (unit **sti**). The outer part is characterized by thinner sand and pelitic deposits; lineations linked to the action of bottom currents have also been recognised.

The bioclastic deposits are present in the inner and outer shelf; they constitute a typical association of the “muddy coastal detritic” Auct., draping the top of the Cenozoic substratum (**sti**) and occurring in the western sector of the Punta Licoso structural high or at the top of Late Pleistocene-Holocene relic morphologies.

Relic littoral deposits (Lowstand Systems Tracts), corresponding to the isotopic stage 2 and Pleistocene relic marine, related to the isotopic stages 4 and 3, are present in the outer shelf environment.

LEGEND

RECENT COVERING DEPOSITS (UBIQUITOUS UNITS NOT DISTINCT ON THE BASIS OF THE PROVENIENCE BASIN)

h – Anthropic deposits

Heterogeneous and heterometric deposits due to anthropic activity in particular to material accumulation and relocation for the construction of relief roads and railways, embankments, fill. Thickness variable from few centimetres up to 20m

g_{2a}- Present beach deposit

Medium-thin, coarse, gravelly sands, and sandy gravels with heterometric stones, even coarse up to arenitic blocks, both siliciclastic and calcarenitic, sometimes calcareous-marly, in agreement with the lithology of the underlying outcropping substratum. These sediments are modeled by the modern marine currents. Thin sediments result from micaceous and quartzose minerals mainly, as well as of arenaceous minute clasts, coarse ones result from siliciclastic and calcareous sandstones mainly.

Holocene-modern

b- Present alluvial deposits

Heterogeneous, incoherent and heterometric mobilizable deposits made mainly of cobbles, sometimes imbricated, of coarse and muddy sands and sometimes of blocks. They are located in modern river-beds or they constitute terraces a little higher than the present river-bed, in the golena areas. Variable thickness, up to a maximum of few metres.

Holocene-modern

a₁- landslide deposits

Heterogeneous and heterometric debris with chaotic structure, with lithoid substratum patches, in clayey-silt matrix, accumulated by gravitative movements. These deposits have been distinguished on the base of the activity degree in landslides deposits, with active gravitative movement evidences (**a_{1a}**) and quiescent landslides deposits (**a_{1b}**), i.e. without active movement evidences. Variable thickness from few metres to some tens of metres.

Holocene- Recent

g_{2b}- recent beach deposits

Sandy gravels and heterometric pebbles, medium-thin sands not involved in the present coastal dynamics, with the exception of unusual stormy events, and thin

sands, well sorted, stored up by wind action, sometimes pedogenised, always partially dismantled and anthropized. These deposits pass downward to marine parallel laminated sands and in some places they are rich in fossils (*Glycimeris glycimeris*, *Cardium edule*, *Donax trunculus*, *Natica sp.*) They usually consist of dune cordons which develop immediately behind the present beach. Such deposits are sometimes shuffled and covered by fill deposits, anthropic structures and vegetation. Variable thickness, generally a few metres.

Holocene-Recent

b_{n1}- 1st order terraced alluvial deposits

Heterogeneous, incoherent and heterometric deposits, in some places they are weakly coherent or cemented, relic rocks, made mainly of gravels and sands, pebbles and blocks generally well rounded, sometimes very altered, in a sandy-gravel matrix with intercalations of sandy-silty and silty-clayey lenses. Characteristic imbrication or obstacle structures occur. Such deposits are terraced, at maximum a few metres above the present river-bed, at edges of floodplains; in some places they are fossilized by a weak pedogenised eluvium-colluvium cover. In many cases, these areas are interested by arboreous plants and by anthropic structures. Last (higher) part of Upper Pleistocene-Holocene.

a - slope deposits s.l.

Eluvial colluvial covers of variable thickness characterized by silty clayey and sandy components prevalently with thin to coarse detritic heterometric skeleton. Torrential deposits are present, silty-sandy prevalently, also characterized by detritic heterometric skeleton, sometimes with detritic pebbles inclusions, in some places terraced. It is possible that these slope deposits include paleo landslides that no longer show morphologic characteristics of gravitative mass movements. These deposits formed alluvial cones where the morphometric and morphologic conditions of the relief enable it, especially under gravity action. Locally is present a succession formed by alternances of levels of rounded pebbles and horizons of angular clasts, from the cm to the dm, sometimes blocks, locally cemented, with the higher part pedogenised marked by a red soil, at the base of which is interbedded a pyroclastic level related to the Campanian Ignimbrites, characterized by a thickness variable from few centimetres to one meter; at the base of this pyroclastic level a pedogenised red horizon of a decimetric thickness is present. Upper Pleistocene-Holocene

QUATERNARY UNITS OF THE SUBMERGED AREAS

LITTORAL ENVIRONMENT

g₈ - Submerged Beach Deposit

Gravels, sandy gravels and coarse sands with minor or less rounded clasts poor in, or without, matrix. Coarse sands, locally well sorted with calcareous gravel to cobble size deposits poor in, or without, pelitic matrix. Well sorted, litho-bioclastic sands.

Late Holocene - Present

g₁₅ - Coastal Cliffs Toe Deposit

Poor unrounded metric to decametric siliciclastic blocks; poor sorted siliciclastic gravels with clasts of various size (cm to m).

Late Holocene - Present

CONTINENTAL SHELF ENVIRONMENT**g₁₉ - Inner Shelf Deposit**

Poor sorted, coarse, litho-bioclastic sands, with minor matrix content. Medium to fine lithobioclastic sands, pelitic fine to very fine grained sands, the sandy fraction is made of bioclastic grains. At places sandy strips parallel to the coastal line also occur.

Late Holocene - Present

g₁₂ - Bioclastic Deposit

Gravels, gravelly sands and bioclastic sands with minor pelitic matrix.

Late Holocene - Present

g₂₁ - Outer Shelf Deposit

Medium-fine sand with bio and lithoclasts rich in rhizomes of marine phanerogams, pelites and sandy pelites rich in small gastropods, bivalves and vermetids.

Late Holocene

g₁₂ - Bioclastic Deposit

Bioclastic sands in a pelitic sand matrix, pelites and sandy pelites rich in calcareous algae, typical of the “muddy coastal detrital assemblage” Auct.

Late Holocene

LST - Lowstand System Tract

Coarse organogenic sands with fragmented or whole shells including *Arctica islandica* echinoderm radioli and bryozoan. The sands pass upward abruptly to medium size sands and pelites, less than 2 m in thickness. They form relic littoral deposits organized in coastal prisms lying on platform margins and referable to the last lowstand during the isotopic stage 2. These deposits form dune systems

extending in a NW-SE direction at the water depth from -55 to -105 m and between -140 m and -145 m.

Late Pleistocene

m₁₀ - Relic Deposit

Marine deposits made of coarse to fine sands, well sorted with bioclastic sediment and medium fine sands with a pelitic cover of less than 2 m, diffused in the western sectors of the map and forming a kind of palimpsests of beach and continental shelf areas representing remains of beach systems that can be correlated to 4 and 3 isotopic stages.

Late Pleistocene

CILENTO QUATERNARY SUCCESSION

PUR - Palinuro synthem

Deposit formed prevalently by bioclastic calcarenites in the lower part and by cross laminated sands in the upper part, distinguishable into two stratigraphic sub-units not represented on the map due to scale resolution constraints.

Lower sub unit formed by medium to thin calcarenites, with bioclastics, organized into planar parallel thin beds in the lower part with cross lamination towards the top. Presence of bioturbation traces. Thickness variable from 2 up to 10m.

Upper sub unit formed by yellowish and reddish cross laminated silty sands may be of (probably may refer to) aeolian origin. At the bottom a- dark red paleosol outcrops. Pulmonata gastropods are present.

Thickness variable from few meters to 10m.

It rests unconformably on **SCH₁**. At the top it is unconformably overlain by slope deposits.

Lower part of Upper Pleistocene (130-110 ka)

SHC - Golfo di Policastro synthem

This stratigraphic unit includes deposits of marine and continental cycles of the Middle Pleistocene. It is constituted by several sub-units (cfr. Foglio Sapri 520) of which in this map, outcrops only the more recent (subsynthem Le Saline).

SCH₁ - Le Saline sub-synthem

Deposit mainly constituted by breccias and calcarenites with bioclasts in the lower part and by cross laminated yellowish sands in the upper part, distinguishable into three stratigraphic sub-units, not represented on the map as scale resolution reasons.

Basal subunit formed by breccias and conglomerates, as well as cobbles, with bio-

herme and bioclast concentrations and erosional structures filled by fossiliferous sands with pebbles, changing towards the top into microconglomerates with rounded centimetric pebbles, flattened and elongated, with an arenitic-matrix with bioclasts. Outcropping thickness of this unit, sometime submersed, is from a few decimetres up to about one meter.

The intermediate subunit is formed by cross laminated calcarenites characterized by erosive base, containing calcarenites with bioclasts and lenses of conglomerates with centimetric rounded pebbles. Outcropping thickness of about 2m.

Upper subunit, outcropping in the Comenale locality, formed by reddish massive sands, from thin to silty, of probable eolic origin and actually strongly altered with observable pedogenesis. Outcropping thickness from 1 up to 3 m. This subunit rests on VMB unconformably. At the top it is unconformably overlaid by PUR.

Upper part of the Middle Pleistocene (Pre-Tyrrhenian, penultimate interglacial period $\approx$ 250-190 Ka, MIS 7).

VMB - Valle del Lambro synthem

Terraced deposits outcropping along the higher parts of the slopes, formed by alternating lenses of embriicated gravels, as well as coarse, in sandy matrix, and yellowish sandy-silty levels with lenses of microconglomerates. Strata of variable thickness, from medium to thick layers - Gray laminated silty-clayey fluvio-lacustrine are present generally in levels a few meters thick.

The entire thickness is about few tens of meters.

It overlies unconformably the miocenic substratum. At the top it is overlaid unconformably by **SCH₁**

Middle Pleistocene *p.p.*

EPISUTURAL SUCCESSION

CILENTO GROUP

MAU- San Mauro Formation.

Arenaceous-pelitic and marly calcarenitic turbidites, with conglomeratic intervals, medium and thin strata generally, TBT type, to very thick, sometimes white >10m, characterized by a tabular geometry generally, sometimes lenticular; A/P > 1 generally. The arenites are generally medium and fine, sometimes coarse, siliciclastic generally, lithic prevalently, sometimes carbonate; the pelites are mostly marly, gray and greenish gray sometimes light gray in color; the conglomerates are polygenic with arenaceous matrix, the dimension of the clasts are from centimetric to decimetric, with several crystalline elements. Presence of lenticular slumps and of olistostromes characterized by metric thickness.

The arenitic composition vary from feldspathic lithoarenites and lithoarenites rich

in volcanic fragments in the lower part to arkose-lithic and arkose rich in granitoid fragments towards the top; the composition of the carbonate megastrata arenites is hybrid.

Maximum outcropping thickness about 1000m. >2000m in the neighbouring maps. Gradual with PLL the lower boundary, the upper limit does not outcrop.

Langhian *p.p.* – Lower Tortonian

The following marker horizons formed by marly carbonate megastrata have been distinguished:

m - marly horizon: prevailingly marly megastrata, with arenitic bottom, characterized by a thickness variable from 3 up to 15m. It outcrops in the northern part of the map about 100 metres above f3.

Lower Tortonian (from literature)

f3 - Perdifumo strata: marly megastrata characterized by a thickness of about 40 metres, with lower part formed by thin to very thick levels.

Lower Tortonian (for stratigraphic position)

f2 - San Mango strata: marly megastrata, thick up to about 50m, with lower part formed by thin to very thick arenitic levels.

Upper Serravallian (NN7)-Lower Tortonian.

f1 - Serramezzana-Zoppi stratum: marly megastratum, thick up to 60m, arenitic at the bottom characterized by variable thickness from 50cm up to 10m; already reported in literature as “prima fogliarina”; age not older than lower Serravallian (NN6).

tb - Tempa del Bosco strata: marly megastrata thick about 10m characterized by thick arenitic level at the bottom and a chaotic level at the top (as slump and debris-flow); it outcrops just on the limit of the lower boundary and sometimes it is used to indicate the passage to PLL.

Langhian (NN5)

PLL - Pollica sandstones

Arenaceous-pelitic turbidites predominantly siliciclastics formed by medium to fine arenites, sometimes coarse, rarely carbonate, sometimes bioturbate, and subordinate gray greenish silty pelites made of thin to medium beds, TBT type, or made of thick beds, sometimes banks characterized by a lenticular and tabular geometry; A/P > 1 generally. They are intervals with thick and sometimes very thick levels of polygenic conglomerates with a prevalent arenaceous matrix. At different

stratigraphic heights are present lenticular slumps and olistostromes characterized by a thickness of about several metres.

The composition of the sandstones changes from feldspathic lithic-arenites to litho-arenitic characterized towards the top by a fall of low-medium degree metamorphics and an increase of fragments of acid volcanites.

Maximum thickness of about 500m.

Sharp lower boundary, unconformable, on CNN; gradual upper boundary with MAU, at the base of the first thick marly beds; such a limit is fixed near to the key bed tb.

Langhian (NN5)

NORD CALABRESE TECTONIC UNIT

CNN - Cannicchio sandstones

Arenaceous pelitic thin to medium turbidites, TBT type; A/P generally 1. The arenites are generally fine and siliciclastic; the pelites are silty and gray or yellowish in color. Presence of slumps. The sandstones composition is arkosolithic prevalently with abundance of medium-low degree metamorphics. Stratigraphic thickness evaluable with difficulty, of about 150-200m. Sharp and unconformable upper boundary with PLL; the lower boundary does not outcrop
Aquitania? - Burdigalian (NN2-NN3)

MARINE AREAS:

uqi - undifferentiated quaternary unit

Quaternary siliciclastic and carbonate terrains, prevalently related to the Le Saline subsynthem.

Medium Pleistocene

sti - undifferentiated terrigenous substratum

Terziary siliciclastic and carbonate terrains (attributed to the Cilento Group and Nord-calabrese tectonic unit), constituent the acoustic basement of the sedimentary units.

Mesozoic- Terziary

BIBLIOGRAFIA

- AIELLO G., DI FIORE V., MARSELLA E. & D'ISANTO C. (2007) - *Stratigrafia sismica e morfobatimetria della Valle di Salerno*. Atti 26° Convegno Nazionale GNGTS, Roma, Dicembre 2007, Extended Abstract, 495-498.
- AIELLO G., DI FIORE V., MARSELLA E. & D'ISANTO C. (2009) - *Stratigraphic and structural styles of half-graben offshore basins in Southern Italy: multichannel seismic and Multibeam morpho-bathymetric evidences on the Salerno Valley (Southern Campania continental margin, Italy)*. Quaderni di Geofisica, ISSN 1590-2595, 77, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), 36 pp.
- AMBROSETTI P., BARTOLINI C., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G. VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1987) - *Neotectonic map of Italy (scale 1:500.000)*. C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica.
- AMORE F. O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988) - *Relazioni tra "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona nel quadro della evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 285-297.
- ANTONIOLI F., CINQUE A., FERRANTI L., ROMANO P. (1996) - *Emerged and Submerged Quaternary Marine Terraces of palinuro Cape (Southern Italy)*. Mem. Descrittive della Carta Geol. d'It. **52**, 293-319.
- ARGNANI A. & TRINCARDI F. (1990) - *Paola slope basin: evidence on regional contraction on the Eastern Tyrrhenian margin*. Memorie della Società Geologica Italiana, **44**, 93-105.
- APAT (2005) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 503 Vallo della Lucania*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia - Università "Federico II", Dipartimento Scienze della Terra, Napoli. SystemCart, Roma.
- APRILE F., BRANCACCIO L., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASI S., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I., & TORRE M. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica del Foglio 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 179 (Benevento) e 209 (Vallo della Lucania)*. C.N.R.
- BAGGIONI M. (1975) - *Les Côtes du Cilento (Italie du Sud). Morphogenese littorale actuelle et heritée*. Méditerranée, s. XII, Tome XXIII, n. 3, Aix en Provence.
- BAGGIONI M. (1977) - *L'evolution quaternaire des versants calcaires dans le Massif du Mont Bulgheria (Italie meridionale)*. Actes du Symposium sur le Versants en Pays Méditerranéens, Aix en Provence, 1973, C.E.G.E.R.M., **5**, 57-62.
- BAGGIONI M., SUC J.P. & VERNET J. L. (1981) - *Le Plio-Pleistocene de Camerota (Italie Meridionale). Geomorphologie et Paleoflores*. Geobios, **14** (2), 229-237.
- BALLY A. W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice Bologna.
- BARTOLE R. (1983) - *Tectonic structure of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian sea)*. Bollettino di Oceanologia Teorica Applicata, **2**, 197-230.
- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy*. Marine Geology, **55**, 163-180.
- BERTOTTI G., MARSELLA E., PEPE F., PELOSI N. & TONIELLI R. (1999) - *SISTER99: a seismic campaign to investigate the kinematics of South Tyrrhenian extensional regions*. Giornale di Geologia, **61**, 25-36, Bologna, Italy.
- BIDDLE K.T. & CHRISTIE-BLICK N. (1985) - *Glossary - Strike-slip deformation, basin deformation and sedimentation*. From: Biddle and Cristie-Blick, eds., Strike-slip deformation, basin deformation and sedimentation., SEPM Special Publication **37**, 375-386.
- BLANC A. C. & SEGRE A. G. (1953) - *Les formation quaternaires et les giements paléolithiques de la côte de Salerno*. INQUA, IV Congr. Intern. (Roma-Pisa, 1953).
- BLANC-VERNET L. (1969) - *Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée*. Thèse de Doctorat d'Etat Trav. Stat. Mar.Endoume, Marseille, **64** (48), 281 pp.

- BLANC-VERNET M.L., CLAIREFOND P. & ORSOLINI P. (1979) - *B. Les foraminifères*. Géol. Médit., **64** (48), 281 pp.
- BLOW W. H. (1967) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proceed. First Intern. Plank. Confer., Geneva, 1, 199-442.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988b) - *Il Complesso Ligure Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 17-35.
- BONARDI G., CIAMPO G. & PERRONE V. (1985) - *La Formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 539-549.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988c) - *Carta geologica dell'Appennino Meridionale alla scala 1:250.000*. In: Mem. Soc. Geol. It., **41**.
- BONARDI G., DE CAPOA P. & PERRONE V. (1989a) - *Biostratigrafia a nannofossili dell'Unità Nord-Calabrese*. Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei dipartimenti. 13-15 dicembre 1989, Largo S. Marcellino, Napoli, 29-31.
- BONARDI G., DE CAPOA P. & PERRONE V. (1989b) - *Nannoflore nel Gruppo del Cilento (Formazioni di Pollica, S. Mauro ed Albidona)*. Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei dipartimenti. 13-15 dicembre 1989, Largo S. Marcellino, Napoli, 32-33.
- BONARDI G., PERRONE V., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & MESSINA A. (1988a) - *Guida all'escursione sul "Complesso Ligure" ed i suoi rapporti con l'arco calabro e le unità appenniniche esterne*. 74° Congresso Nazionale della Soc. Geol. It.; Sorrento, 13-17 Settembre 1988.
- BORRELLI A., CIAMPO G., DE FALCO M., GUIDA D. & GUIDA M. (1988) - *La morfogenesi del Monte Bulgheria (Campania) durante il Pleistocene inferiore e medio*. Mem. Soc. Geol. It. **41**, 667-672.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Collezione di Scienze della Terra. UTET Ed..
- BRANCACCIO L., CINQUE A., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1986) - *Isoleucine epimerization dating and tectonic significance of upper pleistocene sea-level feature of the Sele Plain*. Z. Geograph. N.F., Suppl. Bd. 62.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1990) - *Segnalazione e datazione di depositi marini tirreniani sulla costa campana*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 259-265.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., SANTANGELO N., ALESSIO M., ALLEGRI L., IMPROTA S., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1988) - *Nuovi dati cronologici sui depositi marini e continentali della Piana del F. Sele e della costa settentrionale del Cilento (Campania, Italia meridionale)*. Atti 74.mo Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, A, 55-62. Mem. Soc. Geol. It., **41**.
- BRANCACCIO L., FIUME G., GRIMALDI M., RAPOLLA A. & ROMANO P. (1994) - *Analisi gravimetriche nella bassa valle del torrente Solofrana (SA) e considerazioni sulla sua evoluzione quaternaria*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **17**, 131-137.
- BRANCACCIO L. & SINNO R. (1969) - *Contributo alla conoscenza delle sabbie rosse pleistoceniche della costa del Cilento*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **78**, 401-422.
- CAMMAROSANO A., CAVUOTO G., DANNA M., DE CAPOA P., DE RIENZO F., DI STASO A., GIARDINO S., MARTELLI L., NARDI G., SGROSSO A., TOCCACELI R.M. & VALENTE A. (2004) - *Nuovi dati e nuove interpretazioni sui flysch terrigeni del Cilento (Appennino meridionale, Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 395-405.
- CAMMAROSANO A., DANNA M., DE RIENZO F., MARTELLI L., MIELE F. & NARDI G. (2000) - *Il substrato del Gruppo del Cilento tra il M. Vesalo e il M. Sacro (Cilento, Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 395-405.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed, bedset*. Sedimentology, **8**, 7-26.
- CARENA S., BORGIA A., PASQUARÈ G., BATTAGLIA A., FERRARIS M., MARTELLI L. & DE NARDO M. T. (2000) - *Gravity synclines*. J. Geophys. Res., Vol. 105, No. B9, 21819-21833, september 10, 2000.
- CATALANO R., BARTOLINI C., FABBRI A., LEMBO P., MARANI M., MARSELLA E., ROVERI M. & ULZEGA A. (1996) - *Linee guida al rilevamento geologico nelle aree marine da sottoporre al Servizio*

- Geologico Nazionale*. Commissione di studio del CNR per la cartografia geologica marina, Rapporto finale.
- CELLO G., LENTINI F. & TORTORICI L. (1990) - *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1990, 27-34.
- CESTARI G. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 198 Eboli*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CIAMPO G. (1977) - *Ostracodi marini di Cala Bianca*. Boll. Soc. Paleont. It., **15** (1976), 3-23, 7 tavv., Modena.
- CIAMPO O., PERRONE V. & DE PASCALE B. (1984) - *Revisione stratigrafica delle formazioni di Pollica e di S. Mauro (Flysch del Cilento; Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It **103**, 333-339.
- CIESZKOWSKI M., OSZCYPKO N., PESCATORE T., SLACZKA A., SENATORE M. R. & VALENTE A. (1994) - *Excursion A9: Deep-sea clastic sediments and associated megaturbidites and olistostromes (Cenozoic, Cilento, Southern Italy)*. In: CARANNANTE G. & TONIELLI R. (eds) - *Pre-meeting fieldtrip guidebook*. 15th IAS Regional Meeting, April 1994, Ischia, Italy.
- CIESZKOWSKI M., OSZCYPKO N., PESCATORE T., SLACZKA A., SENATORE M. R. & VALENTE A. (1995) - *Megaturbiditi calcareo-marnose nelle successioni flysciodi dell'Appennino meridionale (Cilento, Italia) e nei Carpazi orientali (Polonia)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 67-88.
- CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., SANTANGELO N. & SANTO A. (1994) - *Morfologie costiere e depositi quaternari tra Agropoli e Ogliastro Marina (Cilento - Italia meridionale)*. Il Quaternario, **7**(1), 3-16.
- CIPPITELLI G. (2007) - *The CROP-04 seismic profile. Interpretation and structural setting of the Agropoli-Barletta Geotraverse*. Boll. Soc. Geol. It. (*Ital.J.Geosci.*), Spec. Issue 7, 267-281, in CROP-04 (ed. by A. Mazzotti, E. Patacca & P. SCANDONE).
- CITA M. B. (2008) - *Summary of Italian marine stages*. Episodes, **31**, 251-254.
- CITA M. B. (2009) - *A proposito del Quaternario*. Geoitalia, **28**, 44-52
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotype for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene"* (29 Settembre-4 Ottobre 1994). Bollettino Società Geologica Italiana, **114**, 319-336.
- CNR (1992) - *Structural Model of Italy, 1:500,000*. A cura di: BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P., Prog. Fin. Geodin. S.P. 5, Quaderni de "La Ricerca Scientifica" n° **114**. S.E.L.CA., Firenze.
- COCCO E. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 209 Vallo della Lucania*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- COCCO E. & PESCATORE T. (1968) - *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **77**, 109-130.
- COLELLA A. & ZUFFA G.G. (1988) - *Megastrati carbonatici e silicoclastici della Formazione di Albionda (Miocene, Appennino meridionale): implicazioni paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 791-807.
- COPPA M.G. (1987) - *Les foraminifères des carottages holocènes de la plate-forme continentale sarde*. Géol. Médit., **14**(1), 249-259.
- COPPA M.G. (1988) - *Ulteriori osservazioni sui foraminiferi della piattaforma continentale sarda*. Boll. Mus. Reg. Sc. Nat., Torino, 597-613.
- COPPA M.G., MADONNA M., PESCATORE T.S., PUTIGNANO M.L., RUSSO P., SENATORE M.R. & VERRENGIA A. (1992) - *Elementi geomorfologici e faunistici del margine continentale tirrenico tra Punta Campanella e Punta degli Infreschi (Golfo di Salerno)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 541-546.
- COPPA M.G., RUSSO B. & SIANI G. (1994) - *The Holocene foraminiferal assemblages of the continental margin between Agropoli and Capo Palinuro (Tyrrhenian Sea, Italy)*. In: MATTEUCCI R. et alii (Eds) *Studies on ecology and paleoecology of Benthic Communities*. Boll. Soc. Pal. It., spec. Vol. **2**, 67-91.

- CRISCI G. M., CRITELLI S. & DE ROSA R. (1988) - *Vulcanismo sinsedimentario nella successione terrigena della Formazione di San Mauro (Miocene inferiore, Unità del Cilento), Appennino meridionale*. Miner. Petr. Acta, **31**, 159-178.
- CRITELLI S. (1987) - *Petrologia delle areniti della Formazione di S. Mauro (Eocene sup.-Oligocene, Bacino del Cilento), Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 601-619.
- CRITELLI S. (1991) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 55-93.
- CRITELLI S. (1993) - *Sandstone detrital modes in the Paleogene liguride complex, accretionary wedge of the Southern Apennines (Italy)*. J. Sed. Petr., Vol. 63, No. 3, May, 1993, 464-476.
- CRITELLI S., DE CAPOA P., LE PERA E. & PERRONE V. (1994) - *Stratigrafia e petrografia delle Arenarie di Albanella (Valle del Calore, Appennino Campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 451-463.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1990a) - *Litostratigrafia e composizione della Formazione di Pollica (Gruppo del Cilento, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 511-536.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1990b) - *Composizione e provenienza delle areniti delle formazioni del Torrente Bruca e di Monte Sacro (Cilento, Appennino meridionale)*. Giorn. Geol., ser. 3°, vol. **52**/1-2, 121-133.
- CRITELLI S., LE PERA E., PERRONE V. & SONNINO M. (1995) - *Le successioni silicoclastiche nell'evoluzione tettonica cenozoica dell'Appennino Meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol.spec. 1995/2, 155-165.
- D'ELIA G., DI GIROLAMO P. & GUIDA M. (1987) - *Geological and petrological characters of somequaternary calkalkaline tuffites of Cilento (Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 699-716.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1978) - *Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della Formazione del Saraceno nell'area-tipo (Calabria nord-orientale)*. Riv. Ital. Paleont., v. 84, n. 4, 947-972.
- DEINO A.L., COURTIS G.H. & ROSI M., (1992) - *40Ar/39Ar dating of Campanian Ignimbrite, Campanian Region, Italy*. Int Geol Congr Kioto, Japan, Abstracts, vol 3, p 2654.
- DEINO A.L., COURTIS G.H., SOUTHON J., TERRASI F., CAMPAIOLA L. & ORSI G., (1994) - *14C and 40Ar/39Ar dating of the Campanian Ignimbrite, Phlegraean Fields, Italy*. Abstracts ICOG, Berkley, CA, U.S.A.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)*. Mineral. Petrol., **73**, 47-65.
- DI STASO A. & GIARDINO S. (2002) - *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno Formation (North Calabrian Unit, Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., n. **1**, 517-526.
- FERRARO L., PESCATORE T.S., RUSSO B., SENATORE M.R., VECCHIONE C., 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.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Journ. Geol., **62**, 344-359.
- GNGFG (1987) - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*. A cura di CARRARA A., CARTON A., DRAMIS F., PANIZZA M. & PRESTININZI A. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 199-221.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G. & SMITH A.G. (2004) - *Construction and summary of geologic time scale*. In: GRADSTEIN F.M., OGG J.G. & SMITH A.G (Eds). A Geologic Time Scale, 455-464, Cambridge University Press.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-late orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines*. Terra Nova, **5**, 525-544.
- GUIDA D., GUIDA M., IACCARINO G., METCALF G., VALLARIO A., VECCHIO V. & ZICARI G. (1979) - *Il bacino del fiume Mingardo (Cilento): evoluzione geomorfologica, fenomeni franosi e rischio a*

- franare*. Geol. Appl. e Idrogeol., **14** (2), 119-198.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1980) - *Ricostruzione di sequenze morfologiche pleistoceniche nell'area a W di Monte Sacro (Cilento)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **15**, 1-21.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1981) - *Geologia e franosità del bacino del Fiume Lambro (Cilento)*. Geologica Romana, **20**, 197-218.
- GUIDA D., GUIDA M., PERRIELLO ZAMPELLI S., VALLARIO A., VIGGIANI A.S. (1987) - *Deformazioni gravitative al margine di morfosttrutture carbonatiche: un esempio nel monte Bulgheria (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **37**, pp. 363-373.
- GUIDA M., GUIDA D., PERRIELLO ZAMPELLI S., VALLARIO A. & VIGGIANI A.S. (1989) - *Le deformazioni gravitative profonde nella morfogenesi quaternaria del versante settentrionale di M.te Bulgheria (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., pp. 431-451.
- GUIDA D., IACCARINO V. & PERRONE V. (1988) - *Nuovi dati sulla successione del Flysch del Cilento nell'area di Monte Centaurino: relazioni tra unità stratigrafiche, unità litotecniche e principali sistemi franosi*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 299-310.
- IANNACE A., ROMANO P., SANTANGELO N. & TUCCIMEI P. (2001) - *The OIS 5c along Licosa cape promontory (Campania region, Southern Italy)*. Z. Geomorph. N.F. **45**, 307-319.
- IETTO A., PESCATORE T. & COCCO E. (1965) - *Il flysch mesozoico del Cilento occidentale*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, **74**, 396-402.
- ISPRA (2010) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 504 Sala Consilina*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia - Università "Federico II", Dipartimento Scienze della Terra, Napoli.
- JORISSEN F.J. (1987) - *The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic sea*. Marine Micropaleontology, **12**, 21-48.
- LAURETI L. (1975) - *Aspetti e problemi geomorfologici del Cilento*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **84**, 281-299.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appennino-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1991) - *Carta geologica del bacino del fiume Agri. Scala 1:50.000*. Regione Basilicata, Dip.to Assetto del Territorio, Ufficio Geologico - Università di Catania, Ist. Geologia e Geofisica. S.EL.CA., Firenze.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (1996) - *The External Thrust System in Southern Italy: a target for petroleum exploration*. Petroleum Geoscience, **2**, 333-342.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Carta geologica della Provincia di Messina. Scala 1:50.000*. Provincia Regionale di Messina, Assessorato Territorio, Servizio Geologico. S.EL.CA., Firenze.
- LIRER L., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1967) - *Livelli di piroclastiti nei depositi continentali post-tirreniani del litorale Sud-tirrenico*. Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali Catania, **6** (18), 85-115.
- LIPPMANN-PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin Campanien meridional (Italie). Etude geomorphologique*. These de Doctorat d'Etat en Geographie Physique. Univ. d'Aix, Marseille.
- MARCIANO R., MUNNO R., PETROSINO P., SANTANGELO N., SANTO A. & VILLA I. (2008) - *Late Quaternary tephrallayers along the Cilento coastline (southern Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **177**, 227-243.
- MARSELLA E. & AIELLO G. (2005) - *Crociera oceanografica SISTER II. Cruise Report*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Napoli, Crociera Oceanografica SISTER II, Rapporto Tecnico.
- MARTELLI L. (2004) - *Mapping of foredeep turbidite successions: the Marnoso-arenacea example from the Northern Apennines*. In: Mapping Geology of Italy, Pasquarè G. & Venturini C. (eds). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, 207-212. S.EL.CA., Firenze.
- MARTELLI L. & NARDI G., con contributi di Bravi S., Cavuoto G. e Toccaceli R.M. (2005) - *Note II-*

- illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 503 Vallo della Lucania.* APAT, Dip. Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia - Università "Federico II", Dipartimento Scienze della Terra, Napoli. SystemCart, Roma.
- MARTINI E. (1971) - *Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation.* In: FARNACCI A. (Ed.) *Proc. II Intern. Confer. Planktonic Microfossils*, v. 2, 739-785, Roma.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. & SHACKLETON 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.
- MAURO A & SCHIATTARELLA M. (1988) - *L'Unità Silentina di Base: assetto strutturale, metamorfismo e significato tettonico nel quadro geologico dell'Appennino meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1201-1213.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995) - *Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della Carta geologica alla scala 1:50.000.* Boll. Soc. Geol. It., **114**, 277-292.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino Centro-Meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975).* Mar. Micropal., vol. 5, 321-325.
- PASSERO A. (1994) - *Il Gruppo del Cilento nei dintorni del Monte Vesalo (Appennino Campano).* Boll. Soc. Geol. It., **113**, 3-6.
- PESCATORE T. (1966) - *Strutture sedimentarie nel Flysch del Cilento occidentale.* Geol. Rom., **5**, 99-116.
- 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.
- RAMSEY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks.* McGraw-Hill, New York, pp. 568.
- 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).* Boll. Soc. Geol. It., **114**, 353-359.
- SACCHI M., INFUSO S. & MARSELLA E. (1994) - *Late Pliocene-Early Pleistocene compressional tectonics in the offshore of Campania.* Bollettino di Geofisica Teorica Applicata, **36**, 141-144.
- SAITTO M. D., TIBERTI M. M. & TOZZI M. (2002) - *A revision of existing data about the Cilento-Pollino shear zone (Southern Apennines) and a new contribution.* Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. n. 1 (2002), 285-293.
- SCANDONE P., MAZZOTTI A., FRADELIZIO G.L., PATACCA E., STUCCHI E., TOZZI M. & ZANZI L. (2003) - *CROP 04: Southern Apennines.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., LXII, 155-166.
- SCARCIGLIA F., TERRIBILE F. & COLOMBO C. (2003b) - *Micromorphological evidence of paleoenvironmental changes in Northern Cilento (South Italy) during the Late Quaternary.* Catena, **54**, 515-536.
- SCARCIGLIA F., TERRIBILE F., COLOMBO C. & CINQUE A. (2003a) - *Late Quaternary climatic changes in Northern Cilento (Southern Italy): an integrated geomorphological and paleopedological study.* Quaternary International, 106-107, 141-158.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. Geol., ser. 2, 26, 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-790.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) - *Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG.* Quaderno n. 12, Serv. Geol. Naz., Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al ri-*

- levamento*. A cura della Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica del C.N.R. Quaderni, ser. III, vol. 1, 1-213, Serv. Geol. Naz., Roma.
- SESTINI G. (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedim. Geol., v. 4, 341-444.
- SGARRELLA F. & BARRA D. (1984) - *Distribuzione dei foraminiferi bentonici nel Golfo di Salerno (Basso Tirreno, Italia)*. Bollettino Società Naturalisti in Napoli, **93**, 51-110.
- SGARRELLA F., BARRA D. & IMPROTA A. (1983) - *The benthic foraminifera of the Gulf of Policastro (Southern Tyrrhenian sea, Italy)*. Bollettino Società Naturalisti in Napoli, **92**, 77-114.
- SGARRELLA F. & MONTCHARMONT-ZEI M. (1993) - *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Bollettino Società Paleontologica Italiana, **32**, 145-264.
- SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino Centro-Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 203-219.
- SGROSSO I. & CIAMPO G. (1966) - *Sulla presenza di terreni calabrianici nei dintorni di Camerota*. Boll. Soc. Geol. Nat. In Napoli, **75**, 561-587.
- 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.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian basin*. Geomarine Letters, **7**, 1-6.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1992) - *Collapse and flow of lowstand shelf-margin deposits: an example from the Eastern Tyrrhenian, Italy*. Marine Geology, **105**, 77-94.
- VALENTE A. (1992) - *Studi geologici e sedimentologici sulla successione miocenica di Monte Sacro (Flysch del Cilento, Appennino Meridionale)*. Tesi di dottorato, IV ciclo, Università di Napoli.
- VALLONI R., AMOROSI A., CIBIN U., DE DONATIS M., DE NARDO M.T., FARINA M., GHISELLI F., MARTELLI L., MARTINI A., OTTRIA G., PICCIN A., PIZZIOLO M. & SEVERI P. (1991) - *Proposta di classificazione macroscopica delle areniti*. Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense, **27**, 1-22.
- VAN COUVERING J. (1995) - *Setting Pleistocene marine Stages*. Geotimes, **40**, 10-11.
- VEZZANI L. (1968a) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Jonio ed il Torrente Frido*. Geol. Rom., **VII**, 229-276.
- VEZZANI L. (1968b) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, v. 20, 189-222.
- VEZZANI L. (1970) - *Il flysch di Albidona nell'area al confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Rom., **IX**, 101-126.