



ISPR 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 519

CAPO PALINURO

A cura di:

L. Martelli¹, G. Nardi², G. Cavuoto³ (aree emerse)

A. Conforti⁴, L. Ferraro⁴, B. D'Argenio⁴⁻² (aree sommerse)

con i contributi di:

S. Bravi²

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 Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, (IGAG), CNR, 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 (coord.), **S. Grossi**

PER LA REGIONE CAMPANIA

Allestimento editoriale e cartografico:

aree emerse: **G. Nardi**, **L. Martelli**, **G. Cavuoto**

aree marine (coord. terra-mare): **M.L. Putignano**, **R. M. Toccaceli**

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

aree emerse: **L. Martelli**, **G. Cavuoto**, **E. Pescatore** (ASC)

aree marine: **N. Pelosi**, **A. Conforti**, **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
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLE AREE EMERSE	» 13
III	- STUDI PRECEDENTI DELLE AREE EMERSE.....	» 17
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI DELLE AREE SOMMERSE.....	» 23
1	- CENNI SUGLI ANTICHI STAZIONAMENTI DEL LIVELLO DEL MARE -IL PROMONTORIO DI CAPO PALINURO.....	» 25
V	- STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE.....	» 27
1.	- SUCCESSIONE EPISUTURALE.....	» 28
1.1.	- GRUPPO DEL CILENTO	» 28
1.1.1.	- <i>arenarie di Pollica (PLL)</i>	» 28
1.1.2.	- <i>formazione di San Mauro (MAU)</i>	» 30
1.2.	- CONGLOMERATI DI MONTE SACRO (SRO).....	» 33
2.	- UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE	» 34
2.1.	- FORMAZIONE DELLE CRETE NERE (CRN)	» 34
2.2.	- FORMAZIONE DEL SARACENO (SCE).....	» 35
2.3.	- ARENARIE DI CANNICCHIO (CNN)	» 37
3.	- UNITÀ TETTONICA DI CASTELNUOVO CILENTO	» 39
3.1.	- ARGILLITI DI GENESIO (GSO).....	» 39
3.2.	- MARNE E CALCARENITI DEL TORRENTE TRENICO (TNC)	» 41
3.3.	- ARENARIE DI PIANELLI (PNL)	» 42
4.	- UNITÀ TETTONICA SICILIDE GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE (AV).....	» 43
4.1.	- FORMAZIONE DI MONTE SANT'ARCANGELO (FMS).....	» 43
4.1.1.	- <i>Litofacies argillitica (FMS_a)</i>	» 44
4.1.2.	- <i>Litofacies marnoso-calcareo (FMS_p)</i>	» 44
5.	- UNITÀ TETTONICA DEL MONTE BULGHERIA	» 45
5.1.	- CALCARI DI MONTE CRIVO (CRH).....	» 45
5.2.	- CALCARI CON SELCE E MARNE DEL MONTE BULGHERIA (BHE).....	» 46
5.2.1.	- <i>membro calcareo con liste di selce (BHE₁)</i>	» 46

5.2.2.	- <i>membro calcareo-marnoso (BHE₂)</i>	» 46
5.3.	- CALCARI OOLITICI E BIOCLASTICI DI M.TE CROCE DEL CALVARIO (OOC).....	» 47
5.4.	- CALCARI BIO-LITOCLASTICI CON RUDISTE (CBI).....	» 49
5.5.	- SCAGLIA DETRITICA (SCZ)	» 49
5.5.1.	- <i>Litofacies variegata (SCZ_v)</i>	» 49
5.5.2.	- <i>Litofacies rossa (SCZ_r)</i>	» 50
5.5.3.	- <i>Litofacies grigia (SCZ_g)</i>	» 50
5.6.	- ARGILLITI E CALCARI DI S. GIOVANNI A PIRO (GIP) (cfr. <i>flysch</i> nero <i>Auctt.</i>)	» 50
6.	- SUCCESSIONE PLIO-QUATERNARIA DEL CILENTO	» 52
6.1.	- CONGLOMERATI DI CENTOLA (CET)	» 52
6.2.	- SINTEMA DELLA VALLE DEL LAMBRO (VMB)	» 54
6.3.	- SINTEMA DEL GOLFO DI POLICASTRO (SHC)	» 54
6.3.1.	- <i>subsintema di Le Saline (SHC₁)</i>	» 55
6.4.	- SINTEMA DI PALINURO (PUR)	» 56
6.5.	- SINTEMA DI CAPRIOLI (RPI).....	» 58
7.	- DEPOSITI DI COPERTURA RECENTI (unità ubiquitarie non distinte in base al bacino di appartenenza).....	» 61
7.1.	- DEPOSITO DI VERSANTE S.L. (a).....	» 61
7.2.	- ALLUVIONI TERRAZZATE DEL I ORDINE (b_{n1})	» 62
7.3.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA ANTICA (g_{2c}).....	» 62
7.4.	- DEPOSITI LAGUNARI (e₁)	» 62
7.5.	- DETRITO DI FALDA (a_{3a}).....	» 63
7.6.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA RECENTE (g_{2b})	» 63
7.7.	- ACCUMULI DI FRANE (a_{1a}, a_{1b})	» 63
7.8.	- ALLUVIONI ATTUALI (b)	» 64
7.9.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA ATTUALE (g_{2a})	» 64
7.10.	- DEPOSITO ANTROPICO (h).....	» 65
VI	- STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE	» 67
1.	- DEPOSITO RELITTO (m₁₀)	» 67
2.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA	» 68
2.1.	- SYSTEMS TRACT DI REGRESSIONE (FSST).....	» 68
2.2.	- SYSTEMS TRACT DI STAZIONAMENTO BASSO (LST).....	» 69
2.3.	- SYSTEMS TRACT DI STAZIONAMENTO ALTO (HST).....	» 69
2.3.1.	- <i>Ambiente litorale</i>	» 69
2.3.1.1.	- deposito di spiaggia sommersa (g₈)	» 69
2.3.1.2.	- depositi piede di falesia (g₁₅)	» 69
2.3.2.	- <i>Ambiente di piattaforma interna</i>	» 70
2.3.2.1.	- deposito di piattaforma interna (g₁₉).....	» 70

2.3.2.2. - deposito bioclastico di piattaforma interna (g₁₂)..... »	70
2.3.3. - <i>Ambiente di piattaforma esterna</i> »	70
2.3.3.1. - deposito di piattaforma esterna (g₂₁) »	70
2.3.3.2. - deposito bioclastico di piattaforma esterna (g₁₂) »	71
2.3.4. - <i>Ambiente di scarpata</i> »	71
2.3.4.1. - deposito di scarpata (m₂) »	71
3. - UNITÀ DEL SUBSTRATO LITOIDI O INCOERENTI..... »	71
3.1. - SUBSTRATO CARBONATICO INDIFFERENZIATO (sci)..... »	72
3.2. - SUBSTRATO TERRIGNO INDIFFERENZIATO (sti) »	72
3.3. - UNITÀ QUATERNARIE INDIFFERENZIATE (uqi) »	72
4. - ANALISI MICROPALEONTOLOGICA..... »	73

VII - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMO-STRATIGRAFICHE DELL'AREA SOMMERSA . »	79
1. - GENERALITÀ..... »	79
2. - SISMOSTRATIGRAFIA..... »	80

VIII - TETTONICA..... »	85
--------------------------------	-----------

IX - CENNI DI GEOMORFOLOGIA, GEOLOGIA APPLICATA E RISORSE »	91
1. - IDROLOGIA »	93
1.1. - IDROLOGIA SUPERFICIALE..... »	93
1.2. - IDROLOGIA SOTTERRANEA »	94
2. - FENOMENI DI DISSESTO »	95
2.1. - FRANE..... »	96
2.1.1. - <i>Distribuzione e tipologia dei movimenti franosi</i> »	97
2.2. - ALTRI FENOMENI DI DISSESTO »	99
3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE..... »	99

ABSTRACT..... »	101
-----------------	-----

LEGEND..... »	111
---------------	-----

BIBLIOGRAFIA..... »	125
---------------------	-----

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 519 Capo Palinuro ricade nel settore sud-occidentale del Cilento. Il Cilento costituisce la porzione meridionale della provincia di Salerno, compreso tra la piana del Sele a nord, il Mar Tirreno a ovest e a sud e il Vallo di Diano a est.

Questo Foglio comprende il tratto di costa che si estende da Acciaroli, all'estremità nord-occidentale, a Capo Palinuro e alle foci del Lambro e del Mingardo, all'estremità sud-orientale. Nel dettaglio, è delimitato a nord dal parallelo $40^{\circ} 12' 00''$ passante poco a nord di Cannicchio (frazione di Pollica) e Ceraso, a est dal meridiano $15^{\circ} 20' 00''$ passante poco a est di Futani, Centola e della foce del Fiume Mingardo, a sud dal parallelo $40^{\circ} 00' 00''$ passante in mare poco a sud di Capo Palinuro, a ovest dal meridiano $15^{\circ} 00' 00''$ passante anch'esso in mare, poco al largo di Acciaroli (frazione di Pollica).

In pratica la linea di costa divide a metà il foglio attraversandolo in diagonale da nord-ovest a sud-est.

La parte emersa, cioè il settore nord-orientale, è costituita a nord-ovest dalle pendici meridionali del Monte della Stella (la cui sommità è nel Foglio 503 Vallo della Lucania) e a nord-est dalle pendici sud-occidentali del Monte Sacro, noto anche come Monte Gelbison (la cui sommità ricade nel Foglio 504 Sala Consilina). I due settori sono separati dalla piana del Fiume Alento che sfocia in mare tra Marina di Casalvelino e Marina di Ascea.

Il settore sud-orientale è costituito dalla propaggine meridionale della dorsale Castelluccio-Tempe della Rondinella, dal promontorio di Capo Palinuro e dalla dorsale del Monte Chiancone, tra Centola e Foria; questi ultimi due rilievi sono separati tra loro dal Fiume Lambro. Più ad est il Fiume Mingardo separa il Monte Chiancone dal rilievo del Monte Bulgheria (la cui sommità è nel Foglio 520 Sapri). Le foci di questi due fiumi ricadono entrambe nel Foglio 519, tra Capo Palinuro e Cala del Cefalo, separate dal rilievo della Molpa.

Il rilievo maggiore, oltre 1200 metri slm, è costituito dalla dorsale che dalla

Tempa di Cuccaro Vetere sale verso nord-est verso la dorsale Monte Sacro-Monte Scuro.

Nel settore nord-occidentale il rilievo maggiore è costituito dalla Serra di Molino a Vento (m 557) tra Pollica e il Monte della Stella.

Altri rilievi sono la Tempa della Rondinella (m 932), la Tempa dell'Orco (m 802), Castelluccio (m 701), culminazioni principali della prosecuzione verso mare delle pendici sud-occidentali del Monte Sacro, e il Monte Chiancone (m 526), locale spartiacque tra i fiumi Lambro e Mingardo.

Le principali aree pianeggianti sono costituite dalle piane costiere e dalle zone di foce dei corsi d'acqua: a nord-ovest la spiaggia di Marina di Ascea, tra Marina di Casalvelino e Punta Telegrafo, con le foci del Fiume Alento e del torrente La Fiumarella, e a sud-est i fondovalle e le foci dei fiumi Lambro e Mingardo, tra Palinuro e Centola.

Nel presente foglio affiorano prevalentemente unità sommerse oligo-mioceniche di origine torbidaica appartenenti a più unità tettoniche alloctone, coperture detritiche continentali quaternarie risultato delle dinamiche alluvionali e di versante e, lungo la costa, depositi di transizione marino-continentali. Il promontorio di Capo Palinuro e la dorsale di Monte Chiancone sono costituiti da depositi carbonatici meso-cenozoici riferibili alla successione del Monte Bulgheria.

La parte sommersa del Foglio geologico n. 519 "Capo Palinuro" costituisce circa 400 kmq, di cui circa 370 kmq sono compresi tra lo 0 ed i 200 m di profondità. Il Foglio è stato redatto nell'ambito della Convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale (attuale ISPRA) e la Regione Campania (L. 226/99).

Il rilevamento del Foglio 519 - "Capo Palinuro" 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: G. Cavuoto, S. Bravi
- esperti di settore per il Quaternario: G. Cavuoto, L. Martelli
- analisi biostratigrafiche dei carbonati: E. Vecchio, S. Bravi
- 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: M.L. Putignano, R.M. Toccaceli

- direzione del rilevamento 1:10.000: A. Conforti
- rilevamento 1:10.000: A. Conforti
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*: A. Conforti, L. Ferraro; *biostratigrafia*: L. Ferraro.
- Le note illustrative sono state redatte da: A. Conforti, L. Ferraro, B. D'Argenio
- 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 2003-2007; per le aree sommerse il rilevamento geologico effettuato alla scala 1:10.000 nella fascia marina compresa tra 0 e -200 m, eseguito negli anni 2002 ed il 2008 dall'IAMC-CNR.

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

1.1. - AREE EMERSE

Secondo le indicazioni di APAT, Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia (SGN, 1992; www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/Progetto_CARG) le unità prequaternarie sono state rilevate e descritte secondo il criterio litostratigrafico mentre le unità pleistoceniche sono state rilevate e descritte come unità a limiti inconformi (UBSU). Le coperture detritiche di versante e le unità oloceniche, ubiquitarie e per le quali non è possibile identificare una precisa e formale connotazione stratigrafica, sono state descritte in maniera informale utilizzando criteri misti, litologici e genetici.

Per tutte le unità stratigrafiche, le classi di spessore degli strati sono quelle proposte in BOSELLINI *et alii* (1989), che modificano leggermente quelle indicate da CAMPBELL (1967).

Per il rilevamento delle unità terrigene sono stati considerati i parametri già applicati in numerosi altri fogli CARG caratterizzati da estesi affioramenti di unità torbiditiche, descritti ad esempio da MARTELLI (2004) e riconosciuti validi anche per questo settore dell'Appennino meridionale (v. il rilevamento del confinante Foglio 503 Vallo della Lucania, APAT, 2005 e CAMMAROSANO *et alii*, 2004). Questi sono:

- il rapporto arenite/pelite (A/P);
- lo spessore medio e la geometria degli strati;

- la composizione delle areniti, alla scala del campione a mano, sulla base del riconoscimento macroscopico del detrito che ne costituisce l'ossatura *sensu VALLONI et alii* (1991);
- la posizione stratigrafica;
- la variazione delle associazioni dei litotipi.

Il rilevamento litostratigrafico dei carbonati è stato integrato con analisi biostratigrafiche (a cura del Dr. S. Bravi e della Dr.ssa E. Vecchio, Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II" di Napoli), mentre quello dei depositi marini del quaternario è stato integrato con analisi radiometriche (datazioni con il metodo $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) effettuate presso il laboratorio di cronologia dell'Istituto di Geologia ambientale e Geingegneria del CNR (resp. Dott. M. Voltaggio).

Al contrario, il rilevamento di terreno delle unità terrigene non è stato integrato con analisi biostratigrafiche poiché la biostratigrafia delle successioni affioranti è stata studiata in dettaglio durante la realizzazione del confinante Foglio 503 Vallo della Lucania, già pubblicato (APAT, 2005); inoltre, dettagliate informazioni sulla biostratigrafia delle successioni terrigene sono contenute in RUSSO *et alii* (1995), DI STASO & GIARDINO (2002) e in CAMMAROSANO *et alii* (2004).

Il contemporaneo rilevamento del Foglio 502 Agropoli (ISPRA, in stampa) e del Foglio 520 Sapri (ISPRA, in stampa) ha permesso il confronto e la correlazione delle unità plio-quaternarie lungo tutta la costa e l'istituzione di unità stratigrafiche a limiti inconformi a nostro avviso valide alla scala di tutto il Cilento.

Il rievamento di dettaglio ha consentito anche il riconoscimento di numerosi orizzonti guida la cui cartografia, integrata da analisi delle foto aeree, ha permesso di individuare anche le principali strutture tettoniche mascherate dalle coperture; queste sono state rappresentate con linee tratteggiate.

1.2. - AREE SOMMERSE

Il rilevamento dei dati relativi alle aree sommerse del Foglio è stato preceduto 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 morfoacustico, morfobatimetrico e geologico (*box-corer*, bennate, carotaggi e dragaggi). L'elaborazione dati ha previsto in una prima fase la restituzione cartografica dei dati batimetrici forniti dal sistema di acquisizione *Multibeam* sotto forma di carte batimetriche con isobate a *contour* ed di mappe *shaded relief* per l'interpretazione geologica dei principali lineamenti morfostrutturali.

In una fase di lavoro successiva sono state eseguite le analisi granulometriche sui campioni ottenuti mediante tocche di fondo classificati secondo FOLK (1954).

L'interpretazione geologica è stata basata sul riconoscimento delle facies acu-

stiche, effettuato attraverso l'interpretazione integrata dei dati geofisici *Sidescan Sonar* e *Multibeam* e sulla loro calibrazione in termini di litologia attraverso l'utilizzo dei risultati ottenuti dalle analisi granulometriche dei campioni di fondo (benne e *box-corers*). L'interpretazione dei profili sismici di alta risoluzione (*Sub-bottom Chirp, Sparker*) è stata un valido supporto per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale delle successioni di piattaforma continentale e di scarpata. L'analisi sismostratigrafica ha consentito la distinzione delle principali unità sismiche, separate da *unconformity* regionali tettoniche e/o eustatiche; tali unità di basamento nel caso dell'*offshore* cilentano, sono probabilmente ascrivibili alle formazioni sedimentarie affioranti a terra.

Le unità sismiche sono state successivamente interpretate utilizzando i criteri della sequenze deposizionali e le *unconformity* sono state invece interpretate in termini di limiti di sequenza di tipo 1 e di tipo 2, o classificate come *unconformity* 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 espresse nel Quad. n. 12, 2009 del SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE.

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") e l'attuale (*stage* isotopico Q.5. e in CATALANO *et alii*, 1998).

La principale esigenza è stata la rappresentazione cartografica delle associazioni di litofacies, i cui raggruppamenti formano *elementi deposizionali* (porzioni della sequenza deposizionale), in relazione ai lineamenti morfostrutturali 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. In particolare, i *systems tract* della sequenza tardo-quaternaria, 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.

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'accrescimento 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 occidentale possono essere ricondotti a due grandi insiemi geometricamente sovrapposti: un insieme superiore costituito da unità terrigene alloctone prevalentemente eo-mioceniche, note come "Internidi", e un insieme inferiore costituito da successioni carbonatiche triassico-oligoceniche con coperture terrigene mioceniche (COCCO & PESCATORE, 1968; OGNIBEN, 1969; COCCO, 1971; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; SGROSSO, 1986; BONARDI *et alii*, 1988b), anch'esse scollate alla base e traslate verso est fino ad accavallarsi sulla piattaforma apula interna (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; SCANDONE *et alii*, 2003; PATACCA & SCANDONE, 2007).

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.

Le "Internidi" affioranti in questo foglio sono costituite da successioni torbidi-tiche bacinali argilloso-calcaree e argilloso-arenacee, di età eo-miocenica, probabilmente in origine deposte su un substrato di tipo oceanico o su crosta continentale assottigliata di età giurassico superiore-cretacea. Esse sono qui strutturate in tre unità tettoniche sovrapposte, intendendo per "unità tettonica" un corpo roccioso, di importanza regionale, limitato alla base e al tetto (quando affiorante) da superfici di scorrimento e che si differenzia dalle altre unità tettoniche per diverse caratteristiche strutturali e una diversa successione stratigrafica, suturate da una successio-

ne episuturale costituita dal gruppo del Cilento e dai conglomerati di Monte Sacro.

Per la loro posizione strutturale, le facies e la posizione paleogeografica questi terreni sono stati correlati da molti Autori alle unità liguri dell'Appennino settentrionale (OGNIBEN, 1969; MOSTARDINI & MERLINI, 1986, BONARDI *et alii*, 1988b) mentre secondo altri Autori, considerando le litologie e l'età prevalentemente oligo-miocenica, sono meglio correlabili alle unità subliguri (MARTELLI & NARDI, 2005).

Di seguito è brevemente descritta, dall'alto verso il basso, la successione geometrica che forma l'edificio strutturale delle unità "Internidi" affioranti in questo foglio.

La successione superiore è costituita da depositi sintettonici di bacino confinato riferibili al gruppo del Cilento e ai conglomerati di Monte Sacro. Il gruppo del Cilento è costituito dalle arenarie di Pollica, formazione prevalentemente costituita da torbiditi arenacee con frequenti depositi di *slump* e *debris-flow* di età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano, e dalla formazione di San Mauro, deposito costituito da torbiditi arenaceo-marnose con frequenti megatorbiditi marnose e olistostromi, di età compresa tra il Langhiano e il Tortonian (CAMMAROSANO *et alii*, 2004). Le formazioni di Pollica e San Mauro corrispondono alla formazione del Torrente Bruca del Cilento sud-orientale (v. Fogli CARG 504 Sala Consilina e 520 Sapri; AMORE *et alii*, 1988a, b; GUIDA *et alii*, 1988) e sono state correlate alla formazione di Albidona del confine calabro-lucano (SELLI, 1962, IETTO *et alii*, 1965, COCCO & PESCATORE, 1968; VEZZANI, 1970; BONARDI *et alii*, 1985; AMORE *et alii*, 1988a,b; BONARDI *et alii*, 1988b; COLELLA & ZUFFA, 1988; VALENTE 1992; CIESKOWSKI *et alii*, 1994, 1995).

Il gruppo del Cilento è sovrastato in discordanza dai conglomerati di Monte Sacro (DE PIPPO & VALENTE, 1991); questi sono stati correlati al *flysch* di Gorgoglione (AMORE *et alii*, 1988a; GUERRERA *et alii*, 1993).

La successione episuturale ora descritta sutura l'impilamento di tre unità tettoniche.

L'unità tettonica superiore è l'unità Nord-calabrese, qui costituita dalle formazioni delle Crete Nere, del Saraceno e di Cannicchio (CAMMAROSANO *et alii*, 2000, 2004; APAT, 2005), ben rappresentata anche al confine calabro-lucano (VEZZANI, 1968a e b; DE BLASIO *et alii*, 1978), tra la Val d'Agri, il Pollino e la costa ionica (province di Cosenza e Potenza); questa unità corrisponde in parte all'Unità Silentina di Base di MAURO & SCHIATTARELLA (1988) e all'Unità Nord-calabrese di BONARDI *et alii* (1988a, b).

L'unità Nord-calabrese è sovrascorsa sull'unità tettonica di Castelnuovo Cilento, costituita dalle formazioni di Genesio, del Torrente Trenico e di Pianelli (CAMMAROSANO *et alii*, 2000, 2004; APAT, 2005), e corrispondente ai terreni ad "affinità sicilide" *Auctt.* (BONARDI *et alii*, 1988a, b).

L'unità tettonica inferiore è costituita dall'unità Sicilide, qui costituita da unità

litostratigrafiche tentativamente correlate con la successione di Corleto-Perticara (PZ) (v. ad es. LENTINI *et alii*, 1991).

La successione carbonatica affiorante è nota in letteratura come successione del Monte Bulgheria. Questa è prevalentemente costituita da calcari e dolomie di transizione tra la piattaforma carbonatica e il mare aperto di età compresa tra il Triassico superiore e l'Oligocene, su cui poggiano in discordanza torbiditi calcareo-marnose e pelitico-arenacee di età miocenica (SCANDONE *et alii*, 1964; COCCO, 1971).

Nell'area rilevata non affiora la porzione triassica di questa successione quindi non è possibile conoscere i rapporti di base; tuttavia, facendo riferimento a dati di sottosuolo (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA *et alii*, 2000; SCANDONE *et alii*, 2003; PATACCA & SCANDONE, 2007) e alle relazioni geometriche visibili in altre aree dell'Appennino meridionale, anche questa successione, considerata parte della Piattaforma Appennica, appare scollata dal suo basamento triassico e accavallata verso est sulle unità lagonegresi e quindi, insieme a queste, sulla piattaforma apula. Pertanto anche la successione del Monte Bulgheria è da considerarsi un'unità tettonica.

In sintesi, l'edificio strutturale di questo settore interno della catena appenninica meridionale è costituito dalla sovrapposizione, grazie a *thrusts* est-vergenti, delle unità terrigene "Internidi" sui carbonati della piattaforma appenninica e di questi insiemi sulle unità lagonegresi e sulla piattaforma apula interna (vedere ad esempio MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1996; PATACCA *et alii*, 2000; SCANDONE *et alii*, 2003; PATACCA & SCANDONE, 2007). Questa strutturazione a *duplex* complesso ha il *roof-thrust* 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. 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). Entrambi gli insiemi sono localmente ricoperti in discordanza da depositi quaternari di transizione marino-continentale lungo la costa, e da alluvioni terrazzate e detriti di versante sia nelle valli che sui versanti. In alcuni affioramenti in cui sono preservati i depositi più antichi, riferibili al Pleistocene inferiore e medio, è possibile osservare una fratturazione pervasiva e faglie di modesta entità, a testimonianza di attività tettonica in tempi anche molto recenti.

III - STUDI PRECEDENTI DELLE AREE EMERSE

In questo capitolo sono 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 più estesamente discussi alcuni lavori specifici, utili per confronti o presi a riferimento come fonte di dati.

Il Foglio 519 Capo Palinuro ricade nel settore sud-orientale del 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).

Per un inquadramento alla scala della catena delle unità affioranti in Cilento, 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; PATACCA & SCANDONE, 2007).

Lavori fondamentali che hanno aperto la strada alla comprensione della complessa geologia di questo settore dell'Appennino meridionale sono 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 (Frido, Crete Nere, Saraceno, Albidona) affioranti nel settore calabro-lucano 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, una delle più importanti 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 alcune unità affioranti anche in Cilento sono descritti in CELLO *et alii* (1990), LENTINI *et alii* (1990) e MONACO *et alii* (1995).

Nella cartografia ufficiale precedente (vedere il Foglio 209 Vallo della Lucania e le relative note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 a cura di COCCO, 1971) e in gran parte dei lavori su quest'area, esistono dettagliate suddivisioni litostratigrafiche del gruppo del Cilento *Auctt.* (AMORE *et alii*, 1988a; 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, 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* (1988a) 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 essenzial-

mente 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; APAT, 2005).

Il gruppo del Cilento è 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, da recenti lavori che hanno rivisto e reinterpretato in chiave stratigrafico-sedimentologica i depositi torbiditici del gruppo del Cilento (CAVUOTO *et alii*, 2005, 2006a, 2006b) e dei conglomerati di Monte Sacro (VALENTE *et alii*, 2006), 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 sulle unità Nord-calabrese e sul gruppo del Cilento, sono contenute nei lavori di AMORE *et alii* (1988a), 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* (1988a), BONARDI *et alii* (1989a, 1989b), DI STASO & GIARDINO (2002), CAMMAROSANO *et alii* (2004), dall'analisi del nannoplankton 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) e 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, ha 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 APAT, 2005) e di osservazioni estese anche ad altre aree dell'Appennino meridionale, hanno proposto una generale revisione della stratigrafia delle unità "Internidi".

Per quanto riguarda la letteratura sulle unità sicilidi, poiché le successioni complete affiorano nei dintorni di Corleto Perticara (PZ) e nella Sicilia nord-orientale, per le correlazioni con alcuni litotipi affioranti nel foglio, sono risultate utili la Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri di LENTINI *et alii* (1991), la nuova carta strutturale di BONINI & SANI (1999), la recente cartografia con note illustrative della Provincia di Messina realizzata da LENTINI *et alii* (2000), il lavoro di DE CAPOA *et alii* (2000) e il confronto con il Foglio CARG 504 Sala Consilina (ISPRA, 2010).

Lavori di riferimento per la descrizione del Miocene e della porzione terrigena al tetto dei carbonati, oltre al già citato lavoro di SELLI (1957), sono quelli di SGROSSO (1981, 1988), SANTO & SGROSSO (1987) e di CASTELLANO *et alii* (1995, 1997).

Riguardo i carbonati meso-cenozoici affioranti nell'area, i primi studi di SELLI (1957, 1962), CESTARI (1963), SARTONI & CRESCENTI (1962), SCANDONE *et alii* (1964), D'ARGENIO (1966) e TORRE (1970), ancora oggi costituiscono dei riferimenti fondamentali per la geologia e la biostratigrafia dell'Appennino meridionale.

La letteratura relativa al Quaternario del Cilento 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; BORELLI *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.

Negli ultimi anni il settore costiero centro-meridionale del Foglio, è stato oggetto di studi di dettaglio delle forme erosionali e dei depositi marini ad esse associati presenti nel settore emerso. In particolare ANTONIOLI *et alii* (1994b), hanno analizzato la geomorfologia delle aree emerse e sommerse comprese tra Palinuro e Caprioli e riconosciuto la presenza di due unità litostratigrafiche: l'unità di Lido Ficocelle, costituente l'attuale falesia, e la sovrastante unità eutirrenniana che forma una estesa *beach rock*. I depositi di questa unità, si ritrovano in piccoli ed isolati affioramenti a quote analoghe, tra Acciaroli e Punta Licoso, e più diffusamente nel

tratto costiero tra Ogliastro Marina ed Agropoli. Le due unità sono state riferite dagli Autori, rispettivamente agli stadi isotopici 7 e 5. L'attribuzione allo stadio 5 per i depositi è confermata anche da datazioni assolute $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (BRANCACCIO *et alii*, 1990).

Depositi simili sono stati evidenziati anche nel settore meridionale del Monte Bulgheria da ESPOSITO *et alii* (2003).

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 DELLE AREE SOMMERSE

Il settore del margine tirrenico nell'area prospiciente il Promontorio del Cilento che include il Foglio n. 519 è rappresentato da un alto strutturale limitato da due bacini peritirrenici: il Bacino del Golfo di Salerno a nord-ovest ed il Bacino del Golfo di Policastro a sud-est. In questi bacini lo spessore dei sedimenti plio-quaternari non supera il migliaio di metri con velocità di subsidenza stimata dell'ordine di 0.2-0.6 m/1ka (BARTOLE, 1983; BARTOLE *et alii*, 1984); sull'alto strutturale, al di sopra del substrato pre-pliocenico, sono presenti sedimenti pleistocenici ed olocenici, il cui spessore, di poche centinaia di metri, evidenzia una velocità di sedimentazione molto ridotta o trascurabile.

Il tratto di margine in esame è caratterizzato da una piattaforma continentale che raggiunge la sua massima ampiezza di 23 km a largo di Punta Licosa, con un ciglio di tipo graduale ubicato ad una profondità di -250 m, mentre a largo di Acciaroli il ciglio risulta di tipo netto (FERRARO *et alii*, 1997). Procedendo verso sud la piattaforma si restringe fino a raggiungere un'ampiezza di 6 km a largo di Punta degli Infreschi, dove il ciglio, localizzato ad una profondità di circa -150 m, si presenta di tipo graduale al traverso di Capo Palinuro e di tipo netto a largo di Punta degli Infreschi (FERRARO *et alii*, 1997).

La piattaforma continentale compresa all'interno del foglio Capo Palinuro presenta una successione in *offlap* che determina una progradazione verso mare di oltre 10 km. Tale successione di piattaforma si è imposta durante le fasi di abbassamento relativo del livello del mare del Pleistocene medio-superiore ed è stata erosa a più riprese dalle fasi di esposizione subaerea e dai successivi episodi di risalita eustatica, formando ampie superfici erosive a più altezze stratigrafiche, che troncano le unità progradanti (COPPA *et alii*, 1992; FERRARO *et alii*, 1997).

Il fondo mare è caratterizzato da un'ampia superficie di erosione, che si estende fino a circa -160 m di profondità, probabilmente associata all'ultimo episodio gla-

ciale (18.000 anni fa) correlabile con la superficie di regressione wurmiana. Tra i -120 e i -160 m di profondità sono presenti, su due fasce ad andamento subparallelo alla linea di costa attuale, depositi sabbiosi grossolani organogeni, caratterizzati da riflessioni clinoformi; tali depositi sono stati interpretati come resti di spiaggia sommersa collegati con lo stadio isotopico 2. Tale dato viene anche confermato dalla presenza di *Arctica islandica* ospite freddo del Pleistocene, attualmente estinto nel Mediterraneo (TRINCARDI & FIELD, 1991, 1992; FERRARO *et alii*, 1997).

Nel suo complesso l'andamento della piattaforma continentale risulta piuttosto regolare, a parte alcuni tratti nei quali si osserva la presenza, nel sottofondo o in affioramento al fondo mare, di un basamento acustico intensamente deformato ed eroso alla sommità.

La scarpata continentale, che rientra solo per un piccolo tratto nel settore marino in esame, presenta una morfologia alquanto articolata con pendenze variabili tra 1° e 6°.

Un reticolo di faglie dirette subverticali interessa i settori della piattaforma esterna e della scarpata superiore e si propaga, in alcuni casi, fino quasi al fondo attuale; ciò testimonia una recente attività tettonica che spesso ha innescato fenomeni di instabilità lungo la scarpata.

Il settore costiero che si estende da Marina di Casalvelino a Marina di Ascea è alimentato dagli apporti terrigeni provenienti dal fiume Alento e dal suo affluente, il torrente Palistro e dal torrente Fiumarella, che drenano un bacino idrografico esteso all'incirca per 500 kmq. La realizzazione in tempi recenti di dighe e traverse su questi corsi d'acqua ha comportato una notevole diminuzione dell'apporto solido con conseguenti fenomeni di arretramento dei settori di spiaggia (COCCO & MUSELLA, 1998). Fanno eccezione i tratti di costa prospicienti Marina di Casalvelino e Torre del Telegrafo, che hanno presentato nell'ultimo secolo un avanzamento e nell'ultimo quarantennio una stabilizzazione della linea di costa.

In prossimità del fiume Alento la spiaggia sommersa è caratterizzata da un sistema ben sviluppato barra-truogolo ad una distanza dalla riva di circa 100 m; seguono verso il largo fondali uniformi con pendenze inferiori all'1%. Procedendo verso Marina di Ascea la spiaggia sommersa presenta un sistema di barra-basso-fondo; seguono nell'ambiente di piattaforma, fondali uniformi con pendenze leggermente maggiori. L'ambiente di spiaggia è complessivamente caratterizzato da sabbie grossolane e molto grossolane, talvolta ciottolose, che passano a sabbie fini oltre la zona dei frangenti (COCCO & MUSELLA, 1998). La piattaforma continentale ampia ca 12 km non presenta un netto *shelf break*, tuttavia a circa 200 m di profondità è presente una rottura di pendenza dopo cui si definisce morfologicamente la scarpata continentale.

Il tratto di costa tra Capo Palinuro e lo scoglio del Mingardo, per uno sviluppo complessivo di circa 4 km, configura un'ampia falcatura lungo le propaggini sud occidentali del Monte Bulgheria. Un primo settore presenta alte falesie incise nel

promontorio di Capo Palinuro interrotte dalla valle e dalla foce del fiume Lambro, mentre un secondo tratto è caratterizzato dal complesso di foce del fiume Mingardo e dall'ampia spiaggia sabbiosa di Cala del Cefalo. I caratteri morfologici dei fondali riflettono pienamente la fisiografia dei tratti emersi e sono caratterizzati da pendenze comprese tra il 1.3% e il 6 % fino alla profondità di -10 m e dall'assenza del sistema barra-truogolo. Le sabbie grossolane si concentrano, come evidente, alla foce del Mingardo e del Lambro e oltre la zona dei frangenti i fondali sono caratterizzati da granulometrie sabbiose fini a *zoostere*. Complessivamente questo tratto di costa è interessato da una dinamica evolutiva di tipo erosionale dovuta sia a fattori naturali che a fattori antropici come evidenziato da COCCO & DE MAGISTRIS, 1998.

1. - CENNI SUGLI ANTICHI STAZIONAMENTI DEL LIVELLO DEL MARE - IL PROMONTORIO DI CAPO PALINURO

Capo Palinuro è un promontorio carbonatico che si estende in mare per circa 2 km dalla costa del Cilento e costituisce una propaggine del massiccio del Monte Bulgheria, ampia struttura carbonatica che limita a sud la regione del Cilento. Vi affiorano calcari, calcari dolomitici e calcareniti di età Giurassico inferiore, solcati da numerose dislocazioni ad andamento prevalente NNE-SSO (Cocco, 1971).

I numerosi studi geologico-morfologici subacquei e costieri svolti in tale area sono stati finalizzati essenzialmente al riconoscimento delle tracce di antichi stazionamenti del livello del mare e agli effetti che essi, interagendo con l'attività tettonica, hanno prodotto sull'evoluzione quaternaria del paesaggio.

Le evidenze geomorfologiche relative a paleostazionamenti rinvenute nel settore sommerso sono rappresentate principalmente da terrazzi di abrasione marina affioranti lungo la falesia, che spesso penetrano all'interno delle cavità carsiche fossili spianandone il fondo (ANTONIOLI *et alii*, 1994a, b, ANTONIOLI & OLIVERIO, 1994). Altre evidenze sono rappresentate da solchi di battaglia e più raramente da conglomerati marini formati da organismi litofagi. Esse sono complessivamente raggruppabili in 4 ordini principali ubicati alle profondità di -44/-46, -18/-24, -12/-14 e -7/-8 m.

Le tracce delle linee di riva rinvenute tra -12/-14 m e -7/-8 m sotto il livello del mare sembrerebbero coeve, se non più antiche, dell'Ultimo Interglaciale. Esse mostrano infatti segni di rielaborazione in ambiente subaereo avvenute durante una fase regressiva del livello marino (ANTONIOLI *et alii*, 1994b). Il paleostazionamento rappresentato dai solchi e dalle piattaforme di abrasione situati tra -7/-8 m di profondità può essere ascritto ad uno degli stazionamenti minori del livello del mare durante lo stadio isotopico 5 (sub-stadio 5.1) in base alla differenza di quota che esso presenta con i solchi e le piattaforme di abrasione eutirreniani affioranti

fra +1.5/2 m s.l.m. Di più sicura attribuzione cronologica risultano i due paleostazionamenti più profondi. Il terrazzo ubicato a -18/24 m può essere attribuito alla parte finale dello stadio isotopico 3 sulla base della correlazione altimetrica con le quote riportate nella curva delle oscillazioni del livello del mar Tirreno in ALESSIO *et alii* (1992). Le tracce di stazionamento del mare rinvenute alla profondità -44/46 m, possono, infine, essere associate ad una sosta del livello del mare avutasi durante l'ultima trasgressione marina post-glaciale, in base al loro buono stato di conservazione ed alla totale mancanza di rimodellamento subaereo.

Tutta l'area di Capo Palinuro presenta un notevole interesse speleologico per la ricchezza e varietà del fenomeno carsico, soprattutto in relazione alla complessa idrogeologia sotterranea. Gli aspetti del carsismo sono stati analizzati da MUSCIO & SELLO (1989), che descrivono le principali cavità carsiche che si aprono nella fascia emersa. Delle numerose grotte subacquee esistenti nell'area poco è stato descritto sinora (ALVISI *et alii*, 1990; ALVISI, 1993), anche se spesso queste risultano essere in comunicazione diretta con le grotte emerse più conosciute e studiate. Ciò testimonia la notevole diffusione del fenomeno carsico, notevolmente amplificato dalla presenza di acque calde sulfuree che determinano interessanti fenomeni biogeochimici e che fanno di queste grotte degli importanti laboratori naturali (BARBINA & CODELUPPI, 1989). In una di queste grotte (complesso della Scaletta-Punta Iacco) è stata inoltre campionata una stalagmite a 48 m di profondità. Gli studi effettuati su tale speleotema hanno permesso di ricavare informazioni dettagliate sulle variazioni del livello del mare durante l'Olocene (ANTONIOLI & OLIVERIO, 1994).

V - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE

La legenda e la descrizione delle unità sedimentarie pre-quadernarie sono organizzate secondo la sovrapposizione geometrica delle unità tettoniche riconoscibili, intese come corpi rocciosi, di importanza regionale, limitati alla base e al tetto (quando affiorante) da superfici di scorrimento e che si differenziano per diverse caratteristiche strutturali e successione stratigrafica. All'interno delle unità tettoniche la descrizione delle unità litostratigrafiche segue il criterio stratigrafico.

La successione geometrica delle unità pre-quadernarie che compongono l'edificio strutturale di questo settore del Cilento è così costituita, dall'alto:

- successione episuturale costituita dal gruppo del Cilento e dai conglomerati di Monte Sacro;
- unità Nord-calabrese;
- unità di Castelnuovo Cilento, cfr terreni "ad affinità sicilide" *Auctt.*;
- unità Sicilide;
- unità del Monte Bulgheria.

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

Il rilevamento contemporaneo di questo foglio e dei Fogli 502 Agropoli (ISPRA, in stampa) e 520 Sapri (ISPRA, in stampa), ha permesso di cartografare e correlare i depositi quadernari lungo tutta la costa del Cilento; è stato così possibile distinguere e classificare almeno i depositi alluvionali e costieri secondo i criteri delle *Unconformity Bounded Stratigraphic Units (UBSU)*. Viene qui proposta per la prima volta, contemporaneamente alle note illustrative dei Fogli 502 Agropoli e 520 Sapri, la descrizione stratigrafica di sintemi correlati alla scala dell'intera area cilentana. Questi depositi sono stati raggruppati, in questo Foglio, nella "Successione plio-quadernaria 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. - SUCCESSIONE EPISUTURALE

È la successione pre-quaternaria geometricamente più alta, costituita dal gruppo del Cilento, di età Burdigaliano superiore-Tortoniano, e dai conglomerati di Monte Sacro, di età post-Tortoniano inferiore. 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*, 1988a; RUSSO *et alii*, 1995; CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

Anche questa successione, che costituisce il tetto dell'insieme alloctono delle "Internidi", è stata traslata verso est durante le fasi orogenetiche plio-quaternarie.

1.1. - GRUPPO DEL CILENTO

Questa unità litostratigrafica di ordine superiore è stata istituita da AMORE *et alii* (1988a) per comprendere le successioni terrigene in discordanza al di sopra del "Complesso ligure"; appartengono a questo gruppo le formazioni di Pollica e San Mauro e la formazione di Albidona del confine calabro-lucano (cfr. "meso-autoctono" 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 alii* (2004), già applicata nel rilevamento e nella redazione del Foglio 503 Vallo della Lucania (APAT, 2005 ; MARTELLI & NARDI, 2005).

1.1.1. - 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, tipo TBT, a spessi, talora banchi plurimetri a geometria tabulare e lenticolare; il rapporto arenite/pelite è generalmente maggiore, talora anche molto, di 1. Talora sono presenti strati arenacei amalgamati. Sono frequenti gli intervalli di conglomerati poligenici,

con matrice prevalentemente arenacea, in livelli spessi o molto spessi. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti depositi da *slumping* e *debris-flow* e olistostromi lenticolari di spessore fino a plurimetrico.

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 con la formazione di San Mauro (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 marcato da un rapido cambiamento di facies: dall'alto verso il basso si passa rapidamente da torbiditi prevalentemente arenacee, anche a base grossolana, in strati spessi e talora lenticolari, a torbiditi generalmente sottili e medie, per lo più tabulari e a granulometria minore, che caratterizzano le sottostanti arenarie di Cannicchio (CNN) (fig. 1). Alla base è spesso presente, e talora cartografabile, un livello caotico originato da un *debris-flow* (df), con geometria lenticolare e spessore variabile, potente generalmente pochi m, talora fino a oltre 10 metri in cui si rinvenivano frammenti di marne siltose contenenti faune ad ino-

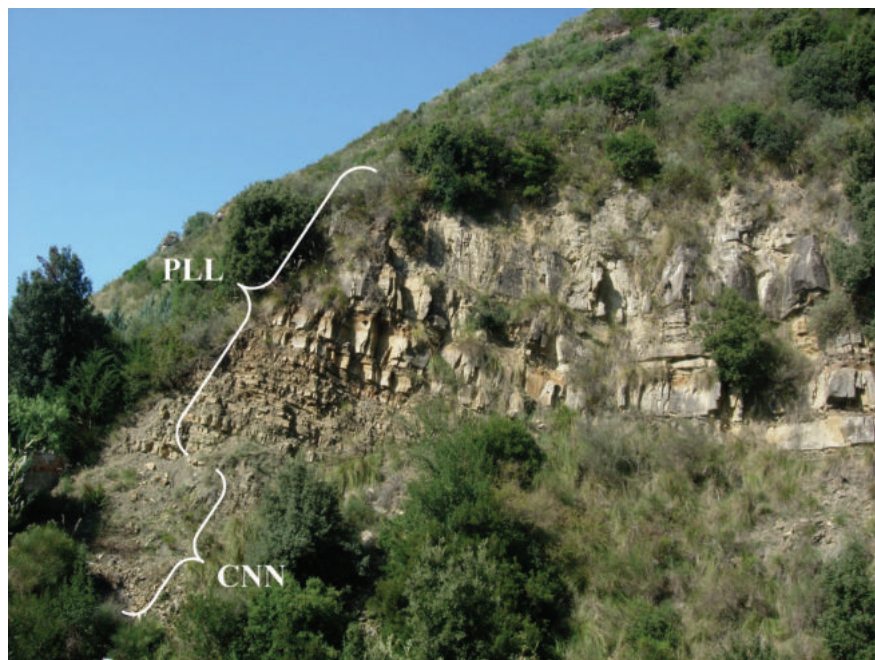


Fig. 1 - Limite tra le arenarie di Cannicchio (CNN) e le arenarie di Pollica (PLL) in località Santa Caterina.

cerami e ciottoli calcarei con ricche faune a coralli, alghe calcaree e gasteropodi di età giurassica (BARBERA *et alii*, 1987) e lembi di torbiditi generalmente sottili e medie, tipo TBT, di colore grigio scuro con evidenti tracce di bioturbazione.

Il limite con la formazione sottostante è probabilmente marcato anche da una lacuna (CAMMAROSANO *et alii*, 2004; APAT, 2005).

Talora le arenarie di Pollica poggiano direttamente, in contatto meccanico, anche sui termini più bassi dell'unità Nord-calabrese (SCE e CRN). In particolare ciò si verifica nel quadrante nord-est. In questo quadrante, inoltre, lo spessore delle arenarie di Cannicchio si riduce e talora questa formazione diventa difficilmente distinguibile dalla parte alta della formazione del Saraceno (SCE₁).

Le analisi biostratigrafiche svolte per la realizzazione del Foglio 503 Vallo della Lucania (MARTELLI & NARDI, 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* < 11mm. Questi dati sono in accordo con quelli di BONARDI *et alii* (1989b) che attribuiscono 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).

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 al membro arenaceo pelitico basale PLL dei fogli Sala Consilina (ISPRA, 2010) e Sapri (ISPRA, in stampa).

1.1.2. - formazione di San Mauro (MAU)

Torbiditi arenaceo-pelitiche e marnoso-calcarenitiche, con frequenti 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. Le areniti sono per lo più medie e fini, talora grossolane, generalmente silicoclastiche, prevalentemente litiche, talora carbonatiche; le peliti sono di solito 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.

Sono presenti depositi di *slumping*, *debris-flow* e olistostromi anche di notevole spessore.

Questa formazione differisce macroscopicamente da quella sottostante per la

maggior frequenza e il maggior 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 di questa formazione 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, misurabile al Monte della Stella (Foglio 503 Vallo della Lucania), dove tra l'altro non affiora il tetto, supera i 2000 metri. In questo foglio la potenza massima affiorante è circa 1000 metri.

Il limite inferiore con **PLL** è graduale ed è posto in corrispondenza dei primi livelli marnosi di spessore decimetrico; talora è posto in corrispondenza dello strato guida di Tempa del Bosco (**tb**).

Il limite superiore con i conglomerati di Monte Sacro è netto, marcato da forte erosione e probabile discordanza angolare (COCCO & PESCATORE, 1968; 1975) ed è posto in corrispondenza dei primi strati arenaceo-grossolani presenti al tetto dell'olistostroma superiore (**ol₃**).

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

- **strato di Tempa del Bosco (tb)**: strato marnoso potente fino a 10 metri con base arenitica di spessore variabile da 10 a 50 centimetri e con un livello caotico al tetto, tipo *debris-flow*; affiora poco sopra il limite basale e spesso è stato utilizzato per indicare il passaggio alla formazione sottostante (**PLL**); l'età è non più antica del Langhiano (NN5).
- **olistostroma inferiore (ol₁)**: deposito caotico lenticolare, spesso fino a qualche metro, costituito da lembi di successioni stratificate e lembi di strati scompaginati e piegati, talora con indizi di deformazione precedenti la litificazione, inglobati in marne, siltiti e argilliti varicolorate; affiora solo ad est dell'abitato di Pisciotta, nell'area di Timpone Pagliarola, subito sotto la prima “fogliarina”; l'età è non più antica del Langhiano (per posizione stratigrafica)
- **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”; l'età è non più antica del Serravalliano inferiore (NN6).
- **olistostroma intermedio (ol₂)**: deposito caotico costituito da lembi di succes-

sioni stratificate e lembi di strati scompaginati e piegati, talora pre-litificazione, inglobati in marne, siltiti e argilliti varicolorate spesso fino a 35 metri; l'età è non più antica del Serravalliano inferiore (per posizione stratigrafica).

- **olistostroma (ol)**: deposito caotico lenticolare, affiorante circa a metà tra la prima e la seconda “fogliarina”, costituito da lembi di successioni stratificate e lembi di strati scompaginati e piegati, talora pre-litificazione, inglobati in marne, siltiti e argilliti varicolorate, marne e siltiti, per lo più rossastre, spesso fino a 20 metri; affiora solo a nord dell'abitato di Futani, nell'area di Pietra della Madonna; l'età è non più antica del Serravalliano inferiore (per posizione stratigrafica).
- **strato di San Mango (f₂)**: megastrato marnoso, potente fino a circa 40 metri, con base arenitica di spessore variabile da centimetrico a metrico, con granulometria che aumenta, fino a diventare conglomeratica, verso est (versante meridionale di Monte Sacro); questo strato è noto in letteratura come “seconda fogliarina” o “fogliarina superiore”; affiora solo nell'area della Tempa di Cuccaro Vetere; l'età è non più antica del Serravalliano superiore (NN7).
- **olistostroma superiore (ol₃)**: deposito caotico lenticolare, talora fortemente erosivo, ben affiorante sulla Tempa di Cuccaro Vetere, organizzato in una successione di tre litofacies, non distinte in carta, fortemente lenticolari ed erosive; la litofacies basale è costituita da conglomerati in matrice prevalentemente argillosa, non stratificati, con elementi eterometrici di rocce cristalline, arenarie, calcari bioclastici, calcareniti con liste e noduli di selce scura e marne grigie, verdi e rosse e spezzoni di successione arenaceo-pelitica con *debris-flow* tipo Pollica e San Mauro; la litofacies intermedia è costituita da argilliti rosse stratificate con sottili livelli di quarzoareniti, diaspri, calcareniti e calcilutiti silicee; la litofacies sommitale è nuovamente costituita da conglomerati, questa volta in matrice arenacea, caratterizzati alla base da blocchi di scisti silicei sottilmente stratificati e verso l'alto da blocchi anche metrici, arrotondati, di conglomerati tipo San Mauro; la potenza totale di tutto l'olistostroma raggiunge i 200 metri; affiora al tetto della “seconda fogliarina” nell'area della Tempa di Cuccaro Vetere e l'età è non più antica del Serravalliano superiore (NN7).

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, 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 mm 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.

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, nell'area del Monte della 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).

1.2. - CONGLOMERATI DI MONTE SACRO (SRO)

Questa formazione è stata istituita con la denominazione di formazione di Monte Sacro (SELLI, 1962) e successivamente ridenominata da DE PIPPO & VALENTE (1991).

E' formata da strati spessi e molto spessi, talora banchi o megastrati, generalmente amalgamati e massivi, talora gradati, costituiti in prevalenza da arenarie grossolane, quarzoso-feldspatiche, e conglomerati poligenici in matrice arenacea, con elementi da ghiaie sottili a blocchi.

La composizione delle arenarie è arcossica con litici prevalentemente costituiti da detrito granitico-gneissico (CRITELLI & LE PERA, 1990b; CRITELLI, 1991). I clasti dei conglomerati sono rappresentati prevalentemente da rocce ignee e metamorfiche (54%) e da calcari neritici (41%), subordinatamente da rocce bacinali (5%); le rocce cristalline sono concentrate soprattutto nella parte bassa, mentre i calcari aumentano verso l'alto (DE PIPPO & VALENTE, 1991). La composizione delle arenarie e dei conglomerati è qualitativamente simile a quella della formazione di San Mauro; la differenza consiste nella maggiore percentuale, nei conglomerati di Monte Sacro, di frammenti di calcari (DE PIPPO & VALENTE, 1991).

La potenza massima affiorante in questo foglio è di circa 130 metri, oltre 600 metri nei fogli limitrofi.

L'ambiente deposizionale ipotizzato è di base scarpata, costituito da canali intrecciati (DE PIPPO & VALENTE, 1991); in alternativa, gli stessi Autori non escludono una deposizione in un apparato di delta-conoide al di sopra di una scarpata in progradazione.

Il limite inferiore è erosivo, con probabile discordanza angolare, sull'olistostroma superiore (**ol₃**) della formazione di San Mauro. Non affiora il tetto.

I campioni provenienti da questa formazione sono purtroppo risultati sterili o hanno indicato un'età non più antica del Miocene inferiore. Poiché il limite inferiore è chiaramente stratigrafico sulla formazione di San Mauro, per posizione stratigrafica questa formazione risulta non più antica del Tortoniano inferiore (cfr. l'età della parte alta della formazione di San Mauro) e le forme del Miocene inferiore riconosciute (*H. mediterranea*) sono chiaramente rimaneggiate.

Per posizione geometrica ed età questi conglomerati sono stati correlati da vari Autori con il *flysch* di Gorgoglione (vedere ad esempio AMORE *et alii*, 1988a; GUERRERA *et alii*, 1993).

2. - UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE

Il gruppo del Cilento sopra descritto poggia su terreni intensamente tettonizzati prevalentemente costituiti da torbiditi pelitico-arenacee, talora carbonatiche, correlabili con le formazioni delle Crete Nere e del Saraceno, ben esposti anche nel settore appenninico calabro-lucano, dove costituiscono l'unità tettonica Nord-calabrese (BONARDI *et alii*, 1988b, 1988c; cfr. anche DE BLASIO *et alii*, 1978; VEZZANI, 1968a; VEZZANI, 1968b).

Completano questa unità tettonica le arenarie di Cannicchio, che ne costituiscono la parte superiore.

Questa unità è bene esposta lungo la SS 447 tra Marina di Pisciotta e Ascea e lungo la costa; di particolare interesse per apprezzarne lo stile deformativo sono gli affioramenti di Punta Telegrafo, a sud di Marina di Ascea, e di Torre di Caleo, immediatamente a sud di Acciaroli.

Questa unità tettonica corrisponde alla "Unità Silentina di Base" di MAURO & SCHIATTARELLA (1988). In questo foglio è stata adottata la stratigrafia già applicata nel rilevamento e nella redazione del Foglio 503 Vallo della Lucania (APAT, 2005).

2.1. - FORMAZIONE DELLE CRETE NERE (CRN)

Di questa formazione, descritta da VEZZANI (1968b), affiora la parte superiore costituita da argilliti foliate generalmente grigie e grigio piombo, talora varicolorate, verdastre e nocciola, con intervalli sottili e medi, nerastri, raramente rossi, e con intercalazioni sottili e medie di areniti torbiditiche, tipo TBT, di composizione silicoclastica, talora carbonatica. La composizione del detrito arenitico evolve da quarzosa e subarcosica a quarzosofeldspatica (CRITELLI, 1991; 1993). Il rapporto arenite/pelite è sempre inferiore a 1.

Questa formazione si presenta sempre molto tettonizzata, interessata da una foliazione pervasiva che talora maschera la stratificazione e da frequenti evidenze di trasposizione e *boudinage*.

Al tetto passa per rapida alternanza alla formazione del Saraceno (**SCE**); alla base è in contatto tettonico sui terreni dell'unità di Castelnuovo Cilento.

La potenza stratigrafica è difficilmente valutabile per l'intensa tettonizzazione; la potenza geometrica affiorante è di alcune decine di metri.

La prevalenza di argille varicolorate, spesso prive di carbonati, e le facies arenacee tipo TBT indicano una deposizione in un bacino aperto e profondo, con sporadici apporti torbidity.

Per l'età si rimanda a CAMMAROSANO *et alii* (2004) e alle note illustrative del Foglio 503 Vallo della Lucania (MARTELLI & NARDI, 2005) che indicano per la parte mediana di questa formazione un'età non più antica del Bartoniano superiore mentre per la parte alta, al passaggio con la formazione del Saraceno, indicano un'età non più antica dell'Oligocene inferiore.

2.2. - FORMAZIONE DEL SARACENO (**SCE**)

Formazione torbidity, descritta da VEZZANI (1968a) e revisionata da DE BLASIO *et alii* (1978), prevalentemente calcareo-marnosa nella parte inferiore e intermedia che diventa arenaceo-pelitica verso l'alto. Gli strati sono generalmente tabulari e di spessore da medi a spessi, talora sottili, tipo TBT, e molto spessi. Le areniti carbonatiche sono grigie, da medie a fini, talora grossolane, con liste e noduli di selce scura nella parte inferiore della formazione; le peliti sono argilliti foliate, generalmente grigio-azzurre e grigio-verdi, talora nerastre, raramente rosse; il rapporto arenite/pelite è generalmente maggiore di 1, talora inferiore verso la base e al tetto. Verso l'alto diminuisce la frazione carbonatica e aumenta la frazione silicoclastica.

Nella parte alta è stata distinta una porzione arenaceo-pelitica, correlabile con il membro di Sovereto *Auctt.* (**SCE₁**), costituita da torbidity generalmente sottili e medie, tipo TBT, raramente spesse, con arenarie fini e peliti siltose grigio verdastre e rari strati di marna chiare con base calcilutitica o calcarenitica, talvolta con lamine millimetriche e liste di selce scura; il rapporto arenite/pelite è generalmente uguale a 1, talora poco maggiore. Dove ben esposte e meno tettonizzate, queste torbidity silicoclastiche si presentano organizzate in cicli positivi di spessore variabile da 3 a circa 10 metri. Lo spessore di questo membro è generalmente di alcune decine di metri fino ad un massimo di circa 100 metri.

La composizione delle areniti carbonatiche varia da calcareniti a areniti ibride, la composizione delle arenarie varia da quarzolitica a litoareniti e litoareniti feldspatiche (CRITELLI, 1991, 1993).



Fig. 2 - *Facies e stile deformativo tipico della formazione del Saraceno in località Torre di Caleo (località Acciaroli-Pollica).*

Si rilevano frequenti vene di calcite e quarzo, pieghe disarmoniche, frequentemente strette e isoclinali, raddoppi ed evidenze di trasposizione e *boudinage* con aumento dello spessore delle argilliti in cerniera; talora è presente una crenulazione pervasiva. Localmente sono presenti almeno due sistemi di pieghe non coassiali che danno origine a figure di tipo 2 di RAMSEY (1967) (vedere anche MAURO & SCHIATTARELLA, 1988) (fig. 2). Talora la formazione si presenta come una vera e propria tettonite o “*broken formation*” *sensu* RAYMOND (1984).

Da uno studio mineralogico sulle peliti di questa formazione (MAURO & SCHIATTARELLA, 1988) risulta che questi terreni sono stati interessati da metamorfismo di basso grado, prossimo al limite diagenesi/anchizona.

Al tetto questa formazione passa gradualmente alle arenarie di Cannicchio (CNN), che presentano affinità di facies con la parte sommitale della formazione (SCE₁) o è in contatto netto, quasi sempre tettonizzato, con il gruppo del Cilento; alla base è in contatto tettonico sull'unità di Castelnuovo Cilento o in contatto stratigrafico netto, per rapidissima alternanza, sulla formazione delle Crete Nere (CRN).

La potenza stratigrafica, difficilmente valutabile per l'intensa deformazione, è

generalmente inferiore ai 500 metri e lo spessore massimo è stimato di circa 600 metri.

Le facies indicano che si tratta di un deposito torbido di bacino aperto e probabilmente profondo.

Recenti studi di biostratigrafia (DI STASO & GIARDINO, 2002; CAMMAROSANO *et alii*, 2004; v. anche MARTELLI & NARDI, 2005) indicano per il passaggio tra la formazione delle Crete Nere e la formazione del Saraceno un'età non più antica dell'Oligocene inferiore (biozona NP23 di MARTINI, 1971; CP18 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Sphenolithus predistentus* e *Sphenolithus distentus* e per la porzione inferiore e media, caratterizzata dalla prevalenza della litofacies argilloso-calcareo con liste di selce, un'età non più antica dell'Oligocene superiore-Aquitano (biozona NP25-NN1 di MARTINI, 1971; CP19b-CN1pp di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus* e *Triquetrorhabdulus milowii*; per la parte alta, caratterizzata da facies più silicoclastiche (compreso tutto il membro arenaceo-pelitico SCE₁), gli stessi Autori indicano un'età non più antica dell'Aquitano (biozona NN1 di MARTINI, 1971; CN1pp di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza, oltre alle forme appena indicate, anche di *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera mediterranea* e *Helicosphaera gertae*. Anche le associazioni a dinocisti indicano un'età non più antica dell'Oligocene superiore per la parte bassa della sezione e un'età non più antica dell'Aquitano per la parte alta: nella parte inferiore della sezione è infatti presente *Hystrichokolpoma pusilla* (biozona DO1 di BIFFI & MANUM, 1988); in quella superiore *Hystrichokolpoma cf. truncata* (biozona DM2 di BIFFI & MANUM, 1988).

L'attribuzione all'Oligocene superiore della parte alta era già stata documentata anche da BONARDI *et alii* (1989a), mentre l'attribuzione all'Aquitano era già stata ipotizzata da MONACO *et alii* (1995) e negli schemi di GUERRERA *et alii* (1993).

2.3. - ARENARIE DI CANNICCHIO (CNN)

Formazione costituita da torbiditi sottili e medie, tipo TBT, arenaceo-pelitiche. Il rapporto arenite/pelite è generalmente uguale, o di poco maggiore, a 1.

Le areniti sono generalmente fini, silicoclastiche; le peliti sono siltose, di colore grigio o verdastre.

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

Caratteristica di questa formazione è anche la presenza, in particolare nella parte inferiore di pieghe a *chevron* e *kink band* (fig. 3).

A causa di queste deformazioni, la potenza stratigrafica della formazione è difficilmente valutabile; è stimata in circa 150-200 metri.



Fig. 3 - *Facies e stile deformativo delle arenarie di Cannicchio lungo la strada tra Acciaroli e Cannicchio.*

Il limite superiore è netto con le arenarie di Pollica (**PLL**), marcato da un brusco cambiamento di facies (fig. 1); da torbiditi arenaceo-pelitici tipo TBT si passa rapidamente a torbiditi prevalentemente arenacee, più spesse e grossolane, localmente a depositi caotici tipo *debris-flow*.

Il limite inferiore è invece graduale con il membro arenaceo-pelitico della formazione del Saraceno (**SCE₁**).

Nel quadrante nord-est questa formazione si riduce di spessore fino a diventare difficilmente distinguibile dalla parte alta della formazione del Saraceno (**SCE₁**) con la quale presenta affinità di facies; anche per questo motivo, verso nord-est, il gruppo del Cilento è a diretto contatto con il membro sommitale della formazione del Saraceno (**SCE₁**).

Le analisi di biostratigrafia eseguite per la realizzazione del Foglio 503 Vallo della Lucania (MARTELLI & NARDI, 2005) indicano un'età non più antica dell'Aquitaniense superiore per il passaggio formazione del Saraceno-arenarie di Cannicchio, essenzialmente per la presenza di forme aquitaniane già nella parte intermedia della formazione sottostante, e un'età non più antica del Burdigaliano per la parte francamente attribuibile alle arenarie di Cannicchio.

Questa formazione corrisponde al “membro A” o “membro di Cannicchio” della formazione di Pollica *Auctt.* (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).

3. - UNITÀ TETTONICA DI CASTELNUOVO CILENTO (cfr. terreni ad “affinità sicilide” *Auctt.*)

Al di sotto dei terreni dell’unità Nord-calabrese, si rileva una successione molto tettonizzata prevalentemente costituita da argilliti varicolorate con intercalazioni torbiditiche a vari livelli; in particolare si intercala un corpo lenticolare costituito prevalentemente da torbiditi carbonatiche nella parte mediana e un corpo torbiditico arenaceo-pelitico, anch’esso fortemente lenticolare, nella parte superiore. Questi terreni erano informalmente indicati come terreni “ad affinità sicilide” (BONARDI *et alii*, 1988a, 1988b). CAMMAROSANO *et alii* (2000) e CAMMAROSANO *et alii* (2004) hanno attribuito questi terreni ad un’unità tettonica costituita da tre formazioni: le argilliti di Genesio alla base, la marne e calcareniti del Torrente Trenico nella parte intermedia e le arenarie di Pianelli al tetto.

In questo foglio queste formazioni presentano rapporti fortemente eteropici; prevalgono facies argillitico-arenacee riferibili alle argilliti di Genesio mentre le torbiditi marnoso-calcaree (marne e calcareniti del Torrente Trenico) e quelle più arenacee (arenarie di Pianelli) costituiscono corpi cartografabili solo nella parte occidentale mentre verso est diventano orizzonti lenticolari, all’interno di una successione prevalentemente argillitica. La ricostruzione stratigrafica della successione verso est è resa ancora più difficile dall’intensa tettonizzazione. Perciò, nel settore orientale di questo foglio questa unità tettonica è stata cartografata come costituita interamente da argilliti di Genesio, al cui interno sono presenti lenti e lingue, non cartografate, di litofacies riferibili alle marne e calcareniti del Torrente Trenico e alle arenarie di Pianelli.

3.1. - ARGILLITI DI GENESIO (**GSO**)

Formazione prevalentemente costituita da argilliti foliate scure e ocre, talora policrome, con subordinate marne chiare, talora silicizzate, e torbiditi sottili e medie, tipo TBT, con base siltitica o arenitica fine. La composizione delle siltiti e delle areniti è generalmente silicoclastica, più raramente carbonatica. Gli strati sono generalmente sottili e medi, talora spessi. Macroscopicamente le siltiti e le arenarie si presentano micacee, estremamente alterate, talora silicizzate o con liste di selce scura. Il rapporto arenite/pelite è generalmente molto minore di 1.



Fig. 4 - *Facies e stile deformativo tipico delle argilliti di Genesio nei pressi di Massicelle (Centola).*

Contiene orizzonti lenticolari di torbiditi marnoso-calcaree litologicamente simili alle marne e calcareniti del Torrente Trenico e di torbiditi arenaceo-pelitiche simili alle arenarie di Pianelli.

Tutta la formazione è interessata da un'intensa tettonizzazione con frequenti piani di frattura e clivaggio tipo *pencil slate*. Sono frequenti vene di calcite, spesso anche interstratali. Localmente si rilevano pieghe mesoscopiche a cuspide (fig. 4).

Macroscopicamente si presenta simile, per litologia e deformazione, alla formazione delle Crete Nere da cui differisce per la maggiore frequenza di intervalli pelitico-arenacei, facies marnose e orizzonti varicolorati.

La potenza stratigrafica è difficilmente valutabile per l'intensa deformazione; la potenza geometrica è di varie centinaia di metri.

Al tetto, questa formazione passa per alternanza rapida, marcata dall'aumento delle torbiditi marnose, alle marne e calcareniti del Torrente Trenico (TNC).

Non affiora la base stratigrafica. Il limite inferiore è tettonico su terreni attribuiti all'unità Sicilide o su terreni della successione del Monte Bulgheria.

La prevalenza di argilliti varicolorate, di facies arenacee e il fatto che i carbonati sono presenti solo come livelli risedimentati, permettono di ipotizzare una deposizione in un bacino profondo.

Secondo CAMMAROSANO *et alii* (2004) (v. anche MARTELLI & NARDI, 2005), l'età della parte inferiore di questa formazione, campionata nella sezione di Castelnuovo Cilento, è non più antica del Bartoniano; il passaggio alla formazione soprastante è non più antico dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore.

Poiché verso est questa formazione presenta rapporti eteropici con le marne e calcareniti del Torrente Trenico e con le arenarie di Pianelli, è probabile che la parte alta della formazione sia attribuibile anche al Burdigaliano.

3.2. - MARNE E CALCARENITI DEL TORRENTE TRENICO (TNC)

Formazione costituita da torbiditi marnoso-calcaree e marnoso-arenacee, in strati da medi a molto spessi, tabulari. Le marne sono grigie chiare, in livelli spessi. Sono presenti argilliti sottilmente laminate, da grigio chiare a scure, raramente rosastre. Le areniti sono frequentemente carbonatiche, grigie, talvolta con base grossolana, da medie a fini. Il rapporto arenite/pelite è variabile, da poco maggiore a molto minore di 1. Nella parte inferiore sono talora presenti liste e noduli di selce scura.

Caratteristica di questa litofacies è una deformazione fragile pervasiva, costituita da due sistemi tra loro perpendicolari, ed entrambi perpendicolari alla stratificazione, che conferiscono agli strati un clivaggio tipo *pencil*. Questo clivaggio pervasivo è probabilmente responsabile dell'intensa alterazione, fino alla completa decarbonatazione, dei litotipi, modificandone talora anche drasticamente le caratteristiche meccaniche. Sono frequenti le vene di calcite interstrato.

La potenza stratigrafica massima è stimata in alcune decine di metri.

Il limite superiore è generalmente netto con le arenarie di Pianelli (PNL).

Il limite inferiore è rapido per alternanza con le argilliti di Genesio (GSO). Verso est questa formazione si riduce di spessore e diventa una litofacies compresa all'interno delle argilliti di Genesio (GSO).

Sulla base dei caratteri di facies, la deposizione è di tipo torbiditico in un bacino ampio e probabilmente profondo.

Secondo CAMMAROSANO *et alii* (2004) (v. anche MARTELLI & NARDI, 2005), l'età di questa formazione è non più antica dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (biozone NP25-NN1 di MARTINI, 1971; CP19b-CN1 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Triquetrorhabdulus milowii*, *Sphenolithus delphix* e *Helicosphaera truempyi* nella parte inferiore; la parte alta è non più antica del Burdigaliano inferiore per la presenza di *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera ampliaptera*, *Helicosphaera rhomba*, *Helicosphaera scissura* e *Sphenolithus belemnus*, indicatori delle biozone NN2-NN3 di MARTINI (1971) e CN1c-CN2pp di OKADA & BUKRY (1980), e per la presenza di *Hystriholopoma truncata* e *Stoveracysta conerae*, markers della biozona DM2 di BIFFI & MANUM (1988).

3.3. - ARENARIE DI PIANELLI (PNL)

Formazione costituita da torbiditi arenaceo-pelitiche sottili e medie, tipo TBT, raramente spesse, generalmente tabulari. Le arenarie si presentano macroscopicamente ricche in quarzo e miche, grigie e rossastre, da medie a fini; le peliti sono siltose, di colore variabile da grigio a verde a nocciola, raramente rossastro; il rapporto arenite/pelite è variabile, da maggiore a molto minore di 1.

La potenza stratigrafica massima affiorante è di poche decine di metri.

Il limite superiore è tettonico con i terreni dell'unità Nord-calabrese.

Il limite inferiore è netto con le marne e calcareniti del Torrente Trenico (TNC). Verso est questa formazione si riduce di spessore e diventa una litofacies compresa all'interno delle argilliti di Genesio (GSO).

Sulla base dei caratteri di facies, la deposizione è di tipo torbiditico in bacino aperto, probabilmente profondo.

Secondo CAMMAROSANO *et alii* (2004) (v. anche MARTELLI & NARDI, 2005), l'età di questa formazione è non più antica dell'Oligocene superiore-Aquitano (biozone NP25-NN1 di MARTINI, 1971; CP19b-CN1 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Triquetrorhabdulus milowii*, *Sphenolithus ciperoensis* e *Sphenolithus capricornutus*, probabilmente Burdigaliano inferiore (biozone NN2 di MARTINI, 1971; CN1pp-CN2 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Geminolithella rotula* in alcuni campioni. Anche sulla base di considerazioni dovute alla posizione stratigrafica, al tetto delle marne e calcareniti del Torrente Trenico la cui parte superiore è attribuita al Burdigaliano inferiore, è ipotizzabile per le arenarie di Pianelli un'età non più antica del Burdigaliano inferiore, probabilmente riferibile alla biozona NN3 di MARTINI (1971) o CN2 di OKADA & BUKRY (1980).

Per la posizione stratigrafica e geometrica, per l'età attribuita e per alcuni aspetti di facies, questa formazione è probabilmente correlabile con le facies meno prossimali delle arenarie di Albanella (CRITELLI *et alii*, 1994), affioranti nel Foglio 487 Roccadaspide.

Sulla base delle litofacies e, in parte, delle età (cfr. schema cronostratigrafico) è possibile ipotizzare correlazioni e rapporti laterali tra la successione dell'unità tettonica Nord-calabrese e la successione dell'unità tettonica di Castelnuovo Cilento. In particolare, le argilliti di Genesio presentano caratteri litologici simili a quelli della formazione delle Crete Nere qui affiorante, le marne e calcareniti del Torrente Trenico sono confrontabili per litologia e facies con la formazione del Saraceno e le arenarie di Pianelli sono simili alle arenarie di Cannicchio. Le principali differenze tra le due unità tettoniche sono costituite dalla posizione strutturale e dalla apparente minore intensità di deformazione dell'unità di Castelnuovo Cilento. Date queste forti convergenze di facies ed età è possibile che si tratti di successioni depositatesi nello stesso bacino (CAVUOTO, 2003) o addirittura della stessa succes-

sione ripetuta tettonicamente; pertanto, la distinzione tra l'unità Nord-calabrese e l'unità di Castelnuovo Cilento ("Affinità sicilidi" *Auctt.*), come qui descritte, è prevalentemente di carattere strutturale e, in relazione ad un'eventuale gerarchizzazione, queste due unità potrebbero essere considerate elementi tettonici di rango inferiore, o sottounità, della falda dei *flysch* argilloso-calcarenitico-arenacei di età Eocene - Miocene inferiore del dominio interno del settore Appennino meridionale – Calabria settentrionale (cfr. GUERRERA *et alii*, 1993).

4. - UNITÀ TETTONICA SICILIDE GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE (AV)

A questa unità sono stati tentativamente attribuiti terreni molto deformati e affioranti in maniera discontinua che costituiscono scaglie tettoniche, di limitata estensione, interposte tra l'unità di Castelnuovo Cilento e l'unità del Monte Bulgheria.

Si tratta prevalentemente di argilliti e torbiditi marnoso-calcaree, correlabili per facies e posizione geometrica rispettivamente con argilliti e marne varicolori ben affioranti nel Torrente Ripiti (Foglio 504 Sala Consilina; ISPRA, 2010) e con la litofacies marnoso calcarea della formazione di Monte Sant'Arcangelo, ben affiorante nei dintorni di Corleto Perticara (PZ).

Nel presente foglio i contatti tra questi terreni si presentano sempre tettonizzati, con le facies marnoso-calcaree in posizione geometricamente superiore alle facies argillitiche.

Date l'esiguità e le cattive condizioni di affioramento, questi terreni risultano, in quest'area, poco caratterizzati. L'intensa deformazione rende incerta anche la ricostruzione stratigrafica. Perciò non sono stati effettuati approfondimenti biostratigrafici; le informazioni sull'età derivano soprattutto da correlazioni con analoghi terreni affioranti nel Foglio 503 Vallo della Lucania (MARTELLI & NARDI, 2005) e nel Foglio 504 Sala Consilina (ISPRA, 2010).

4.1. - FORMAZIONE DI MONTE SANT'ARCANGELO (FMS)

Questa unità risulta costituita prevalentemente da alternanze di argilliti varicolori, torbiditi marnoso-calcaree di tipo TBT, brecciole calcaree a macroforaminiferi e calcareniti laminate. In relazione alla distribuzione areale e alla prevalenza di alcuni litotipi è possibile distinguere una *litofacies argillitica* (FMS_a) che costituisce la parte inferiore e una *litofacies marnoso-calcaree* (FMS_b) che ne costituisce la parte superiore. Tali rapporti sono confermati dai dati biostratigrafici.

L'età di questa unità è compresa tra Rupeliano superiore – Miocene inferiore (da Note Illustrative del F. 504 Sala Consilina ISPRA, 2010).

4.1.1. - *Litofacies argillitica* (**FMS_a**)

Argilliti foliate di colore variabile da grigio chiaro a piombo, con intervalli verdastri, e con intercalazioni di torbiditi tipo TBT con base calcarenitica e calcilititica, siltitica e arenitica. Sono talora presenti liste e noduli di selce e livelli di marne chiare.

Si presentano intensamente deformate con stratificazione raramente ben conservata, generalmente in clasti e *boudins*; l'aspetto generale è quello di una "*broken formation*" *sensu* RAYMOND (1984).

La potenza stratigrafica è difficilmente valutabile per l'intensa tettonizzazione; la potenza geometrica affiorante varia da poche decine a circa 200 metri.

Il limite superiore, di natura incerta, è netto con la *litofacies marnoso-calcareo* (**FMS_b**) o tettonico con i terreni dell'unità Castelnuevo Cilento.

Il limite inferiore è tettonico con la successione del Monte Bulgheria.

Le facies indicano una deposizione in ambiente pelagico profondo, con apporti torbiditici.

Gli Autori del Foglio 504 Sala Consilina riportano per questi terreni un'età non più antica del Rupeliano superiore - Chattiano (biozona NP24 di MARTINI, 1971) per la presenza di *Cyclicargolithus abisectus*.

4.1.2. - *Litofacies marnoso-calcareo* (**FMS_b**)

Torbiditi marnoso-calcarei in strati medi e spessi, talora molto spessi, costituite da marne biancastre e grigio chiare con base calcarenitica e calcilititica, talora brecciole, con liste e noduli di selce chiara.

La potenza geometrica affiorante è di poche decine di metri.

Il limite superiore è tettonico con le argilliti di Genesio (**GSO**) dell'unità di Castelnuevo Cilento.

Il limite inferiore, di natura incerta, è netto sulla *litofacies argillitica* (**FMS_a**). Analisi biostratigrafiche su campioni provenienti dal Foglio 503 Vallo della Lucania (APAT, 2005), da facies analoghe, indicano un'età non più antica dell'Oligocene superiore.

Gli Autori del Foglio 504 Sala Consilina indicano, sulla base di analisi del nannoplancton calcareo di campioni prelevati nei pressi di Laurino, un'età non più antica del Miocene inferiore (biozona MNN1c di FORNACIARI & RIO, 1996) per la presenza di *Discoaster druggii*; si ritrovano anche forme dell'Oligocene superiore (biozona NP24 di MARTINI, 1971) quali *Cyclicargolithus abisectus*.

Pertanto, dal confronto dei dati sopra esposti, allo stato attuale delle conoscenze, l'età di queste marne e calcareniti è attribuibile ad un intervallo compreso tra il Chattiano e l'Aquitano.

5. - UNITÀ TETTONICA DEL MONTE BULGHERIA

Successione costituita da rocce carbonatiche, prevalentemente calcari e dolomie nella parte inferiore e calcari e marne nella parte superiore, di ambiente di transizione tra la piattaforma e il mare aperto, di età compresa tra il Triassico superiore e il Miocene inferiore; al tetto è presente una copertura terrigena di età miocenica (DI STEFANO 1895; SCANDONE *et alii*, 1964; COCCO, 1971; SELLI, 1957, 1962; CESTARI, 1963; SARTONI & CRESCENTI, 1963; SCANDONE *et alii*, 1964; D'ARGENIO, 1966; TORRE, 1970).

Di questa successione, nel foglio, non affiora la porzione inferiore di età triassica.

Secondo MOSTARDINI & MERLINI (1986) questa successione appartiene alla Piattaforma Appenninica; i profili sismici indicano che questa successione è scolata all'altezza dei termini triassici e che sovrascorre sulle unità lagonegresi. Pertanto, anche questa successione può essere considerata un'unità tettonica, con un grado di alloctonia minore rispetto alle unità tettoniche superiori.

5.1. - CALCARI DI MONTE CRIVO (CRH)

Calcari dolomitici, dolomie e calcareniti grigio-azzurre, massivi o in banchi, talora loferitici, con intercalazioni di breccie calcaree, con macrofossili (gasteropodi, grandi bivalvi, coralli in forme isolate, oncoidi), con indizi di silicizzazione.

In sezione sottile si osservano prevalentemente *grainstone* e *packstone-grainstone* con *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), piccoli valvulinidi, *Trochammina* sp., textulariidi, rari *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), radioli di echinidi, frammenti di molluschi.

Nelle intercalazioni di breccie sono presenti clasti poligenici spesso parzialmente dolomitizzati, in matrice di *grainstone* in parte biodetritico, con frammenti di gusci di molluschi, cianoficee tipo *Cayeuxia*, rari valvulinidi, *Glomospira* sp., radioli di echinidi.

Le facies indicano un ambiente deposizionale di piattaforma interna, che evolve a facies di scarpata.

Non affiora il limite inferiore. Il limite superiore è netto con calcari grigio scuro con selce, ben stratificati (**BHE₁**).

La potenza affiorante supera i 200 metri.

Questa formazione affiora estesamente tra Capo Palinuro e la Cala del Cefalo; gli affioramenti migliori si trovano però lungo i versanti di Camerota (Foglio 520 Sapri); in particolare si presenta completamente esposta, dalla base al tetto, tra la costa nei dintorni di Marina di Camerota e Monte Sant'Antonio, a ovest di Camerota, ed è perciò nota anche come formazione di Camerota (SCANDONE *et alii*, 1964). E' correlabile anche con il Calcare Massiccio *Auctt.* (cfr. PASSERI & VENTURI, 2005).

L'età della porzione affiorante nel foglio è riferibile al Giurassico inferiore *p.p.*; gli Autori del Foglio 520 Sapri, dove affiora anche la base, indicano un'età Retico *p.p.*-Sinemuriano *p.p.*.

5.2. - CALCARI CON SELCE E MARNE DEL MONTE BULGHERIA (**BHE**)

In questo foglio, questa formazione è costituita da una successione di prevalenti calcari con selce ben stratificati (**BHE₁**) che verso l'alto passano a marne calcaree (**BHE₂**).

5.2.1. - *membro calcareo con liste di selce* (**BHE₁**)

Calcilutiti e calcareniti grigie ben stratificate, con liste e noduli di selce scura, in strati generalmente sottili e medi (fig. 5).

Il limite inferiore è netto sui calcari grigio-azzurri massivi del Giurassico inferiore (**CHR**). Al tetto questi calcari passano rapidamente a marne calcaree (**BHE₂**).

In sezione sottile si osservano *packstone* e *wackestone* a grana fine, con abbondantissime spicole di spugne, radiolari, rare *Siphovalvulina* sp., probabili stadi juvenili di ammonoidi.

La facies indica un ambiente deposizionale bacinale.

La potenza massima è circa 250 metri.

L'età è riferibile al Giurassico inferiore *p.p.* – Giurassico medio *p.p.*; gli Autori del Foglio 520 Sapri (ISPRA, in stampa) indicano un'età Sinemuriano *p.p.* -Toarciano *p.p.*.

In questo foglio, questa unità litostratigrafica è ben esposta a Capo Palinuro e nella bassa valle del Mingardo.

5.2.2. - *membro calcareo-marnoso* (**BHE₂**)

Marne calcaree e marne argillose giallastre e rossastre, con calcareniti, calcari marnosi e brecciole calcaree in strati da sottili a spessi; sono presenti ammoniti e strati bioclastici.

Questa unità stratigrafica ha geometria lenticolare con una potenza massima di circa 40 metri.

Il limite inferiore è rapido su calcari selciferi (**BHE₂**). Al tetto queste marne passano rapidamente a calcari grigi ben stratificati (**OOC**) (fig. 6).

L'età è riferibile al Giurassico medio *p.p.*; gli Autori del Foglio 520 Sapri indicano un'età Toarciano *p.p.*.



Fig. 5 - *Calcari selciferi (BHE₁)* lungo la parete a sud del faro di Capo Palinuro.

Questa unità litostratigrafica, nel presente foglio, è ben esposta lungo entrambi i versanti della bassa valle del Mingardo.

5.3. - CALCARI OOLITICI E BIOCLASTICI DI M.TE CROCE DEL CALVARIO (OOC)

Calciruditi e calcareniti grigie, con stratificazione ben evidente da sottile a molto spessa (fig. 6), contenenti ooliti, articoli di crinoidi e radioli di echinidi; nella parte alta sono presenti calcari stratificati e massici a ellipsactinie, che costituiscono un intervallo discontinuo e di spessore variabile fino a qualche decina di metri (cfr. ELL del Foglio 520 Sapri), e calcari grigi scuri a calpionelle. Verso il basso compaiono noduli e liste di selce. Verso l'alto passano a calcilutiti grigie scure con tintinnidi. Gli strati di maggiore spessore diventano prevalenti verso l'alto.

Nella parte bassa sono localmente presenti *grainstone* oolitici e pseudoolitici che in sezione sottile mostrano *Selliporella donzellii* (in frammenti), *Protopenero-*

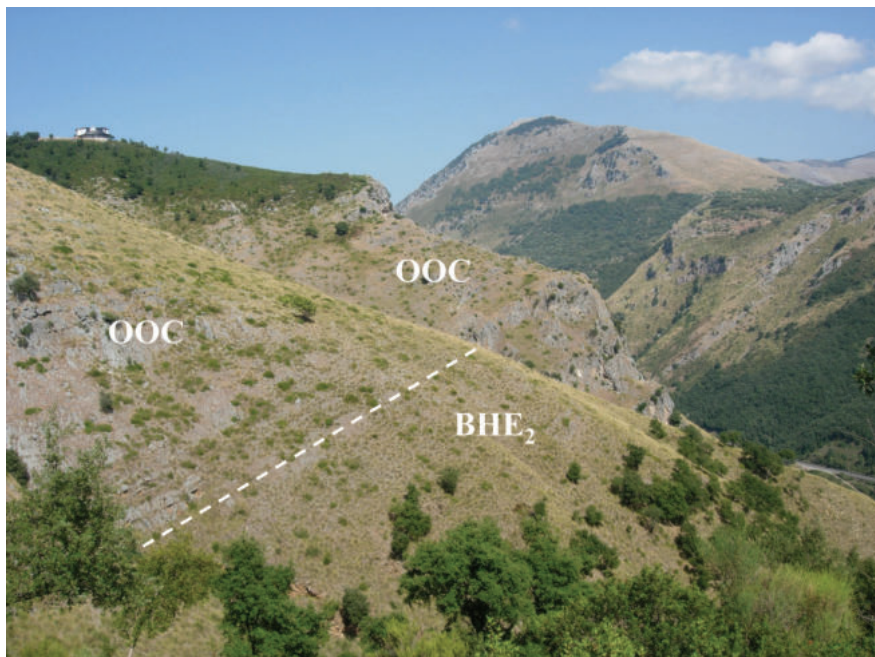


Fig. 6 - Passaggio netto dalle marne calcaree (BHE_2) ai calcari giurassici (OOC) lungo il versante a est del Castello di San Sergio (Centola).

plis striata, *Valvulina lugeoni*, *Mesoendothyra croatica*, textulariidi (Giurassico medio *p.p.*).

Più in alto si intercalano localmente *grainstone* oolitici con *Cayeuxia*, *Trocholina* sp., *Protopeneroplis striata*, frammenti di echinodermi. (Giurassico medio *p.p.* – Giurassico superiore *p.p.*)

Localmente, anche nella parte superiore sono presenti *grainstone* biodetritici che in sezione sottile mostrano grandi frammenti di stromatoporidi e coralli coloniali, *Bacinella irregularis*, alghe dasycladali indeterminate, rari miliolidi, *Spiroloculina* sp., valvulinidi, textulariidi, *Everticyclammina* sp., *Trocholina* sp., *Nautiloculina oolithica*. Sono presenti inoltre frammenti di molluschi e radioli di echinidi (Giurassico superiore-Cretaceo basale).

Le facies indicano un ambiente deposizionale di scarpata.

La potenza massima è circa 120-130 metri.

Il limite inferiore è rapido sulle marne calcaree (BHE_2) (fig. 6). Al tetto passano rapidamente a calcari chiari massivi (CBI).

L'età dell'intero tratto di successione stratigrafica è riferibile all'intervallo Giu-

rassico medio *p.p.*-Cretaceo basale; gli Autori del Foglio 520 Sapri indicano un'età Toarciano *p.p.*-Titonico *p.p.* per i calcari oolitici e bioclastici e dubitativamente un'età Titonico-Berriasiano per l'intervallo a ellipsactinie.

Questa unità litostratigrafica, in questo foglio, è ben esposta sui versanti della bassa valle del Mingardo, in particolare in sponda destra, sotto il crinale del Castello di San Sergio.

5.4. - CALCARI BIO-LITOCLASTICI CON RUDISTE (CBI)

Calcilutiti, calcareniti e calciruditi grigie chiare bioclastiche, con frammenti di rudiste, in strati generalmente spessi e molto spessi, con intervalli marnosi. Lo spessore degli strati diminuisce verso l'alto.

In sezione sottile, nei *packstone* biodetritici a frammenti di rudiste, si osservano piccoli clasti con rotalidae, orbitolinidi con guscio talora fortemente agglutinante, foraminiferi planctonici.

La potenza è di circa 100 metri.

Il limite inferiore è rapido sui calcari grigi stratificati (OOC). Il limite superiore è netto con la litofacies variegata della scaglia (SCZ_v) (fig. 7).

Le facies indicano un ambiente deposizionale di scarpata e bacinale.

L'età è riferibile al Cretaceo superiore; gli Autori del Foglio 520 Sapri indicano un'età Albiano superiore *p.p.*-Senoniano *p.p.*.

Questa unità litostratigrafica, nel presente foglio, è ben esposta lungo il versante orientale e meridionale del Monte Chiancone.

5.5 - SCAGLIA DETRITICA (SCZ)

Unità litostratigrafica prevalentemente costituita da calcilutiti marnose giallastre, grigie, rosa, rosso scuro in strati sottili e medi, talora nodulari, con foraminiferi planctonici e spicole di spugna, e calcareniti bioclastiche grigie in strati generalmente sottili e molto sottili ben stratificate. La formazione è articolata in 3 litofacies che costituiscono altrettante sottounità cartografiche, di seguito elencate a partire dal basso.

5.5.1. - Litofacies variegata (SCZ_v)

Calcilutiti marnose variegata prevalentemente grigie e beige, con orizzonti rossi a varie altezze, in strati sottili e medi, con rari interstrati pelitici sottili e molto sottili, talora con lenti di calcareniti. Lo spessore di questa litofacies è di pochi

metri. L'età è riferibile all'intervallo Senoniano superiore-Maastrichtiano.

5.5.2. - *Litofacies rossa (SCZ_r)*

Calclutiti marnose e subordinate marne rossastre, rosa e grigie in strati da sottili a spessi, dall'aspetto nodulare, con noduli di selce. Lo spessore di questa litofacies varia da pochi metri fino a circa 20 metri. Dalle analisi biostratigrafiche eseguite su campioni raccolti lungo una sezione del versante orientale del Monte Chiancone, l'età è riferibile al. Paleocene?-Eocene *p.p.*

5.5.3. - *Litofacies grigia (SCZ_g)*

Calcareniti e calclutiti marnose grigie chiare in strati spessi che passano verso l'alto a calcareniti grigie scure in livelli sottili e medi con intercalazioni di sottili livelli pelitici. Lo spessore di questa litofacies è di pochi metri. L'età è riferibile all'intervallo Eocene-Oligocene inferiore.

La potenza totale massima della scaglia è di poche decine di metri.

Il limite inferiore è netto su calcari chiari a strati spessi (**CBI**) (fig. 7), talora marcato da un *hardground*, spesso fino ad alcuni decimetri, costituito da ciottoli appiattiti in matrice lutitica rossastra. Il limite superiore è netto con calcareniti grigie a macroforaminiferi e con brecciole calcaree (**GIP**).

Le litofacies riconosciute indicano un ambiente deposizionale di tipo pelagico con sedimentazione condensata e localmente contenente livelli detritici (micro-clastiti e pebbly mudstones) talora lenticolari..

Come emerge dalle indicazioni di età delle tre litofacies cartografate, non è stato documentato il Paleocene. Tuttavia, Autori precedenti (CESTARI, 1963; TORRE, 1970) hanno documentato il Paleocene nella scaglia del Monte Bulgheria. L'età della formazione è dunque riferibile all'intervallo Senoniano superiore-Oligocene *p.p.*

In questo foglio questa successione è ben esposta sui versanti del Monte Chiancone, in particolare nella cava situata sul versante nord-occidentale.

5.6. - ARGILLITI E CALCARI DI S. GIOVANNI A PIRO (**GIP**) (cfr. *flysch* nero *Auctt.*)

Torbiditi pelitico-arenitiche costituite da prevalenti peliti foliate grigie scure, marroni, ocre e talora rossastre all'alterazione, con basi arenitiche carbonatiche silicizzate e quarzitiche grigie, talora con liste di selce, in livelli medi e sottili.

Si intercalano livelli spessi di marne beige, foliate, con clivaggio tipo *pencil slate*.



Fig. 7 - Limite netto tra i calcari cretacei (**CBI**) e la scaglia (**SCZ**) a est del Castello di San Sergio (Centola).

Il rapporto arenite/pelite è generalmente molto inferiore a 1.

Al contatto con la formazione sottostante è presente una litofacies, spesso da alcuni decimetri fino ad un massimo di pochi metri, perciò non cartografabile alla scala 1:50.000, costituita da un'alternanza di calcareniti a gusci spatizzati, calcilutiti marnose, calcareniti a macroforaminiferi, in particolare *Miogypsina* sp. e *Amphistegina* sp., e brecciole grige in livelli spessi e marne beige in livelli spessi e molto spessi; verso l'alto questa litofacies passa rapidamente a marne alternate a calcareniti sottili silicizzate e peliti scure. Questo orizzonte è correlabile con le calcareniti di Roccadaspide e di Cerchiara Calabra che costituiscono il tetto stratigrafico della successione carbonatica dell'unità dei Monti Alburno-Cervati-Pollino.

La potenza affiorante di questa formazione è di alcune decine di metri.

Il limite superiore è tettonico con i terreni dell'unità Sicilide e con quelli dell'unità di Castelnuovo Cilento. Il limite inferiore è netto, inconforme con probabile lacuna, con la scaglia (**SCZ_g**).

L'età è riferibile, da dati di letteratura e per posizione stratigrafica, all'intervallo Burdigaliano-Langhiano.

Questa formazione è nota come *flysch* nero (SCANDONE *et alii*, 1964) e presenta caratteri simili alla formazione del Bifurto (SELLI, 1957), che costituisce il

tetto stratigrafico della successione carbonatica di piattaforma dell'unità dei Monti Alburno-Cervati-Pollino; per questi motivi COCCO (1971) considera la successione miocenica al tetto della successione di Monte Bulgheria isopica della formazione del Bifurto.

6 - SUCCESSIONE PLIO-QUATERNARIA DEL CILENTO

Il contemporaneo rilevamento di questo foglio e dei Fogli 502 Agropoli e 520 Sapri ha permesso di confrontare e correlare i depositi quaternari lungo tutta la costa del Cilento. In questo foglio, la successione è ben esposta in particolare nella zona sud-est, tra la località di Caprioli, l'abitato di Centola e la frazione di Palinuro. In questo settore è stato infatti possibile riconoscere i rapporti stratigrafici tra le unità quaternarie continentali e di transizione affioranti in questo tratto di costa e ricostruire la successione dei principali eventi che le hanno originate.

Come indicato nel capitolo "Tettonica", tutta l'area è interessata da attività deformativa fino a tempi molto recenti. Tale attività complica la correlazione delle superfici di abrasione marina e rende incerta l'attribuzione cronologica delle superfici e dei depositi soprastanti sulla sola base della quota sul livello del mare; per questo motivo, per l'attribuzione cronologica dei depositi quaternari il gruppo di lavoro ha preferito privilegiare il criterio di rilevamento stratigrafico di terreno.

Considerato l'avanzato stato di realizzazione del foglio, non è stato possibile adeguare i riferimenti cronostratigrafici per quanta 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).

6.1. - CONGLOMERATI DI CENTOLA (CET)

Unità stratigrafica costituita sostanzialmente dall'alternanza di due facies: 1) banchi, con aspetto massivo o in strati molto spessi, con ciottoli anche di grandi dimensioni, spesso decimetrici, e grossi blocchi arrotondati, fino a metrici, immersi, talora caoticamente, in una matrice sabbiosa e siltosa (fig. 8); 2) strati spessi di sabbie giallastre con lenti di conglomerati centimetrici organizzati, costituiti da ciottoli arrotondati e subarrotondati, talora embriciati. Verso l'alto sembra aumentare la frequenza degli strati sabbiosi con lenti di conglomerati centimetrici.

La composizione dei conglomerati e della matrice arenacea risente fortemente



Fig. 8 - *Affioramento dei conglomerati di Centola con copertura detritica di versante presso Centola; si noti la stratificazione dei conglomerati.*

della litologia del substrato; in genere i blocchi di maggiori dimensioni e ben arrotondati derivano dalle litologie arenaceo-conglomeratiche del gruppo del Cilento, dei conglomerati di Monte Sacro e dei calcari dell'unità di Monte Bulgheria; talora si rinvencono lembi di strati, generalmente con minore grado di arrotondamento, delle unità argilloso-calcaree oligo-mioceniche.

Solitamente il deposito si presenta molto alterato e con una complessiva colorazione dal rossastro al giallo ocra.

Questi depositi affiorano in lembi relitti e terrazzati nelle porzioni medie e alte dei versanti delle principali aste fluviali.

La potenza totale è molto variabile; dove l'unità è meglio conservata la potenza è dell'ordine di varie decine di metri.

Alla base poggia in discordanza sulle unità oligo-mioceniche.

Al tetto è in contatto discordante ed erosivo con i depositi alluvionali della Valle del Lambro (**VMB**). Spesso i conglomerati di Centola sono ricoperti, in discordanza e contatto erosivo, da una coltre decimetrica di detrito di versante grossolanamente stratificato, talora cementato e arrossato con impregnazioni manganesifere, con patina per lo più bruno-scura metallica, con ciottoli e brecce più minuti, probabilmente riferibile al sintema di Caprioli (**RPI**) (fig. 8).

SGROSSO & CIAMPO (1966) ipotizzano per i conglomerati di Centola un'età Pliocene superiore-Pleistocene basale sulla base di correlazioni con depositi di ingressione marina affioranti a Camerota, di età calabriana. Nel Foglio 209 Vallo della Lucania della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (COCCO, 1971), tali depositi vengono dubitativamente ascritti al Pliocene. GUIDA *et alii* (1979) propongono un'origine dovuta a più fasi tettono-climatiche e, sulla base di correlazioni con superfici morfostrutturali e dei rapporti con gli altri depositi detritici del Cilento, ipotizzano un'età Pleistocene inferiore e dubitativamente Pleistocene medio.

Sulla base delle considerazioni degli Autori sopra citati e dei rapporti stratigrafici e geometrici con le altre unità visibili sul terreno, riteniamo che ai conglomerati di Centola possa essere attribuita un'età compresa tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore.

Questa unità stratigrafica corrisponde al sintema di Rofrano del Foglio 520 Sapri; in questo foglio si è preferito mantenere la denominazione precedente e più conosciuta.

6.2. - SINTEMA DELLA VALLE DEL LAMBRO (VMB)

Deposito costituito 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 discontinui livelli laminati limoso-argillosi di colore grigio, fluvio-lacustri, generalmente spessi pochi metri, più diffusi nella porzione basale della successione.

La potenza totale può essere anche di alcune 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, il limite superiore è discordante ed erosivo con brecce e calcareniti, con bioclasti, a laminazione incrociata riferibili al subsintema di Le Saline (**SHC₁**), mentre la base poggia, sempre in discordanza con evidenze di erosione, su conglomerati e sabbie riferibili ai conglomerati di Centola (**CET**).

Questo deposito, di chiara origine alluvionale, con alla base intercalazioni di livelli palustri, per posizione stratigrafica e caratteristiche litologiche può essere correlato 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, da CINQUE *et alii* (1994). Presenta analogie litologiche e stratigrafiche con il sintema del Torrente Faraone del Foglio 520 Sapri (ISPRA, in stampa).

L'età, qui poco vincolata, è pertanto riferibile indicativamente ad un periodo

compreso tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio, in ogni caso precedente alla deposizione dei depositi soprastanti riferibili al sintema del Golfo di Policastro.

6.3. - SINTEMA DEL GOLFO DI POLICASTRO (SHC)

Questa unità stratigrafica comprende gran parte dei depositi dei cicli marino-continentali 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 (SHC₁) che include i depositi più recenti dell'unità.

6.3.1. - subsintema di Le Saline (SHC₁)

Deposito prevalentemente costituito da conglomerati e calcareniti con bioclasti nella parte inferiore e da sabbie 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, è costituita da breccie e conglomerati, anche a grossi blocchi, con bioerme di *Cladocora caespitosa* e concentrazioni lenticolari 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 di 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. 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, ben esposta lungo la spiaggia di Le Saline, a nord di Palinuro, e a Lido Ficocelle (fig. 9) è costituita da sabbie massive rossastre, da fini a limose, di probabile origine eolica; oggi si presenta sempre molto alterata 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).

Questo deposito litorale poggia in discordanza, con evidenze di erosione, su conglomerati e sabbie alluvionali riferibili al sintema della Valle del Lambro



Fig. 9 - Affioramento della discordanza basale (in rosso) tra il sintema di Palinuro (**PUR**) e il subsintema di Le saline (**SHC₁**), presente nella parte bassa della falesia presso Lido Ficocelle.

(**VMB**). Al tetto passa, in discordanza e con evidenze di erosione, a calcareniti e sabbie riferibili al sintema di Palinuro (**PUR**) (fig. 9).

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 al periodo compreso tra l'ultimo ciclo interglaciale pre-Tirreniano (250-190 Ka, stadio 7 della scala isotopica) e il Tirreniano, cioè alla parte terminale del Pleistocene medio. Questa attribuzione cronologica sembra confermata dai risultati di una datazione assoluta effettuata, con il metodo $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dal laboratorio di cronologia dell'Istituto di Geologia ambientale e Geoingegneria del CNR (resp. Dott. M. Voltaggio) su un guscio di *Mytilus edulis* che ha fornito un'età di 180.3 ± 15 ka (CAVUOTO *et alii*, in prep.).

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

Deposito prevalentemente costituito da calcareniti con bioclasti nella parte inferiore e da sabbie a laminazione incrociata nella parte superiore, distinguibile in due sottounità stratigrafiche (fig. 9), per ragioni di scala non rappresentate in carta.

La sottounità basale è costituita da calcareniti medie e fini, con bioclasti, in strati centimetrici piano-paralleli nella parte inferiore e con laminazione incrociata nella parte superiore. Sono presenti tracce di bioturbazione cementate. 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.

In questo foglio, questo sintema è ben esposto al Lido Ficocelle, nell'abitato di Palinuro (fig. 9).

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 Pleisto-

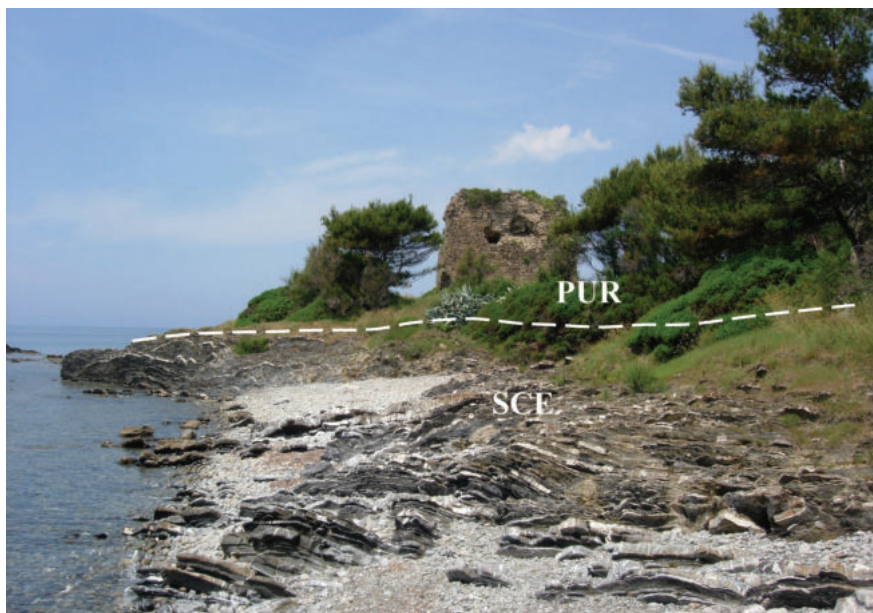


Fig. 10 - Superficie terrazzata di origine marina in località Torre di Caleo (Acciaroli) scolpita nella formazione del Saraceno (**SCE**) e ricoperta da sabbie massive di colore rossastro riferibili al sintema di Palinuro (**PUR**).

cene superiore (fig. 10). 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, questo deposito litorale poggia in discordanza, con contatto erosivo, su calcareniti e sabbie riferibili al subsistema di Le Saline (**SHC₁**) (fig. 9) mentre verso l'alto passa, sempre in discordanza e con contatto erosivo, a detriti continentali riferibili al sistema di Caprioli (**RPI**) (fig. 11).

Per posizione stratigrafica e caratteristiche litologiche, questo sistema è confrontabile con il Complesso delle Areniti di Sant'Antonio – San 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 sistema è l'unità marina stratigraficamente più elevata, in contatto direttamente con i depositi continentali wurmiani, un'età pre-tirreniana di questi terreni implicherebbe che in Cilento non si siano conservati i depositi marini tirreniani; ciò è 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.

Inoltre, recenti risultati di una datazione assoluta effettuata, con il metodo $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dal laboratorio di cronologia dell'Istituto di Geologia ambientale e



Fig. 11 - Successione plio-quadernaria del Cilento, sezione di località Caprioli.

Geoingegneria del CNR (resp. Dott. M. Voltaggio) su un campione proveniente dall'esteso affioramento che fiancheggia la strada in loc. Caprioli ha fornito un'età di 129.7 ± 4 ka (CAVUOTO *et alii*, in prep.).

Pertanto, per quanto sopra, questo sintema è a nostro avviso 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 & CASTRADORI, 1994, 1995; VAN COUVERING, 1995).

6.5. - SINTEMA DI CAPRIOLI (RPI)

Deposito di versante costituito dall'alternanza di colluvioni, di spessore variabile, a prevalente componente limoso-argillosa e sabbiosa, con scheletro detritico eterometrico da minuto a grossolano, e depositi torrentizi prevalentemente limoso-sabbiosi, anch'essi con scheletro detritico eterometrico, talora con inclusi detritici ciottolosi, localmente cementati (fig. 12).

Si intercalano uno o più livelli piroclastici, tufacei, chiari, di spessore forte-



Fig. 12 - Affioramento dei depositi detritici di versante del sintema di Caprioli, in località Caprioli (Palinuro-Centola).



Fig. 13 - Particolare del livello piroclastico (**lp**) contenuto nel sistema di Caprioli (**RPI**) e del sottostante orizzonte pedogenizzato, poco a monte di località Torre di Caprioli.

mente variabile, da centimetrici fino a oltre un metro; tra essi se ne riconosce uno più spesso (**lp**) confinato alla base e al tetto da orizzonti pedogenizzati di colore rosso con spessore decimetrico (fig. 13).

La potenza è variabile, generalmente di pochi metri, talora maggiore di 10 metri. Poggia in discordanza su tutte le unità più antiche.

Al tetto è ricoperto in discordanza e contatto erosivo dai detriti di versante olocenici (a).

Questa successione è ben esposta a monte della strada e della spiaggia di Caprioli, a nord di Palinuro (fig. 11).

In questi affioramenti, LIRER *et alii* (1967) hanno studiato in dettaglio il livello piroclastico affiorante di maggior spessore (**lp**) (fig. 13) e lo hanno correlato con l'Ignimbrite Campana; gli stessi Autori, nella parte di successione sottostante hanno rinvenuto e descritto manufatti (resti di fornace, selci lavorate) riferibili al periodo Le Vallois-Munster. DEINO *et alii* (1992, 1994) riferiscono, per l'orizzonte noto come Ignimbrite Campana, un'età di 37.1 ± 0.4 ka B.P., mentre una nuova indagine geocronologia attribuisce all'Ignimbrite Campana un'età di 39.28 ± 0.11 ka (DE VIVO *et alii*, 2001, 2002). Recentemente MARCIANO *et alii* (2008) hanno ipotizzato per tale deposito una correlazione con il *tephra* X6 rinvenuto in alcuni sondaggi effettuati nel Mar Ionio e datato a 107 ka (KELLER *et alii*, 1978) mentre

confermano la correlazione con l'Ignimbrite Campana per un livello piroclastico, anch'esso intercalato in un deposito detritico di versante, affiorante nei pressi di Punta Telegrafo, vicino ad Ascea, soprastante la superficie di abrasione marina di età tirreniana.

Dunque, per posizione stratigrafica, per la presenza di livelli piroclastici (datati tra 107 ka o 37-39 ka) e per la presenza di manufatti attribuiti al periodo Le Vallois-Munster, il sintema di Caprioli è riferibile al Pleistocene superiore post-Tirreniano.

7. - DEPOSITI DI COPERTURA RECENTI (unità ubiquitarie non distinte in base al bacino di appartenenza)

Per quanto riguarda le coperture più recenti, che ricoprono in modo ubiquitario i terreni sopra descritti, non è stato possibile attribuire loro una precisa posizione stratigrafica né è stato possibile individuare un particolare bacino di appartenenza. Queste coperture sono state quindi descritte in maniera informale, sulla base della litologia e del processo genetico che le ha formate.

7.1 – DEPOSITO DI VERSANTE S.L. (a)

Coltri detritiche di alterazione eluvio-colluviale, di spessore variabile, a prevalente componente limoso-argillosa 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 coni 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. Localmente 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 principalmente dovuta 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.

Questi detriti poggiano in discordanza e in contatto erosivo su tutte le unità precedentemente descritte e in genere si raccordano con i terrazzi alluvionali riferibili all'unità **b_{n1}**.

La potenza di questi detriti è variabile, in genere è di pochi metri.

E' probabile che si tratti di depositi successivi all'ultimo periodo glaciale e perciò riferibili al tardo Pleistocene superiore e all'Olocene.

7.2. - 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 rinvengono, 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 sponale.

Lo spessore è variabile, da pochi metri a qualche decina di metri.

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 e all'Olocene.

7.3. - DEPOSITO DI SPIAGGIA ANTICA (**g_{2c}**)

Prevalenti sabbie medio fini e fini, ben cernite, accumulate per azione del vento, non coinvolte dall'attuale dinamica litoranea. Si presentano talora pedogenizzate, spesso parzialmente smantellate, rimaneggiate, antropizzate e coperte da vegetazione.

Verso il basso passano a sabbie marine a laminazione parallela a luoghi ricche di fossili (*Glycimeris glycimeris*, *Cardium edule*, *Donax trunculus*, *Natica* sp.).

Lo spessore è generalmente di pochi metri.

Si tratta dei depositi di transizione marino-continentale più antichi tra quelli dell'attuale periodo interglaciale e perciò già riferibili all'Olocene.

7.4. - DEPOSITI LAGUNARI (e_1)

Depositi argilloso-limosi grigi di ambiente lagunare e palustre, localizzati nelle piane alluvionali, tra i cordoni dunari delle spiagge antiche e i depositi alluvionali terrazzati del I ordine.

Lo spessore massimo è generalmente di pochi metri.

Dato che questi depositi si presentano sempre associati ai depositi terrazzati del I ordine (bn_1) e limitati verso mare dai cordoni dunari antichi (g_{2c}), sono stati considerati di età olocenica.

7.5. - DETRITO DI FALDA (a_{3a})

Coltri di detrito fortemente eterometrico, a spigoli vivi, talora in matrice sabbioso-limosa rossastra, da sciolto a debolmente coesivo per la presenza di matrice.

Questi detriti si trovano prevalentemente accumulati, per azione della gravità, alla base delle scarpate e dei versanti dei rilievi carbonatici.

Lo spessore è molto variabile, generalmente fino ad un massimo di alcuni metri.

Questi depositi sono riferibili, per posizione stratigrafica, all'Olocene.

7.6. - 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 questi depositi sono pedogenizzati, spesso parzialmente smantellati e antropizzati, 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.

Questi depositi sono riferibili, per posizione stratigrafica, all'Olocene recente.

7.7. - 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 gravi-

tativi.

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 invece 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 depositi di versante s.l. (**a**).

Per la tipologia dei processi si rimanda al capitolo sui fenomeni di dissesto.

Spessori variabili da pochi metri ad alcune decine di metri.

Età: Olocene

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

Depositi alluvionali eterometrici ed eterogenei incoerenti localizzati nei fondovalle e negli alvei e rimobilizzabili dall'attività dei corsi d'acqua attuali.

Sono costituiti prevalentemente da ciottoli, talora embriciati, da sabbie grossolane e sabbie limose, talora da blocchi.

Lo spessore è variabile, da alcuni decimetri a pochi metri.

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. Età: Olocene attuale.

7.9. - 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.

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.

Questi sedimenti sono modellati dalla dinamica attuale delle correnti marine.

Età: Olocene attuale.

7.10. - 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.

Nelle aree costiere si ritrovano depositi costituiti da massi eterometrici fino a qualche mc, di varia natura utilizzati per opere di difesa costiera emerse e sommerse.

Età: Olocene attuale.

VI - STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE

1. - DEPOSITO RELITTO (m_{10})

Tali unità, che affiorano a sud del capo di Palinuro, sono costituite da depositi marini clinostratificati, di spessori stimati superiori a 100 m. Sono caratterizzati da superfici interne di disconformità e relativa conformità con geometrie stratigrafiche aggradanti e progradanti. I depositi stratigraficamente più bassi presentano nel settore meridionale del Foglio una probabile deformazione tettonica. Il loro riconoscimento è basato sull'interpretazione di dati sismici di tipo *chirp* e *sparker* (BUDILLON *et alii*, 2011). *PLEISTOCENE INF?-MEDIO*

2. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

I sedimenti affioranti a fondo mare in aree costiere e nei vari settori di piattaforma sono ascrivibili a differenti *systems tract* della Sequenza Tardo-Quaternaria. Questi depositi formano un corpo prismatico (cuneo), che si assottiglia rapidamente fino a raggiungere spessori minimi, intorno ai -120 m di profondità.

Attraverso l'esame delle facies acustiche, della topografia del fondale, della litologia e delle tessiture dei campioni è stato possibile determinare una suddivisione delle aree di piattaforma in elementi deposizionali/associazioni di litofacies (Fig. 14).

La loro estensione e localizzazione è principalmente funzione dell'intervallo batimetrico e corrisponde in buona approssimazione alla divisione in aree fisiografiche prima descritta. Tali associazioni sono inoltre influenzate dagli apporti sedimentari dall'entroterra e dal contesto idrodinamico.

Seguendo un profilo terra-mare si possono riconoscere fino alla profondità di circa -120 m una serie di ambienti sedimentari corrispondenti ad altrettanti ele-

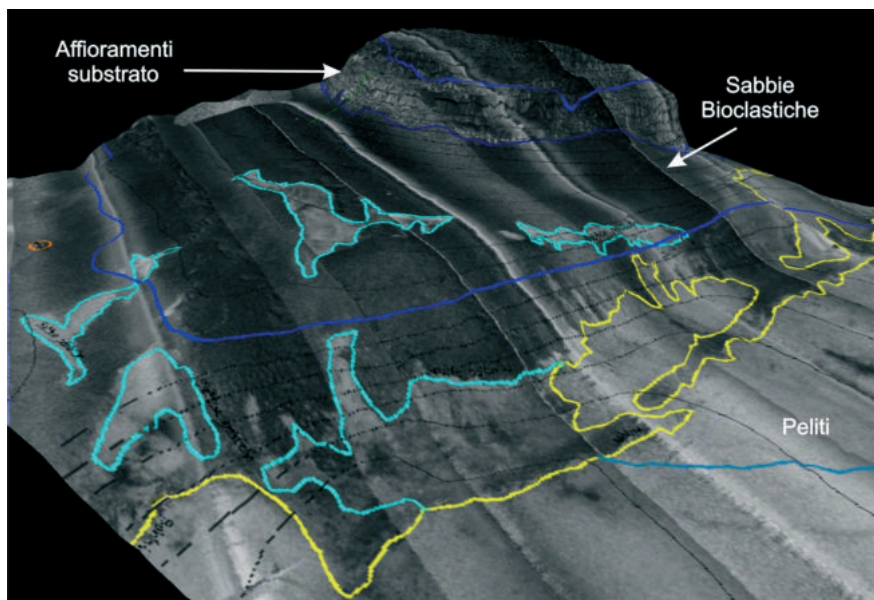


Fig. 14 - Esempio di rappresentazione tridimensionale dei dati Side Scan Sonar mediante un modello digitale del fondo mare realizzato con i dati multibeam. L'area in oggetto è caratterizzata da un alto strutturale posto a largo di Pioppi dove il substrato litoide presenta terrazzamenti di tipo erosivo e pareti acclivi, le aree terrazzate sono coperte da sabbie bioclastiche; a più elevate profondità predomina una sedimentazione pelitica.

menti deposizionali/associazioni di litofacies attuali, in equilibrio con l'intervallo batimetrico di riferimento e le condizioni idrodinamiche. Tale equilibrio può considerarsi raggiunto a meno di piccole oscillazioni e variazioni, che riguardano in particolare l'intervallo infralittorale, a partire dagli ultimi 5000 anni, periodo in cui si sono realizzate le condizioni di *optimum* climatico.

2.1. - SYSTEMS TRACT DI REGRESSIONE (FSST)

I depositi sono costituiti da sabbie e sabbie pelitiche interpretate come depositi palinsesto e si presentano incisi e rielaborati. Essi affiorano o subaffiorano, drappeggiati da sedimenti fini attuali in spessori inferiori ad 1 m, nel settore settentrionale del Foglio ad ovest dell'alto strutturale presente a largo di P.ta Caleo alla profondità compresa tra -90 m e -105 m. La deposizione di tali sedimenti è avvenuta nelle fasi di regressione con la migrazione verso mare del sistema di spiaggia (i depositi sono ascrivibili indistintamente ad un ambiente di spiaggia e piattaforma interna). *PLEISTOCENE SUPERIORE*

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

Depositi relitti di spiaggia emersa e sommersa. Si ritrovano lungo una fascia allungata all'incirca parallelamente alla attuale costa, alla profondità di -120/-145 m. I depositi sono costituiti da sabbie, sabbie e ghiaie a luoghi cementate, sabbie pelitiche; localmente, in prossimità di affioramenti litoidi interpretati come depositi relitti, affiorano o subaffiorano blocchi litoidi drappeggiati da sedimenti fini attuali, in spessori inferiori ad 1 m. *PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.*

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

2.3.1. - *Ambiente litorale*

2.3.1.1. - deposito di spiaggia sommersa (*g₈*)

Questi depositi raggruppano varie associazioni di litofacies: lungo il litorale cilentano si riconoscono prevalentemente sabbie ben classate, con matrice pelitica scarsa o assente e subordinati bioclasti; nelle aree prossime a falesie costiere, i depositi sono costituiti in prevalenza da sabbie e ghiaie ben classate, composte da elementi di natura silicoclastica e carbonatica, da arrotondati a subarrotondati, con matrice pelitica scarsa o assente e subordinati bioclasti. La matrice pelitica aumenta nei settori riparati dal moto ondoso (ad esempio per la presenza di coperture di fanerogame marine) e verso il limite esterno della spiaggia sommersa. Nelle aree prossime allo sbocco di grandi fiumi (Alento, Lambro e Mingardo) la frazione pelitica aumenta, a luoghi anche notevolmente. A volte si riconoscono conoidi dalla caratteristica morfologia a ventaglio, localizzate allo sbocco di incisioni subaeree o di canali sommersi in piattaforma interna. In aree dove la costa si presenta acclive, in particolare nella zona costiera di Acciaroli, i depositi sono prevalentemente costituiti da ghiaie e sabbie medio-grossolane poligeniche, ovvero da sabbie pelitiche fini verso il largo. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*

2.3.1.2. - depositi piede di falesia (*g₁₅*)

Depositi detritici costituiti principalmente da blocchi di dimensioni da centimetriche a metriche, a spigoli vivi, di natura terrigena e carbonatica e da ghiaie grossolane; localmente sono presenti tessiture più fini. L'associazione può essere rappresentata da accumuli in mare basso di materiale proveniente da falesie emer-

se più o meno elevate ed acclivi e la conseguente rielaborazione da parte del moto ondoso; oppure da depositi in ambiente più profondo, qualora la falesia proseguiva al di sotto del livello del mare, in questo caso si distingue materiale detritico grossolano a volte immerso in matrice più sottile con passaggi laterali ai depositi di piattaforma. Nel complesso si rilevano esclusivamente in limitate aree del Foglio, in prossimità delle falesie presenti nei dintorni della località Pioppi (settore settentrionale) e in prossimità della località di Marina di Pisciotta e di Valle di Marco (settore centrale); in quest'ultima località sono presenti depositi a granulometrie più fini. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*

2.3.2. - Ambiente di piattaforma interna

2.3.2.1. - deposito di piattaforma interna (**g₁₉**)

I depositi sono costituiti prevalentemente da peliti sabbiose e sabbie pelitiche; nei settori a largo di Acciaroli e Pisciotta, sugli alti morfologici, sono rappresentati da sedimenti in prevalenza sabbioso-ghiaiosi rimaneggiati che ricoprono il substrato roccioso con spessori variabili, a volte associati a depositi bioclastici. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*

2.3.2.2. - deposito bioclastico di piattaforma interna (**g₁₂**)

Depositi in prevalenza carbonatici e di natura organogena con scarsi litoclasti, localizzati sulle soglie morfologiche osservabili a largo della località i Pioppi (tra i -20 ed i -45 m circa); i sedimenti vanno da sabbie medio-grossolane a sabbie ghiaiose bioclastiche con elementi maggiori costituiti da litoclasti silicoclastici e carbonatici e secondariamente, da echinidi integri o in frammenti. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*

2.3.3. - Ambiente di piattaforma esterna

2.3.3.1. - deposito di piattaforma esterna (**g₂₁**)

I depositi sono caratterizzati da peliti con a luoghi frazioni variabili di sabbie medio-fini; subordinatamente nelle aree a largo della foce dell'Alento si riconosce un principio di instabilità superficiale che interessa i sedimenti pelitici, probabil-

mente legato a processi deposizionali del prodelta in piattaforma interna. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*

2.3.3.2. - deposito bioclastico di piattaforma esterna (**g₁₂**)

I depositi sono costituiti da sabbie e ghiaie organogene ovvero bio-detritiche con scarsa matrice pelitica, in coltri di spessore centimetrico in appoggio su sabbie bioclastiche con abbondante frazione pelitica; gli elementi grossolani sono costituiti da alghe calcaree incrostanti, briozoi, molluschi echinodermi integri o in frammenti (“detritico costiero” *Auct.*). Essi si ritrovano nell’area di piattaforma intermedia-esterna (tra i -50 e gli -90 m circa) caratterizzata da bassi tassi di sedimentazione silicoclastica; localmente sono presenti depositi detritici derivati dallo smantellamento di biocostruzioni (coralligeno sessile) organizzate in forme subcircolari su fondali pelitici o oblunghe al margine di terrazzamenti o di affioramenti di substrato. Si ritrovano inoltre nelle aree di piattaforma esterna (-70/-100 m) caratterizzate da depositi pelitici con elementi ghiaiosi e/o sabbiosi costituiti da bioclasti (melobesie, molluschi, echinidi di ambienti fangosi, policheti, integri o in frammenti) che costituiscono il cosiddetto ambiente “detritico costiero infangato” *Auct.*. *OLOCENE SUPERIORE – ATTUALE*

2.3.4. - Ambiente di scarpata

2.3.4.1. - deposito di scarpata (**m₂**)

Peliti spesso con frazione variabile di sabbia a componente vulcanoclastica e bioclastica, subordinatamente peliti con percentuale maggiore di sabbia in prossimità delle testate di *canyon*. *OLOCENE SUPERIORE-ATTUALE*

3. - UNITÀ DEL SUBSTRATO LITOIDI O INCOERENTI

Queste unità sono state individuate nell’interpretazione dei dati geofisici e corrispondono a corpi acustici ascrivibili a substrati litoidi. Essi si ritrovano a varie profondità sia in prossimità della costa, quale prolungamento degli affioramenti presenti in terra ferma sia come affioramenti isolati in piattaforma. La complessità tettonica nella fascia costiera in queste zone e l’assenza di rilievi diretti in immersione o di campionature, non permette di correlare prevalentemente le unità affioranti a terra con quelle presenti a mare, spesso neanche in prossimità della

costa. Infatti nel settore costiero spesso si rinvencono in contatto differenti unità tettoniche. Pertanto gli affioramenti rocciosi vengono raggruppati in diverse unità di substrato indifferenziato.

3.1. - SUBSTRATO CARBONATICO INDIFFERENZIATO (**sci**)

Gli affioramenti riconosciuti di questa unità si ritrovano esclusivamente lungo le falesie sommerse del Promontorio di Capo Palinuro e si estendono in profondità fino a circa -40/-45 m. Essi costituiscono il naturale prolungamento degli affioramenti presenti lungo le falesie emerse e possono essere correlati prevalentemente ai depositi ascrivibili alla unità presente in terra ferma dei calcari di Monte Crivo (**CRH**) del Giurassico inferiore *p.p. GIURASSICO*

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

Gli affioramenti riconosciuti di tale unità si rinvencono in differenti aree del settore sommerso. In limitate aree in prossimità della costa, tali affioramenti si estendono pochi metri al di sotto del livello del mare e costituiscono il prolungamento di quelli presenti lungo le falesie emerse; in particolare si ritrovano nel settore settentrionale nell'area compresa tra P. Caleo e Pioppi e sono riconducibili a differenti terreni afferenti alle unità tettoniche Nord-calabresi e di Castelnuovo Cilento. Limitati affioramenti si ritrovano in prossimità di Torre del Telegrafo, ascrivibili a terreni afferenti alla unità tettonica Nord-calabrese.

Nelle aree di piattaforma questa unità raggruppa anche corpi riconosciuti sulla base dei rilievi morfoacustici e sismici. Gli affioramenti sono ubicati a varie profondità, spesso si ritrovano isolati e generalmente individuano alti strutturali; a volte il tetto di tali substrati risulta modellato da superfici di abrasione marina. Si ritrovano nel settore settentrionale a largo tra Pioppi e P.ta Caleo dove individuano un alto strutturale allungato in direzione circa N-S; in quest'area gli affioramenti si ritrovano dalla profondità di -30 m fino alla profondità massima rilevata di -200 m. I substrati acustici riconosciuti nel settore centrale si ritrovano alla profondità compresa tra -35 e -90 m ed individuano alti strutturali disposti in genere parallelamente alla costa. *MESOZOICO-TERZIARIO*

3.3. - UNITÀ QUATERNARIE INDIFFERENZIATE (**uqi**)

Questa unità raggruppa corpi acustici riconosciuti nella aree costiere; l'interpretazione è stata eseguita in base morfoacustica e in alcuni settori in base sismica.

Questi depositi costituiscono il prolungamento a mare di affioramenti presenti sulla costa emersa e sono localizzati ad una quota compresa tra +14 e -7 m. Nella loro facies emersa sono costituiti nella parte inferiore da conglomerati e calcareniti con bioclasti e nella parte superiore da sabbie a laminazione incrociata. Nell'area sommersa i depositi sono costituiti da sedimenti bioclastici indicativi di un ambiente deposizionale di spiaggia e piattaforma interna non più attivo e possono essere interpretati come depositi relitti. Tali depositi affiorano nel settore settentrionale a largo della località di Acciaroli e nel settore meridionale tra Capo Palinuro e Torre dei Caprioli in corrispondenza degli affioramenti presenti in terra ferma. Tali unità sono state correlate al prolungamento degli affioramenti presenti in terra ferma dei depositi quaternari ascrivibili al *subsintema de Le Saline* (SHC₁) (cfr. cap.V, par. 6.3.1.). *PLEISTOCENE MEDIO*

4. - ANALISI MICROPALAEONTOLOGICA

Nel settore marino che ricade nel Foglio Capo Palinuro, è stata analizzata la distribuzione areale e batimetrica dei foraminiferi bentonici e sono state descritte le associazioni caratteristiche per i differenti *habitat*.

I sedimenti analizzati provengono da 32 stazioni prelevate sulla piattaforma continentale (0–200 m) mediante benna Van-Veen, in aree precedentemente selezionate dall'interpretazione dei dati *Sidescan Sonar*, in modo da definire i limiti areali tra le diverse associazioni in funzione della tipologia del fondale.

Per lo studio delle microfaune si sono analizzati 25 campioni dai quali è stata prelevata una sezione 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. I campioni non analizzati sono caratterizzati da *Posidonia oceanica* (ciuffi, foglie e rizomi).

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), SGARRELLA & MONCHARMONT-ZEI (1993), COPPA *et alii*, (1994), FERRARO *et alii*, (1996).

Sono state riconosciute in totale 99 specie di foraminiferi bentonici, i cui valori percentuali sono riportati nella Tabella 1. Non sempre sono presenti contemporaneamente tutte le specie identificate, l'abbondanza e la diversità della fauna, essendo legata alle caratteristiche dell'ambiente, varia anche a breve distanza. Sono state identificate 2 zone definite da associazioni tipo:

Zona I: comprende tutto il piano infralittorale fino a poco oltre i -50 m di

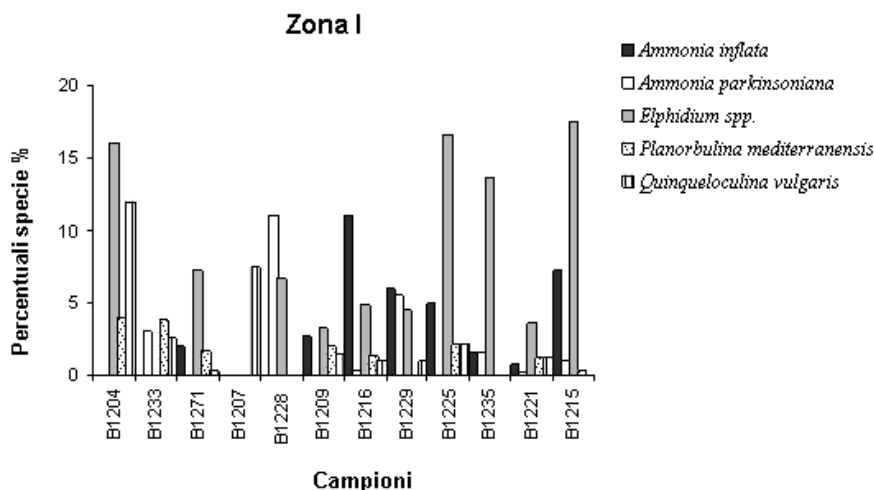


Fig. 15 - Distribuzione delle specie di foraminiferi bentonici rappresentativi della zona I

profondità, con fondali costituiti principalmente da sabbie, sabbie pelitiche e peliti molto sabbiose; con una estesa praterie a *Posidonia oceanica*.

Le associazioni sono alquanto diversificate, dominate da *Elphidium* spp. (*Elphidium crispum* Linneo, *Elphidium macellum* Fichtel & Moll, *Elphidium poeya-*

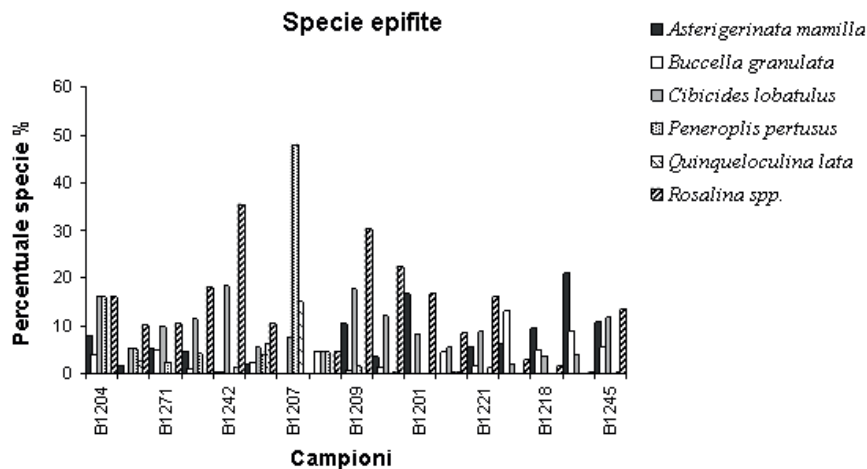


Fig. 16 - Distribuzione delle specie di foraminiferi bentonici epifite.

num d'Orbigny e *Elphidium* sp. A), *Ammonia inflata* Seguenza e *Ammonia parkinsoniana* d'Orbigny cui sono associate *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny e *Quinqueloculina vulgaris* d'Orbigny (Fig. 15).

Nelle zone di piattaforma dove è molto diffusa la copertura a *Posidonia oceanica*, le associazioni sono dominate dalle specie epifite *Rosalina* spp. (*Rosalina bradyi* Cushman e *Rosalina obtusa* d'Orbigny), *Peneroplis pertusus* (Fichtel & Moll), *Asterigerinata mamilla* (Williamson), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob), *Buccella granulata* (Di Napoli Alliata) e *Quinqueloculina lata* Terquem (Fig. 16).

La presenza di una particolare copertura algale caratterizza in maniera incisiva la composizione dell'associazione epifita, infatti la diversità specifica e la morfologia degli individui è fortemente controllata dalla struttura del substrato algale. Specie sessili, piano convesse, come ad esempio il *Cibicides lobatulus*, hanno una superficie preferenziale di appoggio sulle foglie di *Posidonia*. Altre forme trocospirali, temporaneamente mobili come *Asterigerinata mamilla* preferiscono invece vivere sui rizomi della pianta. Infine forme mobili, allungate come il genere *Quinqueloculina* si ritrovano distribuite su tutti i tipi di piante.

Zona II: comprende il circolittorale superiore (da -50 m a -100 m), con fondali caratterizzati quasi esclusivamente da peliti sabbiose e peliti.

Le associazioni sono dominate in tutta l'area da *Valvulineria bradyana* (Fornasini), *Bulimina* spp. (*Bulimina aculeata* d'Orbigny, *Bulimina costata* d'Orbigny, *Bulimina elongata* d'Orbigny e *Bulimina marginata* d'Orbigny) e *Cassidulina carinata* Silvestri cui sono associate *Bolivina* spp., *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Nonionella turgida* (Williamson) e *Textularia calva* Lalicker (Fig. 17).

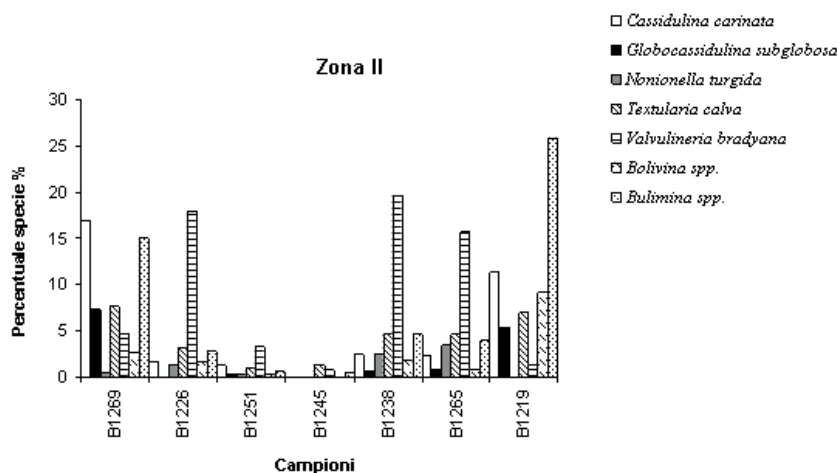


Fig. 17 - Distribuzione delle specie di foraminiferi bentonici rappresentativi della zona 2

VII - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMO-STRATIGRAFICHE DELL'AREA SOMMERSA

1.. - GENERALITÀ

L'area che ricade nel foglio 519 "Capo Palinuro" è caratterizzata da una piattaforma continentale atipica, il margine di piattaforma non è nettamente distinguibile con un marcata rottura di pendenza e rimane all'incirca costante fino ad oltre -250 m. Nella aree costiere si riconoscono inoltre degli alti morfologici corrispondenti agli alti strutturali delle unità di substrato indistinto (**sti**), probabilmente riferibile ai terreni del gruppo del Cilento e delle Nord Calabresi (AMORE *et alii*, 1988a) e/o ad unità plio-pleistoceniche affioranti nel Foglio (conglomerati di Centola - **CET**)

Nell'area sottocosta, da 0 a -50 m, le morfologie sono dominate dagli affioramenti e subaffioramenti dei substrati rocciosi e dalle relative aree di sedimentazione tra i vari alti. In corrispondenza della piana costiera della foce del Fiume Alento si sviluppa un cuneo sedimentario corrispondente al prodelta di tale fiume che non presenta morfologia molto accentuata.

A largo di Acciaroli e Pisciotta, a varie profondità, si riscontrano delle morfologie lobate relitte formatesi probabilmente durante le fasi regressive o di stazionamento basso del livello del mare nell'ambito del Pleistocene; tali morfologie sono solcate da incisioni e da relativi depositi grossolani di probabile natura subaerea, spesso si rilevano sulle loro sommità superfici sub-pianeggianti riferibili a diversi ordini di terrazzi marini. A largo di Pioppi si riscontra un alto strutturale disseccato da faglie con vari ordini di terrazzamento che si sviluppano in direzione NS con affioramenti rocciosi fino ad oltre i 200 m di profondità. Tra Pisciotta e Capo Palinuro è evidente un alto strutturale costituito dal substrato roccioso che affiora fino ad una profondità di circa -70 m; a SO di Capo Palinuro, da circa 70 m fino a -110 m, è presente un complesso affioramento di unità del Pleistocene (inf ?-medio). Tali affioramenti presentano vari ordini di terrazzamento e sono costituiti da superfici

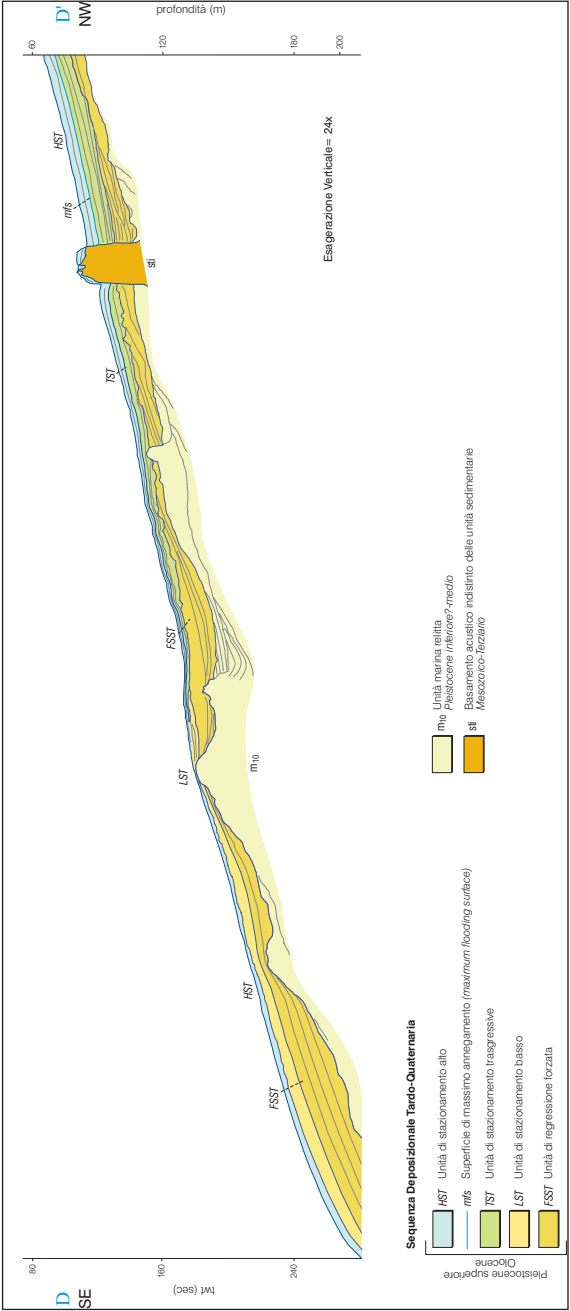


Fig. 19 - . Sezione ubicata a largo di Casalvelino; sono rappresentate le unità Tardo-Quaternarie HST, TST, LST, FSST, quelle pleisto-

arriva quasi al margine della piattaforma ad oltre -200 m, rappresenta il substrato litoide; tale substrato potrebbe corrispondere alle formazioni silicoclastiche affioranti nell'area (gruppo del Cilento/Unità Tettonica Nord-calabresi) e/o a depositi pliocenici. L'unità definita come "**m₁₀**" (unità pre Tardo-Quaternario) è caratterizzata da corpi con varia organizzazione stratigrafica, si riconoscono clino-stratificazioni tipiche di depositi marini di piattaforma e corpi progradanti con vari ordini di superfici erosive che indicano un ambiente paralico, tale unità si è deposta in fasi precedenti ai 100 ka fa (Pleistocene medio).

L'unità definita come "Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria" si è deposta successivamente allo stadio isotopico 5e (Fig. 19) a partire da circa 75-80 ka fa (CITA & CASTRADORI, 1995; CATALANO *et alii*, 1998). In questa fase ha inizio la discesa del livello del mare che aveva stazionato nel Tirreniano ad una quota di circa +8 m rispetto all'attuale, con la migrazione della linea di costa verso mare e la deposizione di gruppi di parasequenze progradanti. La morfologia del substrato appare caratterizzata da una serie di alti individuati nell'area a largo di Pioppi - Casalvelino, di Pisciotta ed a sud di Capo Palinuro, tra cui si individuano alcune aree di piattaforma a bassa pendenza e morfologia articolata, relitti delle migrazioni precedenti della linea di costa. Tali unità marine vengono progressivamente erose nella parte alta dalla migrazione verso mare del sistema dinamico spiaggia emersa-sommersa, fino ad elidere quasi completamente gli *offlap break* dei corpi progradanti.

Su questa morfologia costituita da alti e piccole depressioni si imposta una piana costiera, caratterizzata dalla deposizione di corpi di spiaggia ed ambiente di transizione piuttosto sviluppati; il reticolo idrografico fluviale reincide i depositi di regressione continentali e marini; le unità riconosciute in sismica, sedimentate a partire dalle fasi regressive, possono essere collocate stratigraficamente dopo il *subsistema de Le Saline* (**SHC₁**).

I depositi di stazionamento basso testimoniano che il livello del mare è al minimo eustatico (circa -120 m), in questa fase il margine della piattaforma è collocato ad oltre -200 m di profondità rispetto all'attuale (oltre -80 m come paleobatimetria). I sedimenti che pervengono all'ambiente di spiaggia devono distribuirsi poi su una piattaforma a bassa pendenza, quindi i cunei di stazionamento basso (*low-stand systems tract* **LST**) non strutturano un vero e proprio cuneo progradante ma formano alcuni terrazzi discontinui lungo il margine. Con la successiva risalita eustatica, relativamente rapida, la linea di costa migra velocemente verso terra e, dove la bassa pendenza lo permette, in corrispondenza degli alti del substrato, si individuano localmente dei corpi progradanti di trasgressione.

In tutta l'area i tassi di sedimentazione non risultano elevati, e gli spessori dell'unità di trasgressione (*transgressive systems tract* **TST**) sono limitati, ad eccezione dell'area a largo dell'attuale foce dell'Alento.

Con la massima inondazione (*mfs*) ed il raggiungimento del massimo eustati-

co, i tassi di sedimentazione sono minimi ed incominciano a localizzarsi le prime terminazioni in *downlap* a largo della piana costiera dell'Alento.

Nel 79 dC si verifica la nota eruzione del Vesuvio i cui prodotti arrivano anche nelle aree di piattaforma antistanti Ascea marina e Pisciotta (tali prodotti sono stati riconosciuti in carota nella Figura 20). Le aree di spiaggia progradano progressiva-

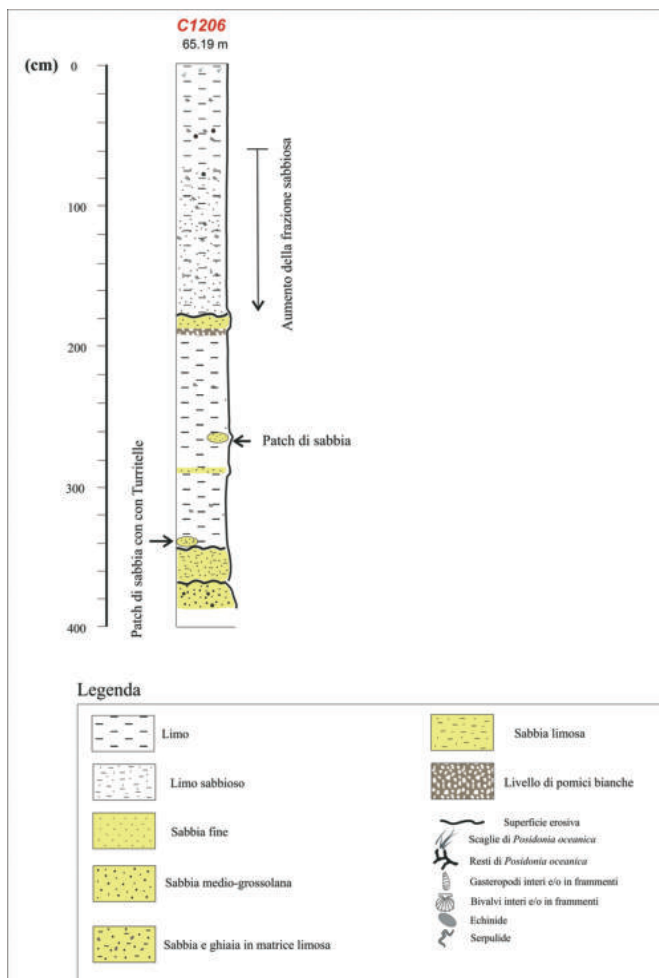


Fig. 20 - . Descrizione della carota C1206, campionata a largo di Pisciotta; nella stratigrafia è riconoscibile a circa 200 cm un livello di pomici bianchi correlabile all'eruzione di Pompei del 79 d.C.; sul fondo della carota si riconoscono dei depositi di spiaggia associati ad alcune superfici erosive, tali depositi racchiudono la superficie erosiva di migrazione del sistema di spiaggia (ravinement) durante l'ultima risalita del livello del mare.

mente in corrispondenza della piana dell'Alento e del promontorio di Velia fino al raggiungimento degli spessori attuali dei depositi di spiaggia e piattaforma.

VIII - TETTONICA

Le principali strutture tettoniche responsabili dell'assetto del Cilento meridionale e d'interesse cartografico sono costituite dalle superfici di accavallamento delle unità tettoniche e da faglie, prevalentemente estensionali, che ritagliano le prime e sembrano essere in relazione con il sollevamento delle dorsali carbonatiche.

Alla scala dell'affioramento, le strutture deformative più evidenti sono pieghe e foliazione nelle unità terrigene "Internidi" e fratturazione pervasiva nei carbonati.

Le superfici di accavallamento non sono quasi mai direttamente osservabili sul terreno; tuttavia, grazie al rilevamento litostratigrafico di dettaglio, risultano facilmente cartografabili. Sono generalmente a basso angolo e mostrano frequenti pieghe associate, a scala sia cartografica che mesoscopica, chiaramente vergenti verso est.

Lo stile delle strutture di ordine inferiore associate agli accavallamenti è variabile a seconda della litologia dominante: nei litotipi argillosi e pelitico-arenacei a stratificazione sottile (formazione delle Crete Nere, formazione del Saraceno, arenarie di Cannicchio, argilliti di Genesio, arenarie di Pianelli, litofacies argillitica della Formazione di Monte Sant'Arcangelo) si rilevano frequenti pieghe strette e isoclinali, generalmente coricate (v. ad es. fig. 2); nei litotipi più competenti e con strati di maggiore spessore (successione carbonatica, marne e calcareniti del Torrente Trenico, arenarie di Pollica, formazione di San Mauro), prevalgono le pieghe aperte, le faglie inverse e i *joints*.

Nei litotipi costituiti da alternanze argilloso-arenitiche (formazione delle Crete Nere, formazione del Saraceno, arenarie di Cannicchio, argilliti di Genesio, arenarie di Pianelli, litofacies argillitica della formazione di Monte Sant'Arcangelo) è frequente anche una foliazione pervasiva e un marcato *boudinage* dei livelli più competenti (fig. 4). Negli affioramenti dell'unità Nord-calabrese si osservano due generazioni di pieghe non coassiali che danno origine a figure di interferenza di tipo 2 di RAMSEY (1967). Queste strutture sono ben riconoscibili soprattutto lungo la costa, in particolare negli affioramenti di Torre di Caleo (a sud di Acciaroli)

(fig. 2), Punta Telegrafo (Marina di Ascea) e nei dintorni di Marina di Pisciotta. La pieghe di prima fase sono generalmente strette e coricate, talora isoclinali, con vergenza verso NE; quelle di seconda fase sono aperte, con superfici assiali sub-verticali, orientate circa N-S e NE-SW (vedere anche MAURO & SCHIATTARELLA, 1988). Grazie ad uno studio mineralogico mirato a individuare le condizioni deformative di questi affioramenti (MAURO & SCHIATTARELLA, 1988) è emerso che questi terreni hanno subito un metamorfismo di basso grado, prossimo al limite diagenesi/anchizona.

I carbonati del promontorio di Capo Palinuro, della dorsale di Centola e del Monte Bulgheria, oltre a essere interessati da una deformazione fragile pervasiva, mostrano un generale assetto a monoclinale immergente verso nord. Una visione più generale (v. F. 209 della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; profilo geologico III) indica che questi carbonati costituiscono il fianco dritto di un'anticlinale, probabilmente coricata, vergente verso N-NE (TOZZI *et alii*, 1996) che si accavalla, fuori sequenza, sulle unità "Internidi" (v. anche ZUPPETTA & MAZZOLI, 1995, 1997).

Di particolare interesse, per l'ottima esposizione, è la superficie di scorrimento a basso angolo che taglia tutta la zona di affioramento dei calcari del settore sud-est del rilievo della Molpa, ben visibile lungo la falesia della spiaggia dell'Arco Naturale e sulla sponda destra della foce del Mingardo (per ragioni di scala non rappresentata in carta). Questa struttura sembra impostata lungo livelli più marnosi ed è talora costituita da più piani di scorrimento, con geometria tipo *duplex*, che talora danno origine ad una fascia cataclastica; la giacitura varia da sub-orizzontale a inclinata di circa 30°, con immersione verso i quadranti occidentali. La vergenza è verso est, come risulta dalle uncinate degli strati e dagli indicatori cinematici presenti lungo le superfici di scorrimento. Questa struttura mette a contatto calcari ben stratificati, in cui non è stata osservata selce, su calcari grigio-azzurri massivi (fig. 21); questi ultimi sono chiaramente riferibili alla formazione dei calcari di Monte Crivo (**CRH**) mentre i calcari ben stratificati soprastanti potrebbero essere riferibili ai calcari selciferi del Giurassico inferiore (**BHE₁**) oppure, data l'assenza di selci, anche ai calcari del Giurassico medio *p.p.*- Cretaceo basale (**OOC**). In quest'ultimo caso lungo questa struttura si sarebbe verificata un'importante elisione; in ogni caso non si rileva mai l'accavallamento dei termini più antichi su quelli più recenti.

Sulla base dell'età dei terreni più recenti coinvolti nei sovrascorrimenti è possibile stabilire una cronologia delle fasi di accavallamento. L'inizio del sovrascorrimento dell'unità Nord-calabrese sull'unità di Castelnuovo Cilento è perciò attribuibile alla fine del Miocene inferiore mentre il sovrascorrimento di queste unità sull'unità Sicilide è riferibile alla fine del Miocene medio e il sovrascorrimento dell'insieme delle "Internidi" sulle successioni carbonatiche è presumibilmente riferibile al Miocene superiore (v. CAMMAROSANO *et alii*, 2004 *cum bibl.*).

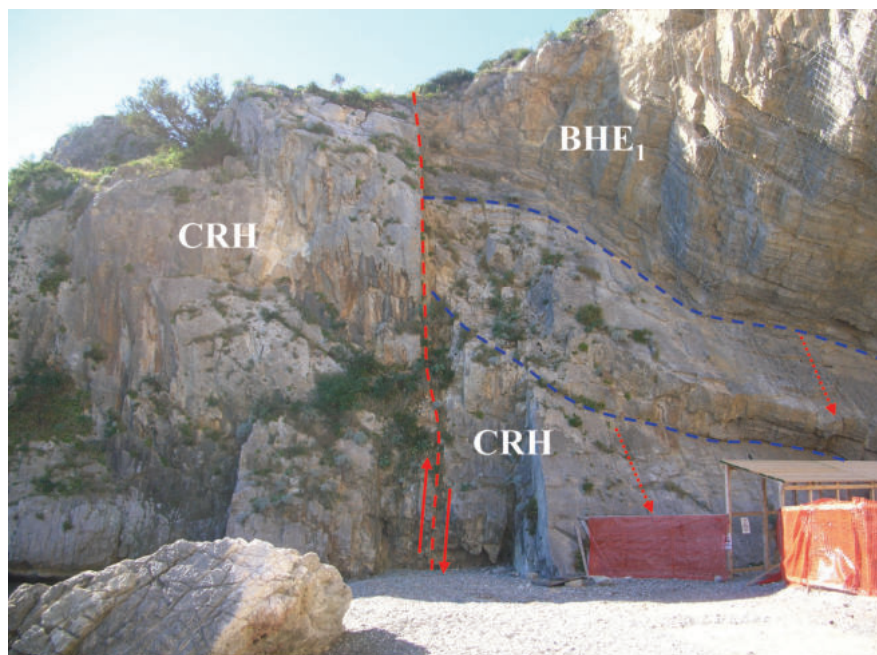


Fig. 21 - Superfici di scorrimento tra calcari ben stratificati (**BHE₁**) e calcari e dolomie massivi (**CRH**) ritagliate da una faglia subverticale; le frecce indicano il senso del movimento. Affioramento presso l'Arco Naturale di Palinuro.

Tutte le strutture sopra descritte sono ritagliate, e talora obliterate, da faglie e fratture, spesso ad alto angolo, con movimenti prevalentemente estensionali e componente trascorrente.

Anche la struttura a basso angolo della Molpa è chiaramente dislocata da faglie ad alto angolo con direzione circa E-W (fig. 21).

I terreni geometricamente più alti, in particolare il gruppo del Cilento e i conglomerati di Monte Sacro, nell'insieme si presentano blandamente piegati, per lo più a sinclinale; anche queste pieghe sono spesso ritagliate e mascherate da faglie ad alto angolo. Considerando le litologie e gli spessori delle unità tettoniche è possibile che, oltre agli effetti della tettonica regionale, il piegamento a sinclinale e la fratturazione siano dovuti anche a deformazioni per gravità secondo il modello delle “*gravity synclines*” proposto da BORGIA *et alii* (1997) e CARENA *et alii* (1998). Infatti, il carico di oltre 2000 metri di rocce competenti, come le arenarie, le marne e i conglomerati dell'insieme costituito dal gruppo del Cilento e dei conglomerati di Monte Sacro, su un substrato costituito da rocce meno competenti e molto deformate, come le argilliti e le alternanze argilloso-arenitiche oligoceniche,

possono causare una deformazione da carico che si manifesta con blande sinformi fratturate, dato il comportamento prevalentemente fragile delle rocce arenacee a livelli di deformazione così superficiali. Il carico può determinare anche una deformazione ulteriore ed un'estrusione dei terreni sottostanti meno competenti. Ciò spiegherebbe l'aspetto caotico, tipo *mélange*, di alcuni affioramenti della formazione del Saraceno immediatamente sottostanti le "placche" del gruppo del Cilento.

Alla base del gruppo del Cilento, alla mesoscala, si osservano anche pieghe aperte con cerniera stretta, con geometria a cuspidi, e superfici assiali da verticali a suborizzontali, vergenti verso il Tirreno. Talora si osservano anche pieghe con superfici assiali ripiegate che mostrano una precedente vergenza verso sud-est e un successivo ripiegamento verso W-NW. E' questo il caso delle pieghe a *chevron* e delle *kink-band* delle arenarie di Cannicchio (fig. 3) lungo la costa e lungo il versante sud-occidentale del Monte della Stella, di alcuni affioramenti della formazione del Saraceno e delle arenarie di Pollica. Queste strutture Tirreno-vergenti sono state interpretate da ZUPPETTA & MAZZOLI (1995, 1997) come il risultato di retroscorrimenti recenti dei carbonati sui *flysch* terrigeni interni. Non essendoci però particolari evidenze di questi retroscorrimenti, queste strutture possono essere spiegate anche come risultato della tettonica estensionale. Questa interpretazione è supportata anche dal fatto che spesso il gruppo del Cilento e le arenarie di Cannicchio si presentano meccanicamente svincolati dal proprio substrato, secondo piani di scollamento a basso angolo immergenti verso il Tirreno. Questo scollamento è in parte responsabile anche dell'assenza in affioramento delle arenarie di Cannicchio nel quadrante nord-orientale.

Come poco sopra accennato, al di sotto della superficie di scollamento della base del gruppo del Cilento si osservano anche pieghe che mostrano un'originaria vergenza verso est, sia alla scala dell'affioramento che cartografica. Ciò permette di ipotizzare che il gruppo del Cilento si sia scollato dal suo substrato già durante la fase deformativa est-vergente, responsabile della messa in posto delle "Internidi" sulle unità carbonatiche, e che, successivamente, tale scollamento abbia favorito il movimento Tirreno-vergente con ripiegamento delle strutture plicative est-vergenti.

Le geometrie di queste strutture Tirreno-vergenti sono compatibili con le strutture che bordano i fianchi sud-occidentali delle dorsali carbonatiche (vedere anche le sezioni di MOSTARDINI & MERLINI, 1986 e la sezione CROP-04 in PATACCA *et alii*, 2000, 2007 e SCANDONE *et alii*, 2003) e quindi sulla base delle stile, delle geometrie e dei rapporti di antecedenza le deformazioni ovest-vergenti possono essere interpretate come strutture minori associate alle *master-faults* che hanno determinato il sollevamento dei carbonati.

Poiché le deformazioni estensionali Tirreno-vergenti interessano terreni serravalliano-tortoniani e deformano sia i sovrascorrimenti che le pieghe est-vergenti ne consegue che la loro attivazione è successiva alla messa in posto delle falde e quindi almeno di età tardo-messiniana o pliocenica.

Nel foglio sono presenti anche evidenze di attività tettonica molto recente. Vari affioramenti dei depositi pleistocenici si presentano fratturati e fagliati alla mesoscala.

In particolare, i depositi quaternari sono diffusi e meglio conservati nel settore sud-est del foglio, confinati a nord da una faglia orientata circa WSW-ENE, che attraversa questo settore da Torre di Caprioli a Centola, e che ribassa il blocco meridionale. Alla mesoscala, in questo settore, i depositi pleistocenici sono interessati da due sistemi di fratturazione principali, entrambi sub-verticali, orientati circa E-W/WSW-ENE e intorno NW-SE; gli indicatori cinematici presenti, strie e scalini su superfici di faglia in depositi cementati, hanno *pitch* con componente normale e trascorrente e indicano un campo di paleostress locale di tipo transtensivo, con asse di massima compressione orientato tra N-S e NW-SE ed asse di massima estensione orientato circa E-W.

Da una visione d'insieme, a scala cartografica, questo settore del Cilento risulta dislocato da sistemi di faglie con componente trascorrente che sembrano avere modellato la morfologia della costa e la geometria dei principali corsi d'acqua.

Il modellamento del settore nord del foglio appare condizionato soprattutto da faglie con direzione circa WSW-ENE, lungo le quali si sono impostati i corsi d'acqua La Fiumarella e Palistro. Il sistema di faglie del Torrente Palistro prosegue verso ovest dove sembra avere modellato la costa ad ovest di Casalvelino e, in generale, la parte meridionale del Monte della Stella. Il sistema del Torrente La Fiumarella prosegue invece verso ENE e interessa anche il quadrante sud-est del Foglio 503 Vallo della Lucania. Verso est questa struttura sembra sdoppiarsi dando origine a due sistemi di faglie orientati circa WNW-ESE che tagliano la zona di affioramento del gruppo del Cilento del versante occidentale del Monte Sacro (v. anche F. 503 Vallo della Lucania), con rigetto orizzontale destro. Nell'insieme questa struttura presenta una geometria tipo *horse-tail*, coerente con un movimento trascorrente destro.

Il settore meridionale del foglio sembra invece principalmente modellato da un sistema di faglie con direzione variabile intorno NNW-SSE. Questo sistema sembra avere modellato la costa tra Palinuro e Santa Caterina e il corso del Fiume Lambro che, nella sua parte finale, scorre per parecchi chilometri parallelo alla costa, separato dal mare da una dorsale allungata in direzione N-S (fig. 22) sulla cui sommità si ritrovano anche sedimenti litorali attribuibili al sistema di Palinuro di età tirreniana. Questo sistema, dopo avere intersecato il sistema di faglie orientato circa NNE-SSW lungo cui si è impostato il corso finale del Fiume Mingardo, prosegue verso sud e modella la costa lungo la Cala del Cefalo segnando il limite SW degli affioramenti della successione carbonatica del Monte Bulgheria.

E' anche evidente che i depositi quaternari sono preferenzialmente localizzati all'interno di piccole depressioni romboidali elongate in direzione WSW-ENE nel settore nord-orientale mentre in quello sud-orientale gli areali di affioramento hanno for-

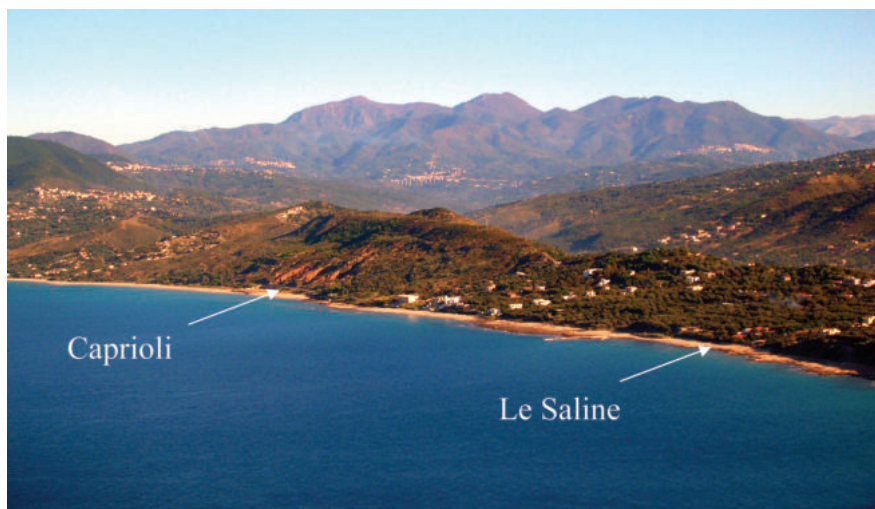


Fig. 22 - Panoramica su Monte Sacro da Capo Palinuro: in primo piano la spiaggia di Caprioli e di Le Saline e la dorsale che separa la bassa valle del fiume Lambro dal mare.

me allungate e seguono prevalentemente direzioni circa appenniniche (WNW-ESE).

In sintesi, i sistemi orientati intorno NW-SE/N-S presentano geometrie compatibili con movimenti transtensivi sinistri mentre i sistemi orientati intorno E-W presentano geometrie compatibili con movimenti transtensivi destri, coerentemente con un campo di stress di tipo trascorrente con direzione di compressione circa NW-SE e direzione di estensione circa SW-NE, in accordo anche con i dati di paleostress emersi dall'analisi alla mesoscala sui depositi quaternari del settore meridionale del foglio.

Questa diffusa e intensa fratturazione ha comportato anche l'effetto di mascherare le precedenti strutture plicative e perciò, sia in carta che nello schema tettonico, non è stato possibile rappresentare nemmeno gli assi delle principali pieghe macroscopiche. Spesso, infatti, le superfici assiali delle pieghe coincidono con superfici di fratturazione.

Infine, altro effetto non trascurabile dell'attività tettonica recente è la dislocazione delle varie superfici di abrasione marina e, di conseguenza, avere reso incerta l'attribuzione cronologica di tali superfici, e dei depositi soprastanti, sulla sola base della quota di affioramento; perciò, per le correlazioni dei depositi quaternari, e la loro attribuzione cronologica, in questo foglio è stato privilegiato il criterio del rilevamento stratigrafico sul terreno.

IX - CENNI DI GEOMORFOLOGIA, GEOLOGIA APPLICATA E RISORSE

Nella sua complessiva e prevalente omogeneità fisiografica, il territorio rilevato presenta alcuni elementi morfologici di spicco caratterizzati dalle differenze strutturali e litologiche. Il generale andamento altimetrico conferisce un caratteristico aspetto collinare (fig. 23), con culminazioni di tipo montuoso dovute ai rilievi caratterizzati da litologie più competenti, quali la successione prevalentemente arenaceo-conglomeratica del Monte Sacro, o Monte Gelbison (fig. 22), e del Monte della Stella e la successione carbonatica del Monte Bulgheria.

In generale, il paesaggio di quest'area 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 del tipo gravitativo secondo 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 a densità medio-bassa 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 alle parti inferiori dei bacini dei fiumi Alento e Lambro, ad eccezione di alcuni corsi d'acqua minori appartenenti al bacino del Torrente La Fiumarella e alla parte inferiore (soprattutto destra orografica) del Fiume Mingardo. Sono inoltre presenti, lungo i



Fig. 23 - Vista panoramica su Capo Palinuro e sulla bassa valle del Lambro da Castello di San Sergio (Centola).

tratti di costa compresi tra Acciaroli e Marina di Casalvelino e tra Marina di Ascea e Caprioli, alcuni bacini minori di torrenti che, dopo pochi chilometri, sfociano direttamente a mare.

La parte inferiore del corso dell'Alento, che sfocia a mare tra Marina di Casalvelino e Marina di Ascea, forma anche la principale piana alluvionale del Cilento, grazie anche alla confluenza, in sinistra idrografica, del Torrente Palistro.

Le principali piane costiere con formazioni di spiagge sabbiose si sono sviluppate a nord di Acciaroli, in corrispondenza delle foci dell'Alento e della Fiumarella tra Marina di Casalvelino e Marina di Ascea, tra Caprioli e Palinuro e a sud della foce del Mingardo.

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

In questo foglio sembra che la morfologia della costa sia stata influenzata più dalla tettonica che dalle variazioni del livello del mare. Infatti, come già introdotto, la costa è quasi ovunque caratterizzata da falesie rocciose e le aree pianeggianti, o a quote prossime al livello del mare, sono localizzate solo in prossimità delle foci dei fiumi; anche la correlazione delle superfici terrazzate, sia lungo la costa che nelle valli, risulta complessa e più incerta rispetto ad altre aree del Cilento. Ad esempio, come indicato nel capitolo precedente, è evidente l'influenza della tettonica nell'evoluzione morfologica della costa nei tratti compresi tra Pioppi e Acciaroli, Caprioli e Palinuro, Capo Palinuro e la Cala del Cefalo (fig. 24). Inoltre è interessante notare che anche le principali cavità ipogee, concentrate nelle zone

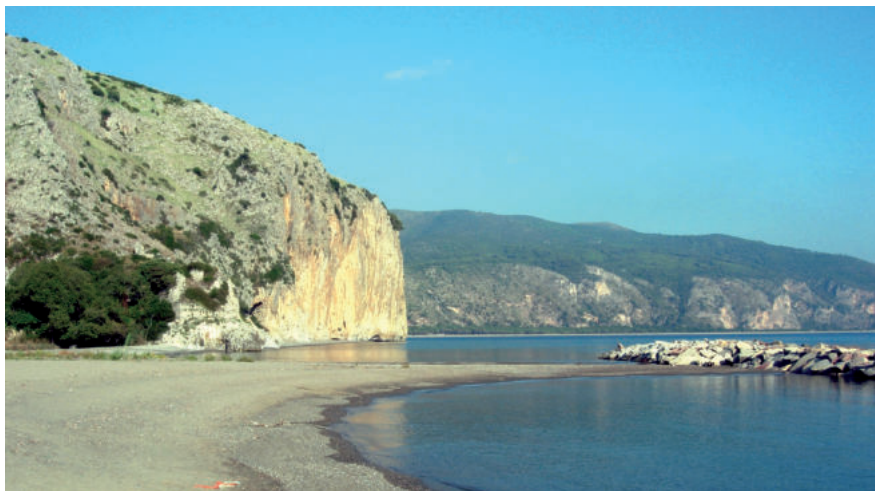


Fig. 24 - Falesia della Molpa in corrispondenza della foce del F. Lambro; sullo sfondo il tratto di costa della Cala del Cefalo (Palinuro-Centola).

di affioramento dei carbonati, a Capo Palinuro e lungo i versanti della Cala del Cefalo, sembrano associate a discontinuità tettoniche estensionali che senz'altro hanno guidato l'infiltrazione delle acque superficiali e la circolazione idrica profonda con conseguente sviluppo del carsismo e delle cavità stesse.

Nella zona del Monte Bulgheria, per la natura carbonatica dei terreni, le morfologie erosionali sono in genere ben conservate; nel settore meridionale sono stati riconosciuti almeno 6 ordini di terrazzi di abrasione marina di età mediopleistocenica di cui è stata ricostruita la cronologia relativa (ANTONIOLI *et alii*, 1994; ESPOSITO *et alii*, 2003), mentre nel settore centro-settentrionale sono stati riconosciuti e distinti almeno 8 ordini di terrazzi d'abrasione marina fino alla quota di 130 metri slm. A tali forme non sono però associati depositi per cui manca una determinazione più certa dei limiti cronologici; considerata l'attività tettonica recente che ha interessato in generale tutto il Cilento e in particolare questo settore, ciò rende meno oggettiva la correlazione di tali superfici.

1. - IDROLOGIA

1.1. - IDROLOGIA SUPERFICIALE

Il reticolo idrologico superficiale è rappresentato principalmente dalla parte terminale del Fiume Alento e dal suo tributario Torrente Palistro, dal Torrente La

Fiumarella, e dai corsi finali dei Fiumi Lambro e Mingardo. 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, ad eccezione di quelli del bacino del Mingardo che si sviluppano nella successione carbonatica del Monte Bulgheria.

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 l'andamento dei corsi d'acqua è tipo *braided* e debolmente meandriforme nella parte terminale, con un ampio alveo di magra e con terrazzi di esondazione laterali, a luoghi pedogenizzati, frequentemente utilizzati per scopi agricoli. In alcuni punti l'approfondimento degli alvei, connesso probabilmente ad un ringiovanimento di età tardo-pleistocenica, e fenomeni di erosione laterale di sponda consentono l'affioramento del substrato.

1.2. - IDROLOGIA SOTTERRANEA

Come appena descritto, il *pattern* prevalente che caratterizza il reticolo idrografico 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 una serie di complessi principali in funzione del grado di permeabilità relativa a scala regionale, risulta realizzabile tenendo conto delle caratteristiche litostratigrafiche delle principali unità stratigrafiche a livello di gruppo di formazioni. Vengono, quindi, privilegiati ed esaltati gli aspetti litostratigrafici, geometrici e tipologici dei principali contatti, per cui si hanno i seguenti raggruppamenti.

Complesso calcareo-dolomitico (successione carbonatica di Capo Palinuro e del Monte Bulgheria), caratterizzato da un alto valore della permeabilità relativa secondaria, per fratturazione e carsismo.

Complesso marnoso-calcareo ed argilloso-arenaceo (terreni delle unità Nord-calabrese, Castelnuovo Cilento, Sicilidi e del *flysch* di San Giovanni a Piro), caratterizzato da un valore della permeabilità relativa da bassa a nulla.

Complesso arenaceo-marnoso-conglomeratico (gruppo del Cilento e conglomerati di Monte Sacro), caratterizzato da un valore della permeabilità relativa da medio a medio-alto.

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

Il basso e/o medio valore della permeabilità relativa dei sedimenti terrigeni è

dovuto principalmente al carattere primario della permeabilità stessa; viceversa un aumento di tale valore è dovuto alla permeabilità secondaria. Lo schema così proposto 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). Le portate maggiori (fino a 20-50 l/s), per ovvi motivi, si realizzano ai margini dei massicci carbonatici, peraltro poco presenti nell'ambito del foglio, oppure al passaggio con successioni terrigene grossolane costituenti strutture idrogeologiche di estensione significativa. 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 (vedi Monte della Stella).

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 che vede, prevalentemente, la sovrapposizione di litologie a comportamento fragile su litologie a comportamento plastico, per un maggiore contenuto di sedimenti argillosi. 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. La distribuzione e tipologia dei fenomeni franosi risente, come

accennato, in primo luogo delle caratteristiche litologiche e strutturali, nonché, a tratti, della degradazione superficiale. Per ovvi motivi, le unità caratterizzate dalla prevalente presenza di litologie argillose, risultano interessate da un maggiore grado di erodibilità, sia diffusa che concentrata, ed una maggiore propensione al dissesto di natura franosa. Queste corrispondono chiaramente alle litologie delle formazioni del Saraceno e delle Crete Nere, dell'unità Castelnuovo Cilento, dell'unità Sicilide e del *flysch* di San Giovanni a Piro. I dissesti dei terreni del gruppo del Cilento, fanno capo, per la porzione litostratigraficamente più bassa, alle caratteristiche geometriche e strutturali del contatto con il relativo substrato a prevalente componente argillosa. Proseguendo nella successione, 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

I fenomeni franosi, di cui sono stati rappresentati in carta gli accumuli, sono stati distinti, in base al grado di attività, in frane attive e quiescenti (v. 7.7).

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 depositi di versante s.l. (a).

Relativamente alla franosità e/o predisposizione al dissesto secondo fenomeni gravitativi di massa, il 50-60% del territorio rilevato è caratterizzato da un assetto geometrico-strutturale per cui le litologie a prevalente componente argillosa e marnoso-argillosa (substrato del gruppo del Cilento; argilliti e calcari di San Giovanni a Piro), si distribuiscono quasi sempre alla base o lungo la porzione mediana del profilo morfometrico del versante a partire, a luoghi, dal livello di base del reticolo idrografico attuale. Tra l'altro, tali unità sono quasi sempre interessate da deformazioni alla scala dell'affioramento ed alla mesoscala, ovvero evidenziano una struttura originariamente di tipo caotico o livelli di spinta e degradazione fisico-meccanica tali da predisporre naturalmente tali litologie al dissesto.

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 substrato del gruppo del Cilento, unità Sicilide e argilliti e calcari di San Giovanni a Piro

Sono i terreni interessati dalla maggiore densità di fenomeni franosi. Su queste litologie, a prevalente componente argillosa, si sviluppano prevalentemente fenomeni franosi del tipo scorrimento rotazionale e traslazionale, colate e talora con cinematiche complesse per nette e/o graduali variazioni litotecniche nell'ambito della successione litostratigrafica. Tali fenomenologie vengono esaltate ed intensificate per la particolare posizione stratigrafica e talora geometrica, lungo il profilo

del versante esposto, quasi sempre basale e/o mediana, della facies pelitico-arenacea (argilliti e torbiditi sottili) delle formazioni delle Crete Nere e del Saraceno, parte basale. In particolare sono stati rilevati lungo la costa, soprattutto nelle zone tra Acciaroli e Casalvelino e tra Ascea e Marina di Pisciotta, numerosi “*landslide debris*”, correlati a fenomeni maggiori con cinematiche rotazionali (BUDETTA *et alii*, 1999, 2000, 2002), dove le successioni pelitico-calcarenitico-arenacee spesso costituiscono le falesie (*sea-cliff*). Proprio in tali aree l’erosione al piede da onda (spesso causa innescante) (*wave erosion*) risulta più accentuata a causa di un *fetch* di notevole estensione.

Di particolare interesse, per le dimensioni e le pesanti conseguenze sulle vie di comunicazione e gli insediamenti, è il dissesto attivo che interessa la SS 447 nel tratto tra Ascea e Pisciotta. Questo dissesto si inserisce all’interno di una vasta area, in sinistra idrografica del Torrente Fiumicella, che presenta evidenze tipiche di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante in quanto l’estensione e l’entità delle deformazioni sono tali da presupporre che i movimenti raggiungano una profondità elevata; si sviluppa in terreni argilloso-calcarei molto tettonizzati, riferibili alla formazione del Saraceno, e sembra impostato lungo faglie estensionali subverticali orientate circa N-S/NNE-SSW.

Complesso del gruppo del Cilento

La successione espone alla base le arenarie di Pollica, poggianti sulle arenarie di Cannicchio e sulla formazione del Saraceno, spesso con contatto tettonizzato. L’intensa fratturazione e deformazione predispone tali litologie all’innescare di fenomeni franosi per crollo, sgretolamento progressivo e/o scorrimenti rotazionali con evoluzione a colata, per la presenza dell’appoggio sui termini prevalentemente argillosi. Si prosegue, per oltre un migliaio di metri, in continuità stratigrafica, con la formazione di San Mauro costituita da un’alternanza arenaceo-pelitica e marnosa, nonché conglomeratica. 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 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*).

Complesso carbonatico

L'intensa fratturazione e deformazione predispone tali litologie all'innesco di fenomeni franosi per crollo o ribaltamento. Lungo i versanti carbonatici non è raro infatti osservare distacchi indotti solitamente dalla presenza di un fitto sistema di discontinuità primarie e secondarie.

Di particolare interesse, soprattutto per il danno al patrimonio ambientale, è il dissesto attivo che interessa l'Arco Naturale di Palinuro, sulla sponda destra della foce del Mingardo, dove meccanismi di rotture per scivolamento planare e ribaltamento (BUDETTA P. & SANTO A., 2000) interessano calcari dolomitici, dolomie e calcareniti grigio-azzurre, che si presentano pervasivamente fratturati (vedi cap. "Tettonica").

In alcuni casi come in destra orografica del Fiume Mingardo, le marne calcaree (**BHE₂**), potenti anche 40 metri, determinano frequenti condizioni di instabilità per le successioni sovrastanti affette da numerosi sistemi di discontinuità le cui intersezioni concorrono ai frequenti distacchi di piccole porzioni di materiali che vanno ad accumularsi sotto forma di coltri detritiche. In alcuni casi, queste coltri disposte lungo i versanti (macereti) possono dar luogo a fenomeni di colamento rapido (*debris-flow*).

2.2. - ALTRI FENOMENI DI DISSESTO

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

Sui versanti costituiti da substrato argilloso o con coperture detritiche di spessore considerevole, si sviluppano talora profonde incisioni fino alla formazione di veri e propri calanchi.

Nell'ambito degli affioramenti delle unità a prevalente componente argillosa (unità Nord-calabrese, Castelnuovo Cilento, Sicilide e argilliti e calcari di San Giovanni a Piro) 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.

L'unica attività ancora in atto è costituita dalla cava sul fianco nord-occidentale del Monte Chiancone. Qui viene cavata, sfruttando l'assetto a franapoggio e le principali linee di frattura, la scaglia detritica per ottenere, dagli strati di calcareniti-

te fine e calcilutite, pietre ornamentali. In passato, tale cava è stata sfruttata anche per la produzione di pietrisco e inerti.

Altre cave, oggi abbandonate, di rocce carbonatiche sfruttate per la produzione di pietrisco e inerti sono presenti nel fondovalle del Lambro, in sponda destra quasi in prossimità della foce, e nel fondovalle del Mingardo, anche questa in sponda destra, quasi al confine con il Foglio 520 Sapri.

E' invece più diffuso lo sfruttamento dei depositi alluvionali terrazzati e, in maniera subordinata, dei conglomerati di Centola, per l'escavazione di sabbia e ghiaia.

Sono presenti anche piccoli fronti di scavo e piccole cave, oggi abbandonate, per lo sfruttamento degli orizzonti più carbonatici della formazione del Saraceno e della formazione di San Mauro a fini di produzione locale di pietra da calce e, talora, di pietra da costruzione.

ABSTRACT

EMERGED AREAS

Geological mapping criteria

Geological surveys at a 1:10,000 scale were carried out in 2002-2006.

Pre-Quaternary units were identified and described using lithostratigraphic criteria, whereas Pleistocene units were identified and described as Unconformity-Bounded Stratigraphic Units (UBSU).

The scree slope deposits and the ubiquitous Holocene units, for which it is impossible to provide a precise and formal stratigraphic definition, were described informally using mixed lithological and genetic criteria.

The layer thickness classes for stratigraphic units are those of BOSELLINI *et alii* (1989), who modify slightly those of CAMPBELL (1967).

In mapping the terrigenous pre-Quaternary units, we considered the parameters used in many other CARG Geological Maps characterized by extensive turbidite outcrops, such as those described by MARTELLI (2004) and identified also in 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 arenite/pelite ratio (A/P);
- the average thickness and geometry of layers;
- the composition of arenites based on the macroscopic identification of framework grains *sensu* VALLONI *et alii* (1991);
- the stratigraphic position;
- the change in rock-type associations.

The lithostratigraphic survey of the carbonates was integrated with biostratigraphic analyses, whereas that of the Quaternary marine deposits was integrated with radiometric analyses.

In this case the geological survey of terrigenous units was not integrated with biostratigraphic analyses, as these were completed in previous studies (Geological Map 503 Vallo della Lucania, APAT, 2005, RUSSO *et alii* 1995; DI STASO & GIARDINO, 2002; CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

The contemporaneous geological survey of the 519 Capo Palinuro and the 520

Sapri sheets allowed comparison and correlation between the Plio-Quaternary units along the coast. Reliable unconformity-bounded stratigraphic units (UBSU) were thereby established at a regional scale. The detailed scale of the geological

survey also allowed the identification of numerous stratigraphic markers. Their position (reported) on the geological map, along with the analysis of aerial photographs, helped define the main tectonic structures in great detail.

Geomorphological framework

Sheet no. 519 Palinuro covers the southwestern Cilento, i.e. the southern portion of the province of Salerno between the Sele Plain to the north, the Tyrrhenian Sea to the west and to the south, and the Vallo di Diano to the east.

In particular, this sheet comprises the stretch of coastline extending from Acciaroli, to the northwest, to Cape Palinuro and the mouths of the Lambro and Mingardo rivers, to the southeast. The coastline divides the sheet diagonally from NW to SE.

The area is hilly, with mountainous culminations formed by the most competent lithologies, such as the predominantly arenaceous-conglomeratic successions of Monte Sacro (also known as Monte Gelbison) and Monte Stella and the carbonate succession of Mount Bulgheria.

In general, the landscape shows clear evidence of a complex morphogenesis (polygenic evolution of relief) resulting from the interaction between climate change and recent tectonic phases, which have led to rejuvenation.

Except for some minor watercourses and the lower portion (especially the orographic right side) of the Mingardo Stream, the rivers that cross the sheet are mostly tributaries to the Lambro and Alento rivers. Along the coastline there are the basins of minor streams that flow directly into the sea after a few kilometres.

The River Alento, thanks to the confluence with the Palistro Stream along its lower left bank, forms the main alluvial plain of the Cilento.

The main coastal plains with sandy beaches lie north of Acciaroli, at the mouths of rivers between Marina di Casal Velino and Ascea, between Palinuro and Caprioli and south of the mouth of the Mingardo River. Other portions of the coastline are characterized by high rocky cliffs at the foot of which there are debris accumulations and pebble pocket beaches.

Structure and structural-stratigraphic evolution

The main outcrops in this geological map are marine turbidite units pertaining to several allochthonous tectonic units, followed by Quaternary continental debris (a product of alluvial and gravitational processes) and, along the coast, marine-continental transitional deposits.

The Capo Palinuro promontory and Monte Chiancone ridge, in the southeast, consist of Meso-Cainozoic carbonate deposits pertaining to the Monte Bulgheria succession.

The Cilento is one of the most complex areas of the internal sector of the Southern Apennines.

The Alps-Appennines system consists of thrust sheets that originated through the accretion of sedimentary prisms during Middle Eocene ensialic collision (“type A” subduction BALLY *et alii*, 1985) within the context of Alpine orogeny. The vergence of structures is generally eastward.

The deposits cropping out in the Western Cilento can be ascribed to two large geometrically overlapping sequences:

1) A top sequence consisting of terrigenous allochthonous units of predominantly Eocene-Miocene age known as “Internidi”;

2) a lower sequence consisting of Oligocene-Triassic carbonate successions with Miocene terrigenous covers (COCCO & PESCATORE, 1968; OGNIBEN, 1969, COCCO, 1971; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; SGROSSO, 1986; BONARDI *et alii*, 1988b), which detached at the base and was thrust eastward above the internal Apulian platform (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; SCANDONE *et alii* 2003; PATACCA & SCANDONE, 2007).

The name “Internidi” derives from the interpreted 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).

The “Internidi” cropping out in this sheet consist of Eocene-Miocene clayey-calcareous and clayey-arenaceous turbidite sequences that were probably deposited on a Late Jurassic-Cretaceous substrate of oceanic or thinned continental crust. They here form three overlapping tectonic units that are sutured by the Cilento Group successions and the Monte Sacro Conglomerates.

Based on their structural and palaeogeographic position and facies, these successions have been correlated with either the Northern Apennine Ligurian units (OGNIBEN, 1969; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; BONARDI *et alii*, 1988b) or the Sub-Ligurian units (MARTELLI & NARDI, 2005).

The geometric succession forming the structural framework of the “Internidi” units cropping out in this sheet is briefly described below, from top to bottom.

The upper succession consists of syntectonic deposits of a confined basin pertaining to the Cilento Group and the Monte Sacro Conglomerates.

The Cilento Group consists of the Pollica Formation and San Mauro Formation. The former has an Upper Burdigalian-Langhian age and consists mainly of arenaceous turbidites with frequent slump and debris-flow deposits. The latter, of Langhian to Tortonian age (CAMMAROSANO *et alii*, 2004), consists of

arenaceous-marly turbidites intercalated with marly megaturbidites, locally known as “fogliarine”, and with olistostromes. These interspersed deposits (Fogliarine and olistostromes) represent very important stratigraphic markers.

The Pollica and San Mauro formations correspond to the Torrente Bruca Formation cropping out in the southeast Cilento (see Sheets CARG 504 Sala Consilina and 520 Sapri; AMORE *et alii*, 1988a, b; GUIDA *et alii*, 1988). They are also cor-

related with the Albidona Formation cropping out at the Calabro-Lucanian border (SELLI, 1962; IETTO *et al.*, 1965; COCCO & PESCATORE, 1968; VEZZANI, 1970; BONARDI *et alii*, 1985; AMORE *et alii*, 1988a, b; BONARDI *et alii*, 1988b; COLELLA & ZUFFA, 1988; VALENTE 1992; CIESKOWSKI *et alii*, 1994; 1995).

The Cilento Group is unconformably overlain by the Monte Sacro Conglomerates (DE PIPPO & VALENTE, 1991), which several authors correlate with the Gorgoglione flysch (AMORE *et alii*, 1988a; GUERRERA *et alii*, 1993).

This episutural succession seals the stack of three tectonic units.

The upper tectonic unit is the North-Calabrian Unit. It is here formed by the argillites of the Crete Nere Formation, the clayey-carbonate turbidites of the Saraceno Formation and the arenaceous turbidites of the Cannicchio Formation (CAMMAROSANO *et alii*, 2000, 2004; APAT, 2005). This tectonic unit is well exposed at the Calabro-Lucanian border (VEZZANI, 1968a and b; DE BLASIO *et alii*, 1978), between the Agri Valley, Mount Pollino and the Ionic Coast (Cosenza and Potenza provinces); it corresponds in part to the "Silentina Basal Unit" of MAURO & SCHIATTARELLA (1988) and to the North-Calabrian Unit of BONARDI *et alii* (1988a, b).

The North-Calabrian Unit shows evidence of low-grade metamorphism and was thrust onto the Castelnuevo tectonic unit. The latter unit consists of the mainly clayey Genesio Formation and of alternating Torrente Trenico marls and calcarenites (turbidites) and thin Pianelli arenaceous turbidites (CAMMAROSANO *et alii*, 2000, 2004; APAT, 2005). This tectonic unit corresponds to the "Sicilide affinity" *Auctt* deposits. (BONARDI *et alii*, 1988a, b).

The lower tectonic unit is formed by the Sicilide Unit, which here consists of lithostratigraphic units correlated with the succession of the Corleto-Perticara Formation (PZ) (LENTINI *et alii* 1991).

The outcropping carbonate succession is known in the literature as the «Monte Bulgheria succession». It here consists mainly of Triassic-Oligocene limestones and dolostones derived from a transitional system (between the carbonate platform and the open sea) on which Miocene calcareous-marly and pelitic-sandstone turbidites lie in discordance (SCANDONE *et alii*, 1964; COCCO, 1971).

The Triassic portion of this succession is not detected in the study area and it is therefore impossible to decipher relationships at its bottom boundary; nevertheless, on the basis of subsurface data (MOSTARDIN & MERLINI, 1986; APATACCA *et alii* 2000; SCANDONE *et alii*, 2003; APATACCA & SCANDONE, 2007) and geometric relationships seen in other areas of the Southern Apennines, this succession is considered a portion of the Apennine platform that detached from its Triassic base and was thrust eastward over the Lagonegrese units and then, together with these, over the Apulian platform.

The terrains described above are overlain by discordant Quaternary marine-continental transitional deposits, by alluvial terraces along the coast and by slope debris in the valleys and on the slopes.

In summary, the structure of this inner sector of the southern Apennine chain is characterized by the superpositioning, due to eastward thrusts, of the terrigenous “Internidi” units on the carbonates of the Apennine platform; these units are together superimposed on the Lagonegrese units and the internal Apulian platform (see for example MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii* 1996; PATACCA *et alii* 2000; SCANDONE *et alii* 2003; PATACCA & SCANDONE, 2007). This suggests a complex duplex structure, with the roof thrust formed by the base surface of the North-Calabrese overthrust and the floor-thrust by the overlap surface of Lagonegrese units over the internal Apulian platform.

It is possible to establish a chronology for the overthrusts based on the age of the terrains involved in the latest thrust. The North-Calabrian Unit began to overthrust the Castelnuovo Cilento Unit in the late Miocene; together these units were thrust above the Sicilide units in the late Middle Miocene. The “Internidi” were thrust above the carbonate successions presumably in the late Miocene (see CAMMAROSANO *et alii*, 2004 and references therein).

The overthrust structures described above are cut and sometimes obliterated by faults and fractures, often high-angle ones, characterized mainly by extensional and transcurrent components.

Some outcrops pertaining to the lower and middle Pleistocene, are show pervasive fracturing and faults that, although modest, testify to very recent tectonic activity.

Relationships between the “Internidi” units and the carbonate units are almost everywhere characterized by tectonic overlap. Locally, these relationships have been greatly reworked and the overlap is masked by recent tectonic activity, which is responsible for the strong uplift of carbonates and for locally inverted relationships.

The geometrically higher terrains, especially the Cilento Group and the Monte Sacro Conglomerates, are on the whole mildly folded, mostly forming synclines, and often faulted by high-angle disjunctive structures. Considering the lithotype and thicknesses of the units involved, the folding and fracturing of these rigid plates, which overly mainly clay units, may be due not only to the effects of regional tectonics but also to gravity deformation, as in the “gravity synclines” of CARENA *et alii* 82000).

At the base of the Cilento Group, there are back-converging folds and folds with folded axial planes with a former S-W vergence and a subsequent W-NW vergence. This is the case of the chevron folds and kink-bands in the “Cannicchio” Sandstones and in outcrops of the Saraceno Formation and Pollica Sandstones along the coast and on the southwest side of Mount Stella. This suggests that the Cilento Group already detached from its substrate during the east-verging deformation phase (during which the “Internidi” were thrust above the carbonate units), thereby leading to the subsequent west-verging transport that folded the

east-verging plicative structures.

The geometry of these Tyrrhenian-verging structures is compatible with that of structures bordering the flanks of the southwestern carbonate ridges (see also sections in MOSTARDINI & MERLINI, 1986 and section CROP-04 of PATACCA *et alii*, 2000, 2007, and SCANDONE *et alii*, 2003). Based on style, geometry and the relationship of antecedence, the west-verging deformation structures are interpreted as minor ones associated with the major faults that thrust up the carbonates.

As the Tyrrhenian-verging extensional deformation involved Serravallian-Tortonian deposits and deformed both the thrusts and the east-verging folds, it follows that their activation was subsequent to the emplacement of the thrusts and that they are at least of Late Messinian or Pliocene age.

There is also evidence of very recent tectonic activity; several outcrops of Pleistocene deposits show fractures and folds, and the difficulty in correlating the various terraced surfaces suggests that they are tectonic dislocated.

The Quaternary deposits are widespread and best preserved in the southeast portion of the study area, where they are delimited to the north by a fault oriented approximately WSE-ENE that lowers the southern block.

The Cilento is displaced by fault systems with a transcurrent component that seem to have shaped the morphology of the coast and the geometry of the main waterways. In general, the morphology of the coast seems to have been influenced more by tectonics than by sea level changes.

The northern sector of the area is modelled by faults with a WSW-ENE direction.

Some of these structures show a horsetail geometry coherent with right transcurrent movement.

The southern sector of the area seems primarily shaped by a system of faults with a variable direction close to NNW-SSE.

The Quaternary deposits in the northeastern sector are preferentially located within small rhomboidal depressions elongated in a WSW-ENE direction, whereas those in the southeastern sector are elongated in the Apennine direction (NW-ESE).

The geometry of NE-SE/N-S systems is consistent with left transtensive movements, whereas that of E-W systems is consistent with right transtensive movements. These are consistent with a transcurrent stress field in the NW-SE direction of compression and SW-NE extension. All this is in agreement with palaeostress fields in the southern sector of the area, which were reconstructed on the basis of mesostructural(surveys of Quaternary deposits.

Present morphogenesis

The main morphogenetic processes, ascribed mainly to gravitational movements and/or runoff processes *sl*, appear to be closely related to the(mechanical

propertie) of the units identified and the systematic lithostratigraphic variability within the successions.

An additional predisposing, sometimes decisive factor is the local geometrical-structural setting in which brittle lithologies lie above plastic ones with a higher clay sediment content.

The more or less complete exposure of the contact, very often sharp and mechanical, sometimes gradual, and altitude along the slope are factors predisposing to landslides of considerable size.

In some cases there is evidence of ancient landslides, the relic deposits of which are too small to map; these clearly occurred under climatic and morphogenetic conditions incompatible with the present ones.

The distribution and type of landslides are determined firstly by the lithological and structural characteristics and at times by surface degradation.

For obvious reasons the lithostratigraphic units characterized by predominant argillaceous lithologies are more erodible (widespread or local) and prone to landslides.

These lithologies comprise the Saraceno and Crete Nere formations, the Castelnuovo Cilento and Sicilide units and the San Giovanni a Piro flysch.

The natural instability of the lowest lithostratigraphic portion of the Cilento Group successions is linked to the geometric and structural characteristics of the contact with the dominantly clayey substratum.

Continuing in the succession, the rhythmic alternation and stratimetric variability of outcropping lithologies (the San Mauro Formation especially)

, predisposes them to static gravitational collapse: the plasticity of the marly and marly-arenaceous lithozones increases under the weight of the considerably thick carbonate layers. These thick carbonate horizons, the so-called Fogliarine, represent stratigraphic markers.

The lithological nature of the alternating layers and of the scree slope deposits, sometimes characterized by considerable thicknesses, accentuates erosion features related to concentrated and/or diffuse runoff. Deep incisions and gullies develop on the slopes with a clayey substrate or on the thickest scree deposits. In the area in which units with a predominantly clayey component (North-Calabrian, Castelnuovo Cilento and Sicilide units and San Giovanni a Piro flysch) crop out there is morphological evidence of gravitational movements of the)weathered surficial portion due to solifluction and soil creep.

Quarries and mining

There is no relevant mining activity in the area.

The only active quarry is that on the northwestern flank of Mount Chiancone.

Taking advantage of the dip of the strata and the major fracture lines, the

scaglia is here quarried to obtain ornamental stones from the caacarenite and calcilutite beds.

Other quarries, now abandoned, of carbonate rocks used for the production of crushed stones and aggregates are present in the River Lambro valley, on the right bank near the mouth, and on the right bank of the Mingardo, near the margin of Sheet 520 Sapri.

The terraced alluvial deposits are widely excavated for sand and gravel. There are also small excavation fronts and minor quarries, now abandoned, for the exploitation of the carbonate horizons of the Saraceno and San Mauro formations, and for the local production of limestone and building stone.

SUBMERGED AREAS

The present map (Sheet n°519 “Capo Palinuro”) offers a synthesis of different projects promoted by the Italian Geological Survey (now ISPRA) for the in-land and the coastal and marine areas of Italy, under the oversight of the Regione Campania. All survey activities in shallow and deeper water have been based on modern sonar technologies as swath-bathymetric echosounder (MBES) and digital side scan sonar (SSS) to define respectively a tridimensional digital elevation model of the seafloor (DEM) and MBES-derived acoustic backscatter images of the seabed. In addition, different types of mono and multi-channel seismic tools (subbottom-chirp, sparker, water-gun seismic sources) have been used to achieve a good understanding of the deeper subbottom structures. Seafloor and sub-seafloor sampling provided the ground-truth for calibrating the geophysical acquisitions. Grabs and gravity corers were used to retrieve undisturbed sediment sections or rock samples. The combination of the geophysical and sedimentological georeferenced database, allowed us to map the geomorphological features of the continental margin and the areal distribution of sediment types and rock features at the 1:25,000 scale.

Starting from an experimental project of marine geological mapping, in about a decade the technological evolution of marine survey and a calibration of stratigraphic and sedimentological criteria allowed to synthesize the results in this map. The Campania offshore represents a natural laboratory for the application of the above criteria in an important part of the Tyrrhenian Margin, where it is possible to characterize the features that play important roles, in the cartography of tectonics, sedimentation and volcanic layers forming stratigraphic markers during Pleistocene.

The great part of marine area of Capo Palinuro Sheet is occupied by the continental shelf; the actual physiography of this shelf is singular as there is not a defined shelf break but a gradual passage to slope. Continental shelf over 110 m of depth change gradually slope inclination, scarps can be recognized at more than

200 m depth. Geophysical data show that the continental shelf stratigraphic architecture is formed mainly by Pleistocene sequences. The seismostratigraphical analysis reveal the presence of a continuous reflector on continental shelf with regional extension; this main erosional surface represents the late Quaternary unconformity related to last eustatic fall; late Quaternary and Holocene sediments related to last sea level rise and highstand lay on this surface. This succession forms coastal wedges which reduce progressively their thickness down to the outer shelf becoming a drape. Some bed-rock outcrops tectonically controlled and N-S oriented are recognized in Acciaroli offshore, rocky formations start from shallow water down to more than 150 m of depth. In Palinuro offshore are localized middle Pleistocene relict deposits outcrops where upper Pleistocene-Holocene drape is very thin. The activity and influence of eruptive centres on Campania margin during late-Pleistocene and Holocene is testified by continuous tephra layer recognized in core and geophysical data.

The cartographic representation of the seabed geology takes into account the lithofacies associations, variously clustered to form different “depositional systems”, which in turn pertain to each specific sedimentary environment (submerged beach, shelf, slope); these systems represent tracts of the Late Pleistocene depositional sequence that belong to the category of “Unconformity Bounded Stratigraphic Units”. The system tracts mapped are genetically correlated to the last sea level eustatic cycle and are distinguished on the map by colour fills. Sedimentological information as grain size and textures (defined according to FOLK, 1954) is represented by hatches superimposed to the map colours.

The still factive depositional systems pertain to the Highstand Systems Tract (Holocene), and accommodate “not completely formed unit”. A sedimentary prism has been forming across the various sedimentary environments from the submerged beach, to the continental scarp.

Late Pleistocene relict units, representing the “completely formed unit”, outcrop from the recent sedimentary prism in the outer shelf; they were deposited during the last sea level fall, and therefore pertain to the Lowstand Systems Tract. Some undifferentiated bedrock units, identified on the base of geophysics data or by stratigraphic correlations have been mapped, and span from the Meso-Cenozoic to Pleistocene.

LEGEND

RECENT COVER DEPOSITS (UBIQUITOUS UNITS NOT DISTINGUISHED ON THE BASIS OF PROVENANCE)

h - anthropogenic deposits

Heterogeneous, heterometric deposits ascribed to human activity, in particular to material accumulation and relocation for constructing relief roads and railways, embankments and fill. Thickness varies from a few centimetres to 20m.

b - present alluvial deposits

Heterogeneous, incoherent and heterometric deposits consisting mainly of sometimes imbricated cobbles, coarse and muddy sands and occasional blocks. They lie in river beds or in golena areas, where they constitute terraces a little higher than the present river bed. Variable thickness of up to a few metres.

Holocene-present

g_{2a} - present beach deposits

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

Holocene-present

a₁ - landslide deposits

Heterogeneous and heterometric debris with a chaotic structure, with patches of lithoid substratum, in a clayey-silt matrix, accumulated by mass movements. Two types of deposits are distinguished: those with evidence of active mass wasting (**a_{1a}**) and those showing no evidence of active movement, i.e. quiescent landslide deposits (**a_{1b}**).

Holocene-recent

g_{2b} - recent beach deposits

Sandy gravels and heterometric pebbles, medium-thin sands not involved in the present coastal dynamics (except for unusually intense storms) and fine, well-sorted sands, accumulated by wind action, sometimes pedogenised and always partially dismantled and anthropized. These deposits pass downward to marine parallel-laminated sands that are in some places rich in fossils (*Glycimeris glycimeris*, *Cardium edule*, *Donax trunculus*, *Natica* sp.). They usually consist of dune

cordons that develop immediately behind the present beach. Such deposits are sometimes reworked and covered by fill deposits, anthropogenic structures and vegetation.

Variable thickness, generally a few metres.

Holocene-recent

a_{3a} - slope deposits

Layers of angular detritus of varying size, incoherent to weakly cohesive due to the presence of a sandy-silty reddish matrix, forming gravity deposits at the base of escarpments and of carbonate slopes. Variable thicknesses, generally a few meters.

Holocene

e₁ - lagoon deposits

Lagoon and marshy silty-clay deposits located in floodplains, between the dune cordons of recent and antique beaches and the terraced first-order alluvial deposits.

Variable thickness, generally a few meters.

Holocene

g_{2c} - ancient beach deposits

Predominantly well-sorted medium-fine sands accumulated by wind and not involved in the present coastal dynamics. Sometimes pedogenised, frequently partially dismantled, reworked, anthropized and vegetated, passing downwards to parallel laminated marine sands in some places rich in fossils (*Glycimeris glycimeris*, *Cardium edule*, *Donax trunculus*, *Natica* sp.). Variable thickness, generally a few metres.

Holocene

b_{n1} - first-order terraced alluvial deposits

Heterogeneous, incoherent deposits of varying size, in some places weakly coherent or cemented. Relic rocks consisting mainly of gravels and sands, pebbles and blocks, generally well-rounded and sometimes highly altered, in a sandy-gravel matrix with sandy-silty and silty-clayey lenses. Characteristic imbrication and obstacle structures occur. Deposits are terraced, at most a few metres above the present river-bed, on the margins of floodplains; in some places they are fossilized by a weakly pedogenised eluvium-colluvium cover. Arboreal plants often grow in these areas.

UPPERMOST PORTION OF THE UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

a - slope deposits s.l.

Eluvial-colluvial covers of variable thickness characterized by silty-clayey and sandy components, prevalently with a fine to coarse heterometric detrital skeleton; torrential deposits are prevalently silty-sandy, also characterized by a heterometric detrital skeleton, sometimes with detrital pebble inclusions, in places terraced. These slope deposits may include palaeolandslides no longer showing the morphologic characteristics of mass movements. The deposits formed alluvial cones when the morphometric and morphologic characteristics of the relief allowed it, especially under the force of gravity. A succession of alternating levels of rounded pebbles and horizons of cm- to dm-sized angular clasts, sometimes blocks, locally cemented, is present locally. The upper pedogenised portion is marked by a red soil interbedded at the base with a pyroclastic level pertaining to the Campanian Ignimbrites and with a variable thickness of a few centimetres to one meter; a pedogenised red horizon of decimetric thickness is present at the base of this pyroclastic level.

Variable thickness, generally a few meters

Upper Pleistocene - Holocene

QUATERNARY UNITS IN MARINE AREAS

HIGHSTAND SYSTEMS TRACT

LITTORAL ENVIRONMENT

g₈ - Submerged beach deposits

Well-sorted sands with scarce or no matrix and rare bioclasts; subordinate well-sorted siliciclastic and carbonatic sands and rounded to subrounded gravels; the pelitic matrix is scarce or absent; rare bioclasts. This matrix increases in sheltered areas under marine phanerogams and towards the outer edge of the submerged beach.

Late Holocene - Present

g₁₃ - Coastal cliff toe deposit

Terrigenous and carbonate blocks of centimetric to metric size, subordinate coarse gravels.

CONTINENTAL SHELF ENVIRONMENT

g₁₅ - Inner shelf deposits

Sands and medium-coarse gravels, sometimes associated with bioclastic deposits,

sandy mud and muddy sands.

Late Holocene - Present

g₁₂ - Bioclastic deposits

Medium-coarse sand and bioclastic sandy gravels, with siliciclastic and carbonate lithoclasts and subordinate molluscan shells or echinoderm fragments.

Late Holocene - Present

g₂₁ - Outer shelf deposits

Mudstones with variable medium-fine sand contents.

Late Holocene - Present

g₁₂ - Bioclastic deposits

Organogenic sands, gravels and biodetritic coarse-grained sands in a scarce pelitic matrix typical of the “coastal detrital assemblage” Auct., forming centimetric to decimetric blankets on pelitic and sandy mudstone sea beds. Mudstone-supported organogenic gravel and bioclastic sands typical of the “muddy coastal detrital assemblage” Auct.

Late Holocene.

CONTINENTAL SLOPE ENVIRONMENT

m₂ - Continental slope deposit

Pelite with variable fractions of bioclastic and volcanoclastic sand, fairly abundant along the canyon heads.

Late Holocene

LST - Lowstand systems tract

Emerged and underwater relic sediments composed of sands, gravels in a sandy matrix, locally cemented, pelitic sands and local blocks of nearby lithoid substrata.

Late Pleistocene.

FSS - Regressive erosional systems tract

Relic beach and inner platform deposits consisting of sands and pelitic sands that are incised and reworked.

Late Pleistocene.

m₁₀ - Relic deposit

Shelf deposits. The sedimentary body is limited by erosional unconformity surfaces and relative conformity (?).

Lower (?) middle Pleistocene

CILENTO PLIO-QUATERNARY SUCCESSION

RPI - Caprioli synthem

Slope deposit formed by alternating colluvial deposits of varying thickness (prevalently silty-clayey and sandy component and heterometric detrital skeleton), and prevalently silty-sandy fluvial deposits with heterometric detrital skeleton, sometimes with inclusions of locally cemented detrital pebbles.

A pyroclastic level of variable thickness (centimetric to metric) correlated with the Campanian Ignimbrite is interbedded in these deposits; red decimetric pedogenised horizons mark the bottom and top of this pyroclastic level.

Variable thickness, generally a few meters, sometimes more than 10m.

Lies unconformably above all the older units.

Upper Pleistocene, post -Tyrrhenian

PUR - Palinuro synthem

The lower part of the deposit consists prevalently of bioclastic calcarenites, the upper part of cross-laminated sands; the two stratigraphic subunits are not represented on the map due to scale constraints.

The lower subunit consists of medium-fine calcarenites, with bioclasts forming plane parallel thin beds in the lower portion and cross-laminations towards the top. Bioturbation traces. 2-10m thick.

The upper subunit consisting of yellowish and reddish cross-laminated silty sands may be of aeolian origin. A dark red palaeosol crops out at the bottom. Pulmonata gastropods are present.

Thickness varies from a few meters to 10m.

It rests unconformably on SHC₁ and is unconformably overlain by RPI.

Lower portion of the Upper Pleistocene (130-110 ka)

SHC - Golfo di Policastro synthem

This stratigraphic unit comprises deposits of Mid-Pleistocene marine and continental cycles. It consists of several subunits (cfr. Foglio Sapri 520, in press) of which only the most recent (Le Saline subsynthem) crops out in this map.

SHC₁ - Le Saline subsynthem

Two stratigraphic subunits may be distinguished: the lower portion of the deposit consists mainly of breccias and calcarenites with bioclasts, the upper portion of cross-laminated sands.

The basal subunit consists of breccias and conglomerates, as well as cobbles, with bioherm and bioclast concentrations and erosional structures filled by fossiliferous sands with pebbles, giving way towards the top to microconglomerates with rounded centimetric pebbles, flattened and elongated, with an arenitic matrix and,

finally, to cross-laminated calcarenites with bioclasts and conglomerate lenses with rounded pebbles. Outcrop thickness of about 3m.

The upper subunit consists of reddish massive fine to silty sands of probable aeolian origin now strongly altered and pedogenised. Outcrop thickness of 1m to more than 3m. This subunit rests unconformably on VMB and is unconformably overlain by PUR.

Upper Middle Pleistocene (Pre-Tyrrhenian, penultimate interglacial period $\approx$ 250-190 Ka).

VMB - Valle del Lambro synthem

Terraced deposits cropping out in the upper portion of slopes and consisting of alternating lenses of imbricated gravels, in a sandy matrix, and yellowish sandy-silty levels with microconglomerate lenses. Strata of variable thickness, from medium to thick. Presence of grey laminated silty-clayey fluvio-lacustrine levels, generally a few meters thick.

Overall thickness of about a few tens of meters.

It lies unconformably above the Miocene substratum and is unconformably overlain by SHC₁.

Middle Pleistocene *p.p.*

CET - Centola conglomerates

Heterometric detrital deposits, mainly stratified, from massive very thick beds characterized by less evident stratification to organized thick strata consisting of rounded and subrounded clasts, sometimes imbricated, and of very thick blocks in a chaotic silty arenaceous matrix; found in the medium and upper portions of slopes along the main watercourses.

The deposit is usually very altered and shows a reddish to ochre-yellow colour.

Total thickness of about a few tens of meters.

It overlies unconformably the Oligo-Miocene substratum and is overlain unconformably by the VMB.

Upper Pliocene *p.p.* – Lower Pleistocene.

EPISUTURAL SUCCESSION

SRO- Monte Sacro conglomerates

Thick to very thick strata, generally amalgamated and massive, sometimes graded, of coarse quartzo-feldspathic sandstones and polygenic conglomerates in an arenaceous matrix with elements ranging from granules to boulders and generally consisting of crystalline rocks and limestones.

Maximum outcrop thickness of about 500m.

Angular unconformities marked by an erosional contact with the underlying MAU; the lithostratigraphic upper limit does not crop out.

Post-lower Tortonian

Cilento Group

MAU - San Mauro Formation.

Arenaceous-pelitic and marly calcarenitic turbidites with conglomerate intervals, generally medium- and thin-bedded up to very thick-bedded, sometimes white >10m strata generally characterized by a tabular geometry, sometimes lenticular; A/P generally > 1. The arenites are generally medium-fine, sometimes coarse, generally siliciclastic, prevalently lithic, sometimes light grey; conglomerates are polygenic with an arenaceous matrix, clasts are centimetric to decimetric, with several crystalline elements. Presence of lenticular slumps and of remarkably thick olistostromes.

Arenites vary from feldspathic lithoarenites and lithoarenites rich in volcanic fragments in the lower portion of the formation to arkose-lithic and arkose rich in granitoid fragments towards the top; the composition of the carbonate arenite megastrata is hybrid.

Maximum outcrop thickness of about 1000m, >2000m in the neighbouring maps. Lower boundary with PLL is gradual, upper boundary with SRO is unconformable. Langhian-Serravallian (NN5-NN7)

The following marker horizons, consisting of marly carbonate megastrata characterized by a tabular geometry and chaotic lenticular deposits, have been distinguished:

- i) upper olistostrome (ol_3), a chaotic deposit consisting of conglomerates within an unstratified, prevalent clayey matrix, with heterometric elements of crystalline rocks, sandstones, limestones and marls at the bottom and of stratified red clays with thin levels of quartz-arenites, jaspers, siliceous calcarenites and calcilutites at the top, 100-200m thick, no older than upper Serravallian (NN7);
- ii) San Mango stratum (f_2), a marly megastratum up to about 40m thick, consisting of thin to very thick arenitic levels in its lower portion, reported in the literature as “seconda Fogliarina”, no older than Upper Serravallian (NN7);
- iii) olistostrome (ol_1), a chaotic deposit composed of slices of stratified successions and of folded and chaotic strata, sometimes in the pre-lithification stage, wrapped in marls, siltstones and varicoloured argillites, marls and siltstones, generally reddish and about 20m thick, lenticular geometry, no older than lower Serravallian (based on its stratigraphic position);
- iv) middle olistostrome (ol_2), a chaotic deposit consisting of slices of stratified successions and of folded and chaotic strata, sometimes in the pre-lithification stage, wrapped in marls, siltstones and varicoloured argillites, always associated with f_1 ,

no older than lower Serravallian (based on its stratigraphic position);

v) Serramezzana-zoppi stratum (f_1), a marly megastratum up to 60m thick, arenitic at the bottom and characterized by a variable thickness of 50cm to 10m, reported in the literature as “prima fogliarina”, no older than lower Serravallian (NN6);

vi) lower olistostrome (ol_1), a chaotic deposit consisting of slices of stratified successions and of folded and chaotic strata, sometimes in the pre-lithification stage, wrapped in marls, siltstones and varicoloured argillites, lies below f_1 , has a lenticular geometry and is no older than Langhian (based on its stratigraphic position);

vii) Tempa del Bosco stratum (tb), a marly megastratum about 10m thick, characterized by a thick arenitic level at the bottom and a chaotic level at the top (like slump and debris-flows), crops out just at the limit of the lower boundary and is sometimes used to indicate the transition to PLL, no older than Langhian (NN5).

PLL - Pollica sandstones

Arenaceous-pelitic turbidites, predominantly siliciclastics, consisting of medium to fine arenites, sometimes coarse, rarely carbonatic, sometimes bioturbated, and subordinate greenish grey silty pelites composed of thin to medium beds (TBT), or of thick (sometimes > 300m) beds characterized by a lenticular and tabular geometry, A/P generally >1, sometimes >> 1. There are intervals with thick, sometimes very thick, levels of polygenic conglomerates with a prevalent arenaceous matrix. Lenticular slumps and olistostromes about several metres in thickness are present at various stratigraphic levels.

A debris flow, with lenticular geometry and thickness of a few metres up to 10 metres is present at the bottom.

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

Maximum thickness of about 500m.

Sharp, unconformable lower boundary with CNN; gradual upper boundary with MAU, at the base of the first thick marly beds; the limit is set near to key bed “tb” Langhian (NN5)

NORTH-CALABRIAN TECTONIC UNIT

CNN – Cannicchio Sandstones

Arenaceous-pelitic thin- to medium-bedded turbidites (TBT); A/P generally = 1. Arenites are generally fine-grained and siliciclastic, pelites are silty and grey or yellowish. Presence of slumps. Sandstones are prevalently arkosolitic, with abundant medium-low grade metamorphics. Stratigraphic thickness difficult to assess, about 150-200m. Thickness decreases towards the northeast, where it sometimes cannot be distinguished from SCE₁.

Gradual lower boundary with SCE₁; sharp unconformable upper boundary with PLL.

Aquitanian? - Burdigalian (NN2-NN3)

SCE - Saraceno Formation

Medium to thick beds of arenaceous-pelitic turbidites and thin to very thick beds of calcareous-marly turbidites consisting of medium-fine, sometimes coarse, sandstones and grey carbonate-arenites with dark chert-bearing layers and nodules and foliated argillites, generally cyan and grey-green, sometimes blackish, rarely red; A/P generally >1, sometimes < 1.

The carbonate fraction decreases and the siliciclastic one increases towards the top. Frequent veins with calcite and quartz, disharmonic folds, generally tight and isoclinal, with evidence of superpositioning, transposition and boudinage, as well as increasing thickness of argillites at the fold hinge; a pervasive crenulation is sometimes present. An arenaceous-pelitic member (SCE₁) was identified in the upper portion. It consists of thin- to medium-bedded turbidites (TBT), rarely thick-bedded, consisting of fine sandstones and grey-green silty pelites, and of rare thin and medium light marly beds characterized at the base by calcarenites and calcilutites; A/P generally = 1. This member represents a horizon between SCE and CNN, with which it shows strong facies analogies; thickness of about a few tens of metres.

At the bottom, SCE shows a sharp stratigraphic contact, characterized by very rapid passage beds, with CRN, or shows a tectonic contact with the successions of the Castelnuovo Cilento Unit. At the top it passes to CNN through SCE₁.

Its stratigraphic thickness, probably no more than 600m, cannot be measured due to strong tectonization.

Rupelian-Aquitanian (NP23-NN1)

CRN - Crete Nere Formation

Foliated argillites, generally grey, sometimes variegated, greenish and nut-brown with darkish thin and medium levels, rarely red, and with thin and medium intercalations of calcareous and siliciclastic turbiditic arenites.

It rests tectonically above the Castelnuovo Cilento Units, giving way at the top to SCE through thin passage beds.

Stratigraphic thickness of about a few hundred metres, not easily quantified due to strong tectonization.

Upper Bartonian - Rupelian (NP17-NP23)

CASTELNUOVO CILENTO tectonic unit (cfr. terreni ad “affinità sicilide” *Auctt.*)

PNL- Pianelli sandstones

Rarely thick and frequently tabular pelitic-sandy thin- and medium-bedded turbidites (TBT); medium- to thin-bedded grey, rich in quartz and mica sandstones; grey, green to nut-brown, rarely reddish silty pelites; A/P varies from >1 to $<<1$. Maximum thickness of about tens of metres decreasing eastward to form unmapable lenses within GSO.

Sharp lower boundary with underlying TNC and GSO, with which it becomes heteropic eastwards; upper tectonic boundary with SCE.

Burdigalian (based on stratigraphic position).

TNC - 'Torrente Trenico marls and calcarenites

Tabular, medium and thick beds of marly-calcareous and marly-arenaceous turbidites; thick levels of light grey marls and thinly laminated argillites, light to dark grey and rarely reddish below; medium-fine grey arenites, frequently carbonatic; A/P varies from >1 to $<<1$. Dark chert-bearing layers and nodules are sometimes present in the lower portion.

Intense, penetrative brittle deformation, with pencil cleavage and interbedded calcite veins are frequent, favouring intense alteration up to complete decarbonization.

Maximum thickness of tens of metres; thickness decreases eastward to unmapable lenses within GSO.

Sharp upper boundary with PNL; sharp lower boundary with GSO, with which it is heteropic to the east.

Chattian-Burdigalian (NP25/NN1-NN3).

GSO - Genesio Argillites

Prevalent foliated argillites, generally dark, sometimes polychrome, and subordinate dark marls, sometimes silicized, and thin- and medium-bedded (sometimes thick-bedded) turbidites, the base of which consists of siltstones, fine sandstones, rare calcilutites and carbonate arenites, siltstones and fine micaceous arenites, extremely altered, sometimes silicized or with dark chert-bearing layers; A/P generally $<<1$. Strong tectonization with frequent fracture planes and pencil cleavage, frequent interbedded calcite veins, local mesoscopic chevron folds.

To the east it is characterized by the presence of unmapable lenses lithologically pertaining to TNC and PNL. Outcrop thickness varies from a few tens to some hundred metres.

At the top this lithofacies gives way to TNC through passage beds marked by an increase in marly turbidites; tectonic boundary with the deposits of the lower tectonic units.

Bartonian-Chattian (NP16-NP25/NN1).

SICILIDE TECTONIC UNIT

FMS - Monte Sant'Arcangelo Formation

The formation consists of alternating varicoloured argillites, marly calcareous thin-bedded turbidites (TBT), calcareous macroforaminifera, small breccias and laminated calcarenites. Based on the areal distribution and the predominance of some lithotypes, it is possible to distinguish an argillitic lithofacies (FMS_a) that forms the lower portion and a marly-calcareous lithofacies (FMS_b) that forms the upper one.

FMS_b - Marly-calcareous lithofacies

Medium to thick, sometimes very thick beds of calcareous marly turbidites consisting of white and light grey marls, calcarenitic and calcilutitic at the bottom, sometimes small breccias, and chert-bearing layers and nodules.

Outcrop thickness of about a few tens of metres.

Tectonic upper boundary with GSO; the nature of the lower boundary with the underlying AV is uncertain.

Chattian-Aquitania (NP25/NN1-MNN1c).

FMS_a - Argillitic lithofacies

Foliated argillites varying in colour from light grey to gunmetal-grey, with greenish intervals and intercalations of thin-bedded turbidites (TBT) with a calcarenitic-calcilutitic, silty-arenitic base. Stratification is rarely preserved, generally with clasts and boudinage, sometimes with light-coloured marls levels and chert-bearing layers and nodules. The thickness is difficult to assess due to strong tectonization; the outcrop thickness varies from a few tens of metres to about 200m. Nature of upper boundary with FMS is uncertain, tectonic with the Castelnuovo Cilento Tectonic Unit; lower boundary with the carbonate Monte Bulgheria succession is tectonic.

Upper Rupelian – Chattian (NP24)

AV - VARIEGATED CLAYS GROUP

Foliated argillites varying in colour from light grey to leaden grey with greenish levels and with intercalations of thin-bedded turbidites (TBT), calcarenitic-calcilutitic and siltitic-arenitic at the bottom. Stratification is rarely preserved, generally as clasts and boudinage, sometimes with chert-bearing layers and nodules and light-coloured marl levels.

Estimated thickness is uncertain due to intense tectonics; outcropping geometrical thickness is variable from a few tens to about 200m.

Nature of the upper boundary with FMS is uncertain, whereas it is tectonic with the Castelnuovo Cilento tectonic unit with the underlying Monte Bulgheria carbo-

natic succession.

Upper Rupelian-Chattian (NP24).

MONTE BULGHERIA TECTONIC UNIT

GIP - San Giovanni a Piro argillites and limestones (cfr. *hflysch nero*” *Auctt*).

Pelitic-arenitic turbidites consisting of prevalently dark-grey, brown, reddish foliated pelites characterized at the bottom by silicized calcarenites and grey quartzarenites, sometimes with chert-bearing layers; $A/P \ll 1$; intercalations of thick levels of beige foliated marls.

Unmappable thick lithofacies varying in thickness from a few decimetres to three metres characterizes the contact with the underlying formation. It consists of macroforaminifera calcarenites alternating with thick levels of small beige breccias and thick to very thick levels of beige marls; towards the top this lithofacies changes rapidly to interbedded marls with thin cherty calcarenites and dark pelites. Outcrop thickness of tens of metres.

Sharp unconformable lower boundary, associated with a probable lacuna, with the underlying scaglia (SCZ_c); upper boundary with the Sicilide and Castelnovo Cilentino units is tectonic.

Burdigalian-Langhian (based on the literature and stratigraphic position)

SCZ - detrital scaglia

Lithostratigraphic unit composed predominantly of marly calcilutites and well-stratified calcarenites, divided into three lithostratigraphic subunits:

i) calciruditic-calcarenitic association (SCZ_c) consisting of thick beds of light-grey calcarenites and calcilutites giving way towards the top to thin and medium levels of dark-grey calcarenites (Eocene-lower Oligocene);

ii) Calcarenitic-calciruditic association (SCZ_b) consisting of thin to thick beds of calcarenites and red and grey marly calcilutites with chert nodules and variable thickness of a few metres to 20m (Paleocene?-Eocene);

iii) Calcarenitic-micritic association (SCZ_a) consisting of thin and medium beds of calcarenites and variegated marly calcilutites, predominantly grey and beige with rose-coloured horizons at different levels, containing rare thin and very thin pelitic interstratifications, sometimes with lenticular coarse calcarenites, thickness of about few metres (Upper Senonian- Maastrichtian).

Maximum overall thickness of about a few dozen metres.

Sharp lower boundary, sometimes marked by a decimetric hardground composed of flattened pebbles within a reddish matrix lying upon thick beds of light-coloured limestones (CBI); sharp unconformable boundary with the underlying GIP.

Eocene-lower Oligocene.

CBI - Bioclastic limestones with rudists

Thick and very thick strata of grey calcilutites, calcarenites and calcirudites with rudists, orbitolinids and planktonic foraminifera fragments.

Thickness of about 100 m.

Sharp lower and upper boundaries with OOC and SCZ_a, respectively, the latter sometimes marked by hardgrounds.

Upper Cretaceous

OOC - Monte Croce del Calvario bioclastic and oolitic limestones

Grey calcirudites and calcarenites with clearly visible bedding of varying thickness (from thin to very thick) containing crinoid plates and echinoid spines; stratified or massive limestones with ellipsactinids. Dark-grey limestones containing calpionellids. Chert-bearing layers and nodules crop out towards the bottom. Toward the top they give way to dark-grey calcilutites containing tintinnids. The strata thicken upwards.

The facies suggest an escarpment depositional environment.

Maximum thickness of about 120-130 m.

Sharp lower and upper boundaries with BHE₁ and CBI respectively.

BHE - Mount Bulgheria cherty limestones and marls

This formation is chiefly composed of well stratified cherty limestones (BHE₁) which give way upwards to calcareous marls (BHE₂).

BHE₂ - Calcareous-marly member

Thin and thick yellowish and reddish calcareous marls and clay marls, with thin to thick beds of calcarenites, calcareous marls and small breccias; presence of ammonites and bioclastic strata.

Lenticular geometry.

Maximum thickness of about 40 m.

Sharp lower and upper boundaries with BHE₁ and OOC respectively.

Middle Jurassic *p.p.*

BHE₁ - Calcareous member with chert-bearing layers

Well-stratified thin or medium beds of grey calcilutites and calcarenites, with oolites, bioclasts, dark chert-bearing layers and nodules.

Sharp lower and upper boundaries with CRH and BHE₂ respectively.

Maximum thickness of about 250 m.

Lower Jurassic *p.p.* Middle Jurassic *p.p.*

CRH - Monte Crivo limestones.

Dolomite limestones, dolomites and calcarenites, grey to light blue, massive or stratified, with intercalated calcareous breccias and macrofossils (Gastropoda, bivalves, isolated corals, oncoids), with elements of silicification.

The lower boundary does not crop out; upper boundary with BHE1 is sharp.

Internal platform environment evolving to escarpment facies.

Outcrop thickness ≥ 200 m.

Lower Jurassic *p.p.*

BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO M., ALLEGRI L., ANTONIOLI F., BELLUOMINI G., FERRANTI L., IMPROTA S., MANFRA L. & PROPOSITO A. (1992) - *Risultati preliminari relativi alla datazione di speleotemi sommersi nelle fasce costiere del Tirreno centrale*. Gior. Geol., **54**(3), 165-193.
- ALVISI M. (1993) - *Nelle Grotte di Palinuro*. Il Subacqueo, **21**/239, 58-65.
- ALVISI M., BARBIERI F., BRUNI R., CINELLI F., COLANTONI P., GRANDI G. & MALTONI P. (1990) - *La Grotta Azzurra di Capo Palinuro*. Manoscritto Conv. Speleomar. '91 Palinuro, 13 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. (1988a) - *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.
- AMORE F. O., IACCARINO G. & PERRONE V. (1988b) - *Segnalazioni di microflora mioceniche nella successione di Monte Centaurino (Cilento orientale): problemi di correlazione tra la Formazione di San Mauro e la Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 219-226.
- ANTONIOLI F., CINQUE A., FERRANTI L. & ROMANO P. (1994a) - *Emerged and submerged marine terraces of Palinuro Cape (Southern Italy)*. Mem. Desc. Carta Geol. D'Italia, **LII**, 237-260.
- ANTONIOLI F. & OLIVERIO M. (1994) - *Dating deepest Mediterranean submerged speleothem (Capo Palinuro, Italy): biological and Holocene sea-level considerations*. Mem. Descr. Carta Geologica d'It., **LII**, 321-327.
- ANTONIOLI F., PUGLISI C. & SILENZI S. (1994b) - *Rilevamento morfostratigrafico della costa emersa e sommersa del settore settentrionale del promontorio di Capo Palinuro*. Mem. Descr. Carta Geologica d'It., **LII**, 225-236.
- 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.
- ARGNANI A., BORTOLUZZI G., BOZZANI A., CANEPA A., LIGI M., PALUMBO V., SERRACA P. & TRINCARDI F. (1989) - *Sedimentary dynamics on the Eastern Tyrrhenian margin, Italy*. PS/87 Cruise report, Giornale di geologia ser.3°, **51**/1, 165-178.
- ASCIONE A. & ROMANO P. (1999) - *Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **315**, 337-356.
- BAGGIONI M. (1975) - *Les Cotes 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). Géomorphologie et Paleoflores*. Geobios, **14** (2), 229-237.
- BAGGIONI-LIPMANN M. (1981-1982) - *Neotectonique et geomorphologie dans l'Apennin campanien (Italie meridionale)*. R. de Géol. Dynamique et de Géog. Physique, **23**(1), 41-54.
- BAGGIONI-LIPMANN M. (1982) - *Etude géomorphologique du site de Velia*. La parola del passato, fascicolo CCIV-CCVII, 210-223.
- BALLY A. W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice Bologna.

- BARBERA C., IETTO A. & PAPPONE G. (1987) - *Le faune ad inoceramidi del flysch del Cilento: paleontologia ed interpretazione cronostratigrafica*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 621-632.
- BARBINA S. & CODELUPPI C. (1989) - *Le grotte di Capo Palinuro*. Speleologia, **20**, 13-15.
- BARTOLE R. (1983) - *Tectonic structure of the Latium - Campanian shelf (Tyrrhenian sea)*. Bollettino Oceanografia Teorica Applicata, **II** (3), 197-230.
- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANO M. & WEZEL F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, southern Italy*. Mar. Geol., **55**, 163-180.
- BIDDLE K.T. & CRISTIE-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. & SEGRÈ A.G. (1953) - *Les formations quaternaires et les gisements paléolithiques de la cote de Salerno*. INQUA, IV Congr. Inter. (Roma-Pisa, 1953): Excursion dans les Abruzzes, les Pouilles et sur la cote de Salerno. 73-110, Roma 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 Liguride 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 Liguride" 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.
- BONINI M. & SANI F. (1999) - *Geological map of the Potenza-Guardia Perticara area (Basilicata, Italy). Scale 1:50,000*. S.E.L.C.A., Firenze. In: BONINI M. & SANI F. (2000) - *Thrusting, strike-slip faulting and syntectonic deposition in the Potenza-Guardia Perticara area (Basilicata, Southern Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**.
- 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 tirrenici 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 continen-*

- tali 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.
- BUDETTA P., GALIETTA G. & SANTO A. (1999) - *Fenomeni d'erosione e frane in alcune aree a coste alte del Cilento (Campania).* Atti Convegno Accademia Nazionale Lincei: Il rischio idrogeologico e la difesa del suolo, Roma, 1-2 Ottobre 1998, pp. 221-227
- BUDETTA P., GALIETTA G. & SANTO A. (2000) - *A methodology for the study of the relation between coastal cliff erosion and the mechanical strength of soils and rock masses.* Engineering Geology, **56**, 243-256.
- BUDETTA P., MARINO E. & SANTO A. (2002) - *Fenomeni di erosione costiera tra Agropoli e Punta Licosa (Cilento – Campania).* Quaderni Geologia Applicata.
- BUDETTA P. & SANTO A. (2000) - *Assetto geostrutturale e caratterizzazione geomeccanica dell'Arco naturale di Palinuro (Campania).* Quaderni Geologia Applicata, **7-7**, 61-76.
- BUDILLON F., CONFORTI A., TONIELLI R., DE FALCO G., DI MARTINO G., INNANGI S. & MARSELLA E. (2011) - *The Bulgheria Canyon-fan: a small-scale proximal system in the eastern Tyrrhenian Sea (Italy).* Marine geophysical researches Reidel, **32**, 83-97.
- 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., **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.
- CATALANO R., DI STEFANO E., INFUSO S., SULLI A., VAIL P.R. & VITALE F.P. (1998) - *Sequence and system tracts calibration on high resolution bio-chronostratigraphy: the Central Mediterranean Plio-Pleistocene.* SEPM, special publication, **60**.
- CAVUOTO G. (2003) - *Revisione stratigrafico-strutturale delle unità di origine interna del Cilento settentrionale.* Tesi di dottorato in Geologia del sedimentario. Università degli Studi "Federico II" di Napoli, 157 pp.
- CAVUOTO G., MARTELLI L., NARDI G. & VOLTAGGIO M. (in prep.) - *Stratigraphy of Pleistocene- Holocene deposits in the Palinuro area.*
- CAVUOTO G., VALENTE A., NARDI G. & MARTELLI L. (2005) - *Depositional systems and architecture of oligo-miocenic turbiditic successions in Cilento (Southern Apennines).* GeoActa, n.3.
- CAVUOTO G., VALENTE A., NARDI G. & MARTELLI L. (2006a) - *Turbidite Depositional Systems and Architectures, Cilento, Italy.* In: NILSEN T., SHEW R., STEFFEN G., & STUDLICK J., eds. -Atlas of Deep-Water Outcrops of the World: AAPG - American Association of Petroleum Geologists Special Publication
- CAVUOTO G., VALENTE A., NARDI G., MARTELLI L. & CAMMAROSANO A. (2006b) - *A prograding Mioocene turbidite system, Tempa Rossa cliffs, Italy.* In: NILSEN T., SHEW R., STEFFEN G., AND STUDLICK J., eds. - Atlas of Deep-Water Outcrops of the World: AAPG – American Association of Petroleum

Geologists Special Publication .

- 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 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 flyscioidi 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.
- CITA M.B. (2008) - *Summary of Italian marine stages*. Episodes, **31** (2), 251–254.
- CITA M. B. (2009) - *A proposito del Quaternario*. Geoitalia, **28**, 44-52
- CITA M.B., CAPRARO L., CIARANI N., DI STEFANO E., MARINO M., RIO D., SPROVIERI R., & VAI G.B. (2006) - *Calabrian and Ionian: A proposal for the definition of Mediterranean stages for the Lower and Middle Pleistocene*. Episodes, **29**, 107–114.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1994) - *Rapporto sul workshop “Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene”* (Bari, Italia, 29 settembre- 4 ottobre, 1994). Il Quaternario, **7**, 677-692.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *Rapporto sul workshop “Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes 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. & DE MAGISTRIS M.A. (1998) - *L'erosione della costa cilentana dell'arco naturale di Foce Mingardo, a sud di Palinuro (Campania)*. Atti 12° Cong. AIOL (Vulcano, 18-21 settembre 1996), **II**, PICCAZZO M. (Ed.), 77-89.
- COCCO E. & MUSELLA F. (1998) - *Variazioni della linea di riva e dinamica dei sedimenti tra Marina di Casalvelino e Marina di Ascea (Cilento, Campania)*. Atti del 12° Congresso dell'associazione Italiana Oceanogra. **II**, Genova, 341-350.
- COCCO E. & PESCATORE T. (1968) - *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **77**, 109-130.
- COCCO E. & PESCATORE T. (1975) - *Facies pattern of Southern Apennines Flysch-troughs*. Petrol. Exl. Soc. of Lybia.
- COLELLA A. & ZUFFA G.G. (1988) - *Megastrati carbonatici e silicoclastici della Formazione di Albidona (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., 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 Acropoli 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., **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°, **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'ARGENIO B. (1966) - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 279-299, 1 f., 1t.
- D'ELIA G., DI GIROLAMO P. & GUIDA M. (1987) - *Geological and petrological characters of some quaternary calcalkaline 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., **84**, n. 4, 947-972.
- DEINO A.L., COURTIS G.H. & ROSI M. (1992) - *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Campanian Ignimbrite, Campanian Region, Italy*. Int Geol Congr Kyoto, Japan, Abstracts, **3**, p 2654.
- DEINO A.L., COURTIS G.H., SOUTHON J., TERRASI F., CAMPAIOLA L. & ORSI G., (1994) - *^{14}C and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Campanian Ignimbrite, Phlegraean Fields, Italy*. Abstracts ICOG, Berkley, CA, U.S.A.
- DE PIPPO T. & VALENTE A. (1991) - *Osservazioni geologiche preliminari sui "Conglomerati di Monte sacro (Campania)"*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 47-51.
- 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.
- DI STEFANO G. (1895) - *Osservazioni sulla geologia del M.te Bulgheria, in provincia di Salerno*. Boll. Soc. Geol. It., **13** (2), 1-10.
- EPOSITO C., FILOCAMO F., MARCIANO R., ROMANO P., SANTANGELO N., SCARCIGLIA F. & TUCCIMEI P. (2003) - *Late quaternary shorelines in southern Cilento (Mt. Bulgheria): morphostratigraphy and chronology*. Il Quaternario, **16** (1), 3 -14.

- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geologic evolution of peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In: WEZEL F.C. (Ed.), "Sedimentary basins of Mediterranean margins". Technoprint, 101-126.
- FERRARO L., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R., VECCHIONE C., COPPA M.G. & DI TUORO A. (1997) - *Studi di geologia marina del margine tirrenico: la piattaforma continentale tra Punta Licosa e Capo Palinuro (Tirreno meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 473-485.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Journ. Geol., **62**, 344-359.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**, 1-36.
- GATTACCECA J. & SPERANZA F. (2002) - *Paleomagnetism of Jurassic to Miocene sediments from the Apenninic carbonate platform (southern Apennines, Italy): evidence for a 60° counterclockwise Miocene rotation*. Earth and Planet. Science Letters, **201**, 19-34.
- 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. & SMOTH A.G. (2004) - *Construction and summary of geologic time scale*. In: GRADSTEIN F.M., OGG J.G. & SMOTH 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 evolutive pleistoceniche nell'area a W di Monte Sacro (Cilento)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **15**, 1-21.
- GUIDA D., 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 morfostutture carbonatiche: un esempio nel monte Bulgheria (Campania)* Mem. Soc. Geol. It., **37**, 363-373.
- 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.
- 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., **108**, pp. 431-451.
- 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*. ISPRA, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia – Università "Federico II", Dipartimento Scienze della Terra, Napoli.
- ISPRA (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 502 Agropoli*. ISPRA, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia – Università "Federico II", Dipartimento Scienze della Terra, Napoli.
- ISPRA (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 520 Sapri*. ISPRA, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia – Università "Federico II", Dipartimento Scienze della Terra, Napoli.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., MONATTI E., BROGLIA C., CHANNEL J., CURZI P., EMEIS K., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT

- J., ROBERTSON A., SARTORI R. & TORII M., (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1140-1156.
- KELLER J., RYAN W.B.F., NINKOVICH D. & ALTHERR R. (1978) - *Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 years as recorded in deep-sea sediments*. Geol. Soc. Am. Bull., **89**, 591-604.
- LAURETTI 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.
- MARCIANO R., MUNNO R., PETROSINO P., SANTANGELO N., SANTO A. & VILLA I. (2008) - *Late Quaternary tephralayers along the Cilento coastline (southern Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **177**, 227-243. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.11.009.
- 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. & Toccaceli R.M. (2005) - *Note 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: Farinacci A. (Ed.): Proc. II Intern. Planktonic Confer., v. 2, 739-785, Roma.
- 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.
- MUSCIO G. & SELLO U. (1989) - *Le ricerche del circolo speleologico e idrologico friulano nell'area di Capo Palinuro*. Mondo Sotterraneo, anno 13 (**1-2**), 41-72.
- 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., **5**, 321-325.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & TOCCACELI R.M. (1991) - *Osservazioni sull'evoluzione geomorfologica olocenica della piana costiera di Velia (Cilento, Campania) sulla base di nuovi rinvenimenti archeologici*. Geogr. Fisic. Dinam. Quarter., **14**, 163-169.
- PASSERI L. & VENTURI F. (2005) - *Timing and causes of drowning of the Calcare Massiccio platform in*

- Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **124**(1), 247-258.
- PASSERO A. (1994) - *Il Gruppo del Cilento nei dintorni del Monte Vesalo (Appennino Campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 3-6.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geological interpretation of the CROP-04 seismic line (Southern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. n. 7.
- PENNETTA M. (1996a) - *Margine Tirrenico Orientale: morfologia e sedimentazione tardo pleistocenica-olocenica del sistema piattaforma-scarpata tra Capo Palinuro e Paola*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 339-354.
- PENNETTA M. (1996b) - *Evoluzione morfologica quaternaria del Margine Tirrenico sud-orientale tra Capo Palinuro e Capo Bonifati*. Il Quaternario, **9** (1), 353-358.
- PESCATORE T. (1966) - *Strutture sedimentarie nel Flysch del Cilento occidentale*. Geol. Rom., **5**, 99-116.
- RAMSEY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, pp. 568.
- 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 offshore Campania (Eastern Tyrrhenian sea)*. Bollettino di geofisica teorica ed applicata, **XXXVI**, 469-482.
- 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.
- SARTORI R. (1988) - *Drilling of ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: tentative basin evolution compared to deformation in the surrounding chains*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.), "The lithosphere in Italy". Advance in Earth Sciences Research, 125 -138.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna, ser. 2, **29** (1960-61), 153-302.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1979) - *Morfologia e stile tettonico del Bacino Tirrenico*. Atti Conv. Sci. Naz. P. F. "Oceanografia e Fondi marini", CNR, Roma, **2**, 729-738.
- 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.
- SCANDONE P., SGROSSO I. & BRUNO F. (1964) - *Appunti di geologia sul Monte Bulgheria (Salerno)*. Boll. Soc. Natur., **72**, 19-27.
- SCARCIGLIA F., TERRIBILE F. & COLOMBO C. (2003a) - *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. (2003b) - *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.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: A Pliocene deep-sea*. Acc. Naz. Lincei Rend. Scienze Fis. mat. Nat., **8**, 104-116.
- SESTINI G. (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline*. Sedim. Geol., **4**, 341-444.
- SGARRELLA F. & BARRA D. (1984) - *Distribuzione dei foraminiferi bentonici nel Golfo di Salerno (Basso Tirreno, Italia)*. Boll. Soc. Nat., Napoli **93**, 51-110.
- SGARRELLA F., BARRA D. & IMPROTA A. (1983) - *The benthic foraminifers of the Gulf of Policastro (Southern Tyrrhenian Sea, Italy)*. Boll. Soc. Nat., Napoli, **92**, 77-114.
- SGARRELLA F. & MONCHARMONT ZEH M. (1993) - *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleontol. It. **32**, 145-264.
- SGN (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al rilevamento*. A cura della Com-

- missione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica del C.N.R. Quaderni, ser. III, **1**, 1-213, Serv. Geol. Naz., Roma.
- 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.
- TOZZI M., MENICONI A. & SCIAMANNA S. (1996) - *Studio strutturale del Monte Bulgheria (Cilento meridionale) e sue implicazioni per la tetto-genesi dell'Appennino campano*. Boll.Soc.Geol.It., **116**, 249-278, 1996).
- TRINCARDI F. & FIELD M. E. (1991) - *Geometry, lateral variation, and preservation of downlapping regressive shelf deposits: Eastern Tyrrhenian Sea Margin, Italy*. J. of Sedimentary Petrology, **61** (5), 775-790.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1992) - *Collapse and flow of lowstand shelf-margin deposits: an example from eastern Tyrrhenian Sea, Italy*. Mar. Geol., **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.
- VALENTE A., CAVUOTO G., NARDI G. & MARTELLI L. (2006) - *Upper Miocene channel-fill deposits, Tempa della Pantanella, Italy*. In: NILSEN T., SHEW R., STEFFEN G., & STUDLICK J., eds. - *Atlas of Deep-Water Outcrops of the World: AAPG – American Association of Petroleum Geologists Special Publication*.
- 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, **20**, 189-222.
- VEZZANI L. (1970) - *Il flysch di Albidona nell'area al confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Rom., **IX**, 101-126.
- ZUPPETTA A. & MAZZOLI S. (1997) - *Deformation history of a synorogenic sedimentary wedge, northern Cilento area, southern Apennines thrust and fold belt, Italy*. GSA bulletin, **109**, 698-708.

