



I S P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

fogli 466-485

SORRENTO-TERMINI

a cura di

aree emerse:

**A. Iannace¹, D. Merola¹, V. Perrone² (*depositi carbonatici*),
**A. Amato¹, A. Cinque¹ (*depositi quaternari*), **R. Santacroce³,
A. Sbrana³, R. Sulpizio⁴, G. Zanchetta³ (*depositi vulcanici*)******

aree marine:

F. Budillon⁵, A. Conforti⁵, B. D'Argenio¹⁻⁵

Con contributi di:

C. Donadio¹, M.L. Putignano⁵, R.M. Toccaceli⁵ (*aree marine costiere da 0 a -30m*)

G. Iaccarino¹, D. Guida⁶ (*geologia applicata*)

A. Iannace¹, M.M. Torrente⁷ (*geologia applicata*)

D. Insinga⁵ (*tefrostratigrafia aree marine da -30m a -200m*)

E. Le Pera⁸ (*petrografia delle arenarie*)

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

(2) Dipartimento di Scienze della Terra, della Vita e dell'Ambiente, Università di Urbino

(3) Dipartimento Scienze della Terra, Università di Pisa

(4) Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università di Bari

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

(6) Dipartimento di Ingegneria Civile, Università di Salerno

(7) Dipartimento di Scienze per la Biologia, la Geologia e l'Ambiente, Università del Sannio di Benevento

(8) Dipartimento di Biologia, Ecologia e Scienze della Terra, Università della Calabria

Ente realizzatore:



CNR Consiglio Nazionale delle Ricerche

*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 il CNR:

R. Polino (IGG) FINO AL 2009, **P. Messina** (IGAG)

Gestione operativa del Progetto CARG
*per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M. T. Lettieri***
*per il CNR: **P. Messina** (IGAG)*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Di Stefano (†), **A. Fiorentino**, **F. Papasodaro**, **P. Perini**

*vulcanico: **R. Bonomo**, **V. Ricci**, **L. Vita***

*parte a mare: **S. D'Angelo**, **A. Fiorentino***

*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 IL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE:

*Funz. delegato: **P. Manetti** (IGC), Coord operativo: **A Cavallin** (IDPA)*

Coordinamento informatizzazione:

*aree emerse: **S. Sterlacchini** (IDPA)*

*aree marine: **N. Pelosi** (IAMC)*

Coordinamento cartografico e editoriale:

*aree emerse: **A. Iannace** (Univ. Napoli), **M.L. Putignano** (IGAG)*

*aree marine: **M.L. Putignano** (IGAG)*

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:

LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA - Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per i CNR - IGG:

M.G. Mori

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO	» 11
1.1.	- AREE EMERSE.....	» 11
1.2.	- AREE MARINE.....	» 13
1.2.1.	- <i>Metodi di rilevamento geologico diretto in immersione (da 0 a -30 m)</i>	» 13
1.2.2.	- <i>Metodi di acquisizioni dati</i>	» 15
1.2.2.1.	- Dati batimetrici	» 15
1.2.2.2.	- Dati ecografici	» 16
1.2.2.3.	- Indagini sismiche e sismoacustiche	» 18
1.2.2.4.	- Campionature del fondo e del sottofondo marino	» 19
II	- STUDI PRECEDENTI.....	21
1.	- AREE EMERSE.....	» 21
2.	- AREE MARINE.....	» 25
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	29
1.	- AREE EMERSE.....	» 29
1.1.	- I RILIEVI CARBONATICI.....	» 30
1.2.	- LA PIANURA ALLUVIONALE DEL FIUME SARNO	» 34
1.3.	- L'EDIFICIO VULCANICO DEL SOMMA-VESUVIO	» 36
2.	- AREE MARINE.....	» 39
IV	- STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE	41
1.	- UNITÀ PRE-OROGENICHE	» 41
1.1.	- UNITÀ TETTONICA DI MONTE FAITO-RAVELLO	» 41
1.1.1.	- <i>calcari e calcari dolomitici (CLU)</i>	» 43
1.2.	- UNITÀ TETTONICA DEI MONTI LATTARI-PICENTINI	» 43
1.2.1.	- <i>dolomia superiore (DBS)</i>	» 43
1.2.2.	- <i>calcari a Palaeodasycladus (CPL)</i>	» 45
1.2.3.	- <i>calcari e dolomie con selce dei Monti Mai (MNM)</i>	» 46
1.2.4.	- <i>calcari oolitici ed oncolitici (CDO)</i>	» 47
1.2.5.	- <i>calcari con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)</i>	» 49
1.2.5.1.	- <i>calcari con Campbelliella e Kurnubia (CCM₁)</i>	» 49
1.2.6.	- <i>calcari con requienie e gasteropodi (CRQ)</i>	» 50
1.2.6.1.	- <i>membro dei calcari e marne ad Orbitolina (CRQ₂)</i>	» 52

1.2.7.	- <i>calcari a radiolitidi (RDT)</i>	Pag. 54
1.2.8.	- <i>calcareniti di Recommone (CDR)</i> »	57
1.2.9.	- <i>arenarie di Termini (TMI)</i>	» 58
1.2.9.1.	- <i>arenarie di Nerano (TMI₁)</i>	» 59
1.2.9.2.	- <i>arenarie di Marciano (TMI₂)</i>	» 59
1.2.10.	- <i>arenarie del Deserto (ADD)</i>	» 60
1.3.	- SINTESI PALEOAMBIENTALE DELLE SUCCESIONI DI PIATTAFORMA CARBONATICA..... »	62
2.	- UNITÀ SIN-OROGENE..... »	64
2.1.	- BRECCE DI PUNTA DEL CAPO (BPD)	» 64
3.	- UNITÀ POST-OROGENICHE	» 66
3.1	- UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE NON DISTINTE PER BACINI DI APPARTENENZA..... »	69
3.1.1.	- <i>sintema di Monte Faito (BMF)</i>	» 69
3.1.2.	- <i>sintema di Agerola (AGA)</i> »	70
3.2.	- UNITÀ QUATERNARIE DISTINTE PER BACINI DI APPARTENENZA - BACINO DELLA PIANA CAMPANA	» 71
3.2.1.	- <i>supersintema Flegreo-Ischitano</i>	» 71
3.2.1.1.	- <i>sintema di Pimonte (BPI)</i>	» 71
3.2.1.2.	- <i>sintema di Gragnano (GGN)</i> »	72
3.2.1.3.	- <i>Tufo Grigio Campano</i> (<i>Ignimbrite Campana Auct.</i>) (TGC)	» 73
3.2.2.	- <i>sintema Vesuviano-Flegreo (VEF)</i>	» 73
3.2.2.1.	- <i>Il sintema Vesuviano-Flegreo</i> <i>dell'edificio del Somma-Vesuvio</i> »	74
3.2.2.1.1.	- <i>subsintema di Scavoletta (VEF_s)</i> »	78
3.2.2.1.1.1.	- <i>lave e scorie del Vallone San Severino (LSV)</i> »	80
3.2.2.1.2.	- <i>subsintema di Zabatta (VEF₇)</i>	» 80
3.2.2.1.2.1.	- <i>piroclastiti di Avellino (PAV)</i>	» 80
3.2.2.1.3.	- <i>subsintema di Molara (VEF₈)</i>	» 81
3.2.2.1.3.1.	- <i>piroclastiti di Pompei (PPM)</i>	» 81
3.2.2.1.3.2.	- <i>lave e piroclastiti di Villa Inglese-</i> <i>San Pietro (LVI)</i> »	85
3.2.2.1.3.3.	- <i>piroclastiti di San Giuseppe Vesuviano</i> (<i>Piroclastiti del 1631 Auct.</i>) (PMX)	» 85
3.2.2.1.3.4.	- <i>lave e piroclastiti del Vesuvio (LPV)</i> »	88
3.2.2.2.	- <i>Il sintema Vesuviano-Flegreo dell'Apron</i> <i>del Somma-Vesuvio</i> »	91
3.2.2.2.1.	- <i>vulcaniti della Civita (VVT)</i>	» 91
3.2.2.2.2.	- <i>unità di Pomigliano (UGL)</i> »	92

3.2.2.3.	- Il sintema Vesuviano-Flegreo nel settore della Piana del Sarno e dei rilievi carbonatici circostanti	Pag. 93
3.2.2.3.1.	- <i>subsintema di Scanzano (VEF₁)</i>	» 94
3.2.2.3.2.	- <i>subsintema dell'Agro nocerino-sarnese (VEF₂)</i>	» 95
3.2.2.3.2.1.	- <i>unità di Ponte Persica (PNI)</i>	» 96
3.2.2.3.2.2.	- <i>unità di Piano delle Selve (PNV)</i>	» 97
3.3.	- UNITÀ QUATERNARIE DISTINTE PER BACINI DI APPARTENENZA DEL BACINO DEL GOLFO DI SALERNO-PIANA DEL SELE - SETTORE COSTIERA AMALFITANA	» 98
3.3.1.	- <i>supersintema di Vettica (VT)</i>	» 98
3.3.2.	- <i>supersintema di Conca (CN)</i>	» 99
3.3.3.	- <i>sintema di Amalfi (ALF)</i>	» 100
3.4.	- UNITÀ QUATERNARIE NON DISTINTE PER BACINI DI APPARTENENZA	» 100
3.4.1.	- <i>Deposito vulcanoclastico (I)</i>	» 100
3.4.2.	- <i>Deposito di origine mista: di debris flow o torrentizio (i)</i> ..	» 101
3.4.3.	- <i>Deposito di colata di detrito e flussi iperconcentrati (b₄)</i> ...	» 101
3.4.4.	- <i>Coltre eluvio-colluviale (b₂)</i>	» 102
3.4.5.	- <i>Deposito di frana (a₁)</i>	» 102
3.4.6.	- <i>Deposito di spiaggia (g₂)</i>	» 105
3.4.7.	- <i>Deposito antropico (h)</i>	» 103
V	- STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE	» 105
1.	- SYSTEMS TRACT DI STAZIONAMENTO BASSO (LST)	» 105
1.1.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA (LST-g₂)	» 105
2.	- SYSTEMS TRACT TRASGRESSIVO (TST)	» 106
2.1.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA (TST-g₂)	» 106
3.	- SYSTEMS TRACT DI STAZIONAMENTO ALTO (HST) ..	» 106
3.1.	- AMBIENTE LITORALE	» 106
3.1.1.	- <i>Deposito di spiaggia sommersa (g₈)</i>	» 107
3.1.2.	- <i>Deposito di frana sottomarina (g₁₇)</i>	» 108
3.2.	- AMBIENTE DI PIATTAFORMA CONTINENTALE	» 108
3.2.1.	- <i>Deposito di piattaforma interna (g₁₉)</i>	» 109
3.2.2.	- <i>Deposito di piattaforma esterna (g₂₁)</i>	» 109
3.2.3.	- <i>Deposito bioclastico (g₁₂)</i>	» 110
3.2.4.	- <i>piroclastiti di Pompei (PPM)</i>	» 110
3.3.	- AMBIENTE DI SCARPATA CONTINENTALE	» 110
3.3.1.	- <i>Deposito di scarpata (m₂)</i>	» 111
4.	- UNITÀ INDIFFERENZIATE DELL' AREA MARINA	» 111
4.1.	- SUBSTRATO MESO-CENOZOICO INDIFFERENZIATO (sci)	» 111
4.2.	- DEPOSITI CAOTICI INDIFFERENZIATI (sai)	» 112
4.3.	- SUBSTRATO VULCANICO INDIFFERENZIATO (svi_p)	» 112

VI	- PETROGRAFIA DEI DEPOSITI MIOCENICI..... »	113
VII	- GEOLOGIA MARINA »	123
1.	- GLI ELEMENTI DEPOSIZIONALI IN FUNZIONE DELLE VARIAZIONI DEL LIVELLO DI BASE »	123
2.	- LE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE DELLA FASCIA COSTIERA SOMMERSA DA TORRE DEL GRECO A PUNTA CAMPANELLA »	124
3.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO QUATERNARIA »	126
3.1.	- <i>SYSTEMS TRACT</i> DI STAZIONAMENTO BASSO (<i>LST</i>) »	128
3.2.	- <i>SYSTEMS TRACT</i> TRASGRESSIVO (<i>TST</i>) »	128
3.3.	- <i>SYSTEMS TRACT</i> DI STAZIONAMENTO ALTO (<i>HST</i>) »	128
VIII	- CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMO-STRATIGRAFICHE DELLE AREE MARINE..... »	131
1.	- ASPETTI DI GEOMORFOLOGIA »	131
2.	- EVOLUZIONE STRATIGRAFICA DEL GOLFO DI NAPOLI »	137
IX	- TETTONICA »	141
1.	- SOVRASCORRIMENTI..... »	142
2.	- STRUTTURE POST-SOVRASCORRIMENTI..... »	146
3.	- FASI DEFORMATIVE E LORO CRONOLOGIA »	149
X	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA »	153
1.	- FENOMENI DI DISSESTO..... »	153
2.	- CAVE ED ATTIVITÀ ESTRATTIVE..... »	155
3.	- IDROGEOLOGIA..... »	157
XI	- CENNI ALLA PERICOLOSITÀ VULCANICA NELL'AREA..... »	159
1	- DEFINIZIONE DELL'ERUZIONE MASSIMA ATTESA (EMA) E DEL SUO SCENARIO »	159
XII	- EXTENDED ABSTRACT »	165
XIII	- LEGEND »	173
	BIBLIOGRAFIA..... »	189

I - INTRODUZIONE

L'area dei fogli 466 Sorrento e 485 Termini è compresa tra le longitudini 14°19'16" e 14°40'00" Est da Greenwich e le latitudini 40°34'12" e 40°48'00" Nord. Tale area copre la Penisola Sorrentina, con l'eccezione dell'estremità occidentale, la dorsale dei Monti Lattari da Monte Cervigliano al versante orientale del Reggina Maior, la parte di Piana Campana corrispondente a quasi tutta la Piana del Sarno, nonché il versante meridionale dell'edificio del Somma-Vesuvio (Fig. 1).

Nella vecchia base topografica I.G.M., in scala 1:25.000, l'area del Foglio 466 Sorrento copre in parte o per intero le sottoelencate tavolette:

- 184 II NE - Vesuvio
- 184 II SE - Punta Orlando
- 185 III NE - Sarno
- 185 III SE - Nocera Inferiore
- 185 III SO - Castellammare di Stabia
- 185 III NO - Boscoreale
- 196 I NE - Sorrento
- 197 IV NE - Amalfi
- 000 IV NO - Positano.

Nella nuova versione della cartografia I.G.M. in scala 1:25.000 il Foglio 466 Sorrento è suddiviso nelle sezioni I (Nocera Inferiore), II (Amalfi), III (Sorrento) e IV (Torre del Greco).

Il Foglio 485 Termini, che nella vecchia cartografia I.G.M. rientrava tutto nella tavoletta 196 I SE Termini, risulta diviso, nella nuova base cartografica, nella Se-

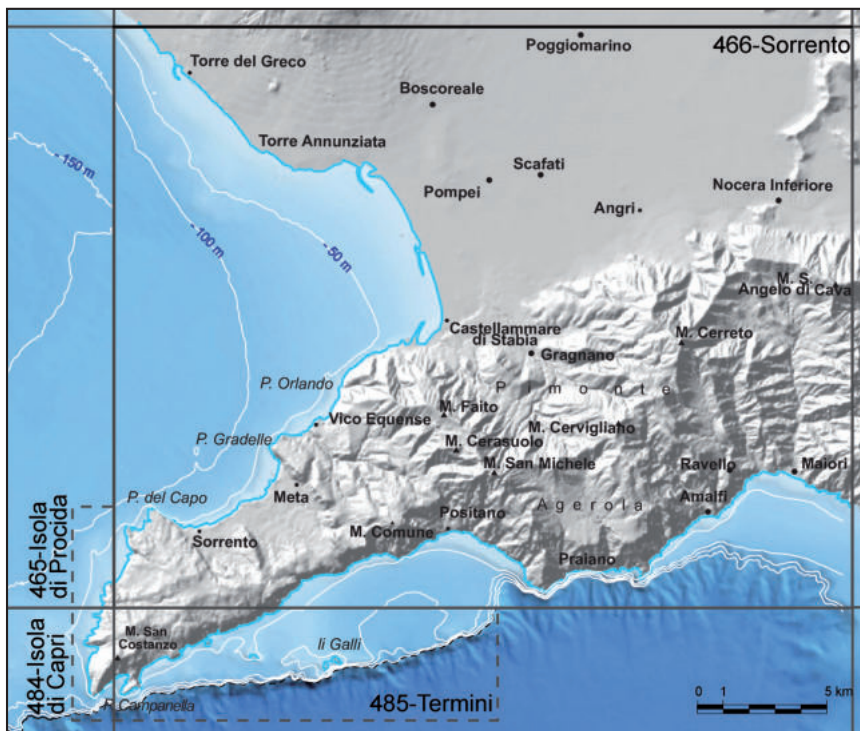


Fig.1 - Ubicazione del Foglio Geologico 466-485 "Sorrento - Termini" nel progetto CARG. Nel riquadro sono compresi i fogli geologici limitrofi (Isola di Procida n. 464, Isola di Capri n. 484, Termini n. 485), che ricadono nel campo carta in oggetto.

zione I (Isola di Capri) del Foglio 484 e nella Sezione IV (Termini) del Foglio 485.

L'area dei fogli Sorrento e Termini ricade in ben quattro fogli della II edizione della carta geologica ufficiale in scala 1:100.000 e più precisamente nei fogli 184 Napoli, 185 Salerno, 196 Sorrento-Isola di Capri e 197 Amalfi, rilevati tra gli anni 1951 e 1965. Questi fogli in scala 1:100.000 costituiscono ancora oggi l'unico documento cartografico esistente sulla Penisola Sorrentina e la Piana del Sarno. Della parte meridionale dell'edificio del Somma-Vesuvio, invece, sono anche disponibili la carta alla scala 1:10.000 di JOHNSTON-LAVIS (1891), la carta pubblicata dal CNR alla scala 1:25.000 (SANTACROCE, 1987) e quella in scala 1:15.000 di SANTACROCE & SBRANA (2003).

Aree emerse:

Il rilevamento è stato eseguito, negli anni compresi tra il 1994 ed il 2002, alla scala 1:10.000, utilizzando le sezioni della carta tecnica della Regione Campania,

ed è stato successivamente sintetizzato in una carta geologica in scala 1:25.000 sulla base topografica I.G.M. sopra indicata.

Nell'area rilevata affiorano depositi carbonatici, essenzialmente in facies di piattaforma, di età compresa tra il Triassico superiore ed il Cretacico superiore, depositi miocenici prevalentemente silicoclastici, la parte meridionale dell'edificio del Somma-Vesuvio, nonché piroclastiti, legate al vulcanismo campano, e terreni detritici pleistocenici, olocenici ed attuali.

I terreni meso-cenozoici del Foglio Sorrento sono stati rilevati da D. Merola, esclusa la dorsale carbonatica ad est di Amalfi che è stata rilevata da A. Iannace con il coordinamento di V. Perrone, quelli del Foglio Termini sono stati rilevati da C. Martino con il coordinamento di V. Perrone e di G. Bonardi. A. Amato, con il coordinamento di A. Cinque, ha rilevato i terreni quaternari sia del Foglio Sorrento, che del Foglio Termini. La ricostruzione stratigrafica delle successioni presenti nelle zone pianeggianti del Foglio Sorrento è stata possibile essenzialmente tramite l'utilizzo di dati provenienti da precedenti sondaggi geognostici, pubblici e privati, la cui taratura è stata effettuata sui pochi affioramenti disponibili e mediante il riconoscimento di diversi livelli guida.

Il rilevamento dell'edificio del Somma-Vesuvio e della parte di Piana Campana ad est dello stesso si deve a D. Andronico, R. Sulpizio e G. Zanchetta, con il coordinamento di R. Santacroce e la direzione di A. Sbrana. L'apparato vulcanico è stato cartografato alla scala 1:5.000 e ciò ha permesso di raggiungere un elevato dettaglio nelle conoscenze della stratigrafia e della distribuzione areale dei prodotti vulcanici. La digitalizzazione della cartografia geologica è stata eseguita da C. Caiazza. La redazione scientifica della cartografia è a cura di A. Iannace e M.L. Putignano.

Per quel che riguarda i criteri adottati per il rilevamento, la strutturazione della legenda, l'individuazione di unità tettoniche e di sintemi si è fatto riferimento ai quaderni (SGN, 1992; ISPRA, 2009) per la nuova carta geologica (Progetto CARG).

Le analisi petrografiche sulle arenarie mioceniche sono state eseguite da E. Le Pera. M. Torrente ha effettuato lo studio strutturale ed ha dato un contributo fondamentale all'interpretazione tettonica. A. Amato ha curato gli aspetti geomorfologici.

Le analisi biostratigrafiche sui terreni mesozoici sono state eseguite da D. Merola con la collaborazione di R. Radoicic, utilizzando gli schemi biozonali di CHIOCCHINI & MANCINELLI (1977), DE CASTRO (1991) e CHIOCCHINI *et alii* (1994). Le determinazioni delle microflora e delle microfaune mioceniche sono opera di O. Amore e G. Ciampo, che hanno seguito gli schemi di IACCARINO (1985), MARTINI (1971) e OKADA & BUKRY (1980).

Sono state anche eseguite datazioni con il metodo del radiocarbonio, a supporto della definizione cronologica dei prodotti del Somma-Vesuvio successivi all'eruzione delle Pomice di Base; il responsabile di queste analisi è stato G. Calderoni. Metodi e problemi sono riportati al cap. IV. 3.2.2.1.

G. Iaccarino e D. Guida, infine, hanno sovrinteso alla parte applicativa di ambedue i fogli, con particolare attenzione alle frane, antiche e recenti, che hanno interessato l'area.

La stesura delle note illustrative delle aree emerse è stata coordinata da V. Perrone e A. Iannace e ad essa hanno collaborato, per le parti di propria competenza, tutti gli autori citati.

Aree marine:

La cartografia geologica delle aree marine dei fogli n. 466 Sorrento e n. 485 Termini è il frutto del dialogo di due progetti, il Progetto di Cartografia Geologica Sperimentale delle Aree Marine 1:50000 dell'ISPRA ed il Progetto di Cartografia Geologica Marina 1:10000 della Regione Campania, entrambi affidati per la realizzazione all'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del Consiglio Nazionale delle Ricerche. Il primo, avviato nel 1997, stabiliva il rilevamento delle aree marine alla scala 1:25000 fino al limite del foglio e comprendeva le aree a sud e a nord della penisola, estese sulle tre sezioni del foglio (sez. II Amalfi, sez. III Sorrento, sez. IV Torre del Greco), comprendendo anche la Sezione I (Isola di Capri) del Foglio 484 *p.p.*; il secondo iniziato nel 2003, prevedeva il rilevamento delle aree marine alla scala 1:10000 esclusivamente nelle sezioni a nord della Penisola Sorrentina comprendente il Foglio Sorrento - lato nord, il Foglio Isola di Procida *p.p.* - settore sommerso a largo di Massalubrense e il Foglio Isola di Capri *p.p.* - settore sommerso tra Punta S. Lorenzo e Punta Campanella. Il rilevamento geologico di queste aree marine è stato eseguito con i metodi convenzionali della geologia marina dai -30 m ai -200 m e con il rilevamento subacqueo delle aree costiere alla scala 1:10000 fino ai -30 m. Una zona di accavallamento fra i due rilievi (-20/-30 m) è stata prevista a vantaggio dell'uniformità ed omogeneità della restituzione cartografica.

Il rilevamento geologico delle aree marine del settore della Penisola Sorrentina fino a Punta Campanella è stato così suddiviso:

il rilevamento geologico subacqueo della fascia batimetrica da 0 a -30 m è stato condotto da C. Donadio, A. Priore, R.M. Toccaceli, M.L. Putignano; ed è stato diretto alla scala 1:10000 da: R.M. Toccaceli - Foglio Sorrento n. 466 (lato nord); M.L. Putignano - Foglio Isola di Procida n.465; C. Donadio - Foglio Isola di Capri n. 484.

il rilevamento geologico della fascia batimetrica da -30 m a -200 m è stato condotto da: F. Budillon, A. Conforti, G. Aiello; la direzione alla scala 1:25000 è stata condotta da: B. D'Argenio, M. Sacchi (fino al 2005) per i fogli n.466 (lato nord), n. 465; e da: F. Budillon, M. Sacchi (fino al 2005) per il Foglio n.484; la direzione alla scala 1:10000 è stata condotta da: F. Budillon per i fogli n. 466 (lato nord), n. 484 e da: G. Aiello per il Foglio n. 465.

il rilevamento geologico delle aree marine a sud della Penisola Sorrentina

(fogli n. 466 - Sorrento lato sud, n. 485 - Termini) è stato eseguito per la fascia batimetrica da 0 a - 200 m da: F. Budillon, A. Conforti e diretto da: B. D'Argenio, M. Sacchi (fino al 2005).

Acquisizione ed elaborazione dati dell'area marina: *Geofisica*: G. Aiello (Foglio n. 465), A. Bellonia (Foglio n. 484), F. Giordano (fogli n. 484, 465), F. Budillon, G. Cristofalo, M. De Lauro, C. D'Isanto, S. Innangi, E. Marsella, S. Passaro, S. Ruggieri, P. Scotto di Vettimo, R. Tonielli, C. Violante (Fogli 466, 484, 485); *Granulometria*: M. Capodanno, F. Molisso; *Stratigrafia*: G. Aiello (Foglio n. 465), A. Bellonia (Foglio n. 484), F. Budillon, A. Conforti, D. Insinga (fogli n. 466, 484, 485); *Biostratigrafia*: L. Ferraro. Il coordinamento scientifico della geologia subacquea e geologia marina è stata eseguito da B. D'Argenio e E. Marsella. Il coordinamento cartografico Terra/Mare e la redazione scientifica delle aree marine (fascia batimetrica da 0 a -200 m) è stato condotto da M.L. Putignano. I rilevamenti dei fogli n. 466 - lato nord, n. 465 e n. 484 delle aree marine da 0 a -30 m, sono stati eseguiti nel 2007, il rilevamento delle aree marine da -30 m a -200 m sono stati eseguiti tra il 1997-2007; i rilevamenti dei fogli n. 466 lato sud e n. 485 delle aree marine da 0 a -200 m, sono stati eseguiti tra il 1997 ed il 2007. Il rilevamento delle aree marine si è avvalso delle basi batimetriche dell'IAMC alla scala 1:10000 nei settori a nord della Penisola Sorrentina fino a Punta Campanella e alla scala 1:25000 nei settori a sud della penisola la cui relazzazione è a cura di N. Pelosi.

La stesura delle note illustrative delle aree marine è stata coordinata da M.L. Putignano e ad essa hanno collaborato, per le parti di propria competenza, tutti gli autori citati. In particolare le note illustrative della fascia batimetrica da 0 - 30 m relative ai fogli Sorrento lato nord, Foglio Isola di Capri *p.p.*, Foglio Isola di Procida *p.p.* sono state redatte con i contributi di C. Donadio, M.L. Putignano, R.M. Toccaceli e di tutti i rilevatori geologi subacquei che hanno partecipato al rilevamento. Le note illustrative delle aree marine (fascia batimetrica da -30 a -200 m dei suddetti fogli e della fascia batimetrica da 0 a -200 m dei fogli Sorrento - lato sud e Termini) sono a cura di F. Budillon, A. Conforti, B. D'Argenio, con il contributo di D. Insinga per la tefrostratigrafia.

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

1.1. - AREE EMERSE

Nei fogli Sorrento e Termini sono state distinte unità pre- e sin-orogeniche, che costituiscono i rilievi carbonatici della dorsale dei Monti Lattari, ed unità post-orogeniche, che formano l'edificio del Somma-Vesuvio e la Piana Campana ma affiorano anche, in lembi più o meno estesi, sui rilievi carbonatici.

Per le unità pre- e sin-orogeniche è stata adottata una suddivisione litostratigrafica, distinguendo formazioni e membri, mentre per i terreni post-orogenici è stata utilizzata una suddivisione in unità a limiti inconformi (UBSU), che è stata definita anche in accordo con gli autori dei fogli limitrofi. Nell'ambito della generale organizzazione per unità a limiti inconformi è stato però necessario inserire anche delle unità di tipo litostratigrafico e delle unità informali, laddove queste apparivano più idonee a raggruppare e caratterizzare i terreni.

Per la suddivisione litostratigrafica della successione carbonatica è stata utilizzata la nomenclatura adottata nell'ambito del progetto CARG per l'intero Appennino meridionale. L'unica significativa difformità, dovuta al fatto che il rilevamento del presente foglio è stato realizzato prima della elaborazione di tale schema litostratigrafico, riguarda i limiti delle due formazioni che comprendono gran parte del Cretacico. Nel presente foglio, infatti, il livello-guida delle marne a orbitoline ("Livello a Orbitoline" *Auct.*) è stato utilizzato per separare le due formazioni dei calcari a radiolitidi e dei calcari con requenie e gasteropodi, cartografandolo come un membro alla sommità di quest'ultima formazione.

In conseguenza di questa scelta la formazione dei calcari a radiolitidi nei fogli Sorrento e Termini comprende anche la parte alta della formazione dei calcari con requenie e gasteropodi, come cartografata negli altri fogli dell'Appennino meridionale, nella quale sono in genere riconoscibili due membri. Così definite, le formazioni dei *calcari con requenie e gasteropodi* e dei *calcari a radiolitidi* coprono rispettivamente gli intervalli Berriasiano *p.p.*-Aptiano superiore *p.p.* e Aptiano superiore *p.p.*-Santoniano (Fig. 2).

Per quanto riguarda le unità quaternarie non è stato possibile adeguare le indicazioni cronologiche relative alla base del Quaternario alla nuova scala cronostratigrafica sia per i motivi di uniformità con i fogli già in corso di stampa sia per i motivi collegati allo stato di realizzazione del Foglio.

1.2. - AREE MARINE

Le carte geologiche delle aree marine evidenzia gli elementi deposizionali, la distribuzione delle litofacies relativamente agli ambienti in affioramento e i principali lineamenti morfologici, in accordo con le normative CARG del documento della "Commissione per il Rilevamento delle aree marine dei fogli al 50000" (CATALANO *et alii*, 1996) e delle "Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG" (Gruppo di lavoro per la Geologia Marina del Servizio Geologico Nazionale, 2002, presenti nel sito <http://www.isprambiente.gov.it/it>). Si fa riferimento inoltre ai documenti inclusi in:

QUADERNI del Servizio Geologico d'Italia, serie III, n.1, 2, 3, 6, 12;

Suppl. Boll. Serv. Geol. D'It., fasc. 1-5, 1968/71;

CARIMATI *et alii*, Boll. Serv. Geol. D'It., vol 101, 1980.

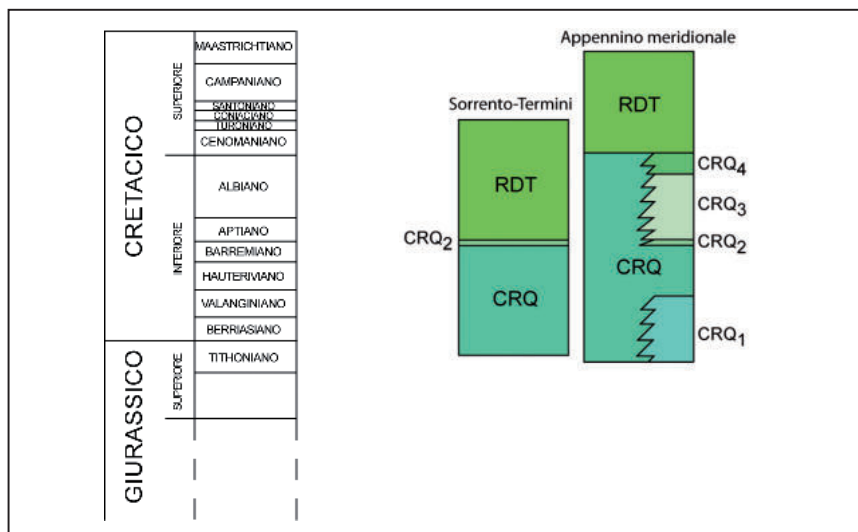


Fig. 2 - Suddivisioni nel Cretacico dell'Unità Monti Lattari-Monti Picentini per i fogli Sorrento-Termini rispetto alle suddivisioni approvate per gli altri fogli dell'Appennino meridionale, come risultato dal comitato d'area dell'Appennino Meridionale:

http://difesasuolo.isprambiente.it/carg/comitatiarea/appmer/app_merid_verbale17_18_nov_05.pdf.

1.2.1. - Metodi di rilevamento geologico diretto in immersione (da 0 a -30 m)

In accordo con le LINEE GUIDA PER LA GEOLOGIA SUBACQUEA edite dalla Regione Campania (MONTI *et alii*, 2003) e la normativa vigente in materia, è stato eseguito il rilevamento geologico dei settori costieri sommersi mediante indagini dirette (immersioni con auto respiratori ad aria compressa, A.R.A.), da parte di geologi rilevatori subacquei esperti, di regola tra 0 e -30 m di profondità, permettendo la restituzione di carte geologiche di base con i medesimi criteri utilizzati per il rilevamento delle aree emerse.

Le attività di rilevamento geologico subacqueo sono state fatte adottando una cartografia di base in scala 1:5.000 con isobate ad intervallo di 1 m. La realizzazione della cartografia geologica della piattaforma prossimale ha previsto una prima fase di interpretazione e restituzione di dati indiretti; in particolare, per i fondali pericostieri meno profondi, fino a -5 metri, sono state interpretate foto aeree zenitali a colori (volo Regione Campania del 2004). A supporto dell'attività di rilevamento e dell'interpretazione sono stati consultati mosaici ottenuti da rilievi *Sidescan Sonar* e *Multibeam* (in opzione *Side*), elaborati dall'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero I.A.M.C. - C.N.R. di Napoli (*cfr.* 1.2.2.1, 1.2.2.2.).

Le immersioni sono state eseguite lungo transetti subacquei secondo poligoni chiusi e/o aperte, effettuando ispezioni circoscritte e puntiformi, di regola

fino ad un massimo di -30 m di profondità (Fig. 3); alcune immersioni mirate sono state spinte a profondità maggiori (al massimo fino a -35 m); le immersioni sono state eseguite a distanza di circa 250 m in modo da ottenere una copertura dei rilievi adeguata alla scala di dettaglio 1:10000. Tutte le operazioni in immersione sono state assistite, per quanto riguarda il supporto sia logistico-operativo che la sicurezza di cantiere, da subacquei professionisti O.T.S.

L'indagine diretta è stata eseguita mediante rilievi, sezioni, profili geologici, schemi morfologici e morfostratigrafici. L'attività di rilevamento è stata integrata

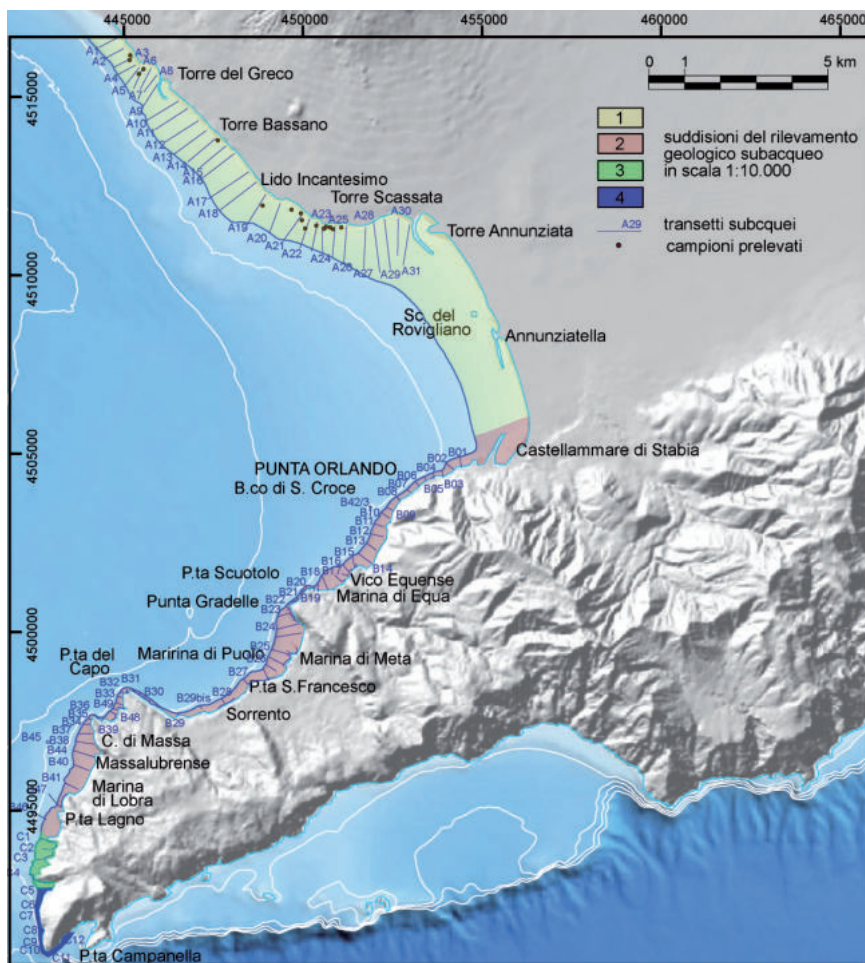


Fig. 3 - Carta della ubicazione dei campioni e dei transesti effettuati durante il rilevamento subacqueo per i fogli Isola di Procida n. 464, Isola di Capri n. 484, Sorrento lato nord n. 466.

con un campionamento mirato degli affioramenti rocciosi e, subordinatamente, del fondo marino mobile, per il quale è stata fornita una descrizione dettagliata sulle caratteristiche litologiche e sedimentologiche.

I punti di immersione sono stati georeferenziati mediante GPS con restituzione cartografica. Come da prescrizioni presenti nelle linee guida su citate non sono state rilevate le aree costiere occupate da infrastrutture marittime.

1.2.2. - *Metodi di acquisizioni dati*

Le acquisizioni di dati morfoacustici-batimetrici e geologico-stratigrafici (campionature dei sedimenti mediante *box corer*, carotieri a gravità, benne e draghe; sezioni sismiche *Chirp Subbottom* e *Sparker*) sono state stabilite in modo da assicurare un'accuratezza adeguata alla scala di rilevamento 1:25000.

I dati utilizzati per il rilevamento delle aree marine del Foglio Sorrento sono stati acquisiti nel corso degli ultimi 10 anni con diversi mezzi navali in relazione agli strumenti utilizzati e alle aree investigate.

I settori distali sono stati investigati con la nave oceanografica Urania in dotazione al CNR (Campionature, Sidescan sonar, rilievi acustici e sismoacustici) e con la N/O Tethis in dotazione dell'IAMC - CNR fino al 2007 e del CNR in tempi successivi (rilievi *multibeam*, *sidescan sonar*, campionature del fondo marino). I settori costieri sono stati investigati con mezzi più leggeri a seconda delle esigenze della ricerca: il natante Red Fish della Tecknomar s.r.l. (campionatura del fondo) e la R/V Vettoria della Stazione Zoologica A. Dohrn (campionature).

1.2.2.1. - *Dati batimetrici*

I dati batimetrici sono stati acquisiti nel corso di oltre 10 anni e pertanto sono stati utilizzati modelli via via più sofisticati e con caratteristiche tecniche diverse: con il *multibeam* Elac Bottomchart MkII, con il Simrad EM3000 ed con il SeaBat 8111R (versione 2.10) della Reson. Tali strumentazioni forniscono la topografia del fondo in tre dimensioni, ma con modalità differenti, in funzione delle loro specifiche caratteristiche tecniche. Il primo strumento utilizzato nei settori più profondi del golfo opera ad una frequenza di 50 kHz e genera un fascio a 56 *beam* su un angolo di 150°; il secondo opera in acque meno profonde, con una frequenza di 300 kHz in un range di profondità da 0.5 a 150 metri; genera un fascio ampio 130° in trasmissione e riceve 127 fasci di ampiezza 1.5°; il *software* di acquisizione e navigazione utilizzato è il programma Hydro della Trimble. Il terzo strumento, utilizzato nei settori di piattaforma esterna e scarpata superiore, opera con una frequenza di 100 kHz, ha un range di profondità da 3 a 700 metri ed emette un fascio di 150°

composto da 101 beam ognuno ampio 1.5°; il trasduttore è composto da un array cilindrico di ricevitori e da un array lineare di trasmettitori montati insieme a scafo; il *software* di acquisizione e navigazione è il PDS2000 della Thales.

La posizione della nave è ottenuta mediante GPS Trimble con correzione differenziale mediante stazioni locali o con Skifix. Durante le campagne si sono inoltre utilizzati un sensore di movimento (TSS) che corregge gli errori di rollio e beccheggio ed una girobussola che indica la direzione della prua della nave. Nell'area di studio i dati batimetrici sono stati acquisiti in modo da avere almeno il 20 % di sovrapposizione tra due profili adiacenti. I dati *multibeam* sono stati controllati per eliminare quelli spuri e sono poi stati elaborati con appositi software al fine di produrre carte e modelli digitali di elevazione (DTM) con grado di accuratezza conforme alle direttive dell'Organizzazione Internazionale Idrografica (IHO), su quasi la totalità dell'area. Il rilievo batimetrico complessivo, elaborato e corretto costituisce la base topografica per il rilevamento geologico marino e subacqueo. I lineamenti topografici sottomarini così elaborati sono rappresentati in cartografia da isobate ogni 20 m nelle carte 1:25000 per le notevoli acclività che caratterizzano alcuni settori dei fondali del settore meridionale del Foglio Sorrento.

1.2.2.2. - Dati ecografici

Le immagini acustiche dei fondali sono state acquisite tramite un sistema *Sidescan Sonar* (SSS) ad elevata risoluzione, costituito da un *tow fish* digitale modello EdgeTech Df 1000 con doppia frequenza operativa (100/500 kHz) e risoluzione di immagine a 12 bit, trasportato a traino tramite cavo coassiale.

L'elaborazione dei dati acustici acquisiti col *Sidescan Sonar* è stata realizzata in ambiente PC Windows, utilizzando i *software* ISIS e Delphmap sviluppati dalla Triton Elics. Il *processing* dei dati comprende diverse operazioni, qui elencate e descritte nell'ordine con cui sono state eseguite:

Estrazione dei dati di navigazione dai file di origine. Le stringhe di acquisizione dati contengono informazioni sulle rotte di navigazione seguite durante le operazioni di rilevamento. Queste informazioni vengono estratte e salvate in formato ASCII e consentono la costruzione di carte delle rotte seguite per l'acquisizione dei profili acustici.

Durante l'acquisizione dei dati di navigazione si verificano errori di *hardware* o problemi di trasmissione che generano valori scorretti. Lo *smoothing* della navigazione consente di individuare e correggere tali errori che possono causare problemi durante le successive fasi di *processing*.

La distanza in tempi intercorrente tra il trasduttore acustico e i bersagli (*target*) posti sul fondo è definita *slant range*. Tale parametro aumenta all'aumentare della distanza dal veicolo alloggiante il trasduttore (*tow fish*) dal fondo mare e

causa variazioni di compressione nelle immagini acustiche risultanti. La correzione dello *slant range* oltre a eliminare queste distorsioni consente la rimozione degli effetti della colonna d'acqua.

La creazione del fotomosaico delle immagini acustiche viene effettuata al termine della fase di *processing* delle registrazioni acustiche ottenute attraverso la sovrapposizione di profili in prevalenza paralleli tra loro ed opportunamente distanziati. Ciò consente di ottenere una rappresentazione “continua” dei vari settori di mare investigati.

I dati *sidescan sonar* sono stati acquisiti con *range* (ampiezza del canale di acquisizione) laterale di 150 m e una spaziatura tra due linee di acquisizione adiacenti variabile in funzione del grado di complessità del fondale fino ad un'interlinea minima di 250 m, in modo da avere una sovrapposizione dei sonogrammi adiacenti fino al 30 %, realizzando in questo caso una copertura totale del fondale investigato (Fig. 4).

I dati *sidescan sonar* hanno fornito un dettagliato quadro d'insieme delle immagini acustiche dei fondali, necessario per il rilevamento delle tessiture, delle associazioni di litofacies, delle forme di fondo, della zone di affioramento di fondi duri, della colonizzazioni ad alghe e a fanerogame e degli effetti dell'antropizzazione nelle aree costiere.

In tutte le aree investigate sono stati realizzati mosaici delle immagini acustiche del fondo tramite il SSS (in Figura 4 sono riportati esempi di copertura dei mosaici SSS).

1.2.2.3. - Indagini sismiche e sismoacustiche

Analogamente alle acquisizioni *multibeam* anche i dati sismo-acustici sono stati acquisiti nel corso di circa un decennio nell'ambito di diversi progetti per i quali l'istituto è stato impegnato e comprendono dati *Sparker*, dati *Chirp* e dati di sismica multicanale. Spesso contestualmente alle acquisizioni *multibeam* si è acquisito anche il dato *Subbottom Chirp*, definendo pertanto un grigliato sismico particolarmente ridondante. In Figura 5 è mostrata la navigazione delle varie acquisizioni morfobatimetriche, ecografiche e sismiche realizzate tra il 1997 e il 2003.

E' stata effettuata una selezione delle linee per le interpretazioni di aree significative considerando le campionature disponibili. I dati sismici, utili per definire lo spessore delle unità superficiali, sono stati calibrati infatti con i dati litostratigrafici puntuali dei carotaggi (per una penetrazione massima di 8 m), che hanno dato utili informazioni sullo spessore dei depositi olocenici, sulla presenza di associazioni di litofacies relitte e sui livelli tefra, consentendo un inquadramento cronologico e cronostatigrafico degli strati attraversati.

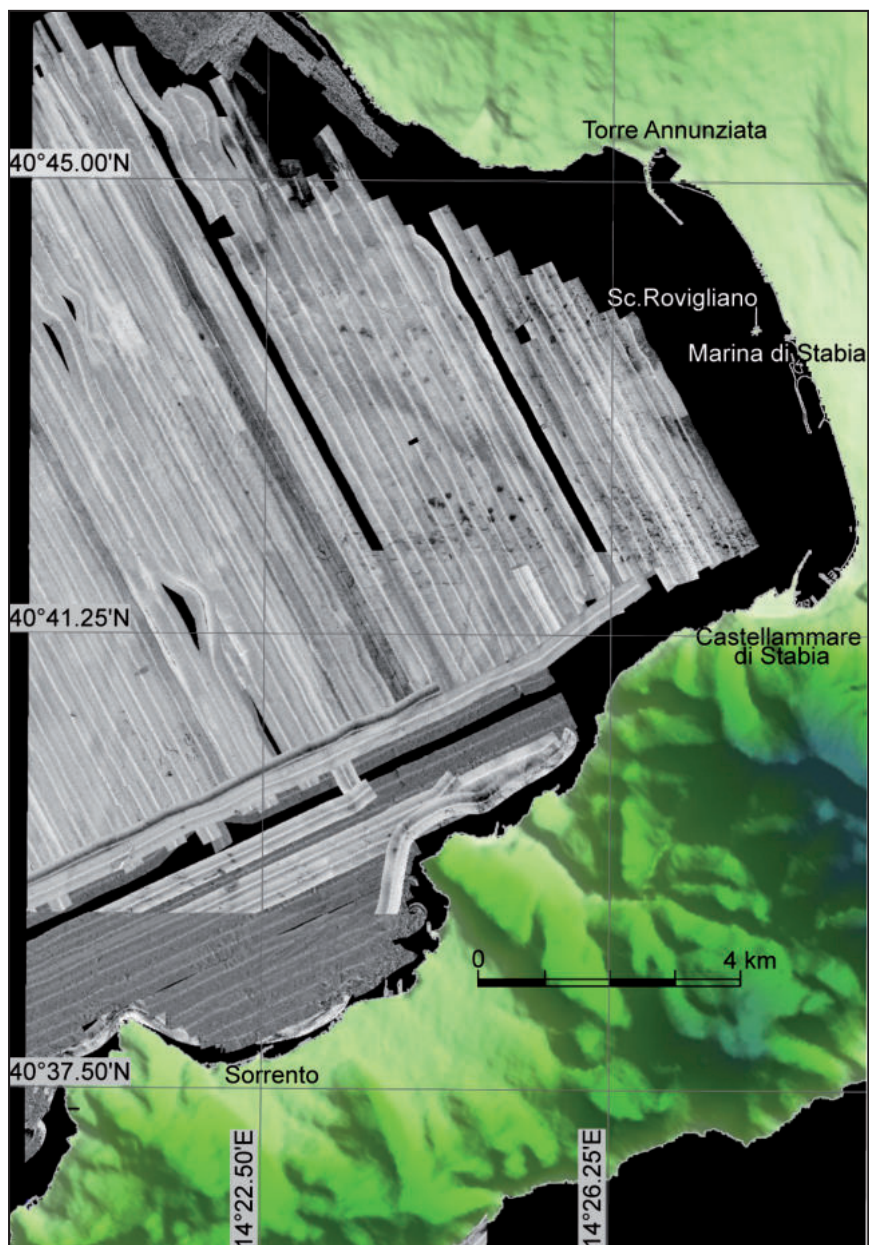


Fig. 4 - Immagine delle sezioni settentrionali del Foglio n. 466-485 "Sorrento - Termini" nelle cui aree marine è stata acquisita una copertura quasi totale dei dati acustici Sidescan Sonar.

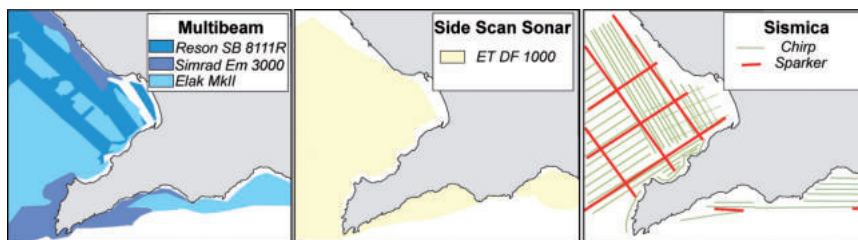


Fig. 5 - Rotte di navigazione dell'acquisizione geofisica nell'ambito del Foglio 466-485 "Sorrento - Termini".

1.2.2.4. - Campionature del fondo e del sottofondo marino

Le indagini dirette disponibili per il Foglio Sorrento includono circa 70 campioni di fondo (benne e *box-corer*) su cui sono state eseguite analisi granulometriche e/o descrizioni della litofacies, e 15 carotaggi (Fig. 6), in parte studiati ed analizzati (CONFORTI, 2003; INSINGA, 2003; SACCHI *et alii*, 2005; INSINGA *et alii*, 2008; MILIA *et alii*, 2008).

Tutte le analisi granulometriche dei campioni sono state eseguite presso il laboratorio di sedimentologia dell'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR con granulometro laser per le frazioni fini e con pile di setacci per le frazioni ghiaiose, seguendo la classificazione di FOLK (1954). La commissione geologica di rilevamento delle aree marine (CATALANO *et alii*, 1996) suggerisce l'uso della classificazione di FOLK (1954), utilizzando il diagramma ternario le cui componenti granulometriche principali possono essere scelte preliminarmente a seconda della tipologia del sedimento da rappresentare: sabbia/limo/argilla o ghiaia/sabbia/limo o meglio ghiaia/sabbia/pelite nei diagrammi ternari, dove per pelite si intende una frazione sottile costituita da silt ed argilla.

Le metodologie utilizzate presso il Laboratorio di Sedimentologia dell'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del Consiglio Nazionale delle Ricerche per l'analisi granulometrica dei campioni in oggetto sono riportate in MOLISSO, (2000).

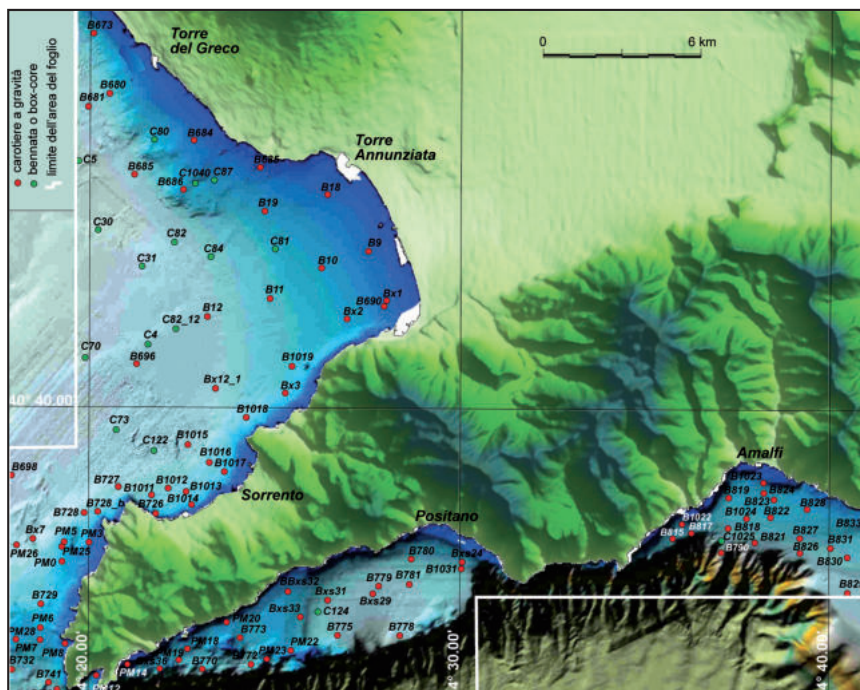


Fig. 6 - Immagine del modello digitale del fondo del mare del Foglio n. 466-485 "Sorrento - Termini" e di parte dei fogli limitrofi (Isola di Procida n. 464, Isola di Capri n. 484), che ricadono nel campo carta. Ubicazione dei punti di campionatura: in rosso sono indicate le benne e i box corer, in verde i carotaggi.

II - STUDI PRECEDENTI

1. - AREE EMERSE

Le più antiche descrizioni geologiche dei Monti Lattari si devono ad autori stranieri durante brevi visite scientifiche e turistiche nel territorio napoletano. La prima cartografia completa della Penisola Sorrentina è opera del francese PUGGARD (1856), che assegna tutte le rocce carbonatiche al Cretacico e quelle silico-clastiche al “Macigno” eocenico. Spiega inoltre la presenza delle dolomie nella parte occidentale della penisola come prodotto di metasomatismo indotto dai tufi vulcanici e controllato da grandi fratture verticali.

L'attribuzione al Cretacico delle dolomie dei Monti Lattari orientali fu condivisa da OPPENHEIM (1889). Questi, rispetto a PUGGARD, ritiene tuttavia che la struttura tettonica sia molto più semplice e sostiene che i calcari si trasformino progressivamente in dolomie verso oriente.

La vera svolta per la geologia della Penisola Sorrentina, e dell'Italia Meridionale in generale, avviene allorché BASSANI (1891; 1892) assegna le formazioni dolomitiche dei vicini Monti Picentini all'*Hauptdolomit*. Fossili dell'*Hauptdolomit* nei Monti Lattari orientali furono in particolare raccolti da Baldacci e Viola nel corso del rilevamento della Carta Geologica del Regno d'Italia e determinati da DI STEFANO (1892).

Fu ancora uno straniero, il tedesco BÖSE (1896), a tracciare una rapida sintesi della geologia dei Monti Lattari, centrata soprattutto sull'area orientale calcareo-

dolomitica, dove distingue due “gruppi di strati”: l’*Hauptdolomit* e la “Creta”. Nella “Creta” vengono inclusi non solo i calcari a rudiste dell’area orientale ma anche i limitati lembi di calcari a grandi megalodontidi del Retico presenti nella parte occidentale.

Anche nella carta geologica ufficiale del Regno d’Italia in scala 1:100.000, e nei lavori scientifici successivi (CASSETTI, 1918; DE LORENZO, 1937; LAZZARI, 1954), si continua a descrivere un complesso calcareo cretacico trasgressivo sulla Dolomia Principale norica.

All’inizio degli anni ‘60, con i lavori per la realizzazione della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000 vengono introdotte moderne biozonazioni, basate sulle associazioni di microfossili, nelle successioni carbonatiche mesozoiche dell’Appennino. In particolare, il riconoscimento del sistema Giurassico, fino ad allora considerato assente nell’Appennino Meridionale, fornisce un tassello essenziale per porre le basi di una corretta ricostruzione del complesso assetto strutturale appenninico. La prima segnalazione di terreni giurassici si deve a SCARSELLA (1961), che riconosce nell’isola di Capri il tipico “livello a *Lithiotis*”, che caratterizza i “Calcarei Grigi” del Giurassico inferiore *p.p.* nelle Alpi Meridionali, e immediatamente dopo i terreni giurassici vengono riconosciuti in molti massicci calcarei dell’Appennino meridionale. DE CASTRO (1962a), in particolare, descrive diverse serie biostratigrafiche, che consentono di dividere il Giurassico in diverse zone e “complessi” che saranno utilizzati poi dai geologi incaricati del rilevamento dei fogli 185 e 186 (CATENACCI *et alii*, 1963).

I terreni silicoclastici affioranti ad ovest della faglia di Meta-Punta Gradelle, descritti per la prima volta da COTECCHIA & MELIDORO (1964; 1966), sono stati studiati in dettaglio da SCANDONE & SGROSSO (1965) e da COCCO & PESCATORE (1967). I primi descrivono la trasgressione miocenica, rilevando come essa presenti caratteri diversi in funzione della morfologia del substrato su cui procedeva. Nell’area di Recommone il mare avanzava su un’area con morfologia piatta e depositava sedimenti di spiaggia calcarea, mentre nell’area di Punta Lagno essa determinava lo smantellamento di una paleofalesia di calcari cretacici, che dava origine a depositi calcarenitici e conglomeratici a megablocchi di calcari cretacici. COCCO & PESCATORE (1967) analizzano la successiva evoluzione a depositi silicoclastici dei sedimenti basali miocenici, evidenziando come le calcareniti ed i conglomerati vengano sostituiti da arenarie di piattaforma e, successivamente, da arenarie torbiditiche, a testimonianza di un bacino che man mano si approfondisce. L’evoluzione dei terreni miocenici è stata rivista da DE BLASIO *et alii* (1981), che ricostruiscono in dettaglio la successione stratigrafica, evidenziando i rapporti tra le differenti unità. Gli autori datano al Langhiano superiore l’inizio della sedimentazione silicoclastica e l’evoluzione ad avanfossa del bacino di sedimentazione ed interpretano le megabrecce come un *wildflysch* che caratterizza l’inizio della deformazione nelle aree più interne della piattaforma campano-lucana.

Bisogna attendere la seconda metà degli anni '80 per nuovi contributi analitici sulla stratigrafia ed i caratteri dei terreni di piattaforma dell'area. Una breve analisi sedimentologica del Cretacico viene fornita da ROBSON (1987), che descrive una successione di 600 m di età Hauteriviano-Albiano al Monte Faito, ed una di 230 m del Turoniano-Senoniano a Meta. L'autrice conclude che le facies del Monte Faito sono di "piattaforma interna e laguna", mentre facies più aperte prevalgono a Meta. Studi più dettagliati sui carbonati cretacici sono stati realizzati da CARANNANTE *et alii* (1998; 2000) e da SIMONE *et alii* (2003), che confermano la presenza di facies di piattaforma aperta nella parte occidentale della Penisola. I caratteri dei calcari cretacici sono inoltre messi a confronto con depositi coevi a scala regionale (CARANNANTE *et alii*, 1997; 2001; 2003; 2007a; b; RUBERTI *et alii*, 2007). Infine, è da ricordare che BRAVI & DE CASTRO (1995) hanno descritto le ittiofaune del Cretacico inferiore della zona di Castellamare di Stabia, da tempo ben note (BASSANI & D'ERASMO, 1912), che la ciclostratigrafia della successione di Monte Faito è stata oggetto di uno studio dettagliato da parte di RASPINI (2001), e che PARENTE & IANNACE (2003), ampliando osservazioni di SCANDONE & SGROSSO (1965), riconoscono la presenza di strutture da *slumping* in tutto il settore costiero di Massalubrense.

Per quel che riguarda i terreni triassici, affioranti nella parte occidentale della penisola e in parte nel contiguo Foglio Salerno, essi sono stati oggetto di studi di dettaglio da parte di IANNACE (1991; 1993) e IANNACE *et alii* (2005). Secondo questi lavori, la sedimentazione triassico-giurassica dell'area è caratterizzata da rapide variazioni laterali di facies in conseguenza dell'instaurarsi di bacini intra-piattaforma ristretti, controllati dall'azione di faglie estensionali con formazione di blocchi basculati. Inoltre, le facies di margine biocostruito di questi bacini, presenti ad esempio nell'area di Maiori, sono dominate da una peculiare associazione a serpulidi e microbialiti, geneticamente collegata alle condizioni ristrette presenti nei bacini adiacenti. Viene anche rilevato come la transizione calcare-dolomia non sia conforme alla stratificazione ma costituisca fronti discordanti di origine tardo-diagenetica (IANNACE & FRISIA, 1994).

Nei lavori di sintesi sull'Appennino meridionale le successioni carbonatiche affioranti nei Monti Lattari vengono unanimemente attribuite, fino alla fine degli anni '80, all'Unità Alburno-Cervati, derivante dalla deformazione della più interna delle aree di piattaforma dell'Appennino meridionale (Piattaforma campano-lucana; D'ARGENIO *et alii*, 1973), e tale attribuzione è stata ribadita, anche in tempi recentissimi, da PATACCA & SCANDONE (2007). Per altri autori (PERRONE, 1981; BONARDI *et alii*, 1992; SGROSSO, 1992; 1998) le successioni carbonatiche dei Monti Lattari, appartenerebbero ad un'unità diversa dall'Unità Alburno-Cervati, denominata Monti Picentini-Taburno, che deriverebbe da un diverso settore della piattaforma rispetto all'Unità Alburno-Cervati (BONARDI *et alii*, 1992), o da una diversa piattaforma, posta in posizione più esterna (Piattaforma laziale-campano-lucana; SGROSSO, 1992; 1998; AMORE *et alii*, 2005).

Un contributo significativo per la comprensione dell'assetto tettonico dell'area è dovuto a CINQUE (1980a), che descrive nelle parti più elevate di Monte Faito, a Monte Cervigliano, Agerola e Ravello, la sovrapposizione tettonica di calcari del Cretacico superiore su calcari e calcari dolomitici del Cretacico inferiore e del Giurassico inferiore. Tali sovrapposizioni tettoniche, in parte già segnalate da SGROSSO (1971), vengono interpretate come il risultato di sovrascorrimenti neogenici. Una diversa interpretazione delle stesse strutture è stata successivamente fornita da D'ARGENIO *et alii* (1987), FERRANTI *et alii* (1996) e CASCIELLO *et alii* (2006), anche sulla base di osservazioni effettuate sui vicini Monti Picentini. Questi autori hanno interpretato numerose superfici tettoniche, che comportano la sovrapposizione di terreni più giovani su terreni più vecchi, con conseguente omissione di parte della successione, come superfici di faglie normali a basso angolo (LANF).

Studi strutturali sulle faglie “ad alto angolo” sono invece stati pubblicati da SAVA & ZUPPETTA (1989), CAPOTORTI & TOZZI (1991), MILIA & TORRENTE (1997) e CAIAZZO *et alii* (2000; 2006). In particolare, gli studi di MILIA & TORRENTE (1997) e CAIAZZO *et alii* (2000; 2006) sono basati sull'analisi di numerose stazioni di misura e forniscono due diverse classificazioni delle strutture fragili e dei relativi campi deformativi, con molte analogie dal punto di vista geometrico ma con una differente cronologia degli eventi. Ad una fase compressiva/transpressiva, con sforzi massimi orientati N-S, entrambi i gruppi di autori fanno seguire fasi estensionali. Per MILIA & TORRENTE (1997), una prima fase con estensione NE-SW è seguita, tra Pleistocene inferiore e medio, da un'altra fase con estensione NW-SE. Per CAIAZZO *et alii* (2000; 2006), che si avvalgono anche di tecniche di inversione dei dati e di analisi geomorfologiche regionali, la successione delle fasi è invece esattamente invertita e copre l'intervallo di tempo Pliocene-Pleistocene.

Per quel che riguarda il Somma-Vesuvio, trattandosi del vulcano più studiato al mondo, una sintesi dei lavori pubblicati è praticamente impossibile. Le fonti storiche, che risalgono alle descrizioni di Plinio il Giovane dell'eruzione del 79 d.C. e ad alcuni lavori medioevali, divengono abbondanti a partire dall'eruzione del 1631 d.C. I lavori cartografici sono invece molto scarsi e tra essi vanno citati, per il loro valore storico e scientifico, quello di JOHNSTON-LAVIS (1891) ed il rilevamento in scala 1:15.000, edito da SANTACROCE & SBRANA (2003). La monografia di SANTACROCE (1987) è sicuramente il lavoro più significativo e completo sull'evoluzione storica e la stratigrafia generale del vulcano. Più recentemente, numerosi volumi speciali, apparsi su riviste internazionali (DE VIVO *et alii*, 1993; SPERA *et alii*, 1998; DE VIVO & ROLANDI, 2001, 2003; CIVETTA *et alii*, 2004), hanno trattato aspetti specifici relativi alla stratigrafia, al chimismo ed alla pericolosità del vulcanismo vesuviano. E' inoltre da citare, per quanto riguarda l'evoluzione della caldera del Somma-Vesuvio e la stratigrafia generale del vulcano, il lavoro di CIONI *et alii* (1999b), che presenta anche una buona sintesi degli studi più re-

centi. La sintesi cronologica più aggiornata è quella di ANDRONICO *et alii* (1995), mentre una trattazione esauriente della pericolosità dei depositi da caduta durante le eruzioni esplosive è riportata in CIONI *et alii* (2003).

Lo studio delle successioni vulcanoclastiche e sedimentarie quaternarie ha avuto un forte impulso a partire dai primi anni settanta (IPPOLITO *et alii*, 1973) ed è stato progressivamente intensificato negli anni successivi. Tra i lavori più significativi citiamo BELLUCCI (1994), ROMANO *et alii* (1994), BRANCACCIO *et alii* (1995), DI VITO *et alii* (1998a) e ZANCHETTA *et alii* (2004).

2. - AREE MARINE

Una ampia e varia bibliografia è disponibile per le aree marine e costiere del Golfo di Napoli e di Salerno, in cui sono stati svolti studi sistematici già a partire dagli anni '70, con l'impiego di metodologie geofisiche.

L'interesse scientifico per le aree marine campane è infatti iniziato sull'onda di emergenze territoriali negli anni '70. La crisi bradisismica dell'area puteolana negli anni '70-'72, e successivamente nell'82-'84, determinò un incremento delle conoscenze sul settore costiero e marino dei Campi Flegrei, sia da un punto di vista vulcanologico che sedimentologico, successivamente estese alla scala del Golfo anche per gli aspetti strutturali e di geofisica (MIRABILE, 1969; LATMIRAL *et alii*, 1971; DE BONITATIBUS *et alii*, 1970; BERNABINI *et alii*, 1973; SEGRE 1972; COLANTONI *et alii*, 1972; FINETTI & MORELLI, 1974; WEZEL *et alii* 1982).

In precedenza l'interesse scientifico era stato posto maggiormente sugli aspetti faunistici dei fondali, sia per la tradizione della ricerca della Stazione Zoologica A. Dohrn, sia per l'attività universitaria nel campo della sistematica degli invertebrati marini e dell'ecologia dei foraminiferi, ai quali si coniugarono studi sulla natura del substrato sedimentario (MONTCHARMONT-ZEI 1956, 1962, 1964; MULLER, 1959, 1961).

Sebbene già WALTHER (1886) e DE LORENZO (1904) avessero ipotizzato l'andamento strutturale del Golfo di Napoli, solo grazie all'evoluzione tecnologica dell'esplorazione geofisica marina è stato possibile valutare l'andamento del basamento acustico, lo spessore delle coltri sedimentarie, nonché l'estensione del distretto vulcanico nel margine campano (FUSI *et alii*, 1991; MILIA, 1996; MILIA *et alii*, 1998). Infatti, sebbene nel '68 fosse stata realizzata l'acquisizione di dati sismici multicanale lungo il margine tirrenico centro-meridionale (zona E, BARTOLE *et alii*, 1984), per opera dell'AGIP per il Ministero dell'Industria, il settore del Golfo di Napoli rimase scoperto. Di tale lacuna ha risentito la realizzazione del modello strutturale dell'Italia meridionale che lascia indeterminati gli spessori delle serie bacinali plio-pleistoceniche nel Golfo.

Un notevole incremento fu dato alla ricerca a partire dagli anni '80, con il

finanziamento del Progetto Strategico M.P.I. 40% Geologia dei Margini Continentali, successivamente diventato progetto MURST. Tale progetto ormai volto al termine da tempo, ha riguardato tutti i mari continentali italiani ed ha visto la nascita di numerose unità di ricerca sparse sul territorio nazionale attive in tutti i settori della geologia marina. Una particolare attenzione è stata posta, negli ultimi anni, sugli aspetti evolutivi delle piattaforme (MILIA, 1999; 2000), accogliendo modelli interpretativi forniti dalla stratigrafia sismica e sequenziale che giungevano dalla ricerca petrolifera d'oltreoceano, e che sostengono la valenza globale delle variazioni eustatiche nel determinare inconformità stratigrafiche o livelli marker nei record sedimentari dei margini continentali (VAIL *et alii*, 1977, 1991; POSAMANTIER & VAIL, 1988; BOYD *et alii*, 1989). In particolare negli ultimi anni MILIA *et alii* (1998), hanno riconosciuto corpi vulcanici sepolti lungo l'*offshore* del Vesuvio analizzando le relazioni spaziali e temporali con unità marine e superfici stratigrafiche note. L'analisi sismostratigrafica di dettaglio ha inoltre consentito la ricostruzione delle variazioni paleogeografiche delle aree marine e costiere in relazione alla deposizione delle unità vulcaniche più voluminose (MILIA *et alii*, 2007; BELLUCCI *et alii*, 2006). Sono stati inoltre riconosciuti i membri depositi in ambiente marino dalle correnti piroclastiche relative all'attività esplosiva del Vesuvio nel 79 d.C. (MILIA *et alii*, 2008) e di due *debris avalanches* relativi all'attività del Somma-Vesuvio rispettivamente di 18 ka e 3.4 ka (eruzione delle Pomici di Base e delle piroclastiti di Avellino) con implicazioni rilevanti per ciò che attiene al rischio tsunamigenico dell'attività vulcanica in aree costiere (MILIA *et alii*, 2003b; 2008).

Anche gli aspetti vulcanologici e geofisici sono stati approfonditi negli ultimi anni con una produzione scientifica su temi specifici inerenti l'evoluzione dei distretti vulcanici del Vesuvio e dell'area Flegrea, ma che esulano dallo scopo di queste note. Si rimanda ai progetti TomoVes e Serapis che hanno svolto delle campagne di sismica attiva profonda giungendo a rilevanti considerazioni sulla struttura profonda degli edifici vulcanici.

Il progetto della Cartografia Geologica Nazionale al 50.000 ha dato nuovo impulso allo studio delle aree marine in alcuni settori dell'Italia con nuova acquisizione di dati geofisici (AIELLO *et alii*, 2001, D'ARGENIO *et alii*, 2004; MARSELLA *et alii*, 2001) e di campionature (INSINGA *et alii*, 2006; 2008; SACCHI *et alii*, 2005; MILIA *et alii*, 2008). La normativa e le linee guida per tale progetto sperimentale sono il frutto dei lavori di una commissione (CATALANO *et alii*, 1996), che ha elaborato e fuso l'esperienza scientifica italiana con le innovazioni modellistiche evolutive dei margini continentali.

Relativamente ai settori sommersi costieri i primi studi a carattere moderno furono condotti lungo il litorale vesuviano agli inizi degli anni '70 con una più decisa ripresa a partire dagli anni '80. DI GIROLAMO (1970) è stato il primo a fornire indicazioni sulla successione stratigrafica delle vulcaniti che costituiscono la fa-

lesia attiva lungo buona parte del litorale di Torre del Greco, con l'individuazione di prodotti eruttivi precedenti l'eruzione del '79 d.C. e di resti di edifici di epoca romana semisepolti dalla spiaggia attuale.

Evidenze di una paleo linea di riva di epoca romana furono riprese e approfondite da SIGURDSSON *et alii* (1985) che ricostruirono una linea di riva romana negli scavi di Ercolano ad una profondità di circa 4 m al di sotto del livello del mare. Anche ROLANDI & RUSSO (1986) forniscono precise informazioni sulla stratigrafia e geomorfologia costiera del '79 d.C. evidenziando la sommersione della linea di costa del '79 d.C. al largo di Torre del Greco. Tali dati furono ripresi con maggiore dettaglio da ALBORE LIVADIE *et alii* (1990) che hanno evidenziato anche per quest'area una linea di costa a 4 m al di sotto dell'attuale livello del mare. Analoghi risultati vennero raggiunti da GOLSER *et alii* (1990) mediante un puntuale rilevamento subacqueo, sia geomorfologico che archeologico al largo di Torre del Greco. Ulteriori dati geomorfologici ottenuti da rilevamenti geologici subacquei (DE PIPPO *et alii*, 1984) confermano, in quest'area, la presenza di morfologie associate a reperti archeologici che testimoniano la paleo linea di riva in epoca romana (I sec. d.C.) nel settore compreso tra Torre del Greco e Torre Annunziata.

Per quanto riguarda l'*horst* della Penisola Sorrentina una sintesi sulla ricostruzione della fisiografia dei settori costieri e della piattaforma continentale che lo circondano, elaborata attraverso dati ecografici, batimetrici e rilevamento geologico subacqueo, è riportata da CINQUE & PUTIGNANO (1992). Dai dati diretti subacquei, vengono individuati e, per la prima volta organizzati complessivamente, i principali paleo livelli del mare tra 0 e -30 m. Ricostruzioni geomorfologiche di dettaglio provengono da ROMANO & SGROSSO (1992) in un rilievo geomorfologico subacqueo eseguito all'interno della grotta dell'Isca (a largo di Nerano); in questa località sono state effettuate anche indagini subacquee a carattere paleontologico (TADDEI RUGGIERO, 1994).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

1. - AREE EMERSE

L'area dei fogli Sorrento e Termini, morfologicamente caratterizzata dalla dorsale dei Monti Lattari, costituisce un segmento del settore campano dell'Appennino meridionale, edificio a falde, a generale vergenza adriatica, derivante dalla deformazione neogenica, di domini oceanici e di domini originariamente posizionati sul margine continentale apulo (D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1975; BONARDI *et alii*, 1992; 2001; PATACCA & SCANDONE, 1989; 2007; SGROSSO, 1986; 1998).

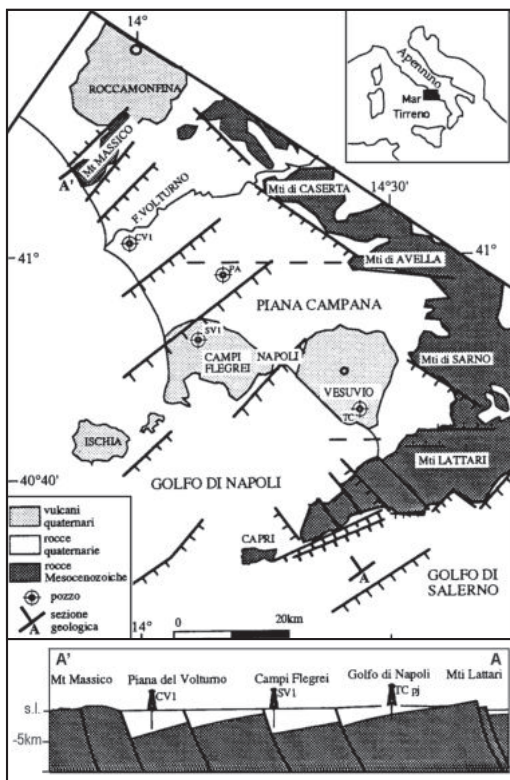
In particolare, la dorsale dei Monti Lattari è in gran parte costituita da terreni derivanti dalla deformazione di aree di piattaforma carbonatica nel Mesozoico, evolventi ad avanfossa nel corso del Miocene. Le unità interne sono presenti solo come lembi attribuibili alle Unità Sicilidi che formano olistostromi nei depositi miocenici. La sovrapposizione sui terreni dell'unità tettonica di Lagonegro è invece visibile solo nel contiguo settore dei Monti Picentini, nell'area di Giffoni Vallepiana e di Campagna (IETTO, 1961).

Il segmento orogenico sud-appenninico è stato dislocato nel Plio-Pleistocene, sul versante tirrenico, da sistemi di faglie estensionali sia a basso angolo che ad alto angolo, riconducibili alla formazione del Mar Tirreno. Questa tettonica è responsabile della formazione delle ampie piane costiere che caratterizzano la costa tirrenica ed è stata accompagnata da un'imponente attività magmatica effusiva.

Nell'area rilevata sono, pertanto, distinguibili tre settori con caratteri geologici e geomorfologici del tutto diversi:

- i rilievi carbonatici della dorsale dei Monti Lattari;
- il settore sud-occidentale della Piana Campana, corrispondente per buona parte al bacino del Fiume Sarno;
- l'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio (Fig. 7).

Fig. 7 - Schema geologico del margine peri-tirrenico campano e sezione interpretativa trasversale alle master faults regionali ad andamento NO-SE. Da MILIA (1999), MILIA & TORRENTE (1999).



1.1. - I RILIEVI CARBONATICI

I Monti Lattari, che culminano nel Monte S. Angelo a Tre Pizzi, sono costituiti da una successione continua di terreni carbonatici in facies di piattaforma prevalentemente interna, di età compresa tra il Triassico superiore (Norico) ed il Cretacico superiore (Santoniano). Livelli carnici sono segnalati nei Monti Picentini, che rappresentano la continuazione dei Monti Lattari verso est e sud-est. Lo spessore dell'intera successione carbonatica, inclusa la parte ricadente nel contiguo Foglio Salerno, è stato stimato in oltre 4.000 m. Sui termini più alti della successione mesozoica poggiano, in trasgressione paraconforme sui carbonati del Cretacico superiore, terreni miocenici, calcarenitici ed arenacei, che testimoniano l'evoluzione ad avanfossa dell'area di piattaforma.

Questi terreni sono stati accorpati dal punto di vista strutturale nell'*Unità Monti Lattari-Picentini*, denominazione utilizzata anche nel contiguo Foglio Salerno. In realtà, nella letteratura scientifica essi hanno ricevuto denominazioni

diverse a seconda dei modelli tettonici e dei diversi modelli paleogeografici. Questi prevedono nell'area compresa tra la Campania e la Calabria settentrionale, l'esistenza - a parte la piattaforma apula - di una (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE, 1992; PATACCA & SCANDONE, 1989; 2007; PATACCA *et alii*, 1990) o più aree di piattaforma (SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1975; SGROSSO, 1986; 1992; 1998).

In ogni caso, l'Unità dei Monti Lattari-Picentini, se si considerano le peculiarità della successione mesozoica e, soprattutto, dei depositi terrigeni miocenici, presenta un'evoluzione tettono-sedimentaria che non trova riscontro nelle altre unità di piattaforma dell'Appennino meridionale, anche rispetto all'Unità Alburno-Cervati, affiorante a sud del Fiume Sele (PERRONE, 1981), alla quale i terreni dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini sono stati frequentemente, e anche di recente (PATACCA & SCANDONE, 2007), attribuiti. Un'evoluzione simile è stata riconosciuta solo più a nord, nei Monti Lepini (PERRONE & SGROSSO, 1980).

I Monti Lattari rappresentano un blocco di faglia immergente verso NO, delimitato da una *master fault* ubicata nel Golfo di Salerno ed immergente verso SE (MILIA & TORRENTE, 1997; 1999). Questa configurazione strutturale è in accordo con l'esistenza nel Golfo di Napoli di un cuneo sedimentario quaternario che si assottiglia verso i Monti Lattari e ricopre il substrato meso-cenozoico immergente di circa 7° verso NO (LATMIRAL *et alii*, 1971; FINETTI & MORELLI, 1974; FUSI *et alii*, 1991; MILIA, 1996; 1999; MILIA & TORRENTE, 1999; MILIA *et alii*, 2003a). La sezione interpretativa attraverso il margine campano perpendicolare alle faglie regionali ad andamento NE-SO, ricostruita da MILIA & TORRENTE (1999) utilizzando dati di geologia superficiale, di pozzi profondi, di gravimetria e di sismica a riflessione, mostra strutture estensionali asimmetriche, corrispondenti a semi *graben* riempiti da successioni quaternarie, blocchi ruotati immergenti verso NO e faglie immergenti verso SE (Fig. 7).

I rilievi carbonatici presentano, a grande scala, dei paesaggi con forte impronta strutturale, ovvero con geometrie orografiche sostanzialmente coincidenti con quelle dei blocchi e dei compartimenti tettonici individuatisi nel corso della strutturazione della catena e, soprattutto, con i movimenti lungo le faglie ad alto angolo che nel Plio-Quaternario hanno smembrato l'edificio a *thrust*. In particolare lungo i margini della vasta depressione che ospita la Piana del Sarno e - fuori dal Foglio - la restante parte della Piana Campana, il paesaggio mostra alti versanti di faglia legati al collasso di questa struttura negativa avvenuto a partire dall'Emiliano-Siciliano (BERNASCONI *et alii*, 1981; BRANCACCIO *et alii*, 1999), lungo linee tettoniche orientate per lo più NO-SE e NE-SO, ma anche lungo lineamenti all'incirca E-O.

Del tutto analoga appare la situazione morfotettonica che caratterizza il versante sud della dorsale Monti Lattari-Penisola Sorrentina, controllato dal collasso quaternario del Golfo di Salerno (CAIAZZO *et alii*, 2000). Tali versanti struttura-

li hanno profili trasversali rettilinei attestati su pendenze intorno a 35°, talora interrotti da “cornici litologiche” e/o coronati da relitti arretrati delle originarie scarpate di faglia. La geomorfologia di questi versanti, insieme alla presenza di antiche falde detritiche criogeniche, fa ritenere che essi siano stati modellati per *slope replacement* durante le crisi fredde del Quaternario. Negli interglaciali e nell’Olocene, invece, essi hanno subito essenzialmente ritocchi carsici, mentre la produzione detritica si riduceva solo a frane di crollo dai tratti più instabili delle *free faces*.

All’interno dei massicci carbonatici si hanno poi versanti strutturali più antichi (mio-pliocenici), che hanno per lo più direzioni NO-SE, E-O e N-S. I loro profili trasversali sono ben regolarizzati, rettilinei o leggermente convesso-concavi e con pendenze massime che non superano mai i 30°.

Sui rilievi carbonatici, a quote che vanno da alcune centinaia di metri sino a circa 1.300 m s.l.m., si osservano lembi relitti di ben evoluti paesaggi di erosione (Paleosuperfici *Auct.*), che in parte predatano il *block-faulting* plio-quaternario, ed in parte - quelli più bassi e spesso modellati entro depressioni tettoniche intramontane - sono da correlare a pause nel corso dell’evoluzione tettonica o alla nascita di locali livelli di base strutturali. Questi antichi paesaggi includono valli sospese sensibilmente svasate, versanti strutturali addolciti ed elementi sub-pianeggianti, nati quasi certamente per corrosione carsica.

Altro elemento tipico dei rilievi carbonatici sono le incisioni vallive nate o rinvigoritesi a seguito del collasso tettonico della Piana Campana e del Golfo di Salerno, quest’ultimo con effetti sul versante meridionale della dorsale dei Monti Lattari. Si tratta di valli per lo più brevi e ripide, che dissecano in modo regressivo i versanti strutturali ed i lembi di paleosuperfici, molto spesso lungo percorsi di massima erodibilità, dati da zone di fratturazione e di faglia. Casi di vallate più ampie si hanno laddove l’azione fluviale si è esplicata lungo pre-esistenti depressioni tettoniche (ad esempio la valle di Tramonti), a fratturazione e di faglia. Casi di vallate più ampie si hanno laddove l’azione fluviale si è esplicata lungo pre-esistenti depressioni tettoniche (ad esempio la valle di Tramonti), a spese di cunei di formazioni terrigene mioceniche intrappolate tra le masse calcaree (ad esempio l’alto bacino del Rio di Gragnano), e allorquando l’erosione regressiva ha finito col catturare conche tettoniche intramontane (ad esempio il bacino del Rio Penise presso Agerola).

Nelle aree dominate da affioramenti dolomitici, come la porzione sud-orientale dei Monti Lattari, il modellamento fluvio-torrentizio ha maggiore densità ed ampiezza e dà origine a paesaggi “a creste e valli”, che rendono meno leggibile l’ossatura morfostrutturale e cancellano quasi completamente i relitti morfologici di antichi livelli di base dell’erosione. Per certi versi analoga è la situazione che si registra nella parte occidentale della Penisola Sorrentina, dove i calcari mesozoici conservano ampie e potenti coperture di formazioni terrigene mioceniche. Anche

qui le tracce di antiche paleosuperfici, come i versanti di faglia quaternari, sono rimodellate da sistemi vallivi abbastanza fitti. I pendii hanno profili trasversali di tipo convesso-concavo, se tagliati interamente sui complessi arenacei mentre, se espongono il passaggio alle sottostanti calcareniti e/o ai calcari cretacici, mostrano nette rotture di pendenza o brevi spianate in corrispondenza del cambio di litologia. Nelle zone dove affiorano i termini più argillosi del complesso miocenico si riscontrano anche episodi calanchivi e morfologie da frana.

In tema di variazioni di paesaggio legate a motivi litologici, vanno citati i casi dei ripiani deposizionali creati dalla coltre del *Tufo Grigio Campano* (Ignimbrite Campana) nella depressione di Meta-Sorrento, dissecata da strette forre e troncata frontalmente da una falesia versiliana. Terrazzi di aggradazione ignimbritica sono anche quelli che la stessa eruzione ha generato nei fondivalle del bacino di Tramonti ed in quello del Rivo d'Arco, presso Vico Equense.

Altre morfologie terrazzate per deposizione quaternaria di complessi alluvionali, talora con intercalazioni e/o ricoprimenti piroclastici, sono quelle di Vico Equense e Gragnano, ad opera di un ciclo di alluvionamento (conglomerati di Gragnano), precedente la messa in posto del Tufo Grigio Campano, i terrazzi in brecce del Pleistocene inferiore (brecce di Pimonte) presso gli abitati di Pimonte e Scala, nonché i ripidi terrazzi di apice di conoide incastrati nelle profonde incisioni costiere nel Pleistocene superiore, dei quali i principali sono localizzati presso Pozzano, Positano e Vettica.

Per quanto riguarda il carsismo, quello epigeo, eccezion fatta per i resti di campi carsici che caratterizzano certi lembi di paleosuperfici (ad esempio il Piano del Megano sui Monti Lattari) ed alcune doline di crollo (zona tra Castellammare e Vico Equense; vallone di Furore), non registra una grande espressione nel paesaggio dei rilievi carbonatici, in parte a causa delle mascherature date dalle estese coperture piroclastiche. Anche le forme carsiche ipogee, segnalate per lo più in Costiera Amalfitana, hanno modesto sviluppo planimetrico e volumetrico, sebbene il carattere eminentemente carsico della circolazione idrica sotterranea e delle sorgenti, incluse molte subacquee lungo le coste della Penisola Sorrentina, facciano imputare tale modesto sviluppo soprattutto a carenze di esplorazione e di studio. La modesta estensione dei sistemi carsici noti è comunque da imputare anche ai troncamenti tettonici subiti nel Quaternario dalle reti ipogee antiche, il che trova tra l'altro evidenza nei numerosi casi di grotte affacciate su versanti di faglia del versante meridionale dei Monti Lattari (CINQUE, 1976; 1980b; COLI & PICCINI, 1998).

Le coste, nei tratti in cui i Monti Lattari si affacciano direttamente sul Tirreno, sono sistematicamente di tipo alto, con falesie che sono quasi ovunque di origine strutturale. Brevi spiagge per lo più ciottolose si hanno in corrispondenza di sbocchi vallivi ed all'interno di cale nate per erosione selettiva, soprattutto per asportazione di zone cataclastiche. Ad esclusione del tratto Castellammare-

Sorrento, lungo le falesie costiere si osservano spesso solchi di corrosione ed altre tracce di antiche linee di riva, rappresentanti vari stazionamenti di età tirreniana (tra circa 1,5 ed 8 metri s.l.m.) e, più raramente, del tardo Pleistocene medio (fino a circa 15 metri s.l.m. (CINQUE & ROMANO, 1990). A quote maggiori lungo la costa meridionale della dorsale Monti Lattari-Penisola Sorrentina, si hanno poi dei brevi terrazzi marini e dei piccoli affioramenti di puddinghe di spiaggia (fino a 200 m di quota a Conca dei Marini e fino a 240 m a Praiano), che in mancanza di datazioni precise vengono tentativamente inquadrati tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio antico. Giacendo sulle scarpate di faglia costiere, queste tracce sono da riferire ad un'epoca in cui il Golfo di Salerno si era già delineato; il loro successivo sollevamento e la loro mancanza lungo il versante nord della Penisola Sorrentina può essere invece imputato a basculamenti verso NE, subiti da questa struttura positiva nel corso di successivi collassi dei golfi di Napoli e Salerno (MILIA, 1996).

1.2. - LA PIANURA ALLUVIONALE DEL FIUME SARNO

La dorsale dei Monti Lattari è delimitata dai bacini quaternari del Golfo di Salerno-Piana del Sele, nel quale sono presenti fino a 1.500 m di depositi quaternari, e del Golfo di Napoli-Piana Campana, che presenta un riempimento di almeno 3.000 m di sedimenti e vulcaniti quaternarie (IPPOLITO *et alii*, 1973). Questa strutturazione, controllata da faglie NO-SE e NE-SO, è il risultato della tettonica estensionale che ha profondamente influenzato l'evoluzione morfologica e sedimentaria dell'area peritirrenica durante il Quaternario formando una serie di alti e bassi strutturali (BARTOLE *et alii*, 1984).

La presenza di terrazzi marini pleistocenici sugli alti strutturali che delimitano il lato orientale della Piana Campana fanno ritenere che essa si sia formata per sollevamento del margine interno dell'Appennino (CINQUE *et alii*, 1993). Tale sollevamento è probabilmente dovuto al riaggiustamento isostatico, seguito alla cessazione dei processi collisionali nell'area peritirrenica, e alla migrazione verso est dei fronti di accavallamento (HYPPOLITE *et alii*, 1994).

Il settore centrale della Piana Campana, che è interessato da una struttura litosferica orientata E-O (FERRUCCI *et alii*, 1989), è stato sede, a partire da circa un milione di anni fa, di una intensa attività vulcanica a carattere prevalentemente alcalino-potassico (Campi Flegrei, Ischia, Somma-Vesuvio). I prodotti di tale attività costituiscono gran parte del riempimento della piana stessa. Dati sismici a riflessione hanno messo in evidenza che sia il basamento carbonatico che la sovrastante successione sedimentaria e vulcanica sono tagliati da faglie oblique a direzione NO-SE/NO-SSE, da faglie normali a direzione E-O/ONO-ESE e da faglie orientate NE-SO (BRUNO *et alii*, 1998). I primi due sistemi di discontinuità

strutturale affiorano con continuità lungo il margine orientale del settore meridionale della Piana Campana (BONARDI *et alii*, 1992). In particolare, il sistema parallelo all'asse della catena, orientato NO-SE/NN-O-SSE, è interrotto da depressioni strutturali delimitate da faglie a direzione E-O/ONO-ESE. Depressioni strutturali delimitate da faglie di analoga orientazione sono presenti anche all'interno della piana, in particolare a nord del Somma-Vesuvio, come ad esempio nell'area di Acerra (CASSANO & LA TORRE, 1987; BRUNO *et alii*, 1998).

La Piana del Sarno occupa la parte più meridionale dell'intera Piana Campana e ne rappresenta la porzione meno profonda, raggiungendo valori massimi di circa 2 km, a fronte dei circa 5 km della parte centro-settentrionale. Si presenta come una pianura di aggradazione a debole gradiente longitudinale, dal momento che la sua zona più interna, sita alla base dei Monti di Sarno a circa 20 km dal mare, raggiunge quote che non superano la ventina di metri. Questa piattezza è frutto sia di una generale tendenza alla subsidenza, che si è protratta fino ai tempi storici (SIGURDSSON *et alii*, 1985; CINQUE, 1991), sia della cospicua componente da caduta piroclastica e del rimaneggiamento fluviale di piroclastiti fini, che hanno caratterizzato le fasi di aggradazione tardo-quadernarie.

Ad un'analisi geomorfologica attenta la Piana del Sarno presenta delle articolazioni, che permettono di suddividerla in una fascia periferica, dominata da conoidi alluvionali discendenti sia dai rilievi appenninici che dal Somma-Vesuvio, ed una zona assiale, caratterizzata da gradienti più bassi e monotoni. Nella fascia periferica della piana, lungo la base dei rilievi appenninici, si possono spesso riconoscere almeno due generazioni di conoidi: una collocabile nel corso dell'ultima glaciazione (*subsistema di Scanzano*), quando il clima permetteva una discreta produzione detritica dai versanti, ed una olocenica (*subsistema dell'Agro nocerino-sarnese*). La prima ha dato luogo a conoidi relativamente più acclivi, con pendenze comprese tra il 3 ed il 5%, poi reincisi, almeno in zona apicale e media, col passaggio ad un clima più caldo e più umido. La seconda generazione di conoidi, più depressi e con apici incastrati in quelli di epoca "glaciale", appare legata alla presenza sui rilievi di coperture piroclastiche periodicamente rifornite dalle grandi eruzioni esplosive del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei, coperture che sono state erose anche a mezzo di fenomeni franosi e *debris flow*, che spesso hanno mobilitato anche alteriti del substrato carbonatico.

Nella zona tra Santa Maria la Carità e Castellammare di Stabia tali conoidi sono troncati da una paleofalesia versiliana, a valle della quale si individuano successive, e più modeste, generazioni di deiezioni torrentizie, rappresentate da conoidi anche di epoca storica.

Passando alla parte assiale della Piana del Sarno, vanno segnalati il basso allungato NO-SE nell'area sarnese, quasi certamente individuato da una faglia di analoga direzione, che ha ribassato, probabilmente nell'Olocene, il settore di piana più vicino ai Monti di Sarno, determinandovi ambienti palustri, nei quali

si sono accumulati depositi limosi e torbosi, nonché travertini in corrispondenza delle sorgenti carsiche alla base dei retrostanti rilievi.

La parte distale della Piana del Sarno, tra Pompei e la costa, manifesta infine tracce morfologiche, sia pure attenuate dalla copertura piroclastica, di antiche linee di riva. Esse sono rappresentate da una paleofalesia, che marca la massima ingressione versiliana (tra Torre Annunziata e gli scavi di Pompei a nord e tra Castellammare e Santa Maria la Carità a sud), e da una successione di dossi, che indagini di sottosuolo (CINQUE *et alii*, 1987, BARRA *et alii*, 1992; CINQUE, 1991) hanno permesso di collegare a cordoni costieri nati con fasi di progradazione successive alla massima ingressione versiliana. Tra questi, il cordone più interno è ricoperto parzialmente dalle ultime fasi di crescita del conoide di Santa Maria la Carità, con apice nel Fosso di Gragnano, mentre quello intermedio, che si estende tra il canale Bottaro, che scorre immediatamente a sud di Pompei e Scafati, e la località Annunziatella, ubicata circa un km a nord di Castellammare, è ricoperto dal conoide olocenico del medesimo Fosso di Gragnano. L'età di questo cordone è stata valutata a circa 3.600 anni (CINQUE 1991). Infine il cordone più vicino alla costa (500 metri alle spalle della riva attuale) ha un'età compresa tra l'epoca romana ed il 1700. Tra quest'ultimo cordone e quello di canale Bottaro-Annunziatella si riconoscono alcune modeste evidenze di un quarto cordone, probabilmente di età medioevale, in massima parte eroso dai divagamenti del Fiume Sarno e dalla successiva aggradazione sedimentaria e piroclastica della pianura. Alle spalle di questi cordoni si individuano aree pressoché piate, rappresentanti ex stagni retrodunari definitivamente drenati con bonifiche borboniche e successive.

Infine, si segnala la presenza di tracce morfologiche discontinue del tracciato fluviale del Sarno pre-bonifica negli ultimi 5 chilometri di pianura, a ridosso dell'attuale linea di costa.

1.3. - L'EDIFICIO VULCANICO DEL SOMMA-VESUVIO

Il margine nord-ovest del Foglio Sorrento è occupato dalla periferia meridionale dell'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio e dal suo ampio raccordo con la Piana del Sarno. Le porzioni più alte hanno una morfologia più irregolare, caratterizzata dall'avvicinarsi di dossi a terminazione lobata, che ricalcano alcune tra le più recenti colate laviche. Alternati a questi blandi rilievi si hanno modeste incisioni con andamento radiale, che manifestano deflussi idrici di tipo effimero, spesso canalizzati in alvei-strada. Il raccordo con la Piana del Sarno avviene a mezzo di un *glacis* deposizionale, costituito da conoidi anastomizzati a basso gradiente e di genesi mista, dal momento che vi si individuano sia depositi di tipo alluvionale sia depositi da *lahar* freddi e da flussi piroclastici legati alle eruzioni esplosive.

Nella zona di Pompei la regolarità del piedimonte vesuviano è interrotta da

un modesto rilievo collinare arcuato, costituito in massima parte da lave, interpretabile come resti di un centro eruttivo periferico (DI GIROLAMO, 1968; 1969). I prodotti di questo edificio vulcanico sono tagliati dalla già citata paleofalesia versiliana, che è riconoscibile da Torre Annunziata a Pompei.

Il complesso vulcanico Somma-Vesuvio è situato sul margine tirrenico del settore meridionale della Piana Campana e poggia su un basamento sedimentario, dislocato da un sistema principale di faglie listriche a direzione NO-SE che immergono verso SO (MOSTARDINI & MERLINI, 1986). La struttura del vulcano è dominata dalla presenza di una caldera sommitale che mostra un allungamento in direzione E-O. All'interno del recinto calderico è presente il cono del Vesuvio. Indicazioni di carattere morfologico (andamento delle pendenze, esposizione del versante, grado di incisione dei versanti) indicano che il vulcano può essere suddiviso in tre settori principali:

- a) il settore settentrionale ed orientale, profondamente inciso, caratterizzato da pendenze generalmente maggiori di 15° ;
- b) il settore meridionale ed occidentale, scarsamente inciso e caratterizzato da pendenze massime di 15° ;
- c) il settore centrale, rappresentato dall'area intracalderica, privo di incisioni, dove la superficie topografica non mostra, con l'eccezione del cono del Vesuvio, pendenze maggiori di 10° .

Tale ripartizione morfologica riflette l'età ed il tipo di prodotti (lave, piroclastiti) affioranti sul vulcano.

I dati strutturali (BIANCO *et alii*, 1998) indicano che il Somma-Vesuvio è attraversato da fratture eruttive e non eruttive, faglie e dicchi a direzione prevalente NO-SE/NNO-SSE e NNE-SSO/NE-SO. Sono inoltre presenti sistemi di discontinuità secondari, orientati E-O e N-S. La distribuzione azimutale del reticolo idrografico dell'edificio vulcanico mostra due massimi orientati NO-SE e NE-SO (VENTURA & VILARDO, 1999).

Le strutture a direzione NO-SE interessano prevalentemente il versante nord-occidentale del vulcano, dove affiorano fratture eruttive di età pre- e post- 18 ka (ANDRONICO *et alii*, 1995). Fratture eruttive e non eruttive di analoga orientazione si sono aperte anche nel settore centrale dell'edificio (eruzioni del 1881, 1895 e 1906; PRINCIPE & BROCCINI, 1995). Dicchi subverticali (pendenze $\geq 60^\circ$), orientati NO-SE/NNO-SSE, sono visibili lungo la scarpata interna della caldera. Gli orli nord-orientale e sud-occidentale della caldera sono orientati NO-SE.

Le strutture a direzione NNE-SSO/NE-SO sono rappresentate dalla frattura eruttiva che interessa il fianco nord-orientale del Somma e dalle fratture non eruttive formatesi durante l'eruzione del 1861. I dicchi che tagliano la successione di prodotti pre-18 ka, affioranti sulla scarpata interna della caldera, mostrano orientazioni variabili da NNE-SSO a NE-SO. Le strutture a direzione E-O sono rappresentate da faglie (rilevabili solo sulla scarpata settentrionale della caldera)

e da fratture eruttive (eruzioni del 1794 e 1861; settore occidentale del vulcano). Dati storici (PRINCIPE & BROCCINI, 1995) indicano che anche l'orientazione prevalente delle fratture non eruttive apertesi tra il 1631 ed il 1944 è E-O. Le strutture a direzione N-S sono rappresentate dall'allineamento dei coni delle eruzioni del 1760 e di età pre-1631, che interessano il versante meridionale del vulcano, e dai dicchi che affiorano lungo la scarpata interna del settore orientale della caldera.

Le faglie che interessano il Somma-Vesuvio affiorano unicamente sul versante interno della scarpata settentrionale della caldera e mostrano rigetti verticali nell'ordine dei centimetri, raramente dei metri (la dislocazione massima osservata è di 8 m). Queste faglie tagliano prodotti di età pre-18 ka (BIANCO *et alii*, 1998). Il prolungamento di alcune di queste faglie sui fianchi dell'edificio vulcanico può essere tracciato sulla base di dati morfologici (asimmetria dei profili delle valli) e geofisici (sismica a riflessione; BRUNO *et alii*, 1998). Le faglie del Somma-Vesuvio, e le fratture secondarie ad esse associate, possono essere raggruppate in tre sistemi di discontinuità principali, orientati NO-SE, NE-SO ed E-O (BIANCO *et alii*, 1998; VILARDO *et alii*, 1999). Gli indicatori cinematici di movimento indicano che le faglie a direzione NO-SE sono caratterizzate da movimenti obliqui con componenti sinistre ($0^\circ < \text{pitch} < 60^\circ$), mentre le strutture a direzione NE-SO mostrano movimenti obliqui con componenti prevalentemente destre e, in secondo ordine, sinistre. Le strutture a direzione E-O, che delimitano l'orlo settentrionale della caldera, evidenziano movimenti prevalentemente normali ($\text{pitch} > 60^\circ$). L'analisi cinematica delle strutture deformative fragili rilevate sul vulcano ha permesso di calcolare il campo di stress ($s_1 \geq s_2 \geq s_3$). I risultati dell'analisi cinematica indicano che il Vesuvio è caratterizzato da una deformazione di tipo trascorrente nella quale $s_1 = s_{\text{Hmax}}$; $s_2 = s_v$ e $s_3 = s_{\text{hmin}}$ (GUIRAUD *et alii*, 1989). Il tensore degli sforzi $s = (s_2 - s_3)/(s_1 - s_3)$ è compreso tra 0.85 e 0.91. Questo dato indica che $s_1 \sim s_2$ (ANGELIER, 1984). L'analisi cinematica dei dati strutturali dimostra che il campo di stress è eterogeneo ed è caratterizzato da due orientazioni del s_3 (N18E e N102E). Questa seconda configurazione è tuttavia dovuta alla presenza delle strutture a direzione NE-SO, caratterizzate da movimenti sinistri. Poiché tali movimenti sono da ricondursi a fenomeni locali di rotazione di blocchi (BIANCO *et alii*, 1998), se ne deduce che il campo di stress agente sul Vesuvio è relativamente omogeneo con s_1 orientato ONO-ESE e s_3 orientato NNE-SSO (VILARDO *et alii*, 1999). L'orientazione di s_3 è consistente con quanto dedotto dall'analisi di dati di pozzo e sismici (meccanismi focali), raccolti ai Campi Flegrei e in aree limitrofe alla Piana Campana (ZUPPETTA & SAVA, 1993; MONTONE *et alii*, 1994; 1995).

Nel complesso, l'associazione delle strutture deformative fragili del Somma-Vesuvio ricalca abbastanza fedelmente quella presente nella Piana Campana. Tenendo conto dell'insieme dei dati disponibili, tale associazione è riconducibile a quella delle zone di taglio con componenti di movimento sinistre. Nel caso del Somma-Vesuvio, la zona di taglio principale è rappresentata dalle strutture a di-

rezione NNO-SSE/NO-SE (fratture Y; BARTLETT *et alii*, 1981), mentre le strutture a direzione E-O e NE-SO sono interpretabili come fratture secondarie di tipo T e R'. In questo quadro, le strutture a direzione N-S possono essere ricondotte a fratture di tipo X o, alternativamente, a fratture di tipo T, associate ai movimenti sinistri lungo le faglie a direzione NE-SO.

2. - AREE MARINE

Il Golfo di Napoli occupa la porzione sud-occidentale di una depressione morfostrutturale che verso terra corrisponde alla Piana Campana, mentre il Golfo di Salerno è la prosecuzione verso ovest di una analoga depressione che corrisponde alla Piana del Sele.

Il Golfo di Napoli, situato lungo il margine occidentale dell'Appennino meridionale rappresenta un "half-graben" di età medio-pleistocenica, riferibile, da un punto di vista geodinamico, al contesto dei bacini peritirrenici. Questi ultimi costituiscono una fascia di aree bacinali poste ai margini dell'area tirrenica della catena ed ai loro prolungamenti nelle piane costiere del margine appenninico occidentale (Piana Campana - Golfo di Napoli). Questi bacini, originatisi in seguito alla tettonica distensiva che ha interessato il margine interno della catena appenninica a partire dal Miocene superiore, sono caratterizzati da una forte subsidenza; essi sono colmati da depositi marini e/o continentali di età per lo più pleistocenica (IPPOLITO *et alii*, 1973; BARTOLE *et alii*, 1984; MARIANI & PRATO, 1988), nonché da vulcaniti pleistoceniche per un totale di circa 3000 m di spessore come risulta dalle perforazioni profonde (AGIP, 1977).

La Penisola Sorrentina corrisponde ad una dorsale strutturalmente rilevata lunga circa 20 km con orientamento NE- SO, la cui estensione è stata progressivamente ridotta a sud da una serie di faglie listriche che hanno ribassato i vari blocchi di substrato meso-cenozoico (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, 1964 - Foglio Sorrento Isola di Capri; D'ARGENIO *et alii*, 1973; PERRONE, 1992).

Il Golfo di Napoli è interessato da due sistemi principali di faglie con direzione NE-SO e NO-SE, a costituire lineamenti tettonici che controllano l'ubicazione dei banchi vulcanici di Nisida e di Penta Palummo (MILIA, 2010) e dei banchi minori. Il lineamento che separa il settore nord occidentale da quello sud orientale, identificato in corrispondenza del ramo nord-occidentale del *canyon* Dohrn e tra il Magnaghi e il Banco di Fuori (MILIA, 2000; AIELLO *et alii*, 2001; BRUNO *et alii*, 2002; SECOMANDI *et alii*, 2003), separa un'area a NO in cui vi è una predominanza delle strutture vulcaniche, da un'altra a SE dove prevalgono unità di natura clastica e terrigena. Gli autori concordano nel considerare questo lineamento tettonico come un percorso preferenziale per la risalita in superficie di masse magmatiche sia nel Golfo di Napoli, che nei settori a terra (SCANDONE *et alii*, 1991; SCARPATI *et alii*, 1993); anche nella limitrofa area napoletana (Baia di Napoli) sono state segnalate

(MILIA *et alii*, 1998) sistemi di faglie e relative intrusioni magmatiche recenti.

La struttura stratigrafica del margine nel settore nord consiste di cunei sedimentari in appoggio sul basamento meso-cenozoico, che tendono ad assottigliarsi in prossimità delle coste capresi e verso nord.

Le successioni sedimentarie pleistoceniche sono costituite da set di sequenze sedimentarie del 4° ordine con caratteristiche di ciclo trasgressivo-regressivo a lungo termine (MILIA & TORRENTE, 1999). In particolare MILIA (1999) e MILIA & TORRENTE (1999) riconoscono, a nord di Sorrento, una successione trasgressiva a sua volta composta di tre sequenze deposizionali (B1, B2, B3) deposta tra 700 e 400 ka, ed una successione di tre sequenze deposizionali (C1, C2, C3) deposta tra 400 e 100 ka (Fig. 8). La successione di sequenze B mostra un *trend* trasgressivo ed un'architettura stratigrafica aggradazionale per la marcata subsidenza dei depocentri dovuta all'attività delle faglie e la formazione dell'*half graben*. La formazione della successione C, costituita da sequenze in *pattern* stratigrafici obliqui-progradazionali, lascia ipotizzare una diminuzione dei volumi di accomodamento ed una loro migrazione in settori più esterni, testimoniando una fase di stabilità tettonica del margine. La piattaforma continentale è il risultato quindi dell'avanzamento delle unità progradanti deposte durante il Pleistocene medio e corrisponde alla superficie di inviluppo delle terminazioni di *topset* e di *toplap* dei riflettori. Essa termina a nord ovest tra i 140 m ed i 180 m di profondità oltre la quale si amplia la scarpata che si raccorda al *talweg* del *canyon Dohrn*. L'ultima sequenza deposizionale (SDTQ, *cfr.* VII 3.) è stata suddivisa in 4 *Systems Tract*: *Basin Floor Fan* allo sbocco del *canyon Dohrn*, *Lowstand Prograding Wedge* deposto al margine della piattaforma continentale settentrionale, *Transgressive Systems Tract* ed un *Highstand Systems Tract* deposti nelle aree costiere (MILIA, 2000).

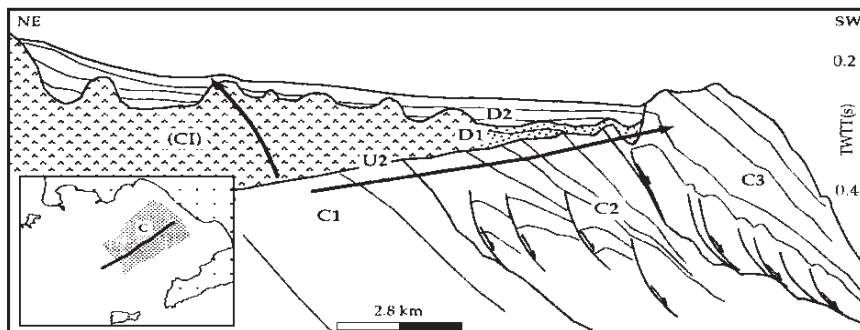


Fig. 8 - Struttura stratigrafica del Golfo di Napoli a nord della Penisola Sorrentina (da MILIA, 1999); C1 è l'unità sismica corrispondente alla deposizione del Tufo Grigio Campano, ma probabilmente include altri eventi precedenti (BELLUCCI *et alii*, 2006).

IV - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE

1. - UNITÀ PRE-OROGENICHE

I terreni presenti nel Foglio 466 e nei fogli al contorno sono stati attribuiti alle unità tettoniche già utilizzate in questo settore di catena. Per una visione completa delle unità pre-orogene e sin-orogene presenti nell'area in oggetto si fa riferimento allo schema cronostratigrafico in Figura 9.

1.1. - UNITÀ TETTONICA DI MONTE FAITO-RAVELLO

Questa unità carbonatica affiora con una certa estensione alla sommità della struttura di Monte Faito-Monte San Michele, in un lembo meno esteso, parzialmente ricoperto da depositi piroclastici, in località Santa Maria del Castello, tutt'intorno al Monte Cervigliano, lungo il limite meridionale dell'altipiano di Agerola e sul contiguo Monte Murillo, nonché alla sommità del rilievo sul quale è posto l'abitato di Ravello.

E' caratterizzata costantemente da un elevato grado di fratturazione tanto che la zona di contatto con l'Unità Tettonica Monti Lattari-Picentini è evidenziata da un netto stacco morfologico, particolarmente ben evidente sul versante meridionale di Monte Faito. Dove è ancora conservata la stratificazione, questa mostra giaciture piuttosto variabili, con immersioni tendenzialmente a nord o nord-ovest e con inclinazioni generalmente da 30° a 60°.

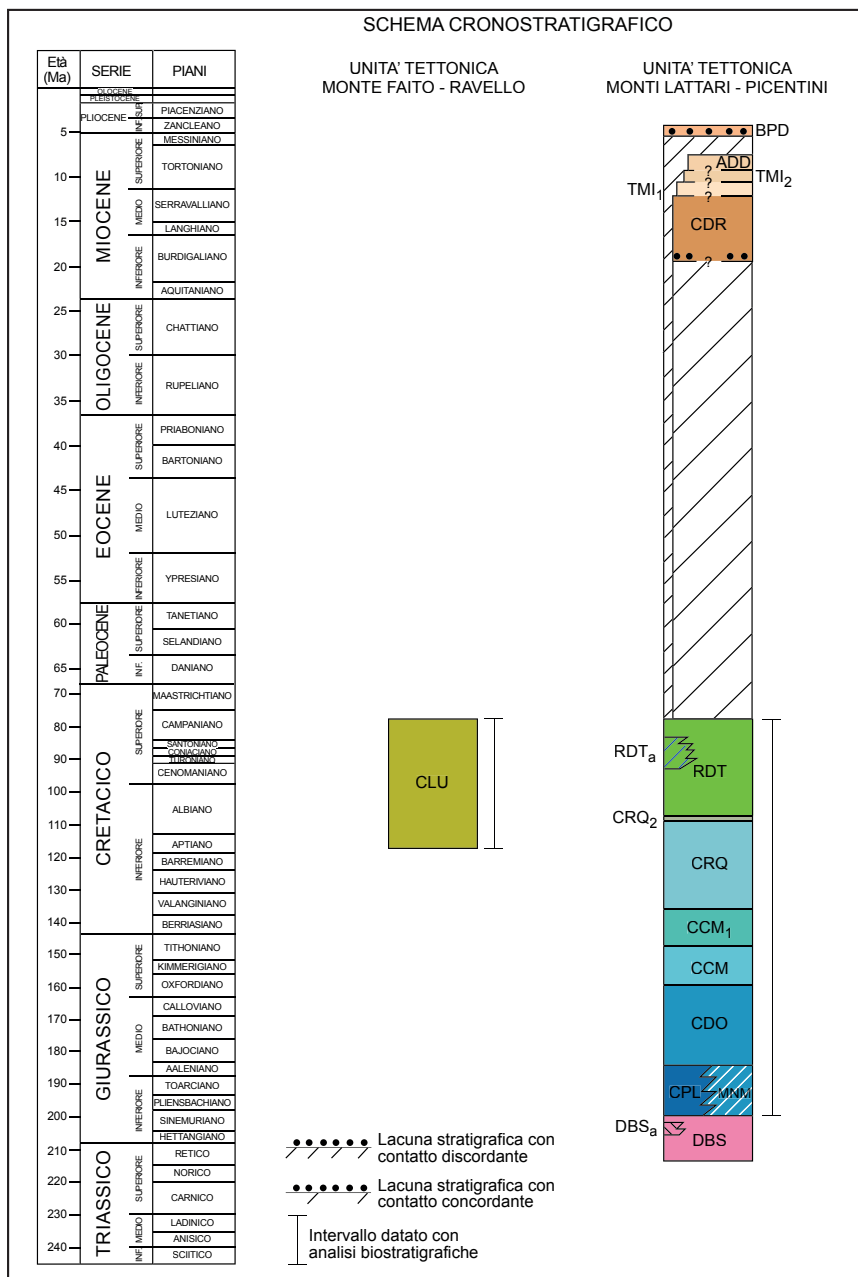


Fig. 9 - Schema cronostratigrafico del Foglio n. 466-485 "Sorrento-Termini"

Nell'Unità tettonica Monte Faito-Ravello è stato possibile distinguere una sola unità litostratigrafica qui di seguito descritta.

1.1.1. - calcari e calcari dolomitici (CLU)

L'unità è costituita da litofacies carbonatiche analoghe e della stessa età di quelle che costituiscono i calcari a radiolitidi, i *calcari con requienie e gasteropodi* ed il membro dei calcari e marne a *Orbitolina* dei calcari con requienie e gasteropodi, della sottostante Unità dei Monti Lattari-Picentini, alle quali si rimanda per una descrizione di dettaglio. Lo stato di intensa deformazione delle rocce, ridotte di norma a brecce tettoniche, non ha permesso suddivisioni cartografiche di maggiore dettaglio.

Il contenuto fossilifero osservato comprende le seguenti forme: Radiolitidae, *Accordiella conica* FARINACCI, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Pseudocyclamina sphaeroidea* GENDROT, *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RANIERI), *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, Rotalidae, Nezzatidae, Orbitolinidae, Miliolidae, Valvulinidae.

Le forme citate permettono di affermare che nell'unità litostratigrafica descritta sono presenti livelli di età compresa fra il Barremiano ed il Santoniano. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica, prevalentemente di laguna.

L'unità raggiunge, nell'affioramento di Monte Faito, uno spessore intorno ai 250 m.

1.2. - UNITÀ TETTONICA DEI MONTI LATTARI-PICENTINI

In questa unità tettonica sono state riconosciute dieci formazioni, in due delle quali sono distinguibili complessivamente tre membri. Per queste formazioni non è stata finora proposta, né viene qui proposta, una corretta definizione formale, sebbene alcune denominazioni siano da lungo tempo comunemente usate nella letteratura geologica. Dal basso in alto si ritrovano:

1.2.1. - dolomia superiore (DBS)

Questa formazione, la più bassa della successione carbonatica, estesamente affiorante nei contigui fogli Salerno e Eboli, è presente solo nel margine SE del Foglio, nei rilievi intorno Maiori, e con litofacies frequentemente conglomeratiche (DBS_a). Il limite inferiore della formazione non è osservabile in quanto posto al di

sotto del livello del mare e si può ritenere che la formazione, il cui spessore complessivo è valutabile tra i 500 e 800 m, affiori solo per la sua parte superiore rispetto ad altre aree della Campania. Il limite superiore è rappresentato dal passaggio graduale alla formazione dei Calcari a *Palaeodasycladus*. Questa unità così suddivisa in questo Foglio include i membri presenti nel Foglio limitrofo Salerno.

Le facies prevalenti nella parte bassa sono rappresentate da dolomie macrocristalline chiare, massive o mal stratificate, nelle quali sono riconoscibili brecce eterometriche, polimittiche e con tessitura scarsamente organizzata. I clasti possono variare da pochi centimetri ai tre-quattro decimetri e sono costituiti sia da elementi laminati, stromatolitici e fenestrali, sia da frammenti di piccole bio-costruzioni. I primi prevalgono nell'area costiera tra Maiori e Cetara e sono caratterizzati anche dalla frequenza di involucri di croste non isopache di cementi laminati. Essi possono provenire dalla distruzione degli eteropici orizzonti a *tepee* presenti a Cetara. Clasti derivanti da piccole bio-costruzioni sono più frequenti nei dintorni di Maiori e sono costituiti principalmente da *boundstone* microbialitici, con tessiture sia di tromboliti che di croste stromatolitiche. Elementi faunistici caratteristici associati sono rappresentati da tubuli di serpulidi e piccole spugne calcaree (1-2 cm), sempre circondate da spesse croste microbialitiche. Raramente sono state incontrate piccole colonie di alghe codiacee, sempre completamente incrostate da lamine cianobatteriche. Intercalati alle brecce si trovano anche orizzonti metrici di *packstone* bioclastici con abbondanti valve disarticolate e sottili di bivalvi. Nell'area immediatamente ad est di Maiori sono stati invece osservati limitati affioramenti di facies di doloareniti scure gradate, in livelletti centimetrici alternati a lamine di tipo cianobatterico.

L'insieme di queste facies può essere interpretato in termini di paleoambienti come la transizione dal bordo della piattaforma, con le facies di alta energia e gli orizzonti di emersione con *tepee* fortemente cementati presenti nell'area di Cetara, a quelle del bordo esterno-scarpata superiore, con piccoli corpi bio-costruiti, alternati a banchi bioclastici a bivalvi e, verso Maiori, a risedimenti arenitici scuri.

L'età Norica di questa parte della formazione è dedotta dalla correlazione con le facies affioranti a Cetara, nelle quali è presente in abbondanza la specie *Griphoporella curvata* (GÜMBEL) ed è invece assente *Triasina hantkeni* Majzon (IANNACE, 1991).

Verso l'alto le facies sono in genere di più difficile riconoscimento a causa del prevalere di dolomia macrocristallina, che oblitera le strutture sedimentarie, e a causa della limitatezza delle superfici esposte. Il prevalere di questo tipo di dolomite è coerente (IANNACE & FRISIA, 1994) con la probabile età retica di queste porzioni della successione, età che sembrerebbe confermata dalla presenza di alcuni grandi megalodontidi alla base dei rilievi subito a nord di Minori.

Nei rilievi ad est di Maiori sono spesso ben distinguibili in affioramento litofacies conglomeratiche (**DBS_a**), caratterizzate da depositi eterometrici con clasti di dimensioni da qualche centimetro ad alcuni decimetri, poco arrotondati, omogenei

o con lamine stromatolitiche. A luoghi sono presenti filoni sedimentari decimetrici. La matrice è generalmente più scura e con granulometria dei cristalli di dolomite più piccola di quella dei clasti. Nelle aree più orientali sono presenti anche facies nelle quali i clasti mostrano un discreto *poligonal fitting* a facies stratoidi con filoncelli sedimentari decimetrici scuri. Queste tre tipologie di litofacies sono state interpretate (IANNACE, 1991) come stadi successivi di un processo di flessurazione e poi di frantumazione e risedimentazione della parte superiore del pendio carbonatico. Nelle aree più occidentali prevalgono le facies conglomeratiche, talvolta fangosostenute, rappresentanti i *debris flow* originatisi da questi processi. IANNACE (1991) ha dimostrato come queste facies siano eteropiche delle facies di retromargine a grandi megalodontidi del Retico presenti immediatamente ad est.

Nell'estrema parte sommitale della successione i caratteri di facies sono più riconoscibili. Nella parte alta la successione si presenta più regolarmente stratificata in banchi per l'alternarsi delle brecce con banchi con orizzonti fenestrali, pisoidi rimaneggiati e livelli centimetrici lenticolari di colore dall'ocra al rosso, leggermente marnosi. Localmente, come nell'area a nord del cimitero di Maiori, sono presenti calcari e brecce calcaree con clasti fenestrali e spesse croste di cementi laminati o fibroso-radiali. Le facies pisolitiche prevalgono verso l'alto e in esse la dolomite può essere a granulometria più sottile, con buona conservazione delle strutture sedimentarie. La loro graduale scomparsa verso l'alto rappresenta il limite con la formazione sovrastante. Questa parte della successione è da attribuire all'Hettangiano *p.p.* per la sua posizione stratigrafica.

1.2.2. - calcari a *Palaeodasycladus* (CPL)

Affiorano principalmente a Monte Sant'Angelo di Cava, Monte Chiunzi e lungo il versante costiero compreso tra Ravello e Praiano. Le migliori esposizioni si hanno lungo i versanti meridionale e orientale di Monte Sant'Angelo di Cava, dove la successione stratigrafica dell'unità è interamente visibile ed è possibile osservare anche il passaggio stratigrafico alle unità sottostante e sovrastante. Buone esposizioni sono presenti anche tra Ravello e Praiano. In quest'area, però, disturbi tettonici (principalmente faglie dirette con direzione circa est-ovest) ribassano a gradinata la successione verso mare (sud) e non lasciano affiorare il limite inferiore dell'unità. Lo spessore dell'unità è di circa 300 metri.

L'unità è costituita da una monotona successione di calcari biomicritici, talora oncolitici, di colore grigio, più raramente grigio-scuro, avana o biancastro. Ai calcari si intercalano frequentemente dolomie cristalline grigie che, specialmente nella parte bassa della formazione, possono sostituire gran parte delle litofacies calcaree. Tale fenomeno è particolarmente sviluppato nella fascia costiera tra Amalfi e Praiano. Lo spessore degli strati varia da 10-15 cm a circa 2 m, ma per lo più è compreso tra 30 e 80 cm.

La monotonia della successione è interrotta, nella parte sommitale, dalla presenza di interstrati e sottili intercalazioni di marne argillose grigio-verdastre, in corrispondenza delle quali gli strati carbonatici sono generalmente di colore più scuro, spesso grigio scuro o nero.

Tipica dell'unità la presenza di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), spesso con individui così numerosi da rappresentare il costituente principale della roccia. Questa grande dasicladacea è facilmente riconoscibile anche ad occhio nudo sulle superfici alterate, a causa delle caratteristiche forme circolari e subcilindriche dei talli in sezione trasversale e longitudinale.

I macrofossili, presenti in tutto l'intervallo, sono particolarmente abbondanti nella parte alta della successione, in corrispondenza delle intercalazioni marnoso-argillose, dove costituiscono il ben noto "Livello a *Lithiotis*", cartografato come membro distinto nel Foglio Salerno contermini. Tale facies non è stata distinta cartograficamente in questo foglio ma è ben osservabile lungo la strada che dalla costa sale ad Agerola e sulla strada per Ravello a partire dal tornante del km 1 + 500. E' caratterizzata da numerosissimi esemplari di molluschi di grandi dimensioni (soprattutto lamellibranchi), frequentemente spatizzati. Il livello a *Lithiotis* ha uno spessore di 40-50 metri ed alla sua sommità è stato messo il limite con l'unità litostratigrafica sovrastante.

Per quel che riguarda il contenuto microfossilifero, a *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) sono associati *Haurania deserta* HENSON, *Amijella amij* (HENSON), *Aeolisaccus dunningtoni* (ELLIOTT) *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RANIERI), *Cayeuxia* sp., Valvulinidae sifonati, Textularidae, Ammodiscidae, *Mayncina termieri* HOTTINGER, *Lituosepta recoarensis* CATI, *Lituosepta compressa* HOTTINGER, *Orbitopsella praecursor* (GUEMBEL). Le ultime quattro specie non raggiungono la sommità della successione e si estinguono in corrispondenza dei primi strati della "facies a *Lithiotis*".

I caratteri di facies della formazione testimoniano un ambiente di laguna ristretta nell'ambito di una piattaforma carbonatica. La formazione passa in conformità, ma bruscamente, ai calcari oolitici ed oncolitici, e, nell'area di Ravello-Minori, per eteropia ai calcari e dolomie con selce dei Monti Mai. L'età dei Calcari a *Palaeodasycladus* è Hettangiano *p.p.* - Toarciano *p.p.*.

1.2.3. - calcari e dolomie con selce dei Monti Mai (MNM)

Nell'area circostante gli abitati di Minori e di Atrani i calcari stratificati della formazione dei *Calcari a Palaeodasycladus* sono sostituiti lateralmente da litofacies prevalentemente dolomitiche (MNM). Si tratta di dolomie saccaroidi, brune all'alterazione e molto scure alla frattura, organizzate in strati di spessore decimetrico, a luoghi straterellate, talvolta con interstrati di sottili veli dolomitico-marnosi giallastri-bruni o, più raramente, rosso mattone. Sono presenti *slumping*

e brecce dolomitiche sinsedimentarie con clasti di dimensioni da centimetriche a decimetriche (Marmorata, Torello). Il passaggio non è direttamente osservabile in quanto la zona è estesamente ricoperta da terrazzamenti ma è ricostruibile con buona affidabilità dalle relazioni stratigrafiche.

Nei pressi della spiaggia di Minori, e nelle zone prossime al contatto tettonico con la sovrastante *Unità di Monte Faito-Ravello*, le dolomie passano irregolarmente a calcari ben stratificati (20-50 cm), avana scuri, localmente anche neri, a luoghi gradati e laminati. Nella parte bassa sono presenti livelli centimetrici ricchi in materia organica, mentre nella parte alta si rinvencono noduli e liste di selce nera e brecce sinsedimentarie calcaree (San Cosma).

Le microfacies sono costituite generalmente da *wackestone*, raramente *packstone*, con peloidi, *lump*, frammenti di echinodermi, foraminiferi bentonici (generalmente Textularidae, Valvulinidae e Ammodiscidae), *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RANIERI), *Thaumatoporella* sp., *Aeolisaccus* sp., frammenti di “*Cayeuxia*”, *Agerina martana* (FARINACCI), spicole di spugne, radiolari. In un campione sono stati rinvenuti bioclasti risedimentati di piattaforma, tra i quali *Orbitopsella* sp. e *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA). L'età dei termini calcarei è dunque Giurassico inferiore *p.p.*. Considerando i rapporti con i termini dolomitici e con i Calcari a *Palaeodasycladus*, tale età può essere attribuita all'intera formazione. Lo spessore raggiunge i 250 m.

Questi terreni presentando caratteri litostratigrafici peculiari, con microfacies prevalenti di dolomia cristallina e/o di *wackestone* a bioclasti di bivalvi pelagici (“filamenti” *Auct.*), radiolari, spicole di spugna, sono riferibili ad ambienti deposizionali di margine e scarpata prossima al bacino.

I terreni descritti sono equiparabili alle dolomie e calcari con selce più estesamente affioranti nell'area dei Monti Mai, nel contiguo Foglio Salerno. Delle due litofacies individuate in tale area, è qui presente principalmente la litofacies dolomitica, caratterizzata da una netta prevalenza delle dolomie rispetto ai calcari.

1.2.4. - calcari oolitici ed oncolitici (CDO)

I migliori affioramenti di questa formazione sono ubicati lungo la strada Ravello-Valico di Chiunzi, tra Monte Brusale e Colli San Pietro, dove è possibile osservare la parte medio-alta della successione, in passaggio stratigrafico molto graduale alla sovrastante formazione dei calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina*, lungo il versante a nord-ovest di Vettica Maggiore, tra Punta di Paipo e la Strada Statale Amalfitana, dove affiorano parti dell'intera unità, a Monte Sant'Angelo di Cava, nella parte sommitale del rilievo. Nelle prime due località citate la successione stratigrafica è tettonicamente disturbata e non affiora con continuità. A Monte Sant'Angelo di Cava, invece, la successione è indisturbata ma comprende

solo la parte bassa dell'unità, che sostituisce in conformità, in modo molto brusco, i sottostanti calcari a *Palaeodasycladus*.

Il limite superiore dell'unità, posto immediatamente sotto ai primi livelli a *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, è abbastanza ben esposto lungo il versante sud-orientale di Monte Tre Calli. Lo spessore complessivo è di circa 450 metri.

L'unità è costituita, per i primi 370 metri, da un'alternanza irregolare di calcari oolitici, calcari oncolitici e calcari micritici e biomicritici, spesso dolomitici, di colore grigio nocciola o avana, con intercalazioni di dolomie cristalline grigie. Nella parte basale sono presenti sottili intercalazioni di marne argillose grigio-verdastre. Le facies oolitiche sono costituite da *grainstone*, caratterizzati, soprattutto nella parte più bassa della successione, da stratificazione e laminazione incrociata a basso angolo. Lo spessore degli strati varia da 20 cm a circa 150 cm ed è mediamente compreso tra 30 e 60 cm.

Il contenuto fossilifero, piuttosto scarso, è rappresentato da resti di piccoli lamellibranchi, gasteropodi ed echinodermi, ostracodi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Aeolisaccus dunningtoni* (ELLIOTT), *Cayeuxia* sp., alghe verdi e foraminiferi bentonici. Nella parte inferiore della successione, tra i foraminiferi sono presenti *Mesoendothyra croatica* GUSIC e, limitatamente alla parte basale, *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS). A partire dalla parte media si rinvencono *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE e *Pfenderella arabica* REDMOND. Nella parte medio-alta dell'intervallo si assiste ad un nuovo rigoglio di forme organiche dato, in particolare, da resti di alghe dasycladacee di grandi dimensioni. Tra queste la forma stratigraficamente più indicativa è *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI, spesso presente con numerosi esemplari. Verso l'alto stratigrafico i livelli oolitici tendono a diminuire in frequenza fino a scomparire quasi del tutto. Si passa così gradualmente ad un'alternanza di calcari, calcari dolomitici e dolomie di colore grigio o grigio scuro, raramente avana o biancastro, caratterizzata dalla presenza di *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN, *Satorina apuliensis* FOURCADE & CHOROWICS, *Kilianina blancheti* PFENDER. A queste forme-indice sono frequentemente associate alghe dasycladacee, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), resti di gasteropodi, lamellibranchi, echinodermi, coralli e brachiopodi. Questi ultimi costituiscono localmente un sottile livello (livello a terebratulidi), che si rinviene nella parte sommitale della successione, pochi metri sotto il limite con l'unità sovrastante. Tale livello, potente alcuni decimetri e frequentemente totalmente dolomitizzato, è osservabile, ad esempio, lungo il versante sud-orientale di Monte Tre Calli, all'incirca a quota 840 metri.

La formazione testimonia un ambiente di margine di piattaforma carbonatica di alta energia, caratterizzato da barre oolitiche.

L'età dell'unità litostratigrafica è Toarciano *p.p.* - Calloviano *p.p.*.

1.2.5. - calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (CCM)

In questa formazione è riconoscibile una parte bassa, spessa circa 150 m, caratterizzata dall'abbondanza di *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, seguita, in passaggio molto graduale, da 350 m di calcari con *Campbelliella* e *Kurnubia*, che costituiscono il membro dei calcari con *Campbelliella* e *Kurnubia* (CCM₁). Lo spessore complessivo della formazione, pertanto, si attesta sui 500 m.

Le migliori esposizioni della parte bassa della formazione si hanno lungo i versanti sud-occidentale ed orientale del Monte Tre Calli e lungo il versante meridionale di Colle San Pietro, dove è possibile osservare anche il passaggio al membro superiore dell'unità. Buoni affioramenti sono presenti anche lungo la strada Gragnano-Agerola, circa all'altezza del chilometro 84. L'intervallo inferiore è costituito da calcari biomicritici, frequentemente dolomitici, di colore variabile dal grigio al nero, raramente avana, fetidi alla percussione, con intercalazioni di dolomie grigie e grigio-scuri.

Lo spessore degli strati varia da 30 cm a circa 1 m. L'intero intervallo è caratterizzato dalla presenza di abbondanti resti di *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, ben visibili ad occhio nudo, che rendono l'unità facilmente riconoscibile in campagna. Sulle superfici alterate, infatti, questi fossili spiccano per il colore biancastro e per le caratteristiche sezioni longitudinali, a forma di nastro leggermente sinuoso, che possono raggiungere anche una lunghezza di alcuni centimetri.

Per quel che riguarda il contenuto microfossilifero, a *Cladocoropsis mirabilis* sono associati *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Salpingoporella sellii* (CRESCENTI), *Praekurnubia crusei* REDMOND, Textularidae, Valvulinidae, rare spicole di spugna, ostracodi e Nubecularidae, queste ultime particolarmente abbondanti nella parte alta dell'intervallo. I calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* testimoniano un ambiente di piattaforma di laguna ristretta con ridotta ossigenazione. L'età è Calloviano *p.p.* - Kimmeridgiano *p.p.*.

1.2.5.1. - calcari con *Campbelliella* e *Kurnubia* (CCM₁)

Le migliori esposizioni di questo membro, che costituisce la parte superiore della formazione, si hanno lungo il versante nord di Colle San Pietro e nell'area Monte Tre Calli-Monte Calavrice. Il limite superiore, con il passaggio graduale ai calcari con requenie e gasteropodi, è ben esposto lungo i versanti orientale e settentrionale di Monte Sant'Angelo a Tre Pizzi e a sud di Croce della Conocchia.

L'unità è costituita da un'alternanza irregolare di calcari micritici e biomicritici di colore grigio, avana o biancastro, spesso più o meno dolomitici, con frequenti intercalazioni di dolomie cristalline grigie, spesso laminate. La parte inferiore

del membro è caratterizzata da sottili livelli, lateralmente discontinui, di calcari micritici parzialmente silicizzati, giallastri all'alterazione. Nella porzione medio-superiore sono presenti sporadiche intercalazioni lenticolari di conglomerati intraformazionali a matrice marnosa giallastra o verdastra, dello spessore massimo di pochi decimetri.

Nella parte sommitale dell'unità le intercalazioni di dolomie tendono ad aumentare di frequenza fino a diventare dominanti in prossimità del limite con l'unità litostratigrafica sovrastante. A questa altezza stratigrafica gli strati calcarei, costituiti da micriti spesso azoiche e di solito più o meno dolomitizzate, sono caratterizzati dalla presenza di noduli di selce grigia, esternamente giallastri per l'alterazione. Si rinvencono, inoltre, con relativa frequenza intercalazioni decimetriche di calcari biomicritici di colore grigio o marrone, ad oogoni di characee ed ostracodi a carapace liscio e sottile.

Gli ambienti deposizionali documentati in questo membro sono essenzialmente di tipo lagunare più aperti e a più elevata energia rispetto a quelli dei sottostanti calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina*.

Per quel che riguarda il contenuto microfossilifero, le parti inferiore e media della successione sono caratterizzate dalla presenza di *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Kurnubia wellingsi* (HENSON), *Salpingoporella sellii* (CRESCENTI), *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORANO, *Salpingoporella sellii* (CRESCENTI). Nella parte superiore i microfossili sopra elencati tendono a diminuire in frequenza fino a scomparire quasi del tutto; le associazioni a foraminiferi vengono così gradualmente sostituite da *Clypeina jurassica* FAVRE, *Clypeina parvula* (CAROZZI), *Campbelliella striata* (CAROZZI), *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Salpingoporella* sp., *Favreina salevensis* (PAREJAS). Tra i macrofossili si rinvencono sporadici lamellibranchi e gasteropodi Nerineidae. Lo spessore di questa unità litostratigrafica, come si è detto, si aggira sui 350 m. L'età è Kimmeridgiano p.p. - Berriasiano p.p..

1.2.6. - calcari con *requenie* e gasteropodi (CRQ)

Le migliori esposizioni di questa formazione si hanno lungo i versanti settentrionale e meridionale di Monte Faito, nell'area Sant'Angelo a Tre Pizzi e lungo il versante settentrionale di Monte Cerreto. Il limite superiore dell'unità è ben esposto sul versante sud-occidentale del Monte Faito, nei pressi della strada Moiano-Villaggio Faito. Lo spessore complessivo è di circa 500 m. Alla sommità della formazione è distinguibile un membro, spesso sui 25 m, caratterizzato da marne verdastre ricche di orbitoline.

I *calcari con requienie e gasteropodi* si possono suddividere in due parti principali che, pur sfumando verticalmente l'una nell'altra, sono caratterizzate da associazioni di litofacies in parte diverse. La parte inferiore, dello spessore di circa 300 m, è rappresentata, nel suo tratto stratigraficamente più basso, da dolomie cristalline a grana grossa, grigie o grigio scure, fetide, in strati potenti fino 2 m, alternate a dolomie a grana fine con laminazione piano-parallela o leggermente ondulata ben evidente, in strati al massimo di qualche decimetro. A queste litofacies principali sono intercalati frequentemente calcari micritici marroni o grigio-scuro: si tratta di *mudstone* sterili, talora con laminazioni piano-parallele, caratterizzati spesso da piccole cavità millimetriche riempite da calcite spatica, corrispondenti, probabilmente, a strutture da disseccamento tipo *bird-eye*. *Wackestone* e *packstone* fossiliferi costituiscono intercalazioni meno frequenti. Procedendo verso l'alto la distribuzione delle litofacies tende ad invertirsi gradualmente: diminuiscono le facies dolomitiche ed aumentano i *mudstone* calcarei scuri, che mostrano di frequente anche cavità da disseccamento centimetriche, orientate parallelamente alla stratificazione (*sheet crack*), talora associate a laminazioni di tipo stromatolitico. Aumentano inoltre i *wackestone* ed i *packstone* fossiliferi.

Il contenuto fossilifero è caratterizzato dall'abbondanza di cuneoline «primitive» (*Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, *Cuneolina camposauri* SATRONI & CRESCENTI) e di piccole alghe dasicladacee tra le quali *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Salpingoporella melitae* RADOICIC, *Salpingoporella cemi* RADOICIC, *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Actinoporella podolica* (ALTH), *Clypeina solkani* CONRAD & RADOICIC. Sono inoltre presenti *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO), *Epimastopora cekici* RADOICIC, *Glomospira* sp., *Cladocoropsis* sp., *Thaumatoporella* sp., Valvulinidae, Textulariidae, rare e piccole Miliolidae, ostracodi e piccoli gasteropodi. L'età di questa parte della successione è Berriasiano *p.p.* - Barremiano *p.p.*

La parte superiore, spesso circa 200 m, è caratterizzata dalla prima comparsa di *wackestone* a rudiste (requienidi), intercalati in strati potenti da 40 cm ad un metro con litofacies del tutto simili a quelle sottostanti. Verso l'alto i *wackestone* a rudiste diventano progressivamente più frequenti e potenti.

Negli ultimi 100 m le litofacies si arricchiscono per la presenza di frequenti livelli di *packstone* lito- e bioclastici, alcuni dei quali hanno base erosiva e appaiono grossolanamente gradati, con laminazione piano-parallela o incrociata a basso angolo alla sommità. Si assiste inoltre alla comparsa dei primi *packstone* ricchi di miliolidi: questi microforaminiferi, presenti occasionalmente e con individui di piccole dimensioni in livelli più bassi, cominciano ad aumentare sensibilmente in dimensioni e frequenza. Immediatamente al disopra dei primi *packstone* a miliolidi, gli ultimi 50 m della successione sono costituiti prevalentemente da *wackestone* a bivalvi in strati potenti fino a 2,5 m: si tratta in prevalenza di bancate a re-

quienidi, associati a radiolitidi nella parte alta, alle quali si intercalano rari livelli a caprinidi e bancate ad ostreidi e resti di echinodermi. Questo pacco di strati forma una cornice morfologica con pareti subverticali che si segue lateralmente anche per alcune centinaia di metri, come è particolarmente evidente lungo il versante settentrionale di Monte Cerreto e lungo i versanti meridionale e settentrionale di Monte Faito. Ciò è dovuto alla sua minore erodibilità rispetto agli strati sottostanti e, soprattutto, sovrastanti, questi ultimi in parte costituiti da marne.

Localmente (ad esempio lungo il versante meridionale di Monte Faito), a circa 10 m dalla sommità della successione si rinviene un sottile livello di *grainstone* bioclastici, spesso circa 30 cm, costituito interamente da grosse alghe *dasicladacee* appartenenti alla specie *Triploporella marsicana* PRATURLO.

Oltre ai fossili già citati, sono presenti: *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, cuneoline “primitive”, *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Sabaudia* sp., *Nummuloculina* sp., *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Coptocampylodon* sp., *Thaumatoporella* sp., Nezzazatidae, Valvulinidae, Textulariidae, ostracodi, gasteropodi, e, occasionalmente, *Pseudolithotamnium album* (PFENDER), *Favreina* sp., Nubecularidae e spicole di spugna. L'età di questa parte della successione è Barremiano *p.p.* - Aptiano superiore *p.p.*

Nella parte alta di questa successione si rinvencono localmente (Punta Orlando) calcilutiti sottilmente stratificate, contenenti resti di ittioliti, potenti poche decine di metri: si tratta dei calcari con abbondante fauna a vertebrati marini, noti da oltre un secolo e mezzo e studiati da BASSANI & D'ERASMO (1912) e, di recente, da BRAVI & DE CASTRO (1995).

In questa formazione sono testimoniati ambienti deposizionali di piattaforma carbonatica, con facies lagunari di limitata energia, nonché facies peritidali, localmente con evidenze di elevata evaporazione.

1.2.6.1. - membro dei calcari e marne ad *Orbitolina* (CRQ₂)

Corrisponde in parte al “Livello a Orbitoline” *Auct.*, noto dalla seconda metà del secolo scorso, studiato per la prima volta in dettaglio da DE CASTRO (1962b) e successivamente da CHERCHI *et alii* (1978) e BRAVI & DE CASTRO (1995).

Le migliori esposizioni si hanno nel vallone Teglia, poco a valle della strada Moiano-Villaggio Faito; in località Sperlonga, in corrispondenza della testata dell'omonimo fosso; a SE di Monte Faito, presso Vene Falconea e lungo la S.S. Amalfitana, all'altezza di Punta Germano. Lo spessore varia tra i 15 ed i 25 m.

Quest'unità rappresenta un livello-guida facilmente riconoscibile in campagna, costituito essenzialmente da conglomerati intraformazionali a matrice mar-

nosa verdastra passanti, sia in senso verticale che laterale, a marne e marne argillose verdi, localmente ricche di orbitoline, e a calcari nodulari con spalmature e tasche marnose. L'unità cartografata comprende, oltre al "Livello a Orbitoline" s.s., che generalmente non supera qualche metro di spessore, anche litofacies simili, ad esso associate, in cui le orbitoline sono solo sporadicamente presenti o mancano del tutto.

La facile erodibilità di questa unità, rispetto a quelle sopra e sottostanti, determina dei gradini morfologici sui quali spesso si sono accumulati depositi piroclastici e detrito: per questo motivo le buone esposizioni sono rare. Il migliore affioramento è quello già citato dell'incisione del Vallone Teglia. Esso è costituito, dal basso verso l'alto, da:

- a) 2,50 m di conglomerati intraformazionali con matrice marnosa da verde a giallastra ricca di orbitoline. Il rapporto matrice/clasti tende ad aumentare verso l'alto contemporaneamente ad una diminuzione delle dimensioni medie dei clasti, che da decimetrici diventano centimetrici. Si passa quindi a
- b) 0,50 m di marne verdi ricche di orbitoline, alle quali seguono
- c) 0,60 m di calcari marnosi e marne costituenti una fitta alternanza in strati da 2 ad 8 cm passanti, verso l'alto, ad alcuni strati centimetrici di *mudstone* scuri, sterili, ricchi di strutture da disseccamento tipo *birds-eye*. Su di essi poggia
- d) uno strato di circa 0,50 m di *pakstone* a litoclasti micritici da millimetrici a centimetrici a gradazione inversa; seguono
- e) brecce ad elementi micritici scuri, piatti e laminati, di dimensioni massime di circa 20 cm. Lo spessore di queste brecce varia fortemente in senso laterale (da 0,60 m a zero). Esse poggiano con contatto erosivo sul termine sottostante (d), nel quale formano dei piccoli canali. La successione stratigrafica prosegue con
- f) circa 8 m di conglomerati intraformazionali a matrice marnosa verdastra del tutto simili a quelli del termine a), salvo la presenza solo occasionale di orbitoline. Questi conglomerati passano lateralmente e verticalmente, senza un preciso ordine, a *wackestone* e *packstone* bioclastici, talora nodulari. Verso l'alto la matrice tende a diminuire gradualmente; si passa così a
- g) circa 3 m di conglomerati nei quali la matrice è ridotta a veli e spalmature verdastre intorno ai clasti. Si passa infine ai calcari dell'unità litostratigrafica sovrastante.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* DOUGLAS, *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, cuneoline «primitive», *Salpingoporella dinarica* RADOVICIC, resti di characee, ostracodi, lamellibranchi e gasteropodi. L'età è Aptiano superiore *p.p.*

1.2.7. - calcari a radiolitidi (RDT)

I calcari a radiolitidi affiorano estesamente lungo il versante meridionale di Monte Faito, dove è presente la parte bassa dell'unità, e sul versante occidentale di Monte S. Angelo (lungo la Statale Sorrentina tra Meta ed il bivio per Montechiaro), dove è ben esposta la parte alta della successione.

Questa formazione presenta uno spessore non inferiore a 1100 metri ed è divisibile in due intervalli. L'intervallo inferiore, potente circa 500 m, è costituito dall'alternanza di 7 principali litofacies le cui caratteristiche di tali litofacies possono essere così sintetizzate:

- a) strati potenti da 0,1 a 1,5 m, caratterizzati da alternanze a scala centimetrica di *packstone* a foraminiferi bentonici, alghe, frammenti di rudiste, peloidi e intraclasti, e *mudstone* o *wackestone* fossiliferi;
- b) *packstone* fossiliferi in strati da alcuni decimetri al metro;
- c) *wackestone* a rudiste in bancate da 0,5 ad 1,5 m;
- d) dolomie cristalline di colore grigio o grigio scuro, fetide, spesso laminate, in strati spessi 0,1 a 2 m;
- e) *mudstone* e *wackestone* ad ostracodi e foraminiferi con frequenti laminazioni piano-parallele, strutture da disseccamento e croste silicizzate;
- f) *mudstone* e *wackestone* ad oogoni di characee;
- g) conglomerati intraformazionali ad elementi micritici di dimensioni centimetriche con matrice marnosa verdastra.

I termini a) e b) sono più frequenti nella parte inferiore dell'intervallo in esame. Il termine c) è presente occasionalmente in tutto l'intervallo ed è caratterizzato da radiolitidi e requienidi nella parte inferiore e da soli radiolitidi in quella superiore. La litofacies d) è frequente, e talora dominante, nella parte media e bassa dell'intervallo, mentre la litofacies e) è presente in tutto l'intervallo e costituisce spesso pacchi di strati centimetrici dello spessore da pochi decimetri a circa 3 m. I livelli silicizzati, tuttavia, sono presenti solo tra Albiano e Cenomaniano (Croce dell'Eremita, strada statale per Positano). Il termine f) forma occasionali intercalazioni di 10-30 cm nella parte inferiore dell'intervallo. La litofacies g), infine, è rappresentata in sporadici livelli, il primo dei quali nella sezione di Monte Faito si rinviene a circa 130 m dalla base dell'unità, talora lateralmente discontinui, potenti fino a circa 60 cm, litologicamente molto simili a quelli dell'unità litostratigrafica sottostante (membro dei calcari e marne a *Orbitolina*).

Da segnalare, a partire da 20-30 m dalla base dell'unità, la presenza di *Archaealveolina reicheli* (DE CASTRO) in un pacco di strati dello spessore di 25 m circa. Gli strati ad *Archaealveolina reicheli* formano un livello guida, presente in tutta l'area mediterranea e riferibile alla parte sommitale dell'Aptiano superiore (CHERCHI *et alii*, 1978).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da Radiolitidae, Requieridae, gasteropodi (tra cui Nerineidae), *Cisalveolina fraasi* (GUMBEL), *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Biconcava bentori* HAMAOU & SAINT-MARC, *Biplanata peneropliformis* HAMAOU & SAINT-MARC, *Nezzazata simplex* OMARA, *Sellialveolina viallii* COLALONGO, *Ovalveolina maccagnoae* DE CASTRO, *Neiraqia insolita* (DECROUEZ & MOULLADE), *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Nummuloculina* sp., *Sabaudia* sp., *Coptocampylodon* sp., Milolidae, Nezzazatidae, Rotalidae e ostracodi. Occasionalmente sono presenti resti di characee, concentrati in livelli decimetrici in cui, insieme ad ostracodi a guscio liscio e sottile, costituiscono gli unici fossili presenti. Nella parte basale della successione si rinvenivano, oltre a *Archaealveolina reicheli*, anche *Salpingoporella dinarica* RODOICIC, cuneoline «primitive» e resti di anellidi. L'età dell'intervallo descritto è Aptiano superiore p.p.-Cenomaniano.

In questo intervallo inferiore della formazione è inoltre possibile distinguere una litofacies dolomitica (**RD_{Ta}**) costituita da brecce; essa è presente al Monte Pezzulli e, poco più a sud-ovest, in località Carosiello di Montalto. Questa litofacies è delimitata alla base da un contatto stratigrafico erosivo ed è costituita da brecce eterometriche ad elementi essenzialmente dolomitici, e molto subordinatamente calcarei, a matrice dolomitica microcristallina, talora con aspetto fluitato. Gli elementi hanno dimensioni variabili da alcuni centimetri ad alcuni metri cubi. Quelli di dimensioni maggiori sono spesso rappresentati da frammenti di strato nei quali sono ancora riconoscibili le strutture interne. I clasti dolomitici, nettamente prevalenti, sono costituiti da dolomie di colore variabile dal grigio al nero, fetide, frequentemente laminate. Gli elementi calcarei, che sono presenti in un solo piccolo affioramento ad est del Monte Pezzulli, sono rappresentati da *mudstone* e *wackestone* grigi o marroni, ad ostracodi, gasteropodi e foraminiferi bentonici.

La mancanza di fossili nella matrice e di fossili biostratigraficamente significativi nei clasti non consente la datazione diretta di questa litofacies. I rapporti indubbiamente stratigrafici con i carbonati sottostanti, e la presenza in questi ultimi del "Livello ad Orbitoline" qualche decina di metri più in basso, induce a considerare come la più probabile un'età compresa tra l'Aptiano sommitale e l'Albiano.

Il contatto con i carbonati sottostanti è esposto lungo il crinale che collega il Monte Faito al Monte Pezzulli, poco a sud-est di quest'ultimo. L'appoggio delle brecce sul substrato avviene lungo una superficie inclinata di 30-40 gradi verso ovest. Tale superficie è fortemente discordante con la stratificazione dei carbonati sottostanti, che immergono a nord-ovest di 10-15°. Essa potrebbe corrispondere ad una paleoscarpa individuata lungo una superficie di faglia. Queste brecce potrebbero, quindi, essere legate ad eventi tettonici cretaci (si veda anche GUZZETTA, 1963).

L'intervallo superiore dei calcari a radiolitidi, potente non meno di 600 m, mostra una chiara organizzazione ciclica delle litofacies. Un tipico ciclo depo-

sizionale è costituito dalla sequenza verticale di quattro principali litofacies, dal basso verso l'alto:

- 1) *wackestone* o *packstone* a rudiste intere (in prevalenza radiolitidi), in strati da 0,4 a 2 m;
- 2) *packstone* bioclastici costituiti da frammenti di rudiste, intraclasti, peloidi e foraminiferi bentonici, in strati da 20 a 60 cm. Alcuni strati mostrano accenni di gradazione diretta e, talora, base erosiva;
- 3) *mudstone*, *wackestone* e *packstone* a foraminiferi bentonici ed alghe, generalmente bioturbati, in livelli spessi da alcuni centimetri a qualche decimetro;
- 4) *mudstone* con laminazioni piano parallele.

Tutte le litofacies sopra descritte possono essere interessate da una dolomitizzazione più o meno spinta, anche se essa riguarda più frequentemente i termini 1 e 4. La potenza di ogni ciclo varia da meno di un metro a pochi metri. Essa dipende, oltre che dallo spessore delle singole litofacies, anche dal fatto che i cicli non sempre sono completi: spesso, infatti, mancano le litofacies 2 e 4.

I resti fossili più significativi sono dati da Radiolitidae, Hippuritidae, *Accordiella conica* FARINACCI, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Scandonea sannitica* DE CASTRO, *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDRODT, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Stensioina surrentina* TORRE, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RANIERI), Rotalidae, Miliolidae, Discorbidae, rari foraminiferi planctonici. L'età è Turoniano-Santoniano.

Nella parte occidentale dell'area rilevata, lungo la costa tra Punta del Capo e Punta Lago, ad ovest di Sorrento, è presente un'altra caratteristica litofacies, non distinta cartograficamente per le sue dimensioni, rappresentata da calcari intensamente bioturbati, fino ad essere pseudobrecciati, e selettivamente dolomitizzati. Si tratta di calcari micritici con strutture pervasive di tipo *Thalassinoides*, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, riempite da una microfacies più calcarenitica. Sovente queste strutture sono selettivamente dolomitizzate, cosa che le rende particolarmente evidenti sia in sezioni sia, in modo spettacolare, sulle superfici di strato, soprattutto nell'area di Marina di Puolo, immediatamente sotto la superficie di *unconformity* del Miocene. Localmente l'intensità della bioturbazione è stata tale da provocare una brecciazione del sedimento, che comporta anche una matrice marnosa verdasta con facies caratterizzate da un aspetto "vacuolare". Lungo il costone calcareo tra Sorrento e Pontone è possibile vedere l'interdigittazione di questa litofacies con i calcari della parte alta della successione: l'età più probabile di questa litofacies è pertanto santoniana.

Questa litofacies è stata brevemente descritta solo da PARENTE & IANNACE (2003), che l'hanno interpretata come prodotto di riempimenti passivi di gallerie

scavate da organismi fossatori in sedimenti parzialmente induriti (*firm-ground*), probabilmente durante fasi con bassi tassi di sedimentazione.

Nelle stesse aree costiere, tra Capo di Sorrento e Massalubrense, questa parte della formazione è interessata da *slump* e *slump-breccia* di scala metrica e decametrica. Tali strutture, segnalate già in SCANDONE & SGROSSO (1963), provocano localmente anche la verticalizzazione degli strati; la loro origine sin-deposizionale è testimoniata dal fatto che la superficie di *unconformity* immediatamente sovrastante è perfettamente piana.

I calcari a radiolitidi si sono depositi in un'area di piattaforma carbonatica aperta, localmente con facies prossimali, che divengono più distali verso Punta Campanella. Nella parte bassa sono anche presenti depositi conglomeratici legati alla formazione di bacini intrapiattaforma (brecce di Monte Pezzulli).

I calcari a radiolitidi sono ricoperti in paraconformità dalle calcareniti di Recommone, come descritto in dettaglio nel paragrafo seguente. La loro età è compresa tra l'Aptiano superiore *p.p.* e il Santoniano.

1.2.8. - calcareniti di Recommone (CDR)

Gli affioramenti più ampi di questa formazione si ritrovano alla Punta di Vaccola, lungo la strada per Punta Campanella e nell'area di Recommone. Affioramenti di limitata estensione sono stati individuati anche a Monte Corvo, Punta di Pila e Punta Lago. L'unità è costituita da calcareniti a fossili neritici, tra cui *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Scutella* sp., *Miogypsina* sp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp., Globigerinidi, Rotalidi, Lituolidi, Anellidi (COTECCHIA & MELIDORO, 1964; SCANDONE & SGROSSO, 1965), di colore grigio-azzurrognolo, bruno all'alterazione.

La formazione si presenta in strati sottili, che tendono ad anastomizzarsi dando così origine ad un tipico aspetto reticolato. Solo raramente si rinvencono fossili interi (ostreidi, pettinidi, echinidi): la roccia è di fatto composta da un impasto di frammenti di bioclasti neritici, con rare spicole di spugne silicee e granuli di glauconite, di dimensioni variabili, spesso localizzati all'interno di microfossili. Si tratta di depositi di piattaforma carbonatica aperta ad elevata energia. Lo spessore affiorante è di alcuni metri, ma esso tende ad aumentare verso sud: a Recommone e a Monte San Costanzo raggiunge alcune decine di metri.

Queste calcareniti sono trasgressive sui calcari a radiolitidi (RDT) del Cretacico superiore: i caratteri della trasgressione (perfetta paraconformità, base della trasgressione marcata da ostreidi, fratture leggermente carsificate e fori di litodomi nel substrato cretacico riempiti da materiale calcarenitico miocenico, ecc.) sono stati descritti in dettaglio da SCANDONE & SGROSSO (1965) e DE BLASIO *et alii* (1981), e sono perfettamente osservabili sia a Recommone, sia alla Punta di

Vaccola, sia sul versante occidentale di Monte San Costanzo, in un piccola cava abbandonata lungo la strada per Punta Campanella.

La perfetta paraconformità tra le calcareniti reticolate ed i calcari cretaci (solo in qualche affioramento è visibile una leggera discordanza che non supera i 4-5°), la mancanza di erosione e carsismo e la presenza di *slumping* alla sommità della successione cretacea (SCANDONE & SGROSSO, 1965; PARENTE & IANNACE, 2003), sono state interpretate come la prova di una fase tettonica che avrebbe portato, nel Cretaceo superiore, ad un leggero sollevamento dell'area di piattaforma ed al suo persistere a pelo d'acqua, con la conseguente mancanza di erosione e carsismo. In realtà una ricostruzione così semplice non è più proponibile, dal momento che siamo ora a conoscenza delle numerose variazioni del livello del mare, verificatesi tra il Cretaceo superiore ed il Miocene inferiore, in particolare della grande caduta dello stesso durante l'Oligocene. E' quindi evidente che bisogna pensare ad un'evoluzione più complessa ed articolata, ma la mancanza di studi non permette al momento di avanzare ipotesi che abbiano una certa consistenza.

L'entità della lacuna stratigrafica e l'età della base della trasgressione non sono attualmente precisabili poiché le miogypsine non sono state da noi ritrovate e, nei lavori nei quali esse vengono citate, mancano sia le determinazioni specifiche sia l'altezza alla quale, nell'ambito della formazione, esse sono state riconosciute. D'altra parte i livelli miocenici stratigraficamente più bassi che è stato possibile datare, ubicati nella parte inferiore del membro delle *arenarie di Nerano* (**TMI**), delle sovrastanti *arenarie di Termini* (**TMI**), hanno fornito un'associazione a foraminiferi planctonici non più antica del Serravalliano. L'età delle calcareniti, pertanto, dovrebbe partire almeno dal Burdigaliano e coprire tutto il Langhiano, a meno di non ammettere un rimaneggiamento delle miogypsine.

Nell'area di Marina del Cantone, ma anche a Punta di Vaccola, è possibile osservare il passaggio graduale dalle calcareniti al sovrastante membro delle *arenarie di Nerano* della formazione delle *arenarie di Termini*, che si realizza con la comparsa ed il progressivo aumento della frazione silicoclastica, in particolare quarzo e lamine di mica bianca, e la contemporanea diminuzione di quella carbonatica.

L'unità corrisponde alla parte inferiore della *formazione di Punta Lagno* di SCANDONE & SGROSSO (1965). Si ritiene che tale denominazione formazionale debba essere abbandonata, dal momento che gli Autori hanno compreso nei termini ad essa attribuiti anche terreni delle sovrastanti *brecce di Punta del Capo* (**BPD**).

1.2.9. - *arenarie di Termini* (**TMI**)

In questa formazione, costituita da arenarie silicoclastiche depostesi su un'area di piattaforma in corso di approfondimento, con facies da infralittorali a circolit-

torali, sono stati distinti due membri in successione uno sull'altro, uno inferiore (*arenarie di Nerano*) ed uno superiore (*arenarie di Marciano*). La formazione presenta uno spessore complessivo tra 160 e 220 m. La parte bassa risulta di età serravalliana, mentre quella medio-superiore è risultata sterile.

1.2.9.1. - arenarie di Nerano (TMI₁)

Questo membro rappresenta la parte bassa della formazione delle *arenarie di Termini*. Esso è formato da arenarie a grana media e grossa, grigio-azzurrognole, marroni e giallastre all'alterazione, in strati da medi a molto spessi (fino a 5-6 m), talora irregolarmente stratificate, con evidenti granuli glauconitici. Sono presenti rare e sottili intercalazioni siltoso-argillose e, a luoghi, strutture da deformazione da carico e una laminazione incrociata o obliqua a grande scala, con lamine piano-parallele lunghe fino ad 1,5 m, che rendono l'unità facilmente riconoscibile in campagna. Non sono presenti resti organici evidenti.

Le *arenarie di Nerano* affiorano nell'area tutt'intorno a Marina del Cantone-Nerano-Termini, alla Punta di Vaccola, alla Punta di Pila e nell'area di Priora. Si tratta di depositi terrigeni di ambiente neritico infralittorale, con probabili barriere costiere e canali di marea. L'osservazione sul terreno permette di riconoscere una rapida diminuzione della frazione carbonatica, ancora abbondante nei livelli più bassi, ed un incremento della frazione silicoclastica quarzoso-feldspatica. Lo spessore, alquanto variabile, raggiunge nell'area di Nerano anche i 60-70 m, ma può limitarsi a qualche metro (Punta di Pila).

I rari livelli pelitici hanno fornito microfaune caratterizzate da *Neoglobobulimina continua* (BLOW), *Globobulimina praemenardii* CUSHMAN & STAINFORTH, *Globobulimina scitula* (BRADY), *Paraglobobulimina siakensis* (LEROY), *Globobulimina dehiscens dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), oltre ad esemplari rimaneggiati di *Globigerinoides bisphericus* TODD. Questa associazione di foraminiferi planctonici indica un'età serravalliana.

1.2.9.2. - arenarie di Marciano (TMI₂)

Questo membro rappresenta la parte alta della formazione delle *arenarie di Termini*. Esso è rappresentato da arenarie a grana fine, in facies di piattaforma, non molto cementate, grigiastre, brune all'alterazione, con strati regolari, tipicamente sottili (5-15 cm), con laminazione parallela, alternati a siltiti e siltiti argillose. Frequenti i granuli glauconitici. Nella parte alta della successione la base degli strati

è a luoghi irregolare per la presenza di piccoli canali di erosione ed è possibile riconoscere *slumping* (COCCO & PESCATORE, 1967), nonché piccoli olistostromi ed olistoliti, di dimensioni non cartografabili, di materiali sicilidi (argille varicolori e calcari allodapici), identici a quelli che con maggiore frequenza si rinvencono nella sovrastante unità delle *arenarie del Deserto*.

Questo membro è rappresentato da arenarie a grana fine, in facies di piattaforma, non molto cementate, grigiastre, brune all'alterazione, con strati regolari, tipicamente sottili (5-15 cm), con laminazione parallela, alternati a siltiti e siltiti argillose. Frequenti i granuli glauconitici. Nella parte alta della successione la base degli strati è a luoghi irregolare per la presenza di piccoli canali di erosione ed è possibile riconoscere *slumping* (COCCO & PESCATORE, 1967), nonché piccoli olistostromi ed olistoliti, di dimensioni non cartografabili, di materiali sicilidi (argille varicolori e calcari allodapici), identici a quelli che con maggiore frequenza si rinvencono nella sovrastante unità delle *arenarie del Deserto*.

Le *arenarie di Marciano* affiorano intorno a questa località, nell'area tra Termini e Santa Maria Annunziata e in una fascia a monte della strada tra Termini e Metrano. Queste arenarie rappresentano tipici prodotti di piattaforma silicoclastica, da infralittorale a circalittorale, che tende ad approfondirsi ed ad evolvere a bacino profondo. La provenienza delle correnti è dai quadranti occidentali. La loro composizione è quarzoso-feldspatica, mentre la frazione carbonatica è estremamente ridotta.

Le *arenarie di Marciano* si rinvencono chiaramente interposte tra le *arenarie di Nerano* e le *arenarie del Deserto*, ma i passaggi non sono osservabili in dettaglio sul terreno. Secondo DE BLASIO *et alii* (1981) i rapporti tra queste formazioni sarebbero in parte di eteropia. L'unità è risultata sterile e la sua età (Serravalliano?) può essere ipotizzata considerando la posizione stratigrafica. Lo spessore raggiunge i 100-150 m.

1.2.10. - *arenarie del Deserto* (ADD)

Questa formazione affiora nell'area compresa tra Marina della Lobra e Capo di Massa e di qui si segue fino a Sant'Agata sui due Golfi. Un altro esteso affioramento è compreso tra Monticchio, Torca e Croce. Tra la faglia Punta del Capopontone-Torca e quella di Meta (Punta Gradelle-lo Scaricatore), le *arenarie del Deserto* costituiscono i soli terreni miocenici presenti ed occupano le parti più elevate dei rilievi calcarei che delimitano il Piano di Sorrento. Affioramenti isolati si rinvencono anche ad est della Faglia di Meta, nei dintorni di Arola e tutt'intorno alla cima del Monte Cervigliano, dove appaiono tettonicamente interposte tra i calcari a radiolitidi dell'Unità *Monti Lattari-Picentini* e quelli dell'Unità *Monte Faito-Ravello*.

La formazione è costituita da una regolare alternanza di arenarie, molto spesso ricche in glauconite, siltiti e peliti, che costituiscono una successione torbiditica di ambiente batiale, essenzialmente arenaceo-siltosa. Tale successione è caratterizzata da tipiche sequenze di Bouma, con strati arenacei gradati alla base e con laminazioni da piano-parallele a convolute verso l'alto. In alcuni casi è possibile vedere l'intera sequenza di Bouma. Gli intervalli arenacei hanno uno spessore che giunge anche a 0,8 m, e mostrano strutture da corrente alla base, deformazioni da carico e piste di limivori. Anche in questa formazione la provenienza delle correnti è dai quadranti occidentali. Gli intervalli siltoso-pelitici, potenti da alcuni centimetri al decimetro, si rinvengono raramente. Le *arenarie del Deserto* tessituralmente sono delle grovacche con composizione quarzoso-feldspatica, essendo la matrice presente in percentuali tra il 13 ed il 37%. La frazione carbonatica risulta estremamente scarsa.

La successione si è conservata regolarmente stratificata solo al Convento del Deserto e lungo la strada che da Sant'Agata sui due Golfi porta a Priora e Sorrento. Altrove gli affioramenti sono tutti in frana e per questo motivo gli strati si presentano molto deformati e frammentati. Tutti gli affioramenti della depressione morfologico-strutturale di Massalubrense, da San Montano a San Liberatore, ad esempio, appartengono di fatto ad un grosso corpo di frana, come è ben osservabile lungo la costa da Marina della Lobra alla Punta di Pila. Sul terreno il passaggio ai termini arenacei sottostanti non è mai visibile e ovunque le *arenarie del Deserto* si ritrovano in contatto meccanico su terreni più antichi, miocenici o cretaci. In tutti gli affioramenti ad est della faglia Punta del Capo-Pontone-Torca, in particolare, le *arenarie del Deserto* poggiano direttamente sui calcari a radiolitidi senoniani, senza l'interposizione di altri termini miocenici: gli strati sono contorti e ridotti in frammenti e la deformazione tende a diminuire man mano che ci si allontana dal contatto.

In ogni caso, le *arenarie del Deserto* sembrano la naturale evoluzione della successione miocenica sottostante, dal momento che essa mostra nell'insieme, come già messo in luce da COCCO & PESCATORE (1967) e DE BLASIO *et alii* (1981), un'evoluzione da una piattaforma carbonatica ad una piattaforma a sedimentazione terrigena fino a bacino torbiditico.

Lo spessore della formazione, non facilmente valutabile, può raggiungere i 200 m. L'unità è risultata sterile. L'età, tenendo conto della posizione stratigrafica e dell'età delle sovrastanti *brecce di Punta del Capo*, potrebbe giungere al Tortonianiano inferiore.

Nei pressi del cimitero di Arola in questa unità sono osservabili olistoliti (**ac**) formati da calcilutiti grigie e verdastre in parte silicizzate, marne argillose grigio-verdastre, e calcareniti grigie a grana fine, argille grigiastre scagliose a fiamme rossastre e verdastre. Tali litotipi, si presentano in assetto caotico con gli strati litoidi rotti e scompaginati, immersi in una matrice marnoso-argillosa. Ana-

logamente nei pressi di Monticchio e di Schiazzano si rinvencono successioni ben stratificate di calcilutiti a liste di selce e frattura concoide, calcari allodapici biancastri, rosati e verdognoli, alternati a livelli più grossolani, calcarenitici, per i quali è ben evidente l'origine torbiditica, marne e marne argillose bianche e verdognole, argille varicolori. Questi affioramenti, noti da tempo (COTECCHIA & MELIDORO, 1964; 1966; SCANDONE & SGROSSO, 1965; COCCO & PESCATORE, 1967), sono stati unanimemente interpretati come olistostromi ed olistoliti di materiali del Complesso Sicilide ("Argille Varicolori" *Auct.*), in accordo con le analisi biostratigrafiche, che hanno messo in evidenza associazioni faunistiche di età compresa tra il Cretacico, l'Oligocene ed il Miocene inferiore. Terreni analoghi sono stati anche rinvenuti in sondaggi profondi al di sotto del *Tufo Grigio Campano* nel Piano di Sorrento (DE GENNARO & STANZIONE, 1969) e si ritrovano in piccole lenti anche nelle *arenarie di Marciano* e nelle sovrastanti *brecce di Punta del Capo*. Argille Varicolori s.s., in particolare, formano il famoso corpo di frana di Termini-Nerano (COTECCHIA & MELIDORO, 1964; 1966), che al momento poggia sulle *arenarie di Nerano*, dei cui materiali però non è possibile stabilire l'originaria posizione stratigrafica.

1.3. - SINTESI PALEOAMBIENTALE DELLE SUCCESSIONI DI PIATTAFORMA CARBONATICA

Studi sedimentologici di dettaglio che consentano di pervenire ad una completa interpretazione in termini paleoambientali delle successioni carbonatiche della Penisola di Sorrento sono concentrati soprattutto sull'intervallo Triassico superiore-Giurassico inferiore e sul Cretacico superiore. Pertanto, nel tentare una sintesi delle successioni carbonatiche mesozoiche presenti nei fogli Sorrento-Termini si paleserà l'ineguale grado di conoscenza sedimentologica delle successioni che i rilevamenti non hanno consentito ancora di colmare.

Le successioni del Triassico superiore-Giurassico inferiore presenti nel Foglio Sorrento, rappresentano solo l'estremità occidentale di una ben più vasta area di affioramento, che si estende con buona continuità verso est nei fogli Salerno ed Eboli, fino ai Monti Picentini meridionali. Nell'area sono riconoscibili sistemi di piattaforma passanti a piccoli bacini intrapiattaforma con circolazione ristretta e con complessi di margine biocostruito dominati da microbialiti, serpulidi e piccole spugne (IANNACE *et alii*, 2005). Questi solchi si svilupparono nel Norico, persistendo come tali fino al Giurassico Medio, quando per la cessazione della subsidenza tettonica caratteristica del Norico-Giurassico inferiore *p.p.*, e la conseguente progradazione delle aree di margine su quelle di bacino, la sedimentazione di mare basso riguadagnò l'intera area.

La formazione di solchi anossici intrapiattaforma di estensione di pochi chilometri e con peculiari biocostruzioni a microbialiti e serpulidi è stata riconosciu-

ta come un fenomeno caratteristico di molte aree riconducibili alle estese aree di piattaforma del Norico-Retico (CIRILLI *et alii*, 1999) e ora rappresentate nelle Alpi, in Appennino, in Calabria e nella Cordigliera Betica (per una sintesi dei dati si veda ZAMPARELLI *et alii*, 1999).

Nel Foglio Sorrento-Termini il Triassico è presente solo nell'area di Maiori con facies di scarpata superiore. Si tratta in genere di facies conglomeratiche (**DBS_a**) contenenti clasti delle tipiche biocostruzioni a serpulidi che caratterizzavano i bordi di tali bacini durante il Triassico Superiore. Tra Retico e Hettangiano si registra una tendenza regressiva con il passaggio a facies peritidali ben stratificate, caratterizzate dall'abbondanza di orizzonti pisolitici e fenestrali, bande di cementi laminati in grandi *sheet-crack* e orizzonti centimetrico-decimetrici discontinui di calcari marnosi ocracei o rossi. Questi ultimi sono interpretati come rimaneggiamento di paleosuoli incipienti, formatisi durante le ripetute emersioni della piattaforma.

Con il Giurassico inferiore riprende invece la tendenza all'approfondimento: le facies peritidali vengono sostituite, a partire dalla biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus*, da sistemi trasgressivi prevalentemente sub-tidali, con abbondanti alghe, foraminiferi ed oncoidi. Anche questa evoluzione sembra avere un controllo prevalentemente eustatico. Tuttavia, nelle aree più occidentali (Minori, Atrani) persistono condizioni più profonde, rappresentate da facies straterellate con liste di selce, talora con orizzonti ricchi di materia organica, e biofacies tipiche di piattaforma aperta con radiolari, spicole di spugne, echinodermi, ecc. Le transizioni tra queste facies e quelle di piattaforma più prossimale non sono direttamente osservabili a causa della frammentazione tettonica e della densa urbanizzazione.

Da rilevare che le facies del Retico sono prevalentemente dolomitiche e hanno i loro equivalenti laterali, solo parzialmente dolomitizzati, nel contiguo Foglio Salerno. Fronti di sostituzione nel Foglio Sorrento sono osservabili solo a nord del cimitero di Maiori, a dimostrazione della natura diagenetica tardiva del processo di dolomitizzazione. Il Giurassico inferiore è invece prevalentemente dolomitizzato quando è rappresentato dalla formazione eteropica **MNM**; quando si presenta in facies di piattaforma esso è invece prevalentemente calcareo ma ampie zone completamente dolomitizzate sono presenti tra Amalfi e Praiano.

Nel Giurassico medio e superiore facies di piattaforma prevalgono in tutta l'area, fenomeno da mettere in relazione ad un generale ripresa della sedimentazione carbonatica e cessazione della tettonica estensionale triassico-giurassica in tutta l'area dei Monti Lattari e Picentini. Il Giurassico medio è dominato dalle tipiche facies oolitiche di elevata energia, che passano prevalentemente a facies più scure e micritiche di laguna protetta nel Giurassico superiore.

Con il Cretacico inferiore si evidenzia di nuovo una tendenza alla formazione di bacini intrapiattaforma. Evidenze di solchi intrapiattaforma sono rappresentati dalla facies straterellate scure ittiolitifere di Castellammare di Stabia, associate

a orizzonti di breccie interpretabili come evidenze di scarpate. Breccie e *slump-breccia* sono presenti alla stessa altezza stratigrafica anche nei pressi di Positano, immediatamente al di sotto del “Livello a Orbitoline”. Più in alto nella successione, un’evidenza di prim’ordine della formazione di scarpate intrapiattaforma è rappresentata dalle breccie di Monte Pezzulli, che troncano la successione stratificata dell’Albiano. Estremamente significativa è la presenza, a questa altezza stratigrafica, di livelli silicizzati, interpretabili come sostituzione di evaporiti indicanti l’instaurarsi episodico di condizioni evaporitiche (ROBSON, 1987).

Con il Cretacico superiore si sviluppa il sistema deposizionale di piattaforma aperta *distally steepened* descritto da CARANNANTE *et alii* (1997) con praterie marginali con rudiste e abbondante detrito bioclastico. In particolare, tra Meta e Nerano aumenta il carattere distale delle facies (ROBSON, 1987; CARANNANTE *et alii* 2000). Le facies con *slumping* di Massalubrense confermano questa tendenza alla transizione alle facies della parte più distale della piattaforma aperta, che farebbero passaggio alle facies risedimentate e alla “Scaglia” di Capri (BARATTOLO & PUGLIESE, 1987).

Dopo un’ampia lacuna che va dal Campaniano al Miocene inferiore *p.p.*, probabilmente a partire dal Burdigaliano, si deposita, in concordanza sui terreni cretacici, una successione che inizia con termini calcarei di piattaforma aperta e passa gradualmente, nel Serravalliano a piattaforma silicoclastica e nel Tortonian inferiore (?) a bacino torbido. Quest’ultimo rappresenta l’evoluzione ad avanfossa di un’area che aveva conservato caratteri di piattaforma carbonatica dal Carnico al Burdigaliano. I due cicli sedimentari inferiori costituiscono la successione pre-orogena, precedente la prima fase deformativa, che si verifica tra il Serravalliano (Tortoniano inferiore ?) ed il Tortoniano superiore. Dopo tale fase deformativa l’Unità dei Monti Lattari-Picentini subisce una fase di emersione ed erosione alla quale segue la deposizione, in netta discordanza, in un bacino di *thrust-top*, di sedimenti clastici, calcarei e silicoclastici, anche molto grossolani (megabreccie), che rappresentano tipici depositi sin-orogeni.

2. - UNITÀ SIN-OROGENE

2.1. - BRECCIE DI PUNTA DEL CAPO (BPD)

La formazione è costituita da breccie e conglomerati a clasti di calcari cretacici e di calcareniti mioceniche, provenienti dai sottostanti calcari a radiolitidi e calcareniti di Recommone. I clasti sono di dimensioni variabili da pochi cm a diverse centinaia di metri cubi. Associate a questi conglomerati con estrema irregolarità si rinvencono sia arenarie a grana grossa, mal stratificate e poco cementate, talora

con laminazione obliqua a grande scala e basso angolo, sia arenarie giallo-ambra all'alterazione, molto ricche in glauconite, che a volte nei blocchi calcarei di maggiore dimensioni formano filoni sedimentari e riempimenti di cavità più o meno irregolari o di solchi di battigia miocenici. Questi litotipi costituiscono anche la matrice delle brecce e dei conglomerati, che, a luoghi, è invece rappresentata da calcareniti e calciruditi biancastre con frazione silicoclastica ridotta o quasi assente. In questi casi le rocce si presentano decisamente più compatte, massicce e meno erodibili. Le variazioni laterali si realizzano, alla scala del singolo affioramento, nell'ambito di alcuni metri e, a luoghi, anche di poche decine di centimetri. Localmente si rinvencono piccoli olistostromi ed olistoliti provenienti da unità del Complesso Sicilide. La formazione affiora nell'estrema parte occidentale della Penisola Sorrentina, lungo la costa da Punta del Capo a Punta di Vaccola, e all'interno intorno a Termini e Schiazzano. Un affioramento di estensione molto limitata, ma di estrema importanza per la ricostruzione degli eventi tettonici, è stato riconosciuto sul versante meridionale dell'altopiano di Agerola, tettonicamente interposto tra i calcari giurassici dell'*Unità Monti Lattari-Picentini* e quelli cretaci dell'*Unità Monte Faito-Ravello*. Lo spessore della formazione è molto variabile, da una decina di metri a circa 300 metri.

L'ambiente di sedimentazione era rappresentato da un bacino fortemente instabile, di scarsa profondità, aperto e ad elevata energia, caratterizzato da fossili, e molto più frequentemente da bioclasti, neritici (pettinidi, ostreidi, echinidi, macroforaminiferi, denti di selacei, ecc.). In alcuni livelli siltosi sono state rinvenute associazioni microfaunistiche caratterizzate dalla presenza di *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globorotalia scitula* (BRADY), *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Neoglobobiquadrina continuosa* (BLOW), *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN e *Paragloborotalia mayeri* CUSHMAN & ELLISOR, che indicherebbero un'età serravalliana. Studi recenti (G. Ciampo e F.O. Amore, comunicazione personale) hanno portato al rinvenimento di nannoflore caratterizzate da *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Discoaster* cf. *pentaradiatus* (TAN) BRAMLETTE & RIEDEL, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER, la cui presenza testimonia un'età almeno Tortonian superiore (dalla zona NN 11). Le microfaune serravalliane, pertanto, devono essere considerate rimaneggiate.

Le megabrecce sono state considerate (SCANDONE & SGROSSO, 1965; DE BLASIO *et alii*, 1981) eteropiche delle formazioni mioceniche pre-torbiditi in precedenza descritte, anche in considerazione dell'età serravalliana ad esse allora attribuita. Il rilevamento di terreno, in realtà, ha dimostrato che esse poggiano in discordanza, spesso con contatti erosivi, sulle diverse formazioni della successione miocenica ed anche direttamente sui calcari a radiolitidi del Cretacico Superiore. Questi dati

spiegano la presenza di clasti provenienti anche dalle *calcareniti di Recommone* e, insieme alla loro età, inducono a considerarle come depositi di un bacino di *thrust-top*, posteriori alla fase tettogenetica che ha portato alla prima deformazione della successione di piattaforma carbonatica dei Monti Lattari. Questa interpretazione si accorda bene con alcune recenti ricostruzioni dell'evoluzione delle aree esterne dell'Appennino meridionale (SGROSSO, 1998; AMORE *et alii*, 2005).

La formazione delle *brecce di Punta del Capo*, come già evidenziato da DE BLASIO *et alii* (1981), richiama senz'alcun dubbio per i caratteri litologici la Formazione di Castelvete (PESCATORE *et alii*, 1969). PATACCA & SCANDONE (2007), come verrà esposto con maggiori dettagli al Capitolo V, attribuiscono a tale formazione l'intera successione miocenica della Penisola Sorrentina. Si è preferito utilizzare la denominazione di formazione delle *brecce di Punta del Capo* perché età e significato della *Formazione di Castelvete* risultano al momento mal definiti e oggetto di serrato dibattito (SGROSSO, 1998; AMORE *et alii*, 2005; PATACCA & SCANDONE, 2007).

3. - UNITÀ POST-OROGENICHE

Questo raggruppamento include tutti i terreni - sedimentari e vulcanici, continentali e marini - che si sono formati dopo la realizzazione della pila di unità tettoniche che forma questa parte dell'Appennino campano. La loro genesi è contemporanea a fasi di surrezione e di smembramento del rilievo ad opera di faglie ad alto angolo, sia a cinematica diretta che obliqua. Queste dislocazioni hanno spesso indotto variazioni dei livelli di base dell'erosione e della sedimentazione, dando luogo a disposizioni a gradinata policciclica e/o ad incastri morfologici che aiutano a operare discriminazioni cronologiche all'interno di formazioni epiclastiche che - presentando caratteri ripetitivi - non sarebbero altrimenti differenziabili.

Le unità più antiche di questo raggruppamento (Pliocene *p.p.* - Pleistocene medio *p.p.*) si distinguono da quelle più recenti anche per la scarsità o assenza di matrice piroclastica. Datazioni radiometriche sono disponibili per terreni vulcanici, per i depositi marini del Pleistocene superiore e per quelli marini e transizionali dell'Olocene. Vincoli cronologici alla porzione tardo-quadernaria sono offerti anche da alcuni livelli piroclastici di età radiometricamente nota e talora da ritrovamenti archeologici.

Per quel che riguarda le unità post-orogeniche non vulcaniche i rapporti morfotratigrafici e morfo-tettonici che tra esse intercorrono vengono sintetizzati nello schema di Figura 10. Esso, per il margine nord-ovest dei Monti Lattari, fa riferimento all'assetto della zona compresa tra Castellamare di Stabia e Gragnano, la quale, a causa di recenti dislocazioni e dissezioni, mostra in affioramento un maggior numero di unità tardo quadernarie .

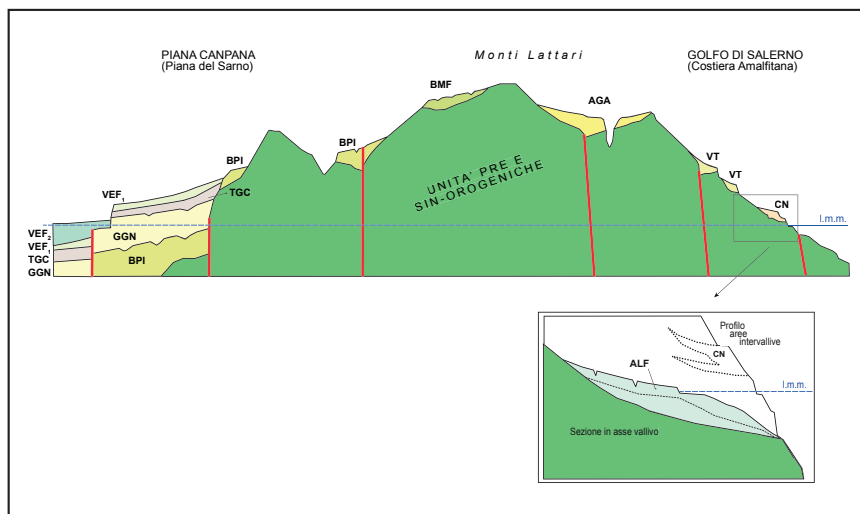


Fig. 10 - Schema dei rapporti morfo-stratigrafici tra le principali unità post-orogeniche della Piana del Sarno (Bacino della Piana Campana), dei Monti Lattari e della Costiera Amalfitana (Bacino del Golfo di Salerno-Piana del Sele). L'insero in basso a destra descrive il rapporto di incastro del sistema ALF nelle valli maggiori della Costiera Amalfitana (Positano, Amalfi, Minori, Maiori), sovrascavate durante i lowstand glacio-eustatici e disseccanti anche i depositi del supersistema CN. La linea a tratteggio dentro il poligono ALF indica la base della porzione accumulatasi a partire dall'eruzione vesuviana del 79 d.C., ampiamente dominata da depositi da debris flow e flussi iperconcentrati derivanti dal rimaneggiamento delle piroclastiti della medesima eruzione.

Le unità più antiche (*sintema di Monte Faito* e *sintema di Agerola*) non vengono legate a specifici areali di appartenenza, in quanto formatesi in un periodo che predata l'individuazione dei grandi bacini morfotettonici che ospiteranno le unità successive. Tali bacini si individuano nel corso del Pleistocene inferiore, quando la tettonica estensionale crea lungo il margine tirrenico dell'Appennino campano-lucano una serie di *graben*, che rimarranno subsidenti per tutto o gran parte del Quaternario, determinando anche un'importante fase di erosione fluviale regressiva, che darà un nuovo assetto alla rete idrografica dell'intero versante tirrenico della catena.

I *graben* che interessano l'area rilevata sono quelli del Golfo di Salerno-Piana del Sele e quello della Piana Campana, separati dall'*horst* dei Monti Lattari-Penisola Sorrentina-Capri. Del bacino del Golfo di Salerno-Piana del Sele i fogli Sorrento e Termini abbracciano, oltre che una sua porzione marittima, gran parte del suo margine settentrionale, il quale corrisponde al versante meridionale della dorsale dei Monti Lattari, qui definito come "Settore della Costiera Amalfitana". Dell'ampio bacino della Piana Campana il Foglio Sorrento include in parte il "Settore del Vulcano Somma-Vesuvio" (suddiviso nei sottosettori "Edificio del

dei Monti Lattari (**VEF₁**). La prima ha anche una stretta e precisa collocazione cronologica ($39,28 \pm 0,11$ ka BP, DE VIVO *et alii*, 2001) ed è stata assunta come termine di chiusura del *supersintema Flegreo-Ischitano*, tanto nella Piana Campana (sottosuolo del Somma-Vesuvio incluso) che sui rilievi che la delimitano. La seconda ha ampiezza cronologica variabile da luogo a luogo, in quanto include prodotti eruttivi più o meno antichi a seconda della dispersione dei prodotti piroclastici, della loro età di emissione e della stabilità morfologica delle superfici da essa ammantate.

Sono infine presenti, come unità in formazione: *deposito di origine mista di debris flow o torrentizio* (**i**); *deposito vulcanoclastico* (**l**); *deposito di colata di detrito e flussi iperconcentrati* (**b₁**); *coltre eluvio-colluviale* (**b₂**); *deposito di spiaggia* (**g₂**); *deposito di frana* (**a₁**); *deposito antropico* (**h**).

3.1. - UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE NON DISTINTE PER BACINI DI APPARTENENZA

Le unità incluse in questo insieme non vengono riferite ad aree riconducibili a quelle attuali perché formatesi in epoca anteriore al delinearsi dei bacini idrografici e morfotettonici oggi riconoscibili (unità **BMF** ed **AGA**) o perché diffuse in più bacini (unità **VEF₁** e **TGC**)

3.1.1. - *sintema di Monte Faito* (**BMF**)

Si tratta della più antica unità epiclastica continentale riconosciuta nell'area dei fogli Sorrento-Termini ed è probabilmente correlabile con le analoghe formazioni detritiche che si rinvencono sospese ad alte quote su altri massicci calcarei dell'Appennino campano, sempre ben raccordate alle cosiddette paleosuperfici sommitali o poco incastrate rispetto ad esse. Affiora nella zona del Monte Faito a sud di Castellammare di Stabia, a quote comprese tra 900 e 1100 metri circa.

L'unità è costituita da conglomerati con clasti carbonatici, da spigolosi a smussati, di dimensioni centimetriche e talora anche decimetriche, con matrice carbonatica scarsa o assente e cemento calcitico spesso abbondante. I clasti derivano dalle formazioni cretache sottostanti e soprattutto dalle brecce di origine tettonica che caratterizzano l'*Unità di Monte Faito-Ravello*. Questi depositi mostrano struttura massiva o al più stratoide. I caratteri sedimentologici rimandano ad ambienti di piede di versante con locali contributi alluvionali. La superficie-limite inferiore è impostata sui carbonati mesozoici e disegna un paesaggio d'erosione notevolmente addolcito (Paleosuperficie *Auct.*). La superficie-limite superiore di norma coincide con la topografia attuale ed include forme di troncamento tettonico, valli di dissezione e forme carsiche. Localmente è coperta da lembi di

piroclastiti del subsistema **VEF₁**. Lo spessore del sistema è fortemente variabile e giunge sino a valori massimi di 30 m circa.

L'ipotesi attribuzione al Pliocene (probabilmente superiore) è basata sulla considerazione che il sistema si associa a un paleopaesaggio anteriore alla fase b (*cfr.* IX 3.), che infatti lo smembra con versanti di faglia di altezza pluri-metrica e di direzione circa NO-SE (faglia Scraio-Positano-Vettica; faglia Castellammare-Pimonte).

3.1.2. - *sistema di Agerola (AGA)*

Si tratta di un'unità deposta nella conca strutturale di Agerola e su altri ripiani orografici formati a seguito della fase estensionale c (*cfr.* IX 3.), re-incisa a seguito della fase estensionale d che ha dato origine alle scarpate di faglia che marciano il limite meridionale dei Monti Lattari.

L'unità è costituita da un complesso epiclastico comprendente due litofacies eteropiche:

- conglomerati fluviali di conoide, a clasti smussati, di natura carbonatica e raramente anche arenacei (affioramenti lungo il Torrente La Rossa, a Bommarano di Agerola), con matrice limo-sabbiosa giallastra nelle facies distali, da mediamente a molto cementati (**b**);

- breccie di falda detritica stratoidi e clinostratificate (fino a 35°-38°) con clasti carbonatici centimetrici e decimetrici, scarsa matrice e cemento calcitico spesso abbondante (**a₃**).

Sebbene ricoperta da piroclastiti del subsistema **VEF₁**, la superficie-limite superiore è in sostanza riflessa dalla topografia attuale. Essa include ampie superfici di terrazzi deposizionali e forre connesse alla dissezione retrogressiva che raggiunse la conca a partire dalle scarpate di faglia che definirono il margine tra Monti Lattari e Golfo di Salerno. La superficie-limite inferiore è impostata sui carbonati mesozoici delle unità dei *Monti Lattari-Picentini* e di *Monte Faito-Ravello*. Essa è data, lungo i margini della conca, da versanti di faglia e, al fondo della conca, da un lembo ribassato della paleosuperficie sommitale dei Monti Lattari. Lo spessore complessivo, molto variabile, è spesso pluri-decamentico e giunge ad un massimo di circa 120 m presso Nocelle (Positano).

Lungo il margine meridionale della conca di Agerola le clinostratificazioni testimoniano un'alimentazione anche da rilievi meridionali, oggi non più esistenti poiché coinvolti dal collasso del limitrofo Golfo di Salerno. Analoga incongruenza con l'attuale paesaggio morfostrutturale è manifestata dai conglomerati affioranti presso Nocelle (AMATO & ROBUSTELLI, 2002), tettonicamente sospesi e denotanti apporti torrentizi da un bacino posto a SO, non più esistente. L'età è Pliocene superiore (?) - Pleistocene inferiore.

3.2. - UNITÀ QUATERNARIE DISTINTE PER BACINI DI APPARTENENZA - BACINO DELLA PIANA CAMPANA

3.2.1. - *supersintema Flegreo-Ischitano (FI)*

In questo supersintema rientrano tutti i depositi, d'età dal Pleistocene inferiore in poi, successivi all'individuazione del bacino morfostrutturale della Piana Campana, compresi tra il tetto del substrato carbonatico e silicoclastico mesozoico e la discontinuità al tetto del *Tufo Grigio Campano*. La superficie di discontinuità inferiore è quindi rappresentata dal tetto delle successioni delle *Unità Monte Faito-Ravello* e *Monti Lattari-Picentini*, mentre quella superiore, che lo separa dal sovrastante *sintema Vesuviano-Flegreo*, corrisponde ad una estesa superficie di erosione e/o di non deposizione (palaeosuolo), sviluppata al tetto del *Tufo Grigio Campano*, la cui età di eruzione è al momento posta a 39 ka. Questa superficie è sia visibile in affioramento che ricostruibile attraverso l'analisi delle perforazioni.

Il *supersintema Flegreo-Ischitano* è stato suddiviso in due sintemi (*sintema di Pimonte* e *sintema di Gragnano*).

3.2.1.1. - sintema di Pimonte (BPI)

In questo sintema sono stati raggruppati i depositi epiclastici continentali che, per l'assenza o quasi di componente piroclastica, sono ritenuti più antichi del Pleistocene superiore, ma che appaiono più recenti dei depositi raggruppati nel *sintema di Agerola* poiché, a differenza di questi ultimi, appaiono depositi in un periodo nel quale l'orografia aveva oramai assunto - nei tratti essenziali - la sua configurazione finale ed i livelli di base dell'erosione erano molto prossimi a quelli attuali. Localmente, comunque, **BPI** si presenta interessata da fratture e faglie di modesto rigetto (al massimo decametrico). Dislocazioni maggiori (fino ad ettometriche) sono probabilmente presenti lungo il margine tra i rilievi e la Piana Campana, che è stata subsidente per tutto il Quaternario e, quindi, anche dopo la raggiunta stabilità della dorsale Monti Lattari-Penisola Sorrentina.

Litologicamente, il sintema è dominato da conglomerati alluvionali di conoide, a luoghi del tipo "confinato", a clasti carbonatici per lo più centimetrici, che possono raggiungere i 50 cm di diametro nelle zone più prossimali. La matrice è di solito scarsa, di natura carbonatica e di colore grigiastro; ad essa si accompagna a luoghi una limitata frazione piroclastica di colore rosa o giallastro. Il cemento, di natura calcitica e spesso cristallino, è di solito abbondante. Localmente l'unità assume caratteri di deposito detritico di versante.

La superficie-limite superiore, ricoperta piroclastiti dell'unità I, è quasi sempre molto reincisa e carsificata, sebbene a grande scala essa rifletta le originarie morfologie di accumulo. La superficie limite inferiore è un articolato paesaggio che include versanti di faglia e valli incise nel substrato meso-cenozoico.

Presso Gragnano è morfologicamente evidente l'incastro dell'omonimo sintema entro i terrazzi del sintema di Pimonte.

Gli spessori sono variabili nelle diverse aree di affioramento e anche all'interno dello stesso lembo. Gli spessori maggiori sono stati individuati nell'area di Pimonte, grazie alla profonda reincisione subita, dell'ordine di un centinaio di metri. L'età è compresa tra il Pleistocene inferiore *p.p.* (?) ed il Pleistocene medio *p.p.*.

3.2.1.2. - sintema di Gragnano (GGN)

Il sintema raggruppa i depositi alluvionali di antichi conoidi di deiezione, presenti lungo i margini della Piana Campana, alla base dei Monti Lattari. I loro apici si inseriscono in valli che avevano già raggiunto le profondità attuali, mentre le loro porzioni distali scompaiono sotto i depositi più recenti della Piana del Sarno e sotto conoidi più giovani. L'unità risulta a tratti ben esposta tra Gragnano e Vico Equense, dove i conoidi sono stati troncati frontalmente da faglie connesse al collasso del Golfo di Napoli dopo l'eruzione del *Tufo Grigio Campano* e - di conseguenza - sono stati più fortemente reincisi dai torrenti.

GGN è formata da conglomerati a clasti carbonatici, di diametro variabile da pochi centimetri fino a 50 cm, frequentemente con matrice piroclastica giallastra che, spesso abbondante, risulta prevalente nei frequenti episodi riferibili a *debris flow*. Ai conglomerati si intercalano anche livelli piroclastici in giacitura primaria ed intervalli dominati da piroclastiti rimaneggiate in ambiente alluvionale. Depositi di questo tipo sono particolarmente ben sviluppati sotto l'abitato di Vico Equense (fianco destro dell'incisione del Rivo d'Arco; BRANCACCIO, 1968). Il grado di cementazione è generalmente scarso. Lo spessore è variabile e giunge fino a circa 50 m in affioramento. Dato che la parte bassa dell'unità non è ben esposta, e visto che non sono mai stati chiariti i rapporti nel sottosuolo della Piana Campana con i sedimenti litorali dell'*unità di Cancellò* (Tirreniano), la sua estensione oltre la base del Pleistocene superiore rimane solo ipotetica. Nell'area di Gragnano ed a Vico Equense la superficie-limite inferiore è - almeno nelle zone apicali dei conoidi - una superficie erosiva che incide i depositi del *sintema di Pimonte*. Per le facies distali la base non è mai esposta. Dove non coperta dal *subsintema di Scanzano*, la superficie-limite superiore include terrazzi di conoide (ricoperti dal *Tufo Grigio Campano* e da piroclastiti più recenti) e valli di dissezione. L'età dei terreni che formano il *sintema di Gragnano* è compresa tra il Pleistocene medio *p.p.* (?) ed il Pleistocene superiore *p.p.*.

3.2.1.3. - Tufo Grigio Campano (Ignimbrite Campana *Auctt.*) (TGC)

Questa formazione piroclastica è rappresentata alla base da pomici da caduta di colore grigio chiaro, di spessore variabile tra 20 e 70 cm, e, successivamente, da depositi da flusso ignimbrítico potenti fino a 70 m. Questi ultimi sono costituiti da ceneri in percentuale volumetrica maggiore del 50%, da pomici per lo più nerastre, scorie e, subordinatamente, da litici lavici e cristalli (sanidino, plagioclasti, clinopirosseni ricchi in Ca e biotite). Il colore varia dal grigio (facies appena ossidate con K-feldspato secondario) al giallo (facies molto ossidate con zeoliti e idrossidi di ferro). Il grado di cementazione è variabile; il cemento è di origine secondaria ed è costituito da K-feldspati di neoformazione, zeoliti, gel idratati di ferro e idrossidi di ferro, di colore generalmente grigio-scuro, ma talora passante a grigio-giallastro. Ove accumulatasi con spessore superiore alla decina di metri, l'unità da flusso ignimbrítico presenta consistenza litoide ed appare attraversata da fessurazioni colonnari da raffreddamento. L'unità da flusso presenta con frequenza variabile pomici nerastre di dimensioni da centimetriche a decimetriche e piccoli frammenti lavici (DE VIVO & ROLANDI, 2001; 2003). La composizione varia da trachitica a trachifonolitica iperalcalina. (ROSI & SBRANA, 1987). La formazione si ritrova in appoggio su pressoché tutte le unità anteriori del Foglio Sorrento ed in piccoli affioramenti anche nel Foglio Termini. Sepolta nel sottosuolo della Piana del Sarno, essa è riconoscibile lungo i suoi margini in affioramenti non cartografabili intercalati e/o sovrapposti a depositi di conoidi alluvionali. Tra Meta e Sorrento costituisce un ampio terrazzo di aggradazione piroclastica, tagliato da una falesia attiva e disseccato con strette forre dai torrenti. Recenti datazioni radiometriche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ inquadrano l'eruzione del *Tufo Grigio Campano* a $39,28 \pm 0,11$ ka (Pleistocene superiore; DE VIVO *et al.*, 2001).

3.2.2. - sintema Vesuviano-Flegreo (VEF)

Come si è detto in precedenza questo sintema raggruppa, nel bacino della Piana Campana, i terreni clastici e vulcanici successivi all'eruzione del *Tufo Grigio Campano*, e di conseguenza di età compresa tra 39.000 anni e l'attuale.

Nel bacino della Piana Campana sono stati distinti tre settori, nei quali i terreni del *sintema Vesuviano-Flegreo* presentano caratteri, età e sviluppo differenti (piana di Sarno e rilievi circostanti, edificio del Somma-Vesuvio, *apron* del Somma-Vesuvio). Nella piana di Sarno, all'interno del *sintema Vesuviano-Flegreo*, sono stati riconosciuti due subsintemi (VEF_1 e VEF_2), mentre sei subsintemi, da VEF_3 a VEF_8 , sono stati individuati nel settore dell'edificio del Somma-Vesuvio, dei quali solo i due più recenti affiorano nell'area dei fogli Sorrento e Termini.

3.2.2.1. - Il sistema Vesuviano-Flegreo dell'edificio del Somma-Vesuvio

La complessa storia del Somma-Vesuvio ha visto il susseguirsi di vari periodi, caratterizzati da stili di attività e composizione chimica dei prodotti differenti. Come conseguenza di ciò la storia del vulcano può essere divisa in cinque periodi: periodo pre-calderico, 1° periodo calderico, 2° periodo calderico, periodo di attività storica e periodo di attività storica recente (Fig. 12).

Il periodo pre-calderico è stato caratterizzato prevalentemente da attività di tipo effusivo, accompagnata da attività di tipo stromboliano. L'accumulo dei prodotti piroclastici e delle colate laviche ha portato alla costruzione dell'edificio del Monte Somma. I prodotti emessi in questo periodo sono sia saturi che sottosaturi in silice, variando da trachibasalti e latiti a tefriti fonolitiche e fonoliti tefritiche (Fig. 13). Il primo periodo calderico racchiude invece i prodotti della prima grande eruzione esplosiva del Somma-Vesuvio, che ha portato alla deposizione delle "pomici di base", e dell'eruzione sub-pliniana delle "pomici verdoline" (SANTACROCE, 1987), entrambe di composizione trachitico-latitica (Fig. 13), oltre a depositi di scorie e colate laviche emesse tra queste due eruzioni (Fig. 12). Con l'eruzione delle "pomici di base" inizia anche la formazione della caldera del Somma-Vesuvio (ANDRONICO *et alii*, 1996; CIONI *et alii*, 1999b), che verrà completata durante il successivo secondo periodo calderico. Quest'ultimo è compreso tra le eruzioni di Mercato e di Pompei, ed è stato distinto dal periodo precedente a causa del cambio di composizione chimica dei prodotti, che da latitico-trachitici passano a fonotefritico-fonolitico (Fig. 13).

L'intervallo di tempo posteriore all'eruzione di Pompei del 79 d.C. è stato infine diviso in due periodi: uno che va dal ciclo di S. Maria (*cfr.* Note illustrative del Foglio n. 448 - Ercolano), poco conosciuto e comunque terminato prima dell'eruzione del 472 d.C., fino all'eruzione del 1631 d.C. ed un periodo che va da quest'ultima fino all'eruzione del 1944. Il primo (Periodo di attività storica) è caratterizzato dall'alternarsi di attività effusiva ed esplosiva di bassa energia, con due eventi di tipo sub-pliniano, rappresentati dalle eruzioni del 472 d.C. e del 1631 d.C. Il secondo periodo (Periodo di attività storica recente) è invece formato da 18 cicli eruttivi (SANTACROCE, 1987), caratterizzati dall'alternanza di brevi periodi di stasi con attività effusiva ed esplosiva di tipo stromboliano o di fontanamento. I prodotti di entrambi i periodi di attività storica sono chimicamente sottosaturi (Fig. 13).

In questo paragrafo verranno illustrate le principali caratteristiche litologiche, petrografiche, chimiche e di dispersione dei prodotti che compongono le unità vulcaniche cartografate (subsistemi, formazioni e litofacies riconosciuti all'interno delle stesse), con particolare attenzione alle caratteristiche utili per un rapido riconoscimento in campagna delle unità medesime. Una colonna stratigrafica ri-

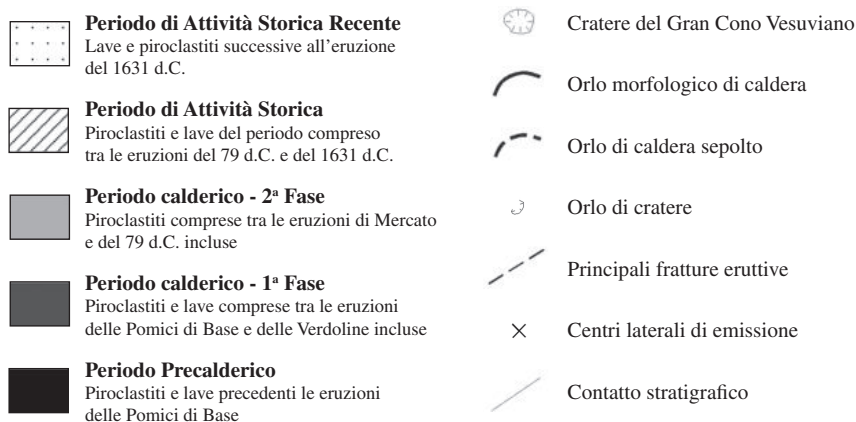
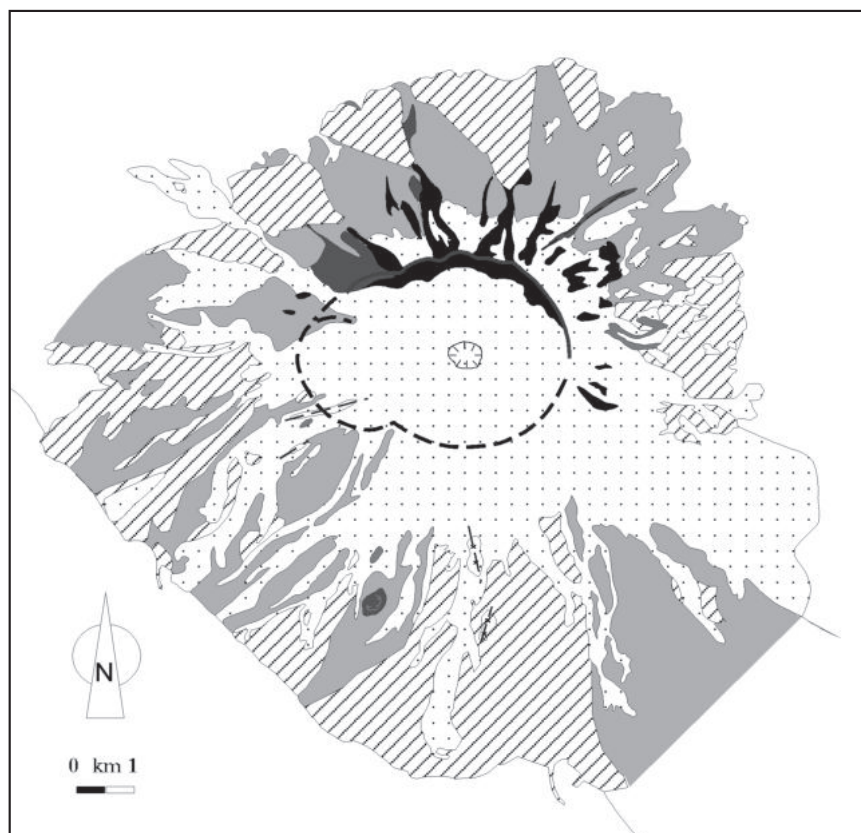


Fig. 12 - Carta schematica dei prodotti affioranti nell'apparato del Somma-Vesuvio.

assuntiva, costruita correlando una o più sezioni stratigrafiche di riferimento, fornirà inoltre informazioni più dettagliate sulla successione di prodotti e sul tipo di depositi che compongono l'unità litostratigrafica in esame. Tali colonne riassuntive vanno intese naturalmente come rappresentative della successione dei prodotti emessi, senza alcun aggancio diretto agli spessori degli stessi.

La divisione dei fogli della Carta Topografica d'Italia in scala 1:50.000 (NCGI) ha fatto sì che la parte settentrionale dell'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio ricadesse nel Foglio 448 Ercolano e che in tale foglio siano racchiusi i depositi delle eruzioni più antiche. Nel Foglio Sorrento, invece, a parte le *vulcaniti della*

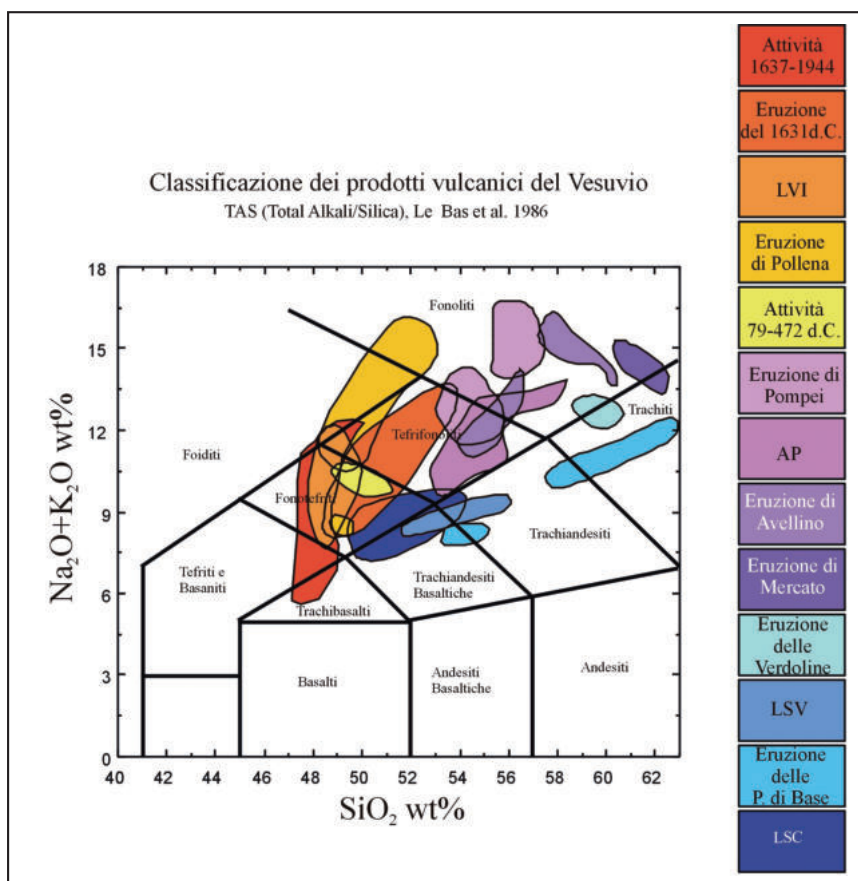


Fig. 13 - Classificazione chimica (TAS) delle rocce eruttate dal Somma-Vesuvio. **LVI**: lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro (età tra 472 d.C. e 1631 d.C.); **AP**: attività interpliniana tra le eruzioni di Avellino ($3,530 \pm 40$ a. B.P.) e di Pompei (79 d.C.); **LSV**: lave e scorie del Vallone San Severino (età tra $18,300 \pm 180$ e $16,130 \pm 110$ a. B.P.); **LSC**: lave e scorie dei Cognoli (età $< 18,300$).

Civita e le *lave e scorie del Vallone San Severino*, datate tra 18.000 e 20.000 anni, i depositi più antichi presenti appartengono al secondo periodo calderico e sono compresi tra le eruzioni di Mercato e di Avellino (8.010 ± 35 a -3.760 ± 70 a BP, età ^{14}C convenzionali su livelli umificati, determinate nella realizzazione del Foglio Ercolano).

E' da ricordare, infine, che le unità stratigrafiche, e la rappresentazione cartografica delle stesse in scala 1:50.000, alle quali queste note illustrative si riferiscono, sono il risultato di un lavoro di campagna effettuato alla scala 1:5.000 per l'apparato vulcanico e alla scala 1:10.000 per la piana circostante lo stesso. Questa metodologia ha permesso di raggiungere un elevato dettaglio nelle conoscenze stratigrafiche e di distribuzione areale dei prodotti.

La ricostruzione stratigrafica delle successioni presenti nelle zone pianeggianti del foglio è stata possibile essenzialmente tramite l'utilizzo di dati provenienti da sondaggi geognostici pubblici e privati, la cui taratura è stata effettuata sui pochi affioramenti disponibili e mediante il riconoscimento di vari livelli-guida.

Un contributo molto importante alla ricostruzione stratigrafica è venuto anche da 22 nuove determinazioni radiometriche di età con il metodo del radiocarbonio su prodotti del Somma-Vesuvio successivi all'eruzione delle Pomici di Base. Di queste 10 sono state effettuate su resti vegetali carbonizzati e le rimanenti su sostanza umica preservata in livelli pedogenetici sepolti. In particolare questi ultimi materiali, sia per l'origine ed il tempo di accumulo sia per la dinamica del ciclo bio-geochimico a cui sottostanno, possono solo fornire un'età media "apparente" (CALDERONI & TURI, 1998), compresa tra quella di inizio della pedogenesi e quella dell'evento che ne ha causato il seppellimento. Le datazioni con il metodo tradizionale sono state effettuate presso il laboratorio dell'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria IGAG-CNR Roma (responsabile G. Calderoni), mentre quelle con il metodo AMS sono state effettuate presso il laboratorio dell'Arizona State University (responsabile D.J. Donhaue). Tutte le datazioni di livelli umificati sono state effettuate utilizzando le sole frazioni di sostanza umica più diagenizzata e/o comunque stabilizzatasi a seguito di interazione con la matrice minerale, previa rimozione per idrolisi e lisciviazione delle componenti geochimicamente più mobili e potenzialmente di formazione più recente. Questo approccio è inteso a rendere omogeneo il significato delle età misurate, in accordo con i risultati dello studio di ALESSIO *et alii* (1989).

Tutte le età qui considerate sono espresse con incertezza al livello di $\pm 1s$. Quando, a seguito di misure indipendenti su materiali analoghi per natura e significato stratigrafico, si sono rese disponibili due o più date indistinguibili al livello di $\pm 3s$ (95% di probabilità) è stata riportata la sola media ponderata corredata dall'incertezza risultante.

Infine, se comprese nell'intervallo di tempo per cui sono disponibili dati di letteratura (STUIVER & RAIMER, 1993), le età ^{14}C sono state "calibrate", vale a dire

corrette per le variazioni secolari dell'abbondanza di $^{14}\text{CO}_2$ nella troposfera. Le età "calendario" risultanti sono state riportate, in accordo con le convenzioni in uso, sotto forma di un intervallo temporale la cui incertezza ($\pm 1\text{s}$) include sia l'errore dell'età convenzionale sia quello dei dati di calibrazione impiegati. Si osserva talvolta che età ^{14}C convenzionali, con la stessa incertezza e tra loro molto prossime, forniscono intervalli calibrati di ampiezza significativamente diversa. Ciò è dovuto sia alla qualità e numero di misure con le quali sono stati elaborati i vari segmenti della curva di calibrazione che allo specifico andamento di quest'ultima nella regione di impiego.

In Figura 14 sono riportati i risultati ottenuti, divisi in base al tipo di materiale e al metodo utilizzato. E' importante osservare che le età ottenute sono in buon accordo anche con la cronologia dei livelli di *tephra* rinvenuti nelle carote marine del mare Adriatico (SIANI *et alii*, 2001).

Nel *sintema Vesuviano-Flegreo* relativo all'edificio del Somma-Vesuvio sono stati distinti sei subsintemi, denominati, dal basso verso l'alto, *Atrio del Cavallo* (VEF₃), *Punta del Nasone* (VEF₄), *Scavolella* (VEF₅), *Case Trapolino* (VEF₆), *Zabatta* (VEF₇) e *Molara* (VEF₈). Nel settore dell'edificio del Somma-Vesuvio che rientra nel Foglio Sorrento sono presenti il *subsintema di Scavolella*, rappresentato dai depositi di scorie piroclastiche delle *lave e scorie del Vallone San Severino*, e i due subsintemi più recenti, il *subsintema di Zabatta* che comprende i depositi di flusso delle *piroclastiti di Avellino*, e il *subsintema di Molara*, che comprende le *piroclastiti di Pompei*, le *lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro*, le *piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano* e le *lave e piroclastiti del Vesuvio*.

3.2.2.1.1. - *subsintema di Scavolella* (VEF₅)

Questo subsintema è compreso tra la discontinuità di non deposizione e/o erosiva presente sotto i depositi dell'eruzione delle Pomici di Base e quella al tetto del paleosuolo sottostante i depositi dell'eruzione di Mercato. Il subsintema contiene i depositi delle *Pomici di Base*, delle *lave e scorie del Vallone San Severino* e delle *Pomici Verdoline* (cfr. Note Illustrative del Foglio n. 448 - Ercolano). Nell'area rilevata, di questo subsintema affiorano solo i depositi di scorie piroclastiche delle *lave e scorie del Vallone San Severino*.

Fig. 14 - Schema cronostratigrafico riassuntivo dell'attività del Somma-Vesuvio. Sono riportate l'età radiocarbonio ottenuto nell'ambito del progetto CARG '88. ¹Dati usati per la calibrazione: STUIVER & REIMER (1993), BARD *et alii*, (1990); ²Medie pesate; ³SIANI *et alii*, (2001); ⁴DE VITA *et alii*, (1999); ⁵NEWHALL & SELF (1982). Il prefisso AA indica le età radiocarbonio ottenute con spettrometria di massa (AMS).

3.2.2.1.1.1. -lave e scorie del Vallone San Severino (LSV)

Questi depositi derivano da una attività effusiva ed esplosiva di bassa energia verificatasi nell'intervallo temporale tra le eruzioni delle Pomici di Base e delle Pomici Verdoline. Tale attività, rappresentata da colate laviche e depositi di scorie piroclastiche, sembra concentrata lungo due grossi allineamenti vulcano-tettonici, al di fuori dell'area del Foglio Sorrento, quello di Pollena Trocchia-Casalnuovo, con direzione NO-SE, e quello di Ottaviano-Palma Campania, in direzione NE-SO. Solo i depositi di scorie piroclastiche, eteropici delle colate laviche, affiorano nell'area rilevata.

Depositi di scorie piroclastiche (LSV_b). Questa litofacies è rappresentata da accumuli di lapilli e blocchi scoriacei di colore nero, probabilmente di caduta, da moderatamente a ben vescicolati, poco porfirici a pirosseno e leucite. Altrove, invece, la litofacies è costituita prevalentemente da scorie di colore rossastro, ben vescicolate e afiriche, spesso formanti accumuli di materiale sciolto.

La composizione chimica è latitica. L'età è compresa tra 18,3 ka e 16,1 ka (età calibrate 22.030 ± 250 e 19.300 ± 150 a BP) che sono rispettivamente le datazioni ¹⁴C dei prodotti delle eruzioni delle Pomici di Base e delle Pomici Verdoline, entrambi non affioranti nel foglio (*cfr.* Note illustrative del Foglio n. 448 - Ercolano).

3.2.2.1.2. - subsintema di Zabatta (VEF₇)

Il subsintema è compreso tra la discontinuità di non deposizione e/o erosiva presente sotto i depositi dell'eruzione di Avellino e quella al tetto del paleosuolo sottostante i depositi dell'eruzione di Pompei. Il subsintema contiene i depositi delle *piroclastiti di Avellino* ed in particolare la litofacies relativa ai depositi di flusso piroclastico. Inoltre, il subsintema comprende i depositi interpliniani tra le eruzioni di Avellino e Pompei (non cartografati).

3.2.2.1.2.1. - piroclastiti di Avellino (PAV)

Questa formazione comprende i prodotti dell'eruzione pliniana delle pomici di Avellino (LIRER *et alii*, 1973; SANTACROCE, 1987; ROLANDI *et alii*, 1993b; CIO- NI *et alii*, 1999a; 2000). La formazione è costituita da due litofacies principali: *depositi da caduta* (PAV_a) e *depositi da flusso piroclastico* (PAV_b). Tali litofacies risultano spesso in alternanza stratigrafica, sebbene i prodotti di caduta siano maggiormente presenti nella fase pliniana iniziale e quelli di flusso nella fase freatomagmatica finale. Nel Foglio Sorrento è stata cartografata solo la litofacies relativa ai prodotti da flusso piroclastico.

CIONI *et alii* (1999a) hanno effettuato un'accurata ricostruzione dell'eruzione, sia dal punto di vista litologico che stratigrafico, suddividendo i depositi in sei Unità Eruttive (Fig. 15). La litofacies **PAV_b** è formata principalmente dai prodotti della fase freatomagmatica dell'eruzione, rappresentati dalle Unità Eruttive 5 e 6 di Figura 15.

I depositi freatomagmatici dell'EU5 sono costituiti da spesse unità di *surge* piroclastico, con strutture a dune e stratificazione interna incrociata. Le lunghezze d'onda delle dune raggiungono le decine di metri nelle zone più prossimali. La parte juvenile risulta molto scarsa nelle granulometrie grossolane, così come i clasti di carbonati, mentre entrambe queste tipologie risultano molto abbondanti ad un esame microscopico. Questi depositi sono ampiamente esposti nella zona occidentale del vulcano, ma depositi legati a questa fase eruttiva possono essere trovati fino a oltre 25 km dalla bocca eruttiva, in direzione NO, e rappresentano un livello-guida nella stratigrafia della piana in questo settore. Una netta transizione laterale è osservabile sulle pendici del vulcano, con i depositi a stratificazione incrociata, presenti nella zona occidentale, che passano a banchi di ceneri fini, pisolitiche, massive, affioranti nelle restanti aree cartografate.

I depositi dell'EU6 sono l'espressione di un'attività di minore energia rispetto a quelli dell'EU5 e sono costituiti da unità di flusso piroclastico cineritiche, massive, pisolitiche, con all'interno clasti juvenili sia bianchi che grigi e litici lavici e carbonatici. Gli spessori massimi si ritrovano nel settore occidentale del vulcano, mentre nella zona nord sono presenti solo in maniera sporadica, con unità di flusso fortemente incanalate dalla topografia preesistente. Nel settore nord-occidentale si trovano spesso intercalati a queste unità da flusso dei livelli da caduta molto ricchi in litici, con materiali juvenili poco vescicolati e porfirici.

La composizione varia da fonolitica a tefri-fonolitica.

L'età ¹⁴C calibrata delle piroclastiti di Avellino è 3.530 ± 40 anni da oggi.

3.2.2.1.3. - *subsintema di Molarà* (**VEF₈**)

Il subsintema è compreso tra la discontinuità di non deposizione e/o erosiva presente alla base dei depositi dell'eruzione di Pompei e la superficie topografica. Il subsintema comprende le *piroclastiti di Pompei*, le *lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro*, le *piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano (Piroclastiti del 1631 d.C. Auct.)* e le *lave e piroclastiti del Vesuvio*.

3.2.2.1.3.1. - *piroclastiti di Pompei* (**PPM**)

Appartengono a questa formazione i prodotti dell'eruzione pliniana di Pompei (79 d.C.). Come le altre eruzioni pliniane vesuviane anche quella di Pompei mo-

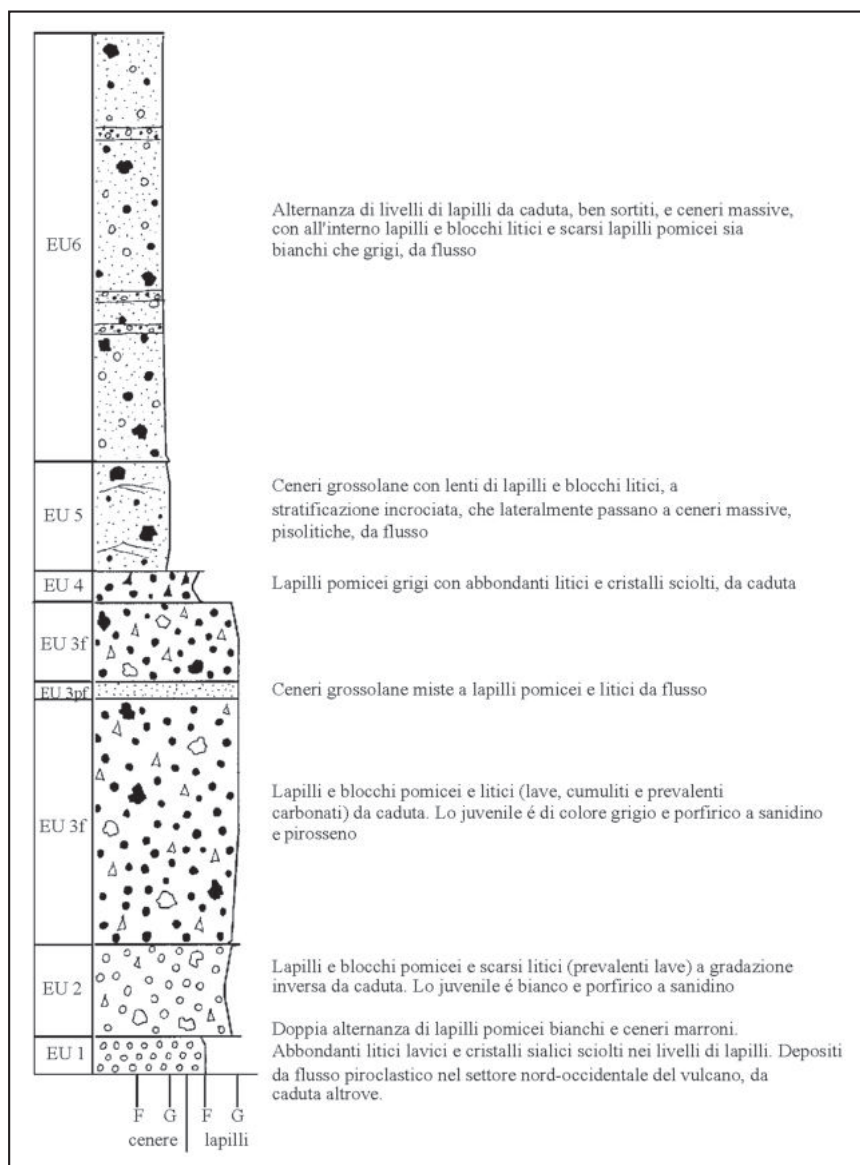


Fig. 15 - Sezione-tipo ricostruita delle piroclastiti di Avellino - PAV (da Cioni et alii, 2000, modificata).

stra una stratigrafia dei depositi composta da un'alternanza tra prodotti di caduta e di flusso piroclastico, ben descritta da vari autori (LIRER *et alii*, 1973; SIGURDSSON *et alii*, 1985; ARNÒ *et alii*, 1987; CIONI *et alii*, 1992). La sequenza stratigrafica a cui si rifanno queste note è quella di CIONI *et alii* (1992; Fig. 16).

I depositi di questa formazione non sono stati divisi in litofacies in quanto

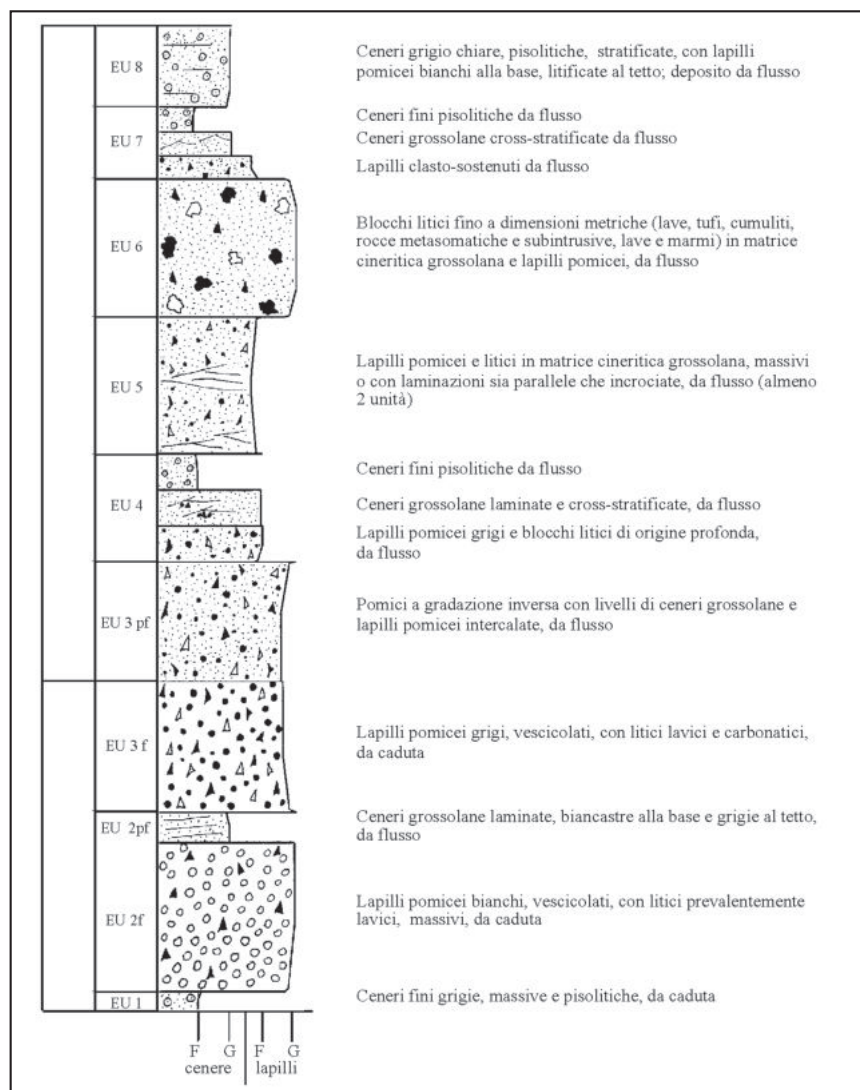


Fig. 16 - Sezione-tipo ricostruita delle piroclastiti di Pompei - PPM (da CIONI *et alii*, 1992, modificata).

nella zona esaminata i depositi di caduta, molto subordinati rispetto ai flussi piroclastici, non sono cartografabili singolarmente. Lo spessore massimo di questa formazione è dell'ordine di 30-40 m, ed è prevalentemente dovuto ai depositi di flusso piroclastico.

I depositi di caduta sono zonati composizionalmente e sono formati da un iniziale livello di pomici di colore chiaro, fonolitiche, seguito da un livello di pomici di colore grigio, fonotefritiche. La dispersione di tali depositi è verso sud-est (LIRER *et alii*, 1973; SIGURDSSON *et alii*, 1985).

I depositi di flusso piroclastico sono invece distinti su tutto il vulcano e sono costituiti da depositi sia massivi che stratificati. Dal punto di vista litologico essi possono essere divisi in pomicei e cineritici, con i primi caratteristici della fase magmatica dell'eruzione (EU2-3) e i secondi della fase freatomagmatica (EU5-8).

Buone esposizioni dei depositi dei flussi piroclastici pomicei si trovano nei settori occidentale e settentrionale del vulcano, dove sono spesso presenti con spessori decametrici. Essi sono generalmente massivi, con pomici ben arrotondate e privi di gradazioni particolari. I litici, sempre subordinati rispetto al materiale juvenile, sono costituiti prevalentemente da lave e carbonati, con una minor quantità di *skarn* e cumuliti. Spesso si possono riconoscere, alla base dei flussi massivi, sottili unità di *surge* piroclastico, formate da lapilli e ceneri a stratificazione incrociata.

I depositi dei flussi piroclastici cineritici sono caratterizzati da una frazione litica molto abbondante, che suggerisce la loro appartenenza alla fase freatomagmatica dell'eruzione. La loro struttura interna è prevalentemente massiva ma talora sono presenti strutture date da stratificazioni piano-parallele e/o incrociate.

Fanno eccezione a questo schema due depositi di flusso particolari, legati alla messa in posto delle Unità Eruttive 4 e 6 (Fig. 16).

Il deposito dell'EU4 è un importante *marker* stratigrafico all'interno della sequenza eruttiva. Esso risulta in genere formato da tre livelli principali: il primo costituito da lapilli pomicei grossolani con abbondanti litici (lave, carbonati, cumuliti, *skarn* e rocce intrusive), con spessore variabile da pochi ad alcune decine di centimetri e spesso laminato a tetto. Esso è seguito da un deposito cineritico a stratificazione incrociata e a gradazione diretta, che rappresenta la porzione principale dell'unità e che, in prossimità di insediamenti romani contiene spesso tegole e pezzi di muratura presi in carico. Chiude la serie un sottile livello di ceneri isolitiche, generalmente con spessore non superiore ai 10 cm. L'EU6 è invece costituita da un deposito grossolano di breccia piroclastica, affiorante sul versante sud-orientale del vulcano. Il deposito è formato da abbondanti blocchi litici, con dimensioni spesso metriche, immersi in una matrice composta da ceneri e lapilli pomicei di colore sia bianco che grigio e da litici. Questi ultimi risultano formati prevalentemente da carbonati, ma con abbondanza anche di rocce sub-vulcaniche, *skarn*, cumuliti e lave.

La sequenza stratigrafica dell'eruzione è infine chiusa da alcune unità di flusso piroclastiche cineritiche, spesso pisolitiche (Fig. 16), talvolta con strutture a dune, sia massive che con stratificazione piano-parallela, con spessori complessivi di qualche metro (EU7-8).

3.2.2.1.3.2. - *lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro (LVI)*

Questa formazione comprende i prodotti dell'attività vulcanica compresa tra le eruzioni del 472 d.C. e del 1631 d.C. Nel presente foglio affiora la litofacies corrispondente alle colate laviche (**LVI_a**). Le piroclastiti affiorano esclusivamente nella parte orientale e sud-orientale del vulcano (Foglio Ercolano), mentre i corpi lavici, a causa della presenza della barriera morfologica del Monte Somma, sono presenti principalmente nel settore occidentale e meridionale. Le colate laviche sono difficilmente databili singolarmente e le cronache storiche non sono di particolare aiuto in questo senso, in quanto le uniche informazioni disponibili indicano solamente una forte attività effusiva a cavallo dell'anno 1000. In prossimità delle bocche eruttive sono invece presenti banchi di scorie da caduta (litofacies **LVI_b**).

Colate laviche (LVI_a). Sono spesso completamente coperte dai prodotti più recenti nei settori meridionale e sud orientale del vulcano. Nel settore occidentale sono ancora parzialmente visibili in alcune cave e lungo le falesie costiere. Generalmente questi corpi lavici hanno un colore grigio scuro e sono sia porfirici che afirici. La loro composizione varia da tefriti a tefri-fonoliti (DI VITO *et alii*, 1998b). Macroscopicamente sono spesso visibili cristalli di pirosseno e leucite di piccole dimensioni, mentre l'esame microscopico rivela la presenza di paragenesi mineralogiche composte principalmente da clinopirosseno, leucite, plagioclasio e ossidi, spesso immersi in una pasta di fondo microcristallina.

Scorie da caduta sciolte (LVI_b). Questa litofacies è costituita da scorie da caduta da attività stromboliana accumulate vicino alle bocche eruttive di Fossa Monaca e Viuli con composizione chimica e paragenesi identiche a quelle della litofacies lavica.

3.2.2.1.3.3. - *piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano* (Piroclastiti del 1631 *Auctt.*) (**PMX**)

La formazione in esame risulta composta esclusivamente dai prodotti dell'eruzione sub-pliniana del 1631 d.C. (SANTACROCE, 1987; ROSI *et alii*, 1993; 1996; ROLANDI *et alii*, 1993a) che comprendono sia depositi da caduta che depositi da flusso piroclastico.

La sequenza eruttiva è stata divisa in quattro fasi eruttive (ROSI *et alii*, 1993;

1996): deposito di caduta pliniano, deposito di caduta vulcaniano, flussi piroclastici e *surge* (nubi ardenti) e deposito di caduta di ceneri freatomagmatiche (Fig. 17). L'emissione di colate laviche verso la fine dell'eruzione, riportata da LE HON (1865; 1866) e ripresa da ROLANDI *et alii* (1993a), sembra essere esclusa da studi stratigrafici nel settore sud-occidentale del vulcano (ROSI *et alii*, 1993; DI VITO *et alii*, 1998b).

La maggior parte dei depositi cartografati di questa formazione appartiene ai depositi di flusso piroclastico della fase 3 (Fig. 17). Tali depositi affiorano principalmente nel settore occidentale e meridionale del vulcano. Affioramenti minori sono presenti anche nel settore orientale del vulcano.

I depositi delle prime due fasi, pliniana e vulcaniana, sono dispersi verso est e possono essere rinvenuti sulle pendici orientali dell'apparato dove, essendo spesso ricoperti da spessori variabili di depositi dell'attività storica del Vesuvio, non risultano cartografabili.

Il deposito di caduta è composto da una parte iniziale di ceneri grossolane, composta in gran parte da cristalli di leucite, sanidino e clinopirosseno verde, seguita da lapilli e blocchi pomicei di colore chiaro, di composizione fonolitico-tefritica con subordinati litici e cristalli. Circa a metà spessore del deposito si passa a lapilli e blocchi pomiceo-scoriacei scuri, di composizione tefritico-fonolitica. Il deposito nella prima parte presenta gradazione inversa e ha un grado di selezionamento medio. I clasti juvenili sono moderatamente vescicolati, porfirici, con cristalli centimetrici di leucite. Altri minerali presenti tra i fenocristalli sono biotite, sanidino e pirosseno. I litici sono composti da lave, cumuliti, *skarn*, rocce intrusive e scarsi calcari. In particolare gli xenoliti di *skarn*, molto abbondanti rispetto ad altre eruzioni sub-pliniane del Somma-Vesuvio, rappresentano una caratteristica distintiva di questa eruzione.

Il deposito vulcaniano (fase 2; ROSI *et alii*, 1993; 1996) risulta poco disperso ed è separato dal deposito pliniano da un sottile livello di ceneri marroni. La parte juvenile presenta le stesse caratteristiche dell'unità precedente mentre i litici sono più abbondanti.

La fase 3 dell'eruzione è caratterizzata dalla messa in posto di flussi piroclastici e di *surge*, che rappresentano i depositi cartografati nella parte occidentale e meridionale del vulcano. Sono composti da banchi di ceneri massive e stratificate, spesso non consolidate, con contenuti variabili di scorie juvenili e litici, che riempiono le paleovalli preesistenti.

La fase finale dell'eruzione (fase 4; ROSI *et alii*, 1993; 1996) è caratterizzata dall'emissione di ceneri fini, freatomagmatiche, spesso con lapilli accrezionali all'interno, alternate a *debris flow* e *mud flow* formati in seguito a forti piogge immediatamente successive alle eruzioni.

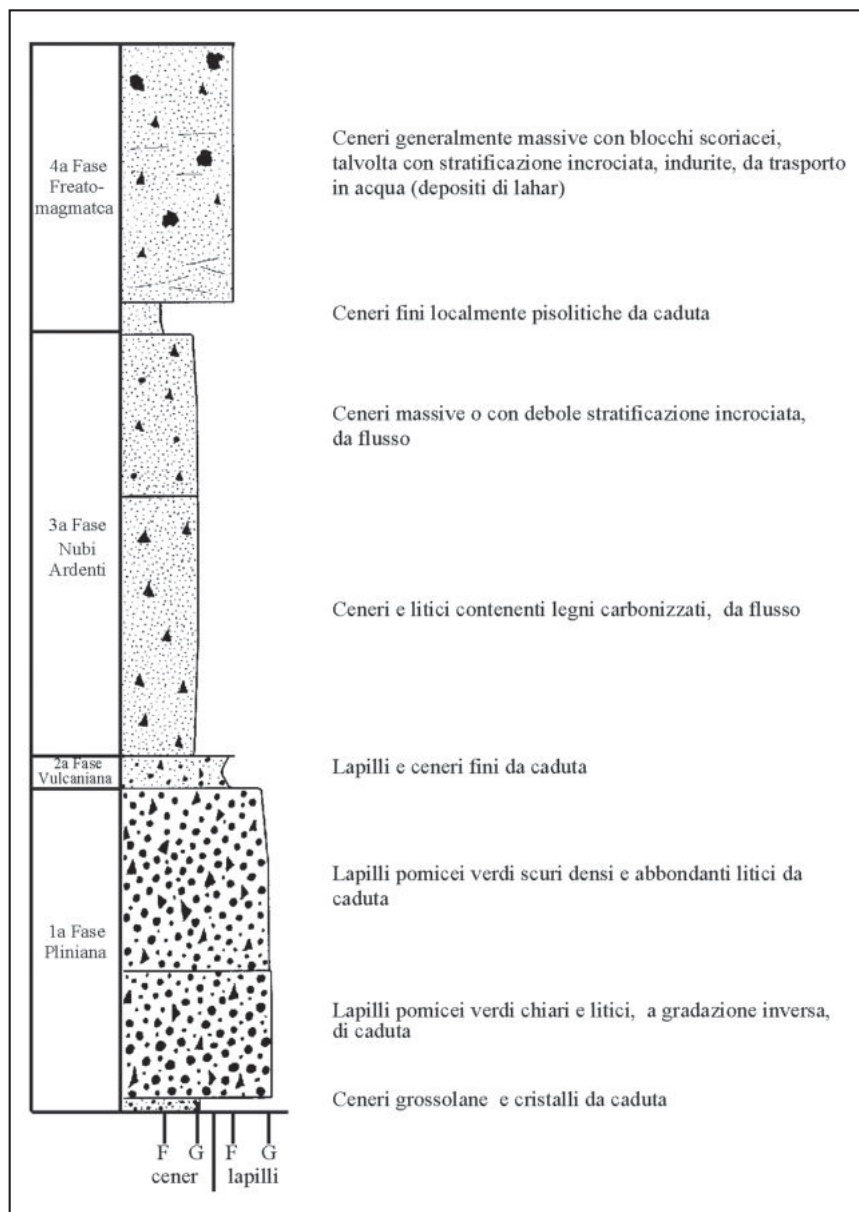


Fig. 17 - Colonna stratigrafica ricostruita delle piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano - **PMX** (Piroclastiti del 1631 d.C. Auctt.; da Rosi et alii, 1993, modificata).

3.2.2.1.3.4. - *lave e piroclastiti del Vesuvio (LPV)*

Questa formazione raggruppa i prodotti del periodo di attività storica recente del Vesuvio, caratterizzata da attività effusiva ed esplosiva quasi persistente di debole e media energia. La formazione, istituita nell'adiacente F° 448 "Ercolano", è stata suddivisa in litofacies che descrivono in dettaglio le colate laviche e i depositi piroclastici di 16 dei 18 cicli dell'attività storica recente, individuati da ARNÒ *et alii* (1987), in quanto i prodotti del 1° e del 4° ciclo di attività (1638-1682 e 1700-1707) non sono oggi più visibili e cartografabili. L'età delle colate laviche (dedotta da dati storici) è indicata direttamente nella cartografia.

Di seguito è riportata la descrizione dettagliata delle litofacies distinte nell'area del Foglio all'interno dei singoli eventi eruttivi. Per le lave (raggruppate in una unica litofacies **LPV_a**) viene fornita una descrizione raggruppando le varie colate secondo il ciclo di attività di appartenenza.

Colate laviche (LPV_a). In questa litofacies sono raggruppate tutte le colate laviche del periodo di attività 1638-1944 d.C.. Sono sia a corde che a blocchi, con livelli scoriacei alla base e al tetto, generalmente porfiriche per leucite e pirosseno, hanno composizione principalmente tefri-fonolitica. Le colate sono state cartografate con soprassegni differenti in relazione ai cicli eruttivi e distinte tra di loro dalle date di emissione.

- Colate laviche del 1696-1698 d.C. Le lave di questo periodo appartengono al 3° ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (ARNÒ *et alii*, 1987). Gli affioramenti di queste lave sono molto limitati come quelli dell'anno 1697, affioranti nel settore sud-occidentale del vulcano a monte della città di Torre del Greco. Attività esplosiva (VEI = 3) è segnalata dalle cronache storiche nell'anno 1698 (SCANDONE *et alii*, 1993). I depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Colate laviche del 1712-1737 d.C. I depositi di questo periodo appartengono al 5° ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (ARNÒ *et alii*, 1987). Sono stati cartografati lembi di colate laviche, del 1714 e del 1737. Gli episodi esplosivi più significativi (VEI = 3) sono attribuiti dalle cronache storiche agli anni 1723, 1730 e 1737 (SCANDONE *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Colate laviche del 1742-1761 d.C. I depositi di questo periodo appartengono al 6° ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (ARNÒ *et alii*, 1987). Sono stati cartografati lembi di colate laviche del 1754 e del 1760, di composizione tefri-fonolitica (JORON *et alii*, 1987), ubicati nel settore sud-orientale del vulcano. L'episodio esplosivo più significativo di questo periodo (VEI = 3) è fatto risalire dalle cronache storiche all'eruzione del 1761 (SCANDONE *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.

Non sono cartografabili singolarmente.

- Colate laviche del 1783-1794 d.C. I depositi di questo periodo appartengono al 9° ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (ARNÒ *et alii*, 1987). I depositi cartografati di questo periodo appartengono all'insieme di colate laviche, di composizione tefri-fonolitica e tefri-leucitica (JORON *et alii*, 1987), emesse dalle bocche eruttive allineate sulla frattura vulcanica del 1794, responsabili della distruzione della città di Torre del Greco. L'episodio esplosivo più significativo (VEI = 3+) è fatto risalire dalle cronache storiche all'eruzione del 1794 (SCANDONE *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Colate laviche del 1799-1822 d.C. I depositi di questo periodo appartengono al 10° ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (ARNÒ *et alii*, 1987). Le colate laviche di questo periodo affiorano, per esempio, nella zona sud-occidentale del vulcano, nelle vicinanze dei Camaldoli della Torre. Gli episodi esplosivi più significativi sono fatti risalire dalle cronache (SCANDONE *et alii*, 1993) alle eruzioni del 1805 (VEI = 2-3) e soprattutto del 1822 (VEI = 3-4), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Lave del periodo 1835-1839 d.C.: le colate laviche di questo periodo appartengono al 12° ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (ARNÒ *et alii*, 1987). Appartiene a questo ciclo la lava di Caposecchi del 1839, di composizione tefri-leucitica (JORON *et alii*, 1987) e ubicata immediatamente a sud del paese di Terzigno. L'episodio esplosivo più significativo (VEI=2-3) è fatto risalire dalle cronache storiche all'eruzione del 1839 (SCANDONE *et alii*, 1993), ma i depositi piroclastici corrispondenti non sono cartografabili singolarmente.
- Colate laviche del 1841-1850 d.C. I depositi di questo periodo appartengono al 13° ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (ARNÒ *et alii*, 1987). Ne sono stati cartografati alcuni lembi delle colate degli anni 1847 e 1850, ubicati nella zona meridionale del Piano delle Ginestre e a monte del paese di Boscotrecase.
- Colate laviche del 1854-1861 d.C. I depositi di questo periodo appartengono al 14° ciclo di attività recente del Somma-Vesuvio (ARNÒ *et alii*, 1987). Tali depositi affiorano estesamente nel settore occidentale del vulcano. Nell'area studiata è cartografato un lembo a monte di Torre del Greco riferito ai prodotti lavici del 1861 legati all'apertura di una frattura eruttiva in posizione eccentrica. Tutti i prodotti sono di composizione tefri-fonolitica (JORON *et alii*, 1987). L'attività esplosiva principale è fatta risalire dalle cronache storiche (SCANDONE *et alii*, 1993) alle eruzioni del Maggio 1855 (VEI = 2-3) e del Dicembre 1861 (VEI = 3), ma i depositi piroclastici corrispondenti non risultano cartografabili singolarmente.

- Colate laviche del 1906 d.C. I depositi di questo periodo appartengono al 17° ciclo dell'attività recente del Somma-Vesuvio (ARNÒ *et alii*, 1987). Le effusioni laviche rappresentano i primi prodotti messi in posto durante l'eruzione del 1906. Si tratta di colate di composizione tefri-fonolitica, di notevole estensione, originatesi da bocche eccentriche situate lungo fratture apertesi nel settore sud-orientale del gran cono del Vesuvio, a quote comprese tra i 600 e i 900 m s.l.m. Le colate emesse dalle bocche più alte invasero parte della Valle dell'Inferno, mentre quelle emesse intorno a quota 600 m s.l.m. interessarono parzialmente le pendici sudorientali del vulcano, dirigendosi principalmente verso sud, fino a lambire la periferia della città di Torre Annunziata.
- Colate laviche del 1944 d.C. Le effusioni laviche dal cratere centrale del Vesuvio rappresentano i primi depositi emessi durante l'eruzione del 1944 d.C. Sono essenzialmente colate di trabocco. Le colate del 1944 sono del tipo aa, e risultano porfiriche a pirosseno e leucite. La composizione chimica è tefri-fonolitica.

Scorie legate all'attività di bocche eccentriche (LPV_b). Questi depositi sono costituiti da banchi di scorie legati all'attività della bocca eccentrica in località la Pagliara.

Piroclastiti del 1822 d.C. (LPV_c). I depositi di questa litofacies sono ampiamente presenti nella zona meridionale dell'area cartografata, dove ricoprono, con spessori variabili da pochi ad alcune decine di centimetri, colate laviche della stessa eruzione e di età precedente. ARRIGHI *et alii* (2001) hanno descritto tre livelli di lapilli scoriacei di caduta separati da livelli di cenere grossolana dispersi verso sud-est. Il primo livello scoriaceo non contiene pressoché litici, mentre questi sono abbondanti negli ultimi due livelli. I clasti scoriacei sono generalmente ricoperti da una patina rossastra.

Lapilli neri da caduta del 1944 d.C. (LPV_e). I depositi di questa litofacies appartengono alla fase parossistica di fontanamento dell'eruzione del 1944 d.C. (Fase 2, FULIGNATI *et alii*, 1998; Fig. 18). Testimonianze dirette (IMBÒ, 1949) riferiscono di otto fasi eruttive caratterizzate dalla formazione di fontane laviche, di intensità e durata variabili, con l'ultima che mostra una transizione a colonna sostenuta dell'altezza di 5-6 km. I lapilli scoriacei di questa fase risultano dispersi in direzione sud-est e sono cartografati in tutta la Valle dell'Inferno e nella zona a monte e a sud del paese di Terzigno. Le scorie sono fortemente porfiriche a pirosseno, specialmente quelle emesse durante l'ultima fase di fontanamento, e la loro vescicolarità decresce dal basso verso l'alto del deposito. La composizione chimica varia da tefriti fonolitiche per le prime fontane a tefriti per le ultime. I depositi dell'ultima fontana sono inoltre caratterizzati dalla presenza di xenoliti di cumuliti, *skarn* e cornubianiti (FULIGNATI *et alii* 1998).

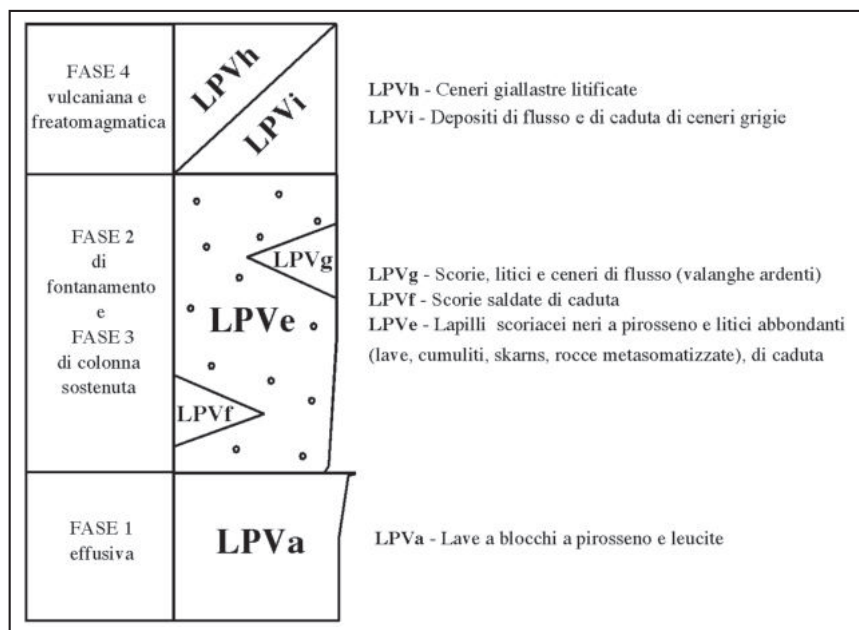


Fig. 18 - Sezione-tipo ricostruita dell'unità delle lave e piroclastiti del Vesuvio - **LPV** - dell'eruzione del 1944 (da FULIGNATI et alii, 1998). Nell'area del Foglio affiorano solo le litofacies **LPV_a** e **LPV_e**.

3.2.2.2. - Il sistema Vesuviano-Flegreo dell'Apron del Somma-Vesuvio

In quest'area il sistema vesuviano-flegreo è costituito dai terreni affioranti al raccordo tra le piane, costituite da depositi fluviali *s.l.*, e le pendici del vulcano, dominate dai depositi originati dai processi vulcanici primari. E' rappresentato in una fascia semicircolare di qualche km di estensione, a debole pendenza, morfologicamente definibile come *ring-plain* o di *apron* secondo la definizione di SMITH (1991).

3.2.2.2.1. - vulcaniti della Civita (VVT)

Questa formazione raggruppa le vulcaniti formanti il composito edificio vulcanico, parzialmente sepolto, che corrisponde ai modesti dossi morfologici su cui sorge l'antica Pompei e che continuano nelle località Civita, Giuliana e Sette Termini, verso nord, e nella Pompei moderna verso sud-est, abbracciando il Colle San Bartolomeo e la collinetta di Sant'Abbondio. Tali vulcaniti sono note soprattutto da dati di sottosuolo, che rivelano l'esistenza di un complesso formato da

piroclastiti sciolte e tufi gialli e grigi, ricoperto localmente da lave. La parte lavica superiore è esposta lungo la paleofalesia versiliana che borda a sud l'area degli Scavi di Pompei e presso l'Anfiteatro. Altri piccoli affioramenti sono stati osservati durante saggi archeologici all'interno della città antica (CINQUE & IROLLO, 2004). Nella paleofalesia affiorano lave bollose e scoriacee (*foam lava*; DI GIROLAMO, 1968), di colore rossastro e nerastro con fenocristalli di leucite ed augite, probabilmente emesse da un centro eruttivo locale. Presso l'Anfiteatro affiorano lave leucititiche compatte e poco bollose, che dati di sondaggi segnalano spesso sottoposte alle *foam lava*. Lo spessore complessivo delle lave, molto variabile, giunge fino ad un massimo di 30 m circa.

Saggi archeologici dentro la città antica e in località Sant'Abbondio hanno segnalato piroclastiti della Eruzione di Avellino (3,6 ka circa) al di sopra delle lave. Presso Porta Nocera, ROLANDI *et alii* (1997) segnalano, sovrapposti alle lave, i depositi dell'Eruzione di Sarno (ovvero delle Pomici di Base; 19 ka circa). In sondaggi sulla vicina pianura, alcune colate si intercalano a sedimenti transizionali torbosi che, per quota e posizione stratigrafica, sembrano doversi ascrivere all'Olocene medio-antico (CINQUE, 1991), anche se due datazioni ^{14}C hanno dato circa 18 e circa 20 ka BP (DI VITO *et alii*, 1998b).

La parte inferiore dell'unità, di natura piroclastica, è nota solo da vecchi sondaggi, che le assegnano spessori fino a diverse decine di metri. Nel sottosuolo essa sembra poggiare sul *Tufo Grigio Campano* e su depositi litorali che sono stati tentativamente ascritti alla parte regressiva dell'*high stand* connesso all'OIS 5 oppure alla trasgressione dell'OIS 3.3 (CINQUE & IROLLO, 2004). Questa unità è pertanto riferibile al Pleistocene superiore - Olocene *p.p.* (?).

3.2.2.2.2. - unità di Pomigliano (UGL)

Questa unità riunisce i depositi formanti la parte superiore (post-79 d.C.) della successione costituente la dolce cintura di raccordo tra il vulcano-strato del Somma-Vesuvio e la circostante pianura. Tale successione corrisponde sull'apparato vulcanico al subsistema Molara (VEF_g). Il top deposizionale è una superficie potenzialmente ancora attiva, come dimostrato dalla presenza di numerosi depositi tipo *debris flow*, originatisi durante l'attività vulcanica di età moderna (1631-1944), anche se la costruzione, in età borbonica, dei Regi Lagni e le successive opere idrauliche hanno in parte confinato l'attività deposizionale.

L'unità è costituita da complesse e variabili alternanze di depositi piroclastici e vulcanoclastici. I primi sono rappresentati da depositi da caduta e da flusso piroclastico, ove il deposito più antico, dell'eruzione di Pompei (79 d.C.) marca la base di questa unità. Gli intervalli vulcanoclastici, che sono spesso dominanti, sono dati da piroclastiti rimaneggiate ad opera di processi alluvionali (per lo

più flussi iperconcentrati) e di *debris flow*, con tessiture da sabbioso-ghiaiose a sabbioso-limose. Tali depositi possono essere sia incanalati (riempiono canali preesistenti) che non incanalati (*sheet flow*). Il meccanismo deposizionale ricorda molto da vicino quello tipico nella formazione dei conoidi alluvionali, con i flussi che iniziano a depositare il loro carico in corrispondenza del cambio di pendenza al passaggio tra le pendici del vulcano e la fascia circostante a minore pendenza. Le successioni osservate evidenziano come ad ogni evento eruttivo del Somma-Vesuvio abbia fatto seguito una progradazione della zona di *apron*, con una estensione che è funzione della quantità di materiale rimobilizzato (ANDRONICO *et alii*, 1995). Lo spessore, molto variabile, giunge fino ad un massimo di una ventina di metri. L'età dell'unità di Pomigliano è olocenica (post 79 d.C)

3.2.2.3. - Il sintema Vesuviano-Flegreo nel settore della Piana del Sarno e dei rilievi carbonatici circostanti

Nella Piana del Sarno, e sui rilievi che la circondano, il *sintema Vesuviano-Flegreo* raggruppa tutte le unità formatesi dopo l'eruzione del *Tufo Grigio Campano* (39 ka circa), comprese tra la superficie erosiva al tetto del *Tufo Grigio Campano* e la superficie topografica. In questo settore il *sintema Vesuviano-Flegreo* viene diviso nei due subsintemi di Scanzano e dell'Agro nocerino-sarnese, che raggruppano rispettivamente i terreni formati durante il tardo Pleistocene superiore e durante l'Olocene. Nell'ambito del *subsintema dell'Agro nocerino-sarnese*, inoltre, i depositi eolici, palustri, fluviali e alluvionali fini, di età storica, successivi alle piroclastiti del 79 d.C., sono stati riferiti all'unità di *Ponte Persica*.

In alcuni settori a margine della Piana del Sarno, i depositi alluvionali pedemontani sono stati riferiti al sintema indifferenziato per la difficoltà di tracciare limiti certi ed estensivi tra la porzione olocenica e quella tardo-pleistocenica, per via delle estese coperture piroclastiche e pedologiche e per la forte antropizzazione del territorio. In queste aree sono state dunque raggruppate sotto la sigla **VEF_b**, tutte le alluvioni di conoide che successivamente alla deposizione del *Tufo Grigio Campano* si sono accumulate al piede dei rilievi carbonatici che delimitano la Piana del Sarno, a seguito di più fasi di deiezione. Quelle più recenti - sicuramente oloceniche - si incastrano spesso "a cannocchiale" (per migrazione verso valle degli apici) nelle precedenti, ricoprendole solo verso valle. Esse sono dominate da vulcanoclastiti sabbioso-limose brune e nerastre, includenti lenti ricche di clasti calcarei di dimensioni per lo più centimetriche. Nei pressi dei versanti passano a colluvioni bruno-nerastre che rimaneggiano soprattutto piroclastiti pedogenizzate. In questi depositi, nella zona ad oriente del Somma-Vesuvio, si trovano intercalate le *piroclastiti di Mercato* (8 ka) e le *piroclastiti di Avellino* (3,6 ka). Lungo il margine dei Monti Lattari le conoidi alluvionali includono le

pomici dell'eruzione di Pompei (79 d.C.), sia come lembi di depositi primari sia come depositi rimaneggiati. La parte stratigraficamente più bassa dell'unità indifferenziata, che equivale grosso modo alle alluvioni del subsistema di Scanzano, è nota soprattutto grazie ai dati di sondaggi. Si tratta prevalentemente di depositi ghiaiosi e conglomeratici (**VEF_b**), quasi sempre ricchi di matrice vulcanoclastica e con intercalati livelli piroclastici primari. Nelle immediate vicinanze dei versanti calcarei l'unità passa eteropicamente a colluvioni e detriti di falda, anch'essi ricchi di componente vulcanoclastica, specialmente verso l'alto. Lo spessore complessivo è molto variabile, con massimi fino a diverse decine di metri. L'età va dal Pleistocene superiore *p.p.* all'Olocene.

Al sistema **VEF** indifferenziato è stata inoltre riferita una litofacies formata da piroclastiti (**VEF_p**), presente sui rilievi e sui terrazzi della penisola sorrentina. Questo complesso di litofacies è costituito da piroclastiti sciolte (ceneri pomici e lapilli), talora rimaneggiate da processi di versante, spesso alterate e con intercalati paleosuoli e superfici d'erosione. Lo spessore varia da pochi decimetri fino a 10 m.

Nella parte alta, sono prevalenti le pomici della eruzione di Pompei, ancora biancastre, seguite dal suolo attuale. Le unità eruttive più vecchie, molto alterate, hanno colori tra l'ocra-arancio ed il bruno-rossastro e ad esse si devono assegnare età superiori a ventimila anni circa, in quanto è da escludere un loro legame con le eruzioni pliniane del Somma comprese tra quella delle Pomici di Base e di Avellino, disperse verso oriente. L'età dei terreni piroclastici raggruppati in questa unità è pertanto compresa tra la parte alta del Pleistocene superiore e l'Olocene.

3.2.2.3.1. - *subsistema di Scanzano* (**VEF₁**)

Nelle aree marginali della Piana Campana, ovvero nelle zone pedemontane dei rilievi che la circondano, questo subsistema è rappresentato da depositi di conoidi alluvionali, cresciuti dopo l'eruzione ignimbritica del *Tufo Grigio Campano* e prima dell'inizio della trasgressione versiliana. Si tratta di ghiaie e conglomerati fluviali poco cementati, con clasti di natura carbonatica, da smussati a sub-arrotondati, di dimensioni centimetriche (di norma fino a 15 cm circa di diametro). I depositi hanno spesso abbondante matrice vulcanoclastica, specie nei livelli a maggiore eterometria e caoticità, che si ascrivono a frequenti episodi di trasporto da *debris flow* (**VEF_{1b}**). Frequenti, e spesse fino al metro ed oltre, sono pure le intercalazioni di livelli piroclastici primari e di piroclastiti rimaneggiate. La superficie limite inferiore è, talora, il tetto del *Tufo Grigio Campano*, tal'altra, una superficie di erosione che disseca sia questa unità vulcanica che i conoidi del sistema di Gragnano. Sebbene reincisi e ricoperti da piroclastiti, i conoidi

sono morfologicamente ancora ben riconoscibili. Nella zona di Castellammare di Stabia l'unità è tagliata da una paleofalesia di età versiliana, alta fino ad una trentina di metri e reincisa da valli nelle quali si incastrano gli apici dei conoidi di una successiva generazione, facente parte del subsintema **VEF₂**, la cui porzione superficiale affiorante è stata riferita all'*unità di Ponte Persica*.

Depositi di conoide appartenenti al subsintema **VEF₁** sono presenti anche nel tratto di piedimonte dei Monti Lattari che si situa ad est di Gragnano, nonché lungo la base dei Monti di Sarno, ma qui la loro esposizione è molto ridotta sia per le estese coperture piroclastiche e colluviali, sia perché i conoidi successivi si sono sovrapposti a quelli del *subsintema di Scanzano* invece di incastrarvisi "a cannocchiale", come avviene nella zona più prossima al mare, ritagliata dalla falesia versiliana.

Lo spessore del *subsintema di Scanzano* è molto variabile e raggiunge valori massimi di poche decine di metri. L'età è Pleistocene superiore *p.p.*

3.2.2.3.2. - *subsintema dell'Agro nocerino-sarnese (VEF₂)*

Questo subsintema comprende i sedimenti accumulatisi nella Piana del Sarno durante le ultime fasi della trasgressione versiliana e nel seguente *high stand* olocenico. Il subsintema è in parte eteropico dell'*unità di Pomigliano* e in esso si intercalano vulcaniti del Vesuvio. Nell'area nord-orientale del foglio in questo subsintema è stata distinta l'*unità di Piano delle Selve*, mentre sulla Piana del Sarno, la porzione del subsintema a tetto delle *piroclastiti di Pompei* (79 d.C.) costituisce l'*unità di Ponte Persica*.

La parte del *subsintema dell'Agro nocerino-sarnese* precedente il 79 d.C., dove non ricoperta dalle *unità di Piano delle Selve* e di *Ponte Persica*, si ritrova sovrastata dalle *piroclastiti di Pompei*, ed in essa si intendono incluse le seguenti sotto-unità:

- peliti e sabbie limose vulcanoclastiche di colore grigio scuro o verdastro, talora ricche di componente organica vegetale, che a tratti passano a veri e propri livelli torbosi. Questi sedimenti di ambiente palustre e fluvio-palustre, recano intercalati, nella parte assiale della Piana del Sarno, corpi fluviali costituiti da sabbie e ghiaie fini. In essi sono intercalati anche frequenti paleosuoli idromorfi e livelli piroclastici primari (**VEF_{2e3}**);
- sabbie medie e fini di origine eolica, nerastre perché ricche di minerali ferromagnetici di origine vesuviana, passanti in basso a sabbie e sabbie poco ghiaiose, testimonianti antichi complessi di spiaggia, spessi fino ad alcuni metri. Questi sedimenti risultano organizzati in più cordoni circa-paralleli alla costa attuale, che denotano una progradazione forzata da forti input vulcanocla-

stici durante la seconda metà dell'Olocene (CINQUE, 1991). Essendo l'area subsidente (2 mm/anno in media), i cordoni più interni ed antichi sono a profondità maggiore di quelli più esterni. A profondità che, da SO verso NE, vanno da circa 20 a circa 10 metri sotto il piano campagna si hanno depositi transizionali e litorali a tendenza ingressiva (non cartografati), che rappresentano la fase di trasgressione versiliana. Datazioni radiometriche sui livelli torbosi dei depositi transizionali associati, nonché alcuni dati archeologici, permettono di inquadrare queste paleo-linee di riva sepolte all'incirca tra 6.000 e 2.000 anni fa (VEF_{2d});

- complesso di depositi non cartografabili singolarmente, che include alluvioni di conoide dominate da vulcanoclastiti sabbioso-limose ed a luoghi ricche di clasti calcarei, nonché - in prossimità dei versanti - colluvioni bruno-nerastre di analoga composizione, alimentate da ruscellamento diffuso, scivolamenti gravitativi lenti e fenomeni di colata rapida nell'ambito delle coperture piroclastiche sui versanti (VEF_{2b}). Potenti fino ad un massimo di 10-15 m, presentano intercalati livelli piroclastici primari, che al piede dei Monti di Sarno includono quelli delle Eruzioni di Mercato (8 ka BP circa) e di Avellino (3,6 ka BP circa). Ricoprono spesso depositi analoghi del *sub-sistema di Scanzano*.

Nella porzione della Piana del Sarno, che ricade nell'adiacente Foglio Salerno (settore nord-ovest) la litofacies VEF_{2b} non è stata distinta cartograficamente. L'età del *sub-sistema dell'Agro nocerino-sarnese* è olocenica.

3.2.2.3.2.1. - unità di Ponte Persica (PNI)

Questa unità è rappresentata da un complesso transizionale e continentale di spessore variabile, mai superiore a 6-7 m sulla piana, che può superare la decina di metri nella fascia pedemontana. Esso include:

- sabbie eoliche nerastre, ricche in minerali femici, legate a cordoni costieri di Età Moderna, che si associano a limi sabbiosi di interduna e che passano nel sottosuolo a sub-coetanei depositi di spiaggia a tessitura per lo più sabbiosa, ugualmente dominati dalla componente vulcanoclastica e ricchi di femici e minuti frammenti lavici (PNI_d);
- depositi di ambiente palustre costiero a forte componente vulcanoclastica, formati da limi talora torbosi e sabbie limose; nelle sabbie si intercalano i prodotti da caduta delle eruzioni vesuviane di Pollena (472 d.C.) e del 1631 (PNI_{cs}). Presso Sarno, per la vicinanza di grandi sorgenti carsiche, questa litofacies si presenta ricca di sottili intercalazioni di travertini fitoermali teneri (PNI_{ft});

- depositi fluviali, e subordinatamente fluvio-palustri, della fascia assiale della Piana del Sarno, per lo più di natura sabbiosa e sabbioso-limosa, con intercalati livelli piroclastici legati alle eruzioni storiche del Vesuvio; alluvioni a prevalente componente vulcanoclastica fine e con clasti calcarei centimetrici, formanti conoidi di età storica lungo il margine sud della Piana del Sarno ed a Marina di Equa. In quest'ultima località la conoide è costituita prevalentemente da prodotti dell'eruzione del 79 d.C., rimaneggiati prima da frane di colata evolventi in *mud flow* e poi da flussi alluvionali iperconcentrati. I rapporti con resti archeologici consentono di fissarne la deposizione tra il tardo primo secolo ed il secondo secolo d.C. (**PNI_b**);
- sabbie limose e riporti terrosi colmanti alvei del Fiume Sarno di poco anteriori agli interventi di rettifica del secolo XIX (**PNI_h**).

Nel Foglio Ercolano n. 448 questi depositi vengono inclusi nel subsistema dell'Agro (**VEF₂**) del quale, nell'ambito della Piana del Sarno, costituiscono la parte superiore.

L'età dell'*unità di Ponte Persica* è Olocene (*Post 79 d. C.*).

3.2.2.3.2.2. - *unità di Piano delle Selve* (**PNV**)

Questa unità è costituita da alternanze di depositi detritico-colluviali, ricchi di materiale vulcanoclastico e di frequente pedogenizzati, e depositi piroclastici da caduta, affioranti nell'area nord-orientale del foglio. Al suo interno sono presenti in prevalenza i depositi di eventi vesuviani (eruzioni di Mercato, Avellino, Pollena, Pompei e S. Giuseppe Vesuviano) e subordinatamente flegrei (eruzioni di Agnano Pomici Principali ed Agnano Monte Spina). Lo spessore dell'unità è fortemente controllato dagli assi di dispersione delle eruzioni esplosive sopra elencate. Cronologicamente l'unità è posteriore al Pleistocene superiore (Di Vito *et alii*, 1998a) ed è ancora in evoluzione.

I depositi detritico-colluviali di questa unità sono caratterizzati da sabbie e sabbie-limose con abbondante materiale vulcanoclastico e subordinati clasti carbonatici, a volte della taglia dei blocchi. Sono presenti anche paleosuoli con orizzonti ricchi in materia organica di colore scuro. I livelli piroclastici presenti all'interno dell'unità non sono sempre gli stessi e nell'area del foglio sono segnalati principalmente i depositi dell'eruzione di Mercato.

Nella parte nord occidentale del Foglio Salerno n. 467 che ancora pertiene al Bacino della Piana Campana, l'unità di **PNV** corrisponde alla parte superiore di **VEF_{2b2}** e talora, dove coperta da collusioni ancora in formazione, corrisponde all'unità **b₂**. L'età di questa unità va dall'Olocene all'Attuale.

3.3. - UNITÀ QUATERNARIE DISTINTE PER BACINI DI APPARTENENZA DEL BACINO DEL GOLFO DI SALERNO - PIANA DEL SELE - SETTORE COSTIERA AMALFITANA

3.3.1. - *supersintema di Vettica (VT)*

Supersintema indistinto che riunisce i depositi continentali ed a luoghi anche litorali, che si sono formati a seguito di più fasi di localizzata deposizione, succedutesi in Costiera Amalfitana durante il periodo che vedeva l'area interessata da eventi di fagliamento e sollevamento. Tali eventi sono quelli della fase estensionale d (*cfr.* IX 3.), che definirono l'attuale margine tra la dorsale dei Monti Lattari e la depressione del Golfo di Salerno, a seguito di sforzi estensionali orientati NO-SE.

Il supersintema è rappresentato per lo più da conglomerati e brecce cementate, a clasti carbonatici, privi o quasi di matrice piroclastica. La forte clinostratificazione, i caratteri sedimentologici e le morfologie di accumulo relitte fanno ascrivere tali depositi ad antichi coni e falde detritiche, talora con subordinati passaggi a facies di conoide alluvionale. Nei vari affioramenti, le superfici-limite inferiori sono quasi sempre date da versanti di faglia, canaloni e forre incise nel substrato mesozoico. Localmente includono ripiani a dolce pendenza, sospesi sugli attuali livelli di base di molte decine o centinaia di metri. Le superfici superiori sono quasi sempre coincidenti con il piano topografico ed includono sia superfici deposizionali di forme di accumulo relitte, più o meno rimodellate, sia i versanti di faglia che le troncano sia le forme di incisione fluvio-carsica che le dissecano.

A luoghi i depositi continentali passano a depositi di spiaggia, per lo più conglomeratici, e/o a piccole biocostruzioni litorali a *Cladocora coespitosa* (LINNÉ), che permettono di fissare con certezza gli antichi livelli di base. Le biocostruzioni si distribuiscono a quote che vanno da circa 30 metri s.l.m. fino a circa 230 m. s.l.m. Dato che tali depositi marini sono di sottile spessore e che di norma affiorano in parete, al di sotto di brecce continentali, essi non sono risultati cartografabili. I principali lembi sono stati quindi indicati in carta mediante simboli. I lembi composti esclusivamente da depositi continentali si spingono fino a quote intorno ai 450 m s.l.m. Gli spessori variano da pochi metri fino a qualche decina di metri.

A proposito del *supersintema di Vettica* va osservato che esso è successivo al *sintema di Agerola*, in quanto i lembi che lo rappresentano si dispongono in appoggio stratigrafico sui versanti di faglia che troncano e sospendono le paleomorfologie connesse al *sintema di Agerola*. Inoltre, i lembi più bassi e recenti del *supersintema di Vettica*, posti tra 30 e 50 m circa di quota, sono da ritenersi anteriori agli *high stands* del Pleistocene medio finale (OIS 7), in quanto le tracce di questi ultimi sono state rinvenute, insieme a quelle dell'OIS 5, lungo le scarpate

tettoniche e le falesie che li troncano (CINQUE & ROMANO, 1990). L'età dei terreni attribuiti a questo supersintema, pertanto, è Pleistocene inferiore-Pleistocene medio *p.p.*.

3.3.2. - *supersintema di Conca* (CN)

Supersintema indistinto che riunisce i depositi continentali, ed a luoghi anche litorali, formati quando la dorsale dei Monti Lattari aveva oramai raggiunto una sostanziale stabilità tettonica e la sedimentazione lungo la Costiera Amalfitana risultava controllata esclusivamente dalle fluttuazioni eustatiche del livello di base e dalle crisi climatiche.

In questo subsintema sono riconoscibili due litofacies: CN_{a3} costituita per lo più di conglomerati e breccie cementate, a clasti carbonatici, con poco cemento calcitico e matrice piroclastica giallastra mediamente abbondante. La forte clinostratificazione, i caratteri sedimentologici e le relitte morfologie di accumulo fanno ascrivere tali depositi ad antichi con i e falde detritiche; la litofacies CN_b è rappresentata da prodotti derivati da conoidi alluvionali. Talora sono distinguibili i passaggi eteropici tra le due litofacies. Gli spessori sono molto variabili e giungono sino a diverse decine di metri. Nei vari affioramenti, le superfici-limite inferiori sono quasi sempre date da versanti di faglia, canaloni e forre incise nel substrato mesozoico. Localmente includono ripiani di abrasione marina sospesi al massimo di alcuni metri sugli attuali livelli di base. Le superfici superiori sono quasi sempre coincidenti col piano topografico ed includono sia relitti delle morfologie di accumulo, sia incisioni approfonditesi durante la regressione dell'ultimo periodo glaciale.

A luoghi tali depositi continentali passano a depositi di spiaggia, costituiti da puddinghe, calcareniti e piccole biocostruzioni litorali spesso ricche di *Cladocora coespitosa* (LINNÉ), il più importante dei quali (BRANCACCIO, 1968) si rinviene nella Cala di Ieranto, immediatamente ad est di Punta Campanella, alle quali si associano anche solchi di corrosione marina e fori di litofagi, indicativi di stazionamenti del livello marino tra 1 e 15 m circa s.l.m. Dato che tali depositi marini sono di sottile spessore e che di norma affiorano in parete, al di sotto di breccie continentali, essi in genere non sono risultati cartografabili, con l'eccezione di quello, appena citato, della Cala di Ieranto, indicato con apposito simbolo. Gli spessori variano da pochi metri fino a qualche decina di metri. Circa l'età del *supersintema di Conca* va osservato che esso include depositi litorali dell'Ultimo Interglaciale (OIS 5), datati con metodi radiometrici e, a quote maggiori di questi, tracce di stazionamento alto del mare riferibili tentativamente all'OIS 7 (CINQUE & ROMANO, 1990). L'età del supersintema è pertanto ascrivibile al Pleistocene medio *p.p.*-Pleistocene superiore.

3.3.3. - *sintema di Amalfi (ALF)*

Questo sintema raggruppa i depositi accumulatisi nei bassi tratti di diverse valli della Costiera Amalfitana durante e dopo la risalita post-glaciale del livello marino. Si tratta di solito di depositi alluvionali, costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose a clasti carbonatici e matrice di natura piroclastica, potenti fino ad alcune decine di metri (litofacies **ALF₁**). La superficie-limite inferiore è data da valli e forre, tagliate nel substrato mesozoico e con fondo che scende sotto il livello marino attuale, dal momento che esse si sono approfondite durante fasi di regressione glacio-eustatica tra cui l'ultimo glaciale. La superficie superiore è l'attuale piano topografico e disegna piane e terrazzi di aggradazione fluviale.

Nelle valli che discendono ad Amalfi e a Positano, la parte superiore dell'unità, potente fino a 30 m nel primo caso e fino a 18 nel secondo, è composta da prodotti dell'eruzione vesuviana del 79 d.C., rimaneggiati prima da frane di colata evolventi a *mud flow* e poi da flussi alluvionali iperconcentrati. Come nel caso analogo di Marina di Equa (vedi unità di Ponte Persica), tali depositi testimoniano la fase di rapido smantellamento dei prodotti da caduta dell'eruzione di Pompei dai versanti più ripidi dei bacini imbriferi. L'età dei depositi del *sintema di Amalfi* è pertanto compresa tra la parte finale del Pleistocene superiore e l'Olocene.

3.4. - UNITÀ QUATERNARIE NON DISTINTE PER BACINI DI APPARTENENZA

3.4.1. - *Deposito vulcanoclastico (I)*

Quest'unità è formata da piroclastiti sciolte (ceneri, pomici e lapilli), talora rimaneggiate da processi di versante, in genere alterate e talora pedogenizzate. Costituisce manti di spessore variabile fino a una ventina di metri. Gli spessori maggiori si ritrovano sulle superfici sub-pianeggianti più antiche dei Monti Lattari (da plioceniche a infra pleistoceniche) laddove l'unità preserva, verso il basso, un maggior numero di eventi eruttivi (ripiani di Agerola). Su dette paleosuperfici livelli di **TGC** (in facies non litoide) non cartografabili si ritrovano nella porzione medio alta dell'unità. Talora livelli di **TGC** (non cartografabili) si collocano nella parte bassa di questa unità laddove essa ammantava ripiani del Pleistocene superiore (ad esempi terrazzi alluvionali di Tramonti). Per questi motivi l'unità risulta trasversale al *supersintema Flegreo-Ischitano (FI)* e al *sintema Vesuviano-Flegreo (VEF)*. La parte più alta dell'unità è spesso rappresentata dalle piroclastiti dell'eruzione di Pompei, che spesso si ritrovano anche intercalate nei depositi clastici del *sintema di Amalfi*. Le unità eruttive più vecchie si presentano molto

alterate, talora argillificate, e con colori dall'ocra al rossastro e devono essere attribuiti ad esplosioni più vecchie di ventimila anni, in considerazione della dispersione verso oriente dei prodotti delle eruzioni pliniane del Somma comprese tra l'eruzione delle Pomici di Base e quella di Avellino. La parte alta del complesso è coeva di VEF₁, mentre la sua parte bassa lo pre-data. L'età, pertanto, è compresa tra il Pleistocene medio?-superiore - l'Olocene.

3.4.2. - *Deposito di origine mista: di debris flow o torrentizio (i)*

I sedimenti sono costituiti da sabbie pelitiche fini e subordinatamente da sabbie medie, con abbondanti resti vegetali e detriti di origine antropica; sabbie medio fini pelitiche, con frazione variabile di ghiaia fine, organizzate in bande allungate secondo linee di maggiore pendenza dei fondali o come riempimenti di incisioni canalizzate. Le aree di deposizione sono le fasce marine antistanti gli sbocchi torrentizi, lungo la costa amalfitana, orientate trasversalmente agli elementi deposizionali di piattaforma. Questo elemento si riscontra principalmente al largo della foce del Reginna Maior, ad una profondità che va dai 15 ad oltre 30 m, ed è caratterizzato da sabbie fini pelitiche con presenza di abbondanti detriti di origine antropica e resti vegetali. Questa litofacies (analogamente a quella deposta alla foce del Torrente Bonea, Foglio n. 465 "Salerno") è atipica per profondità ed è deposta da fenomeni di flusso iperconcentrato a seguito di eventi alluvionali eccezionali come quello che ha colpito gli abitati di Vietri sul Mare e Maiori nel 1954 (ESPOSITO *et alii*, 2004, BUDILLON *et alii*, 2005). L'età è riferibile all'Olocene superiore.

3.4.3. - *Deposito di colata di detrito e flussi iperconcentrati (b₄)*

Questi depositi si ritrovano sia nelle aree emerse che sommerse; in particolare nelle aree emerse sono formati da ghiaie e ghiaie sabbiose, da matrici sostenute a clasto-sostenute, e si presentano grossolanamente stratificati o massivi. Litologicamente sono formati da materiali vulcanoclastici nei quali possono risultare prevalenti frammenti juvenili (pomici e scorie) o frammenti lavici. Nelle aree esterne all'edificio vulcanico sono presenti, in quantità variabili, anche clasti carbonatici.

Nell'area costiera sommersa, a largo di Seiano, si rilevano depositi vulcanoclastici e calcareoclastici eterometrici costituiti prevalentemente da sabbie grossolane e ghiaie grossolane sabbiose. Inoltre si ritrovano blocchi e ciottoli calcareo-dolomitici e piroclastici, eterometrici sparsi e/o accumulati irregolarmente sul fondale. L'età dei depositi **b₄** va dall'Olocene superiore all'Attuale.

3.4.4. - *Coltre eluvio-colluviale (b₂)*

Questi depositi provengono dal rimaneggiamento dei terreni piroclastici che rivestono i versanti dell'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio. Sono formati da ghiaie, sabbie e sabbie limose vulcanoclastiche. L'età va dall'Olocene superiore all'Attuale.

3.4.5. - *Deposito di frana (a₁)*

Nell'area rilevata sono stati cartografati due corpi di frana con evidenze di movimenti in atto o recenti, entrambi ubicati nell'area di Monte San Costanzo. Il più piccolo si rinviene a ridosso della Cala di Mitigliano ed è costituito da un accumulo di materiali eterogenei ed eterometrici, prevalentemente calcarei e subordinatamente arenacei, in una matrice da pelitica a sabbiosa, in buona parte di origine piroclastica. Il secondo, decisamente più ampio, si estende, con andamento NO-SE, dalla cresta lungo la quale corre la strada tra Termini e Sant'Agata sui due Golfi fino a Marina del Cantone. Questo dissesto costituisce la ben nota frana di Nerano (COTECCHIA & MELIDORO, 1964; 1966), molto attiva alla fine degli anni '50, prima che opere di sistemazione ne limitassero l'attività. Anche in questo caso si tratta di un accumulo di materiali eterogenei ed eterometrici, calcarei ed arenacei, in una matrice essenzialmente pelitica, con netta prevalenza della frazione arenacea e presenza di abbondanti materiali pelitici provenienti da olistostromi di "Argille Varicolori", originariamente intercalati nelle *arenarie di Termini*. L'età va dall'Olocene superiore all'Attuale.

3.4.6. - *Deposito di spiaggia (g₂)*

Lungo il Golfo di Salerno ed il versante sorrentino da Castellammare di Stabia a Seiano l'unità è rappresentata da ghiaie, talora ricche di blocchi e, subordinatamente, da ghiaie sabbiose e sabbie sciolte, di colore da biancastro a grigiastro, di natura calcarea e calcareo-dolomitica. Lungo il Golfo di Napoli, tra le Marine di Sorrento e di Meta e da Castellammare verso nord, le spiagge prevalentemente sabbiose e subordinatamente ghiaiose e ciottolose, di colore scuro e di natura vulcanica, sono costituite in prevalenza da frammenti lavici, vetri vulcanici e minerali femici, subordinatamente da leucite. Nelle *pocket beach* del versante meridionale della dorsale Monti Lattari-Penisola Sorrentina i sedimenti delle spiagge sono spesso ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi, con componente grossolana data da clasti ben arrotondati delle locali unità carbonatiche. La frazione fine ha natura mista, con granuli provenienti sia dalle unità sedimentarie che dalle piroclastiti ridepositate a mare dai torrenti. L'età va dall'Olocene superiore all'Attuale.

3.4.7. - *Deposito antropico (h)*

Tali depositi raggruppano differenti tipologie presenti nelle aree emerse e sommerse. In particolare le ampie aree di cava nella parte meridionale del vulcano sono sia ricoperte da depositi di risulta di rifiuti, sia soggette a continui movimenti di terra e perciò cartografate come aree antropiche. Nelle aree costiere si ritrovano depositi costituiti da blocchi lapidei a luoghi eterometrici solitamente a pezzatura omogenea, di natura lavica e/o raramente calcarea di dimensioni metriche a costituire opere di difesa costiera emersa e sommersa associate talora a strutture antropiche.

V - STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE

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

1.1.- DEPOSITO DI SPIAGGIA (*LST-g₂*)

Aree collocate a largo dall'attuale linea di costa, spesso in prossimità del margine della piattaforma, con accumuli di sedimenti palinsesti disposti in fasce sub-parallele alle isobate. I depositi sono organizzati in prismi costieri che si rastremano verso terra e verso mare; costituiscono quindi la propaggine esterna delle progradazioni di margine di piattaforma. Le associazioni prevalenti sono costituite da sabbie e ghiaie ben selezionate con frammenti bioclastici attribuibili ad associazioni di foraminiferi e molluschi tipiche di intervalli climatici freddi. La copertura pelitica è di spessore variabile ma inferiore a 2 metri. Nel presente rilevamento i sedimenti palinsesti affiorano in piccole aree antistanti Capo di Massa. L'età è riferibile al Pleistocene superiore.

2. - SYSTEMS TRACT TRASGRESSIVO (*TST*)

2.1- DEPOSITO DI SPIAGGIA (*TST-g₂*)

Questi depositi sono presenti esclusivamente nel settore più meridionale della Penisola Sorrentina (a nord di Punta Campanella) e nel settore settentrionale a nord di Vico Equense. I depositi sono stati individuati dai rilievi subacquei eseguiti alla scala 1:10000 effettuati nel Foglio Sorrento (lato nord) e nel Foglio Isola di Capri (P. Campanella). In particolare i rilevamenti diretti subacquei hanno permesso di individuare nella prima località (a nord di P. Campanella) depositi costituiti da ciottoli carbonatici centimetrici, da arrotondati a subarrotondati, in scarsa matrice sabbiosa; essi si ritrovano alla profondità di circa 15 m. La composizione litologica dei ciottoli è certamente relazionata al substrato carbonatico. Si associano a questi sedimenti altri *markers* a testimonianza di una fase di stazionamento del livello del mare, quali solchi di battente e piccole piattaforme di abrasione marina con associate marmitte di eversione. Questi ultimi elementi, di dimensioni inferiori ad un metro, non sono stati cartografati alla scala del Foglio. Tali depositi si ritrovano in aree riparate all'interno di piccole insenature, allo sbocco di cavità sommerse. Analoghi sedimenti si ritrovano a nord di Vico Equense su di un piccolo alto morfostrutturale impostato su depositi del **TGC**. La composizione del substrato vulcanico determina la natura dei ciottoli prevalentemente di origine tufacea; anche questi si ritrovano alla profondità di circa - 15 m.

Per la limitata estensione areale di questi depositi e talora la loro presenza in aree riparate, allo sbocco di grotte sommerse, la loro individuazione è strettamente connessa al rilevamento diretto della geologia subacquea alla scala 1:10000. L'assenza di questi depositi nelle aree a sud della Penisola Sorrentina è probabilmente legata alla mancanza dei rilievi geologici subacquei di dettaglio. Nel complesso tali depositi sono stati interpretati come sedimenti di spiaggia relitta (*g₂*). L'età è riferibile all'Olocene.

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

3.1. - AMBIENTE LITORALE

L'ambiente litorale si estende dalla battigia fino alla profondità di circa 15 m; il limite inferiore può variare in funzione del regime idrodinamico e, nei settori esposti a SO e NO, dove il limite di influenza delle onde di tempesta è più profondo può raggiungere anche -20 m. Nell'ambiente litorale vengono anche incluse le

associazioni di litofacies che caratterizzano le aree di piede di falesia. Tali depositi si ritrovano a profondità variabili (fino ad un massimo di 50 m circa in piattaforma interna) e sono formati in prevalenza da accumuli di materiali grossolani, di blocchi e ciottoli mal classati, generalmente in scarsa matrice, presenti generalmente nelle coste alte alla base delle falesie sommerse e costituiscono i termini di raccordo con i sedimenti di piattaforma. Essi si ritrovano inoltre alla base di alti morfostrutturali sommersi presenti nell'ambiente litorale e/o di piattaforma. I rilievi di dettaglio di tali depositi sono stati eseguiti nell'ambito della geologia subacquea alla scala 1:10000. Le associazioni di litofacies che si formano in questo ambiente presentano passaggi eteropici ai depositi di piattaforma interna.

3.1.1. - *Deposito di spiaggia sommersa (g₈)*

I depositi di spiaggia sommersa comprendono varie litofacies ben evidenziate dai rilievi diretti della geologia subacquea nelle aree a nord della Penisola Sorrentina, fino a Punta Campanella. I depositi sono caratterizzati da sedimenti propriamente di spiaggia sommersa sottintendendo coste basse e da depositi di piede di falesia presenti lungo coste alte. In particolare le coste basse presenti lungo il litorale costiero della Piana del Sarno sono caratterizzate da depositi con litofacies tipicamente sabbiose, ben classate e con tessiture medio-fini con una componente ghiaiosa; i bioclasti sono generalmente scarsi. In particolare, nell'area prospiciente l'estuario del Sarno, aumenta la frazione pelitica proveniente dalla decantazione del carico sospeso del Fiume Sarno; nell'area costiera vesuviana da Ercolano a Torre Annunziata, la spiaggia sommersa è caratterizzata da tessiture più grossolane la cui composizione denota una prevalenza di clasti vulcanici; lungo le coste tra Castellammare e Massa Lubrense e nelle insenature della Costiera Amalfitana, caratterizzate da falesie carbonatiche e insenature con *pocket beach*, prevalgono i clasti carbonatici di taglia medio-grossolana, sabbiosi, per lo più grossolani, con abbondanza di ghiaie, ciottoli e blocchi (isolati o in cumuli); la frazione ghiaiosa tende a diminuire con l'aumento della profondità laddove il fondale presenta un profilo poco acclive mentre permane anche a profondità maggiori, laddove l'inclinazione del fondale è più elevata; lungo le aree costiere della Penisola Sorrentina sono spesso presenti aree di conoide di dimensioni non sempre cartografabili (prevalentemente presenti nelle aree a sud della Penisola); queste sono collocate allo sbocco di incisioni canalizzate e sono formate da ghiaie e sabbie medio-grossolane poligeniche, con scarso grado di assortimento nelle frazioni grossolane; tali depositi si presentano spesso rielaborati dai processi idrodinamici della spiaggia. Frequente la presenza di *Cymodocea nodosa* (UCRIA) ASCH (litorale vesuviano) o di *Posidonia oceanica*, cui è spesso associata una apprezzabile quantità di peliti che, nel contesto di spiagge non colonizzate da fanerogame, è spesso di carattere effimero.

Ai piedi delle falesie a luoghi sono presenti brecce, blocchi e talora massi da crollo (essenzialmente carbonatici e/o arenacei, e subordinatamente elementi vulcanoclastici o arenacei in frazioni più fini), sabbie e ghiaie poligeniche scarsamente classate, assimilabili alla falda di detrito, parzialmente rielaborati in ambiente marino. Tali depositi possono trovarsi su substrati rocciosi o su fondi mobili e ammantano il piede di falesie acclivi, attive, emerse e sommerse.

L'età è riferibile all'Olocene superiore - Attuale.

3.1.2. - *Deposito di frana sottomarina (g₁₇)*

Tali sedimenti sono costituiti da depositi a blocchi ed eterometrici grossolani, mal classati con localmente tasche sabbioso-ghiaiose costituenti il relitto di accumuli in mare di antichi fenomeni franosi con area di alimentazione lungo il versante dei settori emersi. Questi si ritrovano in limitate aree della Penisola Sorrentina: il più esteso è presente a largo di Massa Lubrense; a largo di Marina di Equa sono invece presenti affioramenti arealmente limitati. L'età è riferibile all'Olocene superiore.

3.2. - AMBIENTE DI PIATTAFORMA CONTINENTALE

Area nella quale prevalgono i processi deposizionali, ubicata tra il limite esterno della spiaggia sommersa ed il ciglio della piattaforma. La morfologia asimmetrica del versante nord e sud della Penisola Sorrentina comporta una più ampia estensione di questo ambiente nel Golfo di Napoli a confronto con quello lungo il versante amalfitano. Lungo la costiera amalfitana infatti la piattaforma ha un'estensione ridotta ed è quasi completamente assente nei settori marini circostanti i promontori, con cigli in arretramento attestati a basse profondità.

Tra il limite inferiore della spiaggia ed il limite inferiore di influenza delle onde di tempesta eccezionale, talora anche fino a circa 50 m di profondità (piattaforma interna), si ritrovano litofacies prevalentemente pelitiche con presenza di frazioni sabbiose di tessitura fine anche abbondanti, scarso assortimento della taglia e natura poligenica degli elementi. In aree di soglia, prevale la frazione sabbiosa eterometrica rispetto alla frazione fine. Oltre la fascia dei 40-50 m di profondità ed il ciglio della piattaforma si osserva l'influenza delle correnti, per la diffusa presenza di lineazioni al fondo mare orientate parallelamente alle isobate. Subordinatamente, in settori compresi tra -50 m e -90 m circa, caratterizzati da limitati apporti terrigeni dal sistema costiero, si sviluppano subambienti in cui si realizza la produzione *in situ* di depositi di natura organogena. All'interno di questo ambiente sono stati

cartografati depositi vulcanoclastici riferibili ai prodotti dell'eruzione pliniana di Pompei del 79 d.C. (*piroclastiti di Pompei PPM*).

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

Depositi pelitici con scarsa frazione sabbiosa, in genere mal classata e costituita da elementi vulcanici, bioclastici e litici. Nell'area a largo della Piana del Sarno i fondali sono colonizzati da praterie e ceppi isolati di *Cymodocea nodosa* mentre lungo il litorale sorrentino ed amalfitano prevale la *Posidonia oceanica* fino a circa -30 m. Di recente diffusione è la *Caulerpa racemosa* che colonizza i fondali fino a circa -40 m. Nei settori circostanti la Penisola Sorrentina, la frazione sabbiosa è costituita prevalentemente da termini carbonatici e organogeni mentre nell'immediato sottofondo si ritrovano discrete concentrazioni di pomici disperse nelle peliti sabbiose. I clasti maggiori sono di natura carbonatica, organogena ovvero vulcanica (pomici e scorie) a seconda dei settori. Nei settori acclivi sotto costa possono essere presenti a luoghi nastri sabbiosi o ghiaiosi allungati secondo le linee di maggiore pendenza. Data l'acclività maggiore dei fondali nei settori a sud della Penisola Sorrentina e a causa del controllo strutturale del margine, la piattaforma interna ha una limitata estensione e le litofacies presenti sono in prevalenza più grossolane. In corrispondenza delle aree di piattaforma interna (tra i 20 ed i 50 m di profondità) con caratteristiche di soglia morfologica e scarsi apporti terrigeni dall'entroterra, i depositi sono costituiti da sabbie e sabbie ghiaiose prevalentemente bioclastiche in scarsa matrice pelitica.

L'età è riferibile all'Olocene superiore - Attuale.

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

I depositi presentano litofacies abbastanza omogenee caratterizzate da sedimenti pelitici con scarsa frazione sabbiosa, fine e finissima, a volte con presenza di detriti calcarei in particolare a largo delle coste rocciose; a luoghi prevale la frazione sabbiosa costituita da frammenti organogeni, specialmente in prossimità dei promontori (Punta Campanella e Capo d'Orso) e nei dintorni delle isole Sirenuse "Li Galli". Lungo le superfici acclivi (>2.5°) sono frequenti piccole lenti sabbiose di dimensioni non cartografabili. I depositi sono caratterizzati da peliti con frazioni variabili di sabbie mal classate, costituite da elementi vulcanoclastici (scorie, micropomici e litici) e subordinatamente, bioclastici (frammenti di alghe calcaree, briozoi, gasteropodi lamellibranchi e, subordinatamente, foraminiferi bentonici e piccole rodoliti).

L'età è riferibile all'Olocene superiore - Attuale.

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

Sabbie bioclastiche e ghiaie organogene prodotte *in situ*, tipiche del “detritico costiero” (*Auct.*), organizzate in coltri sottili su fondali prevalentemente pelitici e sabbioso pelitici. Gli elementi maggiori sono costituiti da popolamenti vegetali sciafili quali rodoliti, alghe ramose integre o in frammenti, briozoi, molluschi ed echinidi, celenterati ahermatipici, ofiuroidi immersi in scarsa matrice, popolamenti di coralligeno sessile. Verso mare, frequentemente, si osserva il passaggio a depositi organogeni e bioclastici fangosostenuti, con elementi organogeni e bioclastici grossolani, popolamenti vegetali sciafili (*Cystoseira* e in basso alghe rosse) con predominanza della componente animale tra cui policheti, echinidi di ambienti fangosi, gasteropodi, ecc. tipiche dell’ambiente “detritico costiero infangato”. Tali associazioni danno un risultato caratteristico all’analisi granulometrica, per la presenza di due classi dominanti (dimensioni delle ghiaie e dei fanghi) con scarsità dei termini intermedi.

Subordinatamente sono presenti aree di limitata estensione con accumulo di materiale detritico derivante da processi di degradamento *in situ* di elementi organogeno-sessili costituite da sabbie medio-grossolane e ghiaie bioclastiche in scarsa matrice pelitica, al piede delle biocostruzioni in disgregazione.

L’età è riferibile all’Olocene superiore - Attuale.

3.2.4. - *piroclastiti di Pompei* (**PPM**)

Depositi costituiti da peliti sabbiose con intercalazioni di sabbie vulcaniche e scarsi bioclasti, sovente in giacitura caotica; geneticamente legati alla riellaborazione in ambiente marino dei flussi piroclastici dell’eruzione del Vesuvio del 79 d.C. (Figg. 19a, 19b). Tali depositi, organizzati conformemente ad una conoide, presentano morfologie da onda di sedimento (*sediment wave*), raggiungono spessori anche di 20 m (nelle aree depocentrali) e sono localizzati in settori di piattaforma interna ed esterna antistanti il litorale vesuviano (MILIA *et alii*, 2008).

3.3. - AMBIENTE DI SCARPATA CONTINENTALE

Fascia a valle del ciglio di piattaforma caratterizzata da pendii molto acclivi (> 3° fino a circa 10°), con presenza di testate di *canyon*, *gully*, nicchie di distacco e, a luoghi, affioramenti di basamento acustico drappeggiato da sedimenti emipelagici.

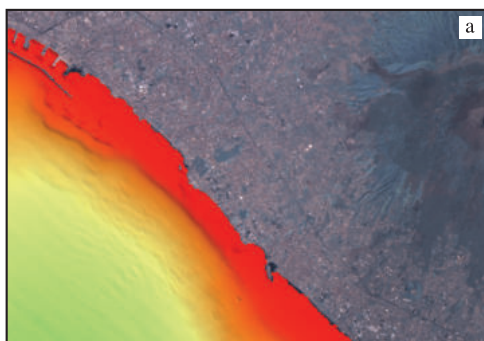
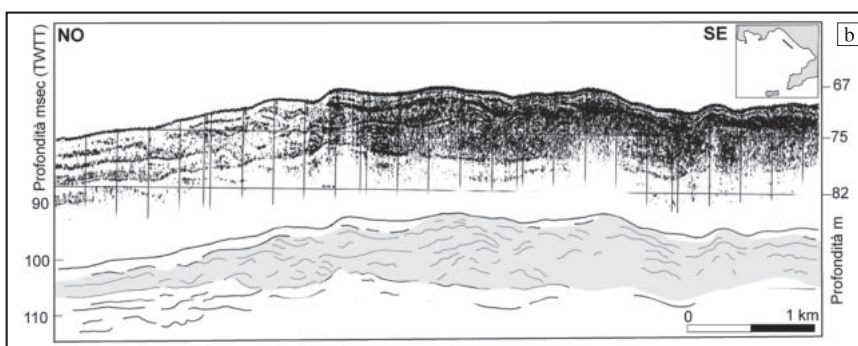


Fig. 19

a) Dettaglio del modello digitale del fondo marino (DTM) che mostra l'unità delle piroclastiti di Pompei - **PPM** in parte coperta dall'elemento deposizionale della spiaggia attuale.

b) Linea Chirp orientata parallelamente alla linea di costa vesuviana, che evidenzia una unità caotica affiorante a fondo mare, cartografata come **PPM**



3.3.1. - Deposito di scarpata (m_2)

I depositi, essenzialmente pelitici, presentano frazioni variabili di sabbia con componente vulcano-clastica (scorie, micropomici e litici) e bioclastica (frammenti di alghe calcaree, briozoi, lamellibranchi, gasteropodi, e subordinatamente rodoliti e foraminiferi), in percentuale maggiore in prossimità delle testate di *canyon* e lungo gli assi dei lineamenti di drenaggio. Tali depositi caratterizzano le aree di scarpata superiore. L'età è riferibile all'Olocene superiore - Attuale.

4. - UNITÀ INDIFFERENZIATE DELL'AREA MARINA

4.1. - SUBSTRATO MESO-CENOZOICO INDIFFERENZIATO (**sci**)

Si distingue come basamento acustico corrispondente a unità carbonatiche e silicoclastiche di età meso-cenozoica, distinguibile per posizione e risposta sismica dai basamenti vulcanici riconosciuti nei settori adiacenti.

4.2. - DEPOSITI CAOTICI INDIFFERENZIATI (**sai**)

Nelle aree di piattaforma interna ed esterna nel Foglio n. 484 - Isola di Capri si osservano ampie porzioni di fondale a topografia irregolare rilevata e in taluni casi con forme lobate verso la direzione di massima pendenza. Tali morfologie indicano la presenza di cumuli di depositi caotici ad elementi massivi (paleofrane da crollo e/o paleo-*debris avalanche*) legati probabilmente all'evoluzione delle falesie emerse. Questi depositi si osservano in particolare nel settore settentrionale dell'isola e limitati affioramenti si ritrovano anche nel Foglio, in Penisola Sorrentina a largo di P.ta Campanella. La presenza di questi depositi conferisce ai fondali un aspetto particolarmente articolato ed irregolare; gli affioramenti non sono in continuità con i settori costieri per la presenza del prisma sedimentario costiero tardo olocenico che certamente li postdata. In particolare, nella fascia batimetrica tra i 60 e gli 80 m, questi depositi presenti a largo di P.ta Campanella sono ricoperti parzialmente da materiale organogeno (**g₁₂**). In generale gli elementi cartografati costituiscono solo le porzioni affioranti di corpi più estesi nel sottofondo, come risulta evidente nelle linee sismiche interpretate (*cf.* Note illustrative del Foglio n. 484 - Isola di Capri), la cui estensione è indicata in carta da un limite morfologico lineare. In questo caso i **sai** sono sepolti da coperture recenti di spessore superiore al metro. Subordinatamente, sono presenti depositi a blocchi di dimensioni metriche e plurimetriche che subaffiorano con assetto sparso dai fondali; in tali casi non è evidente la topografia accidentata tipica dell'ammasso di cumuli. L'età va dal Pleistocene medio all'Olocene(?).

4.3. - SUBSTRATO VULCANICO INDIFFERENZIATO (**svi_b**)

Costituito da facies acustiche associate a corpi litoidi affioranti, formati da lave e/o prodotti piroclastici, indicato genericamente come elemento deposizionale atipico correlato con l'attività vulcanica e vulcano sedimentaria del Somma-Vesuvio. Possono presentare coperture pelitiche inferiori a due metri e terrazzamenti di diversa natura ed origine.

VI - PETROGRAFIA DEI DEPOSITI MIOCENICI

Negli intervalli a granulometria media e/o medio-grossolana delle formazioni arenitiche pre-orogene (*arenarie di Termini* e *arenarie del Deserto*) sono stati prelevati campioni per l'analisi petrografica. Mancando in Penisola Sorrentina una sezione lungo la quale sia visibile la successione arenitica in tutto il suo sviluppo, i campioni delle formazioni citate sono stati prelevati rispettivamente lungo le strade Nerano-Termini, Termini-Marciano e Priora-Sant'Agata sui due Golfi.

Le sezioni sottili di roccia sono state sottoposte ad attacco con acido fluoridrico ed immersione in sodio-cobaltonitrito al fine di facilitare la distinzione tra feldspati alcalini e plagioclasti. Lo studio petrografico è stato condotto su 14 campioni (Tab. I) mediante l'analisi quantitativa con conteggio per punti al microscopio ottico. Per ogni sezione sottile sono stati conteggiati 500 punti utilizzando il metodo di conteggio Gazzi-Dickinson (INGERSOLL *et alii*, 1984; ZUFFA, 1985) al fine di descrivere i costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi (Tab. I). I costituenti fondamentali dello scheletro sono stati ricalcolati (Tab. II) utilizzando i parametri composizionali proposti da INGERSOLL & SUCZEK (1979), ZUFFA (1980; 1985), DICKINSON (1985), CRITELLI & LE PERA (1994), unitariamente discussi in DI GIULIO & VALLONI (1992). I dati relativi ai ricalcoli modal dello scheletro delle arenarie della Penisola Sorrentina sono riassunti in Tabella III e nei diagrammi triangolari della Figura 20.

Le arenarie delle formazioni studiate non mostrano un'intensa alterazione diagenetica e sono caratterizzate da compattazione medio-bassa. Le fasi diagene-

Costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi	330	331	332	333	334	335	336	337	338	339	340	341	342	343
Costituenti fondamentali dello scheletro:														
<i>Granuli non-carbonatici extrabacinali (NCE)</i>														
Quarzo (singolo cristallo)	31,2	30,6	28,4	23,6	18,6	19,0	24,2	23,8	23,2	26,4	16,6	32,8	31,4	38,6
Quarzo policristallino	1,2	0,6	1,6	3,8	1,4	2,4	1,8	1,8	1,6	2,4	2,6	1,4	3,0	1,2
Quarzo in FR metamorfica	4,4	0,4	10,8	7,8	11,8	17,4	11,0	3,8	13,0	14,2	15,0	6,2	1,0	6,4
Quarzo in FR plutonica	0,2	0	0	0,2	0,4	0	0	0	0,6	0,4	0	0	0	0
Quarzo in FR plutonica o gneissica	1,0	0,2	0,6	0,4	2,2	0,6	0	0	1,0	0,6	1,0	0,6	0	0,8
Quarzo in FR sedimentaria	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0	0	0
Calcite di sostituzione su quarzo	4,0	1,0	1,2	0	0,6	1,2	3,0	0	1,0	2,2	1,6	3,2	2,0	0,2
K-feldspato (singolo cristallo)	10,6	6,2	4,0	4,0	5,6	3,2	7,0	3,8	5,6	3,6	3,0	4,8	10,0	14,0
K-feldspato in FR metamorfica	0	0	0	0	0	0,8	0,4	0	0	0,6	0,6	0,4	0,2	0,2
K-feldspato in FR plutonica	0	0	0	0	0,2	0,4	0	0	0,2	0,2	0,6	0	0	0
K-feldspato in FR plutonica o gneissica	0,8	0	0,4	0,2	0,4	0,2	0,4	0	0	0,4	0	0	0,2	1,2
Calcite di sostituzione su K-feldspato	1,6	0,6	0,4	0	0,4	0,2	0,8	0	0	1,0	0	0,6	2,4	0
Plagioclasio (singolo cristallo)	21,4	15,0	19,8	18,4	11,0	10,4	14,4	11,8	13,4	12,6	9,0	10,6	16,0	13,6
Plagioclasio in FR metamorfica	0	0	0,8	1,2	1,4	3,0	2,8	0	3,6	4,2	5,8	0,4	0,4	0,2
Plagioclasio in FR plutonica	0	0	0	0,6	1,6	0,8	0	0	0	0,6	0,8	0	0	0
Plagioclasio in FR plutonica o gneissica	1,0	0,2	1,0	0,4	1,0	1,0	0,6	0	0	0,4	0,4	0,8	0,6	0,8
Calcite di sostituzione su plagioclasio	3,6	0,6	1,4	0	0,8	0,4	0,8	0	0	0,2	0,2	0,6	2,6	0
Feldspato indeterminato	0,6	0	0,4	0	0,4	0,4	0,4	0	0	1,4	0,6	1,8	0,2	0
Fillosilicato (singolo cristallo)	1,0	1,0	5,6	7,8	1,6	4,6	10,0	10,0	8,2	10,2	5,0	9,4	7,0	0,2
Fillosilicato in FR plutonica o gneissica	0	0	0	0	0,2	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0
Fillosilicato in FR metamorfica	0	0,2	0	0,2	0,8	0,6	1,2	0	1,4	1,2	1,6	0	0	0
Minerale denso e/o opaco (singolo cristallo)	0	0,4	0,2	0,2	0,6	0,6	0,6	0,2	0,2	1,0	1,4	0,4	0,2	0,2
Vulcanite microlitica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,6	0	0	0
Vulcanite felsitica	0	0	0,2	0,2	0,2	0,4	0	0	0	0,2	0,8	0	0	0
Vulcanite lathwork	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,4	0	0	0
Subvulcanite e ipoabissalite	0	0	0	0	0	0,8	0	0	0	0	0	0	0	0,2
Serpentinite/serpentinocisto	0	0	0	0	0,8	0	0	0	0	0	2,8	0	0	0
Fillade	0,8	0,6	0,6	0,2	0,8	0	0	0	1,0	0,2	0	0,6	0	0
Scisto	0,8	1,0	4,0	5,2	3,6	3,6	6,6	7,2	4,0	7,8	6,2	7,2	2,4	0,6
Selce impura	0	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0	0,6	0	0	0
Siltite	0	0	0	0	0	0,2	0	0	0,2	0	0,8	0	0	0
Argillite	1,2	3,2	0	0	0	0,4	0	0,4	0	0	0	0	0,4	0
<i>Granuli carbonatici extrabacinali (CE)</i>														
Dolomia	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0	0
Calcare micritico	0,4	0	0,2	0	0,6	0,4	0	0	0,4	0,2	0,4	0	0,6	0
Calcare sparitico	0	0	0	0	0,4	0,4	0	0	0,4	0	1	0	0	0,2
Calcare microspartitico	0	0	0	0	0	0	0,2	0	0,4	0,2	0,6	0	0	0
Calcare biospartitico	0	0	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0
Calcare biomicritico	0	0	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0,2	0	0	0
Fossile (singolo scheletro)	0	1	0	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0,8
Carbonato indeterminato	0	0	0	0	0	0,2	0,2	0	0	0,2	0,2	0,2	0,6	0,2
Fossile indeterminato	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0	0,2	0,2	0,2	0,2
<i>Granuli non-carbonatici intrabacinali (NCI)</i>														
Incluso pelitico	1,8	1,8	0,2	0	0	0,4	0	0	0	0,2	0	0	0	0
Glauconia	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Costituenti fondamentali degli interstizi:</i>														
Matrice silicoclastica	5,0	4,4	13,0	25,6	26,4	20,0	9,8	37,2	16,4	2,4	13,0	13,0	1,6	4,0
Matrice carbonatica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,4	15,4
Cemento carbonatico	4,0	28,8	1,0	0	0	0	0	0	0	1,6	0,4	1,8	11,6	0,2
Calcite di sostituzione su granulo indeterminato	1,8	2,0	4,0	0	5,2	5,0	3,8	0	4,0	3,2	5,0	2,6	4,0	0,6
Altro cemento	0,6	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Alterite e granulo indeterminato	0,8	0	0,2	0	0,6	0,4	0	0	0	0	0,8	0,2	0	0
Totale	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tab. 1 - Risultati del conteggio modale dello scheletro e degli interstizi delle arenarie della Penisola Sorrentina.

Costituenti fondamentali dello scheletro	Ricalcolo dei costituenti usati nel diagramma					
	QmFLt	QtFL	QmKP	QpLvmLsm	LmLvLs	RgRvRmRs
Granuli non-carbonatici extrabacinali (NCE)						
Quarzo (singolo cristallo)	Qm	Qt	Qm			
Quarzo policristallino	Lt	Qt		Qp		
Quarzo in FR metamorfica	Qm	Qt	Qm			Rm
Quarzo in FR plutonica	Qt	Qm			Rg	
Quarzo in FR plutonica o gneissica	Qm	Qt	Qm			Rg
Quarzo in FR sedimentaria	Qm	Qt	Qm			Rs
Calcite di sostituzione su quarzo	Qm	Qt	Qm			
K-feldspato (singolo cristallo)	F	F	K			
K-feldspato in FR metamorfica	F	F	K			Rm
K-feldspato in FR plutonica	F	F	K			Rg
K-feldspato FR plutonica o gneissica	F	F	K			Rg
Calcite di sostituzione su K-feldspato	F	F	K			
Plagioclasio (singolo cristallo)	F	F	P			
Plagioclasio in FR metamorfica	F	F	P			Rm
Plagioclasio in FR plutonica	F	F	P			Rg
Plagioclasio FR plutonica o gneissica	F	F	P			Rg
Calcite di sostituzione su Plagioclasio	F	F	P			
Feldspato indeterminato	F	F	P			
Fillosilicato (singolo cristallo)						
Fillosilicato FR plutonica o gneissica						Rg
Fillosilicato FR metamorfica						Rm
Minerale denso e/o opaco (singolo cristallo)						
Vulcanite microlitica	Lt	L		Lvm	Lv	Rv
Vulcanite felsitica	Lt	L		Lvm	Lv	Rv
Vulcanite lathwork	Lt	L		Lvm	Lv	Rv
Subvulcanite e ipoabissalite	Lt	L		Lvm	Lv	Rv
Serpentinite / serpentinoscisto	Lt	L				Rm
Fillade	Lt	L		Lsm	Lm	Rm
Scisto	Lt	L		Lsm	Lm	Rm
Selce impura	Lt	Qt		Qp	Ls	Rs
Siltite	Lt	L		Lsm	Ls	Rs
Argillite	Lt	L		Lsm	Ls	Rs
Granuli carbonatici extrabacinali (CE)						
Dolomia	Lt	L		Lsm	Ls	Rs
Calcare micritico	Lt	L		Lsm	Ls	Rs
Calcare sparitico	Lt	L		Lsm	Ls	Rs
Calcare microspartitico	Lt	L		Lsm	Ls	Rs
Calcare biospartitico	Lt	L		Lsm	Ls	Rs
Calcare biomicritico	Lt	L		Lsm	Ls	Rs
Carbonato indeterminato	Lt	L		Lsm	Ls	Rs

Tab. 2 - *Costituenti fondamentali dello scheletro delle arenarie della Penisola Sorrentina e ricalcolo dei poli dei diagrammi. Le classi chimico-genetiche NCE e CE sono quelle proposte da ZUFFA (1980; 1985).*

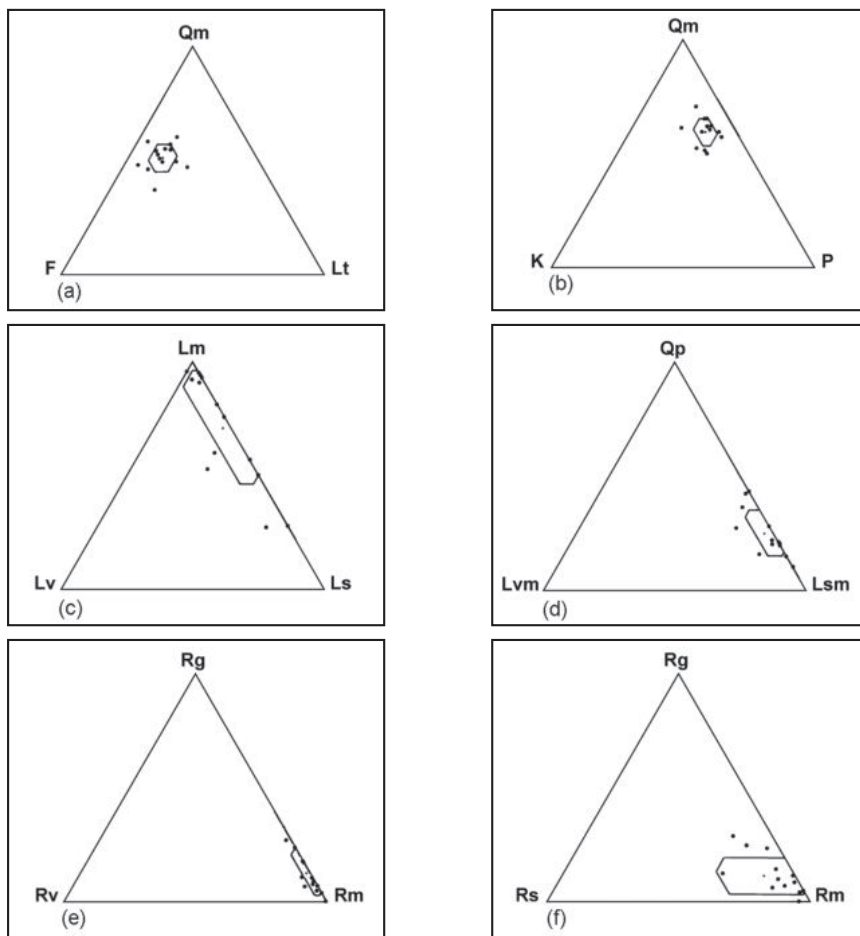


Fig. 20 - Analisi petrografiche delle arenarie mioceniche della Penisola Sorrentina: (a) diagramma Qm-F-Lt. Il poligono indica la deviazione standard; (b) diagramma Qm-K-P; (c) diagramma Lm-Lv-Ls; (d) diagramma Qp-Lvm-Lsm; (e) diagramma Rg-Rv-Rm; (f) diagramma Rg-Rs-Rm.

tiche sono modeste e date per lo più da precipitazioni autigene di calcite, rinvenuta sotto forma di cemento di riempimento di pori e di sostituzione pervasiva di granuli, prevalentemente quarzoso-feldspatici, dello scheletro. Minerali argillosi autigeni formano pellicole intorno ai granuli dello scheletro (*coating* ferruginosi) o occludono pori (*pore lining*). La dissoluzione selettiva di granuli di feldspato è abbastanza diffusa e concorre a formare una porosità secondaria nella roccia.

Le arenarie della Penisola Sorrentina presentano una composizione quarzoso-feldspatica, arcocica, molto simile in tutte e tre le formazioni, senza significativi

cambiamenti nello sviluppo stratigrafico. I risultati analitici del conteggio (Tab. I) evidenziano il carattere prevalentemente extra-bacinale non-carbonatico degli apporti detritici (NCE; ZUFFA, 1980). Il quarzo rappresenta la categoria più abbondante dello scheletro. Esso è presente prevalentemente in cristalli singoli (16,6%-38,6%) ed in granuli policristallini sia a grana fine (0,6%-3,8%) sia a grana grossa. Questi ultimi rappresentano frammenti faneritici (frammenti di roccia i cui singoli cristalli risultano > 0.0625 mm) di rocce metamorfiche (0,4%-17,4%), plutoniche (0,2%-0,6%), plutonico/gneissiche (0,2%-2,2%) e sedimentarie (areniti; 0,2%).

Il detrito faneritico quarzoso-feldspatico-micaceo, di provenienza da plutoniti e gneiss e da meno diffusi scisti a grana grossa, è rappresentato da frammenti composti a K-feldspato e quarzo dominanti (graniti), e meno diffusamente a plagioclasio dominante (granodioriti). L'alto valore medio (0,70) del rapporto P/F (plagioclasio/plagioclasio + K-feldspato) suggerisce un forte contributo detritico da rocce granitoidi.

Il detrito afanitico (granuli litici i cui singoli cristalli sono < 0.0625 mm) non-carbonatico extra-bacinale è presente in quantità subordinata rispetto al detrito faneritico, ed è rappresentato in prevalenza da granuli metasedimentari (scisti, filladi), rare vulcaniti a tessitura microlitica, felsitica e *lathwork* (0,2%-0,8%), serpentiniti massive e scistose (0,8%-2,8%), granuli silicoclastici, in prevalenza argilliti (0,4%-3,2%), siltiti a cemento carbonatico o a componente interstiziale argillosa (0,2%-0,8%) e radiolariti (0,2%-0,6%).

Singoli minerali pesanti, quali granato, epidoto, tormalina bruna, apatite, zircone e granuli opachi, si rinvencono in tracce in tutti i campioni studiati (0,2%-1,4%).

La componente carbonatica extra-bacinale (CE) è presente in quantità bassissime e solo in alcuni campioni. Sono stati rinvenuti granuli di calcari micritici (0,2%-0,6%), spatitici (0,2%-1,0%), biomicriti (0,2%), biospariti (0,2%) e dolomie (0,2%). La classe Carbonato Indeterminato include clasti carbonatici per i quali non si riconosce l'origine extra- o intra-bacinale.

Tra i granuli non-carbonatici intra-bacinali (NCI) si rinvencono trascurabili quantità di glauconie (0,2%), sotto forma di *pellets* ed inclusi pelitici (*rip-up clasts* argillosi e siltosi; 0,2%-1,8%).

La componente interstiziale è costituita da matrice silicoclastica (ortomatrice di DICKINSON, 1970) ed è presente in quantità variabili (4,0%-37,2%). Si osserva anche la presenza di matrice carbonatica (micrite di FOLK, 1974), anche se in soli due campioni.

Al fine di evidenziare, nella diagrammazione dei risultati, il contributo dei frammenti di roccia a grana grossa (faneriti) e dei granuli litici a grana fine (afaniti), sono stati utilizzati i parametri Rg (frammenti di plutoniti e di ortogneiss), Rm (granuli di metamorfiti di medio e basso grado metamorfico, incluso il detrito

ofiolitico), Rv (granuli di vulcaniti, subvulcaniti ed ipo-abissaliti) ed Rs (granuli sedimentari silicoclastici e carbonatici e selci impure). Per l'utilizzazione di questi ed il ricalcolo dei costituenti da assegnare ad essi (Tab. II) sono stati presi in esame campioni a granulometria comparabile, di norma sabbie medio-grossolane (1 mm-0,250 mm), allo scopo di ridurre l'errore della distribuzione differenziata dei frammenti faneritici in funzione delle dimensioni granulometriche. I campioni, infine, sono stati prelevati negli stessi intervalli della sequenza di Bouma (di norma T_b e raramente T_c).

Le areniti della Penisola Sorrentina presentano nel complesso una composizione omogenea quarzoso-feldspatica metamorficlastica (Tab. III). Le mode detritiche sono state raggruppate in un'unica petrofacies la cui composizione media ha valore di $Qm_{51}F_{36}Lt_{13}$ (Fig. 20a). I granuli quarzoso-feldspatici ricorrono in quantità media pari a $Qm_{59}K_{12}P_{29}$ (Fig. 20b) ed i rapporti relativi di abbondanza tra feldspati indicano una prevalenza del plagioclasio sul K-feldspato (valore medio $P/F = 0.70$).

La popolazione litica a grana fine (valori medi di $Lm_{71}Lv_4Ls_{25}$ e di $Qp_{24}Lvm_3Lsm_{73}$; Figg. 20c, 20d) è dominata da detrito di natura metamorfica (scisti, filladi) con subordinati litici sedimentari, rappresentati da clasti carbonatici extrabacinali e da meno abbondanti argilliti e selci. Il detrito vulcanico è rappresentato da rare vulcaniti di natura acida, generalmente alterate, mentre nelle areniti in esame non si rinviene detrito di provenienza metavulcanica. Infine tra i frammenti faneritici (valori medi di $Rg_{13}Rv_1Rm_{86}$ e di $Rg_{11}Rs_{12}Rm_{77}$; Figg. 20e, 20f) compaiono significative quantità di detrito granitoide (Rg) di natura plutonica (granitica-granodioritica) e gneissica.

Le mode detritiche di successioni silicoclastiche del Miocene superiore dell'Appennino meridionale (CRITELLI & LE PERA, 1994; 1995; CRITELLI *et alii*, 1995), quali la formazione di Monte Sacro ed il *flysch* di San Bartolomeo, mostrano forte analogia composizionale con le mode detritiche delle arenarie della Penisola Sorrentina. In particolare, i dati composizionali di queste ultime ($Qm_{51}F_{36}Lt_{13}$) si accomunano, tenendo conto della composizione modale principale, alle arenarie di Monte Sacro ($Qm_{58}F_{30}Lt_{12}$; CRITELLI & LE PERA, 1994) e di San Bartolomeo ($Qm_{55}F_{37}Lt_8$; CRITELLI & LE PERA, 1995).

Le arenarie della Penisola Sorrentina mostrano diversità petrologica più sostanziale se comparate alle arenarie della *Formazione di Castelvete* ($Qm_{45}F_{42}Lt_{13}$; CRITELLI & LE PERA, 1995), le quali ultime presentano un maggiore contributo detritico da aree-fonti sedimentarie carbonatiche ($Lm_{42}Lv_5Ls_{54}$) ed una peculiare petrofacies vulcanoclastica caratterizzante le porzioni alte della formazione ($Qm_{30}F_{26}Lt_{44}$; $Lm_0Lv_{100}Ls_0$). Infine i caratteri petrografici delle arenarie della Penisola Sorrentina risultano comparabili con le successioni clastiche di *syn-rift* della Catena Costiera Calabra, di età Tortoniano superiore-Messiniano ($Qm_{50}F_{43}Lt_7$; CRITELLI & LE PERA, 1995), anche se, in base ai dati biostratigrafici al momento disponibili, le arenarie del bordo tirrenico calabro risultano più giovani.

N. CAMP	Q _M	F	L _T	Q _T	F	L	Q _M	K	P	L _M	L _V	L _S	Q _P	L _V	L _{SM}	R _G	R _V	R _M	R _G	R _S	R _M	P/F
330	46	47	7	49	47	4	51	16	33	50	0	50	27	0	73	33	0	67	28	15	57	0,65
331	53	37	10	54	37	9	59	12	29	28	0	72	9	0	91	17	0	83	6	64	30	0,70
332	54	37	9	58	37	7	59	7	34	92	4	4	24	3	73	11	0	89	11	1	88	0,81
333	49	37	14	55	37	8	57	7	36	96	4	0	41	2	57	5	1	94	5	0	95	0,83
334	37	46	17	40	46	14	50	16	34	81	0	19	19	3	78	24	0	76	23	5	72	0,69
335	57	30	13	60	30	10	65	8	27	53	18	29	26	13	61	11	4	85	10	7	83	0,75
336	51	37	12	54	37	9	59	13	28	94	0	8	20	0	80	4	0	96	4	2	94	0,67
337	49	32	19	52	32	16	60	10	30	95	0	5	19	0	81	0	0	100	0	4	96	0,75
338	55	33	12	58	33	9	62	10	28	76	0	24	20	0	80	7	0	93	7	6	87	0,74
339	55	31	14	58	31	11	65	9	26	91	2	7	21	2	77	8	1	91	8	2	90	0,71
340	47	29	24	51	29	20	62	8	30	60	12	26	15	10	75	7	5	88	6	11	83	0,77
341	60	26	14	62	26	12	70	10	20	93	0	7	14	0	86	9	0	91	14	6	80	0,68
342	46	44	10	50	44	6	52	19	29	57	0	43	42	0	58	17	0	83	12	27	61	0,60
343	58	38	4	59	38	3	61	20	19	27	9	64	35	6	59	27	2	71	24	12	64	0,49
X	51	38	13	54	36	10	59	12	29	71	4	26	24	3	73	13	1	86	11	12	77	0,7
SD	± 6	± 6	± 6	± 6	± 6	± 5	± 6	± 4	± 5	± 25	± 6	± 24	± 10	± 4	± 11	± 10	± 2	± 10	± 8	± 17	± 19	± 0,1

Tab. 3 - Ricalcoli modali delle arenarie della Penisola Sorrentina. Si veda Tab.2 per la spiegazione dei parametri. X e SD indicano la media e la deviazione standard.

In conclusione le arenarie della Penisola Sorrentina presentano una composizione quarzoso-feldspatica, molto simile in tutte e tre le formazioni e senza significativi cambiamenti nello sviluppo stratigrafico. Questo si accorda con l'ipotesi che le arenarie di Nerano, le arenarie di Marciano e le arenarie del Deserto costituissero in origine una successione continua, anche se, come è stato già evidenziato, il passaggio in continuità tra le ultime due formazioni non è visibile sul terreno.

I caratteri peculiari dei depositi miocenici della Penisola Sorrentina sono stati ben evidenziati da DE BLASIO *et alii* (1981), che hanno fatto notare le differenze con le successioni mioceniche pre-orogene delle unità derivanti dalla deformazione della piattaforma campano-lucana *Auct.*, segnatamente con la successione dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino, alla quale i terreni della Penisola Sorrentina sono stati a più riprese attribuiti.

Anche alla luce di lavori più recenti le differenze tra le successioni mioceniche consistono in:

- le calcareniti alla base dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino (*formazione di Roccadaspide-Cerchiara*) evolvono molto bruscamente ad una sedimentazione arenacea torbiditica mineralogicamente molto matura, a composizione quarzarenitica, con granuli di quarzo molto arrotondati, alimentata da un cratone con abbondanza di arenarie e sabbie eoliche, Solo dopo la deposizione di queste quarzareniti di tipo "numidico" si rinvergono sedimenti immaturi con caratteri di *flysch*, riconoscibili al Monte Cervati (SGROSSO, 1998) e nelle arenarie di Civita, nel massiccio del Pollino (PATACCA & SCANDONE, 2007). Nella successione miocenica dell'Unità Monti Lattari-Monti Picentini, invece, i depositi calcarei di piattaforma aperta passano gradualmente a depositi silicoclastici di ambiente infralittorale, successivamente circolittorale e infine batiale con sedimentazione torbiditica. Questi depositi silicoclastici sono tutti composizionalmente immaturi, trattandosi di arcosi con percentuali di feldspati tra il 30 ed il 40%, provenienti da un'area orogenica in rapido sollevamento nella quale erano presenti basamenti metamorfici intrusi da granitoidi ed unità di crosta oceanica, testimoniate dagli olistostromi di "Argille Varicolori" e dai clasti serpentinitici riconosciuti nelle arenarie;
- lo spessore complessivo della successione miocenica dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino è dell'ordine di poche decine di metri, mentre in Penisola Sorrentina i terreni miocenici presentano uno spessore decisamente più elevato (400-500 m);
- l'età dell'evoluzione a *flysch* dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino è burdigaliana superiore (PATACCA & SCANDONE, 2007) o al più langhiana (SGROSSO, 1998; AMORE *et alii*, 2005), mentre in Penisola Sorrentina tale evoluzione si verifica non prima del Serravalliano o, più probabilmente nel Tortonianiano inferiore.

L'evoluzione tettono-sedimentaria dei depositi miocenici pre-orogeni dell'*Unità Monti Lattari-Picentini* è dunque del tutto diversa da quella dell'*Unità Alburno-Cervati*, pur essendo queste due unità, insieme alle *Unità di Capri* e di *Monte Bulgheria* che probabilmente ne rappresentavano le aree di transizione al bacino posto ad ovest, le unità più interne originatesi dalla deformazione delle aree di piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale. Questi dati, insieme alle differenze nella successione stratigrafica mesozoica e cenozoica (diversi spessori delle formazioni, probabilmente legati a diversi tassi di subsidenza; presenza o meno di livelli caratteristici verdi nei calcari e marne ad *Orbitolina*; presenza o assenza di livelli paleocenico-eocenici; ecc.) hanno indotto PERRONE (1981) ad ipotizzare che le due unità derivino dalla deformazione di aree piattaforma separate, fin dal Mesozoico, da una paleolinea (linea del Sele) che ha permesso una diversa evoluzione tettono-sedimentaria sia prima dell'inizio della deformazione compressiva, sia durante le fasi di strutturazione dell'orogene sud-appenninico.

E' da ricordare infine che per PATACCA & SCANDONE (2007) i terreni dei Monti Lattari sarebbero parte dell'*Unità Alburno-Cervati* e che di tale unità, in Penisola Sorrentina, non affiorerebbe la successione miocenica pre-orogena, dal momento che tutti i depositi miocenici rientrerebbero nella *Formazione di Castelvete*, vale a dire un deposito di *thrust-top basin*, di età verosimilmente Serravalliano-Tortoniano *p.p.*. Questa interpretazione, in qualche modo già proposta da DE BLASIO *et alii* (1981), non è facilmente condivisibile per le differenze nell'evoluzione mesozoico-paleogenica, per l'età Tortoniano superiore delle *brecce di Punta del Capo*, per i caratteri della successione pre-orogena, che non trovano riscontro nella *Formazione di Castelvete*, e per la difficoltà ad immaginare depositi di *thrust-top basin* perfettamente concordanti con il substrato su un'area abbastanza ampia.

VII - GEOLOGIA MARINA

1. - GLI ELEMENTI DEPOSIZIONALI IN FUNZIONE DELLE VARIAZIONI DEL LIVELLO DI BASE

Le variazioni eustatiche relative e i cambiamenti nell'apporto sedimentario, hanno determinato durante il Pleistocene glaciale, fluttuazioni della posizione della linea di costa. Periodicamente, con una ciclicità di circa 100.000 anni, la lenta caduta del livello marino ha determinato una progressiva migrazione dei sistemi deposizionali verso mare, definita "progradazione forzata" (HUNT & TUCKER, 1992). Le piattaforme si sono così costruite, progradando verso mare attraverso la formazione di cunei sedimentari di caduta, (*Falling Stage Systems Tract*, **FSST**, PLINT & NUMMEDAL, 2000) e di stazionamento basso (*Lowstand Systems Tract*, **LST**), se lo spazio di accomodamento per i sedimenti lungo la superficie di *toplap* preesistente, non era sufficiente rispetto ai volumi di sedimenti in arrivo dall'entroterra.

Le successive rapide risalite del livello relativo del mare hanno determinato la migrazione verso terra degli ambienti deposizionali ed un generale sovralluvionamento dei sedimenti, causando una sottoalimentazione nei sistemi deposizionali marini, registrata da geometrie retrogradanti, caratterizzate da contatti stratigrafici prevalenti tipo *onlap* e *topset*. Al diminuire del tasso di sollevamento relativo del livello del mare e cioè al raggiungimento di fasi climatiche interglaciali, si raggiunge una stabilizzazione tra innalzamento del livello marino e apporto se-

dimentario. Questa particolare condizione è registrata da geometrie aggradanti e successivamente progradanti, qualora l'apporto sedimentario prevalga sulla creazione di nuovo spazio per la ricezione di sedimenti (spazio di accomodamento). Tali progradazioni in letteratura sono definite "normali o sedimentarie" in contrapposizione a quelle determinate e "forzate" dalla caduta relativa del livello marino. Le aree costiere interne dovrebbero essere caratterizzate quindi dalla presenza di corpi aggradanti e progradanti, formatisi durante le fasi di rallentamento della risalita, di stazionamento alto del livello marino e nelle primissime fasi della caduta successiva. Tuttavia i cunei relativi a precedenti fasi di stazionamento alto, antecedenti all'attuale, spesso vengono smantellati e rielaborati dalle fasi erosive successive, mentre il cuneo attuale, la cui formazione è iniziata con la diminuzione e la fine della risalita della linea di riva circa 6/5000 anni da oggi, costituisce i prismi costieri attuali, che chiudono tra i 15 ed i 30 m (HERNANDEZ-MOLINA *et alii*, 2000) con gradienti che sono funzione di diversi parametri, (pendenza della superficie su cui essi appoggiano, apporti dall'entroterra, presenza di correnti di fondo, idrodinamismo costiero). Essi sono presenti spesso nelle insenature costiere bordate da falesie rocciose e sono delimitati superiormente da una superficie terrazzata che corrisponde alla zona di *bypass*, determinata dal regime del moto ondosio e che si traduce stratigraficamente nella formazione di una superficie di *toplap*.

I massimi spessori si registrano in corrispondenza delle bocche fluviali o a ridosso di insenature a causa di correnti di deriva e si realizzano in corrispondenza del *depositional shoreline break*. Procedendo verso mare gli spessori diminuiscono più o meno rapidamente a seconda della pendenza dei *foreset*, la quale è a sua volta funzione del regime oceanografico e della granulometria dei sedimenti.

2. - LE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE DELLA FASCIA COSTIERA SOMMERSA DA TORRE DEL GRECO A PUNTA CAMPANELLA

Il rilevamento diretto della fascia sommersa a profondità inferiore ai 30 m nel settore settentrionale e occidentale della Penisola Sorrentina (ricadente nel Foglio Sorrento - lato nord, Foglio n. 465 "Isola di Procida" e Foglio n. 484 "Isola di Capri") ha permesso di correlare le unità litostratigrafiche presenti sul fondo del mare con quelle dei settori emersi per continuità fisica o, qualora siano costituite da affioramenti isolati, sulla base dei campioni prelevati. Coerentemente con la distribuzione complessa delle unità presenti nel settore costiero emerso in relazione all'assetto stratigrafico-strutturale, vengono qui descritte, dal basso verso l'alto, le unità affioranti al fondo del mare.

Esclusivamente in un'area limitata, in prossimità di Punta Orlando, è presente, nel settore sommerso, un affioramento attribuito ai *calcari con requienie e ga-*

steropodi (**CRQ**). Questi depositi costituiscono un piccolo alto morfostrutturale delimitato da faglie dirette e passano lateralmente a sedimenti sabbiosi pelitici di piattaforma continentale.

I promontori di Punta del Capo e Capo di Massa e il tratto costiero compreso tra Punta Lagno fino a Punta Campanella sono caratterizzati da ampi settori di costa alta; le falesie emerse e sommerse sono intagliate nei depositi calcarei e calcareo-dolomitici attribuiti ai *calcari a radiolitidi* (**RDT**). In particolare la porzione della falesia sommersa risulta spesso caratterizzata da profili irregolari per la presenza di differenti ordini di terrazzi marini. Si ritrova inoltre, in prossimità di Punta Campanella, una morfologia articolata in quanto i depositi sono caratterizzati spesso da una intensa fratturazione che facilita l'erosione dovuta al deflusso dell'acqua testimoniato dalla presenza di numerosi solchi idrici che dissecano le falesie. I depositi di **RDT** si raccordano con i sedimenti di piattaforma continentale mediante una fascia, talora ristretta arealmente, di depositi di ghiaia e blocchi.

Nel settore sommerso, esclusivamente in una limitata area in prossimità del Camping di Massa Lubrense, è presente un piccolo affioramento attribuito alle *calcareniti di Recommone* (**CDR**). In quest'area sono presenti in particolare depositi grossolani fino a blocchi accatastati in modo caotico di un corpo di frana antico (**g₁₇**) (cfr. V 3.1.2.); tra i blocchi è stato possibile osservare l'affioramento del substrato afferente alla successione calcarenitica con strati immergenti verso SE con una pendenza media di circa 20°.

Nel settore costiero sommerso, in una limitata area in prossimità di Punta del Capo, è presente un piccolo affioramento attribuito alle *brecce di Punta del Capo* (**BPD**). Questi depositi non hanno continuità laterale, risultano delimitati da faglie dirette e passano lateralmente a depositi ghiaiosi di piattaforma.

Nel tratto compreso tra Punta Orlando e Sorrento sono presenti, nei settori costieri sommersi, depositi vulcanici riferibili al *Tufo Grigio Campano* (**TGC**) in accordo con quanto osservabile nei settori emersi. I depositi di **TGC** si ritrovano da affioranti a sub-affioranti al di sotto di sottili spessori di depositi sabbioso-ghiaiosi di spiaggia sommersa (**g₈**) a luoghi ricoperti da *matte* di *Posidonia oceanica* (L.) DELILE. Le caratteristiche deposizionali del flusso ignimbritico che determinano spesso terrazzi di aggradazione piroclastica influenzano le morfologie dei fondali che, soprattutto sottocosta, al raccordo con la falesia, sono costituite da ripiani terrazzati molto spesso completamente ricoperti e addolciti da spessori variabili di depositi clastici. Alcuni significativi affioramenti si ritrovano davanti allo Scoglio della Margherita e poco a nord del Porto di Marina di Equa. I depositi ignimbritici risultano, in ambedue i casi, terrazzati a -5 m e a -10 m, con solchi di battente fossili lungo la falesia sommersa a -1,5 m e -3 m. In corrispondenza del porto di Meta e fino al Porto di Sorrento il tratto di costa sorrentino è impostato nel **TGC** il cui piede di falesia si ritrova quasi costantemente a profondità com-

prese tra i 5 e 6 metri e che passa a depositi clastici detritici, molto spesso grosolani ed eterometrici, a testimoniare l'evoluzione della parete rocciosa per crolli.

Nel settore settentrionale del Foglio (settore costiero vesuviano) il fondo marino è caratterizzato dalla presenza di depositi lavici attribuiti alle *lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro (LVI_a)*, sia per analogie litologiche sia per continuità fisica dei depositi tra i settori costieri emersi e sommersi. I depositi di **LVI_a** mostrano morfologie legate al protendimento in mare dei fronti lavici. Questi depositi passano lateralmente a sedimenti prevalentemente sabbioso-ghiaiosi di spiaggia sommersa (**g₈**). La naturale prosecuzione delle falesie emerse e sommerse intagliate nei depositi lavici talora è mascherata, in prossimità della linea di costa, da sacche di depositi sabbioso-ghiaiosi di spiaggia sommersa. Talora i depositi di **LVI_a** costituiscono affioramenti isolati che si estendono fino ad una profondità variabile tra -18 e -12 m. In particolare, a sud degli Scogli della Favorita, nella pozione più settentrionale del Foglio, gli affioramenti di **LVI_a** si estendono fino a -12 m ed appaiono costituire 5 lobi principali disposti a ventaglio, dissecati attualmente da solchi idrici con il fronte subverticale che forma piccole scarpate di 4-6 m di altezza. Altri affioramenti sono presenti nel tratto fra Lido Incantesimo, la Stazione di Santa Maria La Bruna fino agli Scogli di Prota. I depositi lavici risultano spesso spianati al tetto e caratterizzati da morfologie costiere quali marmitte di eversione marine e, talora, sono ben visibili scarpate che individuano orli di terrazzi marini.

3. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

Le litofacies principali individuate attraverso l'analisi dei sedimenti di fondo mare appartengono alla Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria (SDTQ) e costituiscono la parte affiorante di corpi sedimentari depositi nei vari ambienti deposizionali di spiaggia, di piattaforma e di scarpata superiore. La SDTQ consiste nell'insieme degli elementi deposizionali migrati verso mare e verso terra durante il ciclo regressivo-trasgressivo del Pleistocene superiore - Olocene. L'entità della migrazione è stata funzione delle variazioni relative dello spazio di accomodamento e della quantità stessa dei sedimenti forniti al sistema costiero, anche ad opera dell'attività vulcanica e vulcano-tettonica dei vari centri eruttivi presenti nel Golfo di Napoli. La SDTQ e i *Systems tract* che la compongono, esprimono pertanto l'organizzazione stratigrafica e morfologica dei sedimenti costieri depositi lungo il margine continentale in funzione delle variazioni del livello relativo del mare, durante l'ultimo ciclo glacio-eustatico del quarto ordine, compreso tra 100 ka (stage isotopico 5c) e l'attuale. Essendo delimitata da superfici temporali diacrone la SDTQ può essere considerata equivalente alle unità delimitate da limiti discordanti (sintemi - UBSU) utilizzate nella cartografia delle aree emerse e può costituire quindi l'unità di base da rappresentare nelle carte marine.

In questo modo si concilia, per la geologia delle aree marine, la necessità di rappresentare gli ambienti sedimentari in chiave evolutiva per dare informazioni circa le litologie e le tessiture dei fondi mobili. Ciò consente la caratterizzazione dei sistemi e degli elementi deposizionali attuali e recenti, integrando tra approccio litostratigrafico “classico” e approccio stratigrafico sequenziale. Gli elementi cartografati sono quindi varie associazioni di litofacies appartenenti ad elementi deposizionali, la cui natura è identificata concretamente da carotaggi e campionature del fondo mare e la cui geometria è definita dalle indagini sismoacustiche ad alta risoluzione a loro volta appartenenti a gruppi di strati delimitati da superfici prevalentemente sincrone o da intervalli ad esse assimilabili (parasequenze e gruppi di parasequenze); essi sono incasellati in ordine cronologico, a seconda della loro appartenenza ai diversi *Systems tract*.

I dati *Subbottom Chirp* acquisiti per l'area del Golfo di Napoli e di Salerno consentono il riconoscimento dei *Systems Tracts* della SDTQ (Fig. 21), nonostante nel Golfo di Napoli si osservi una complessità stratigrafica maggiore dovuta alla componente vulcano-sedimentaria e vulcano tettonica. In affioramento tuttavia si osservano solo tre (*HST*, *LST*, *TST*) dei quattro *Systems tract* riconosciuti in sismica.

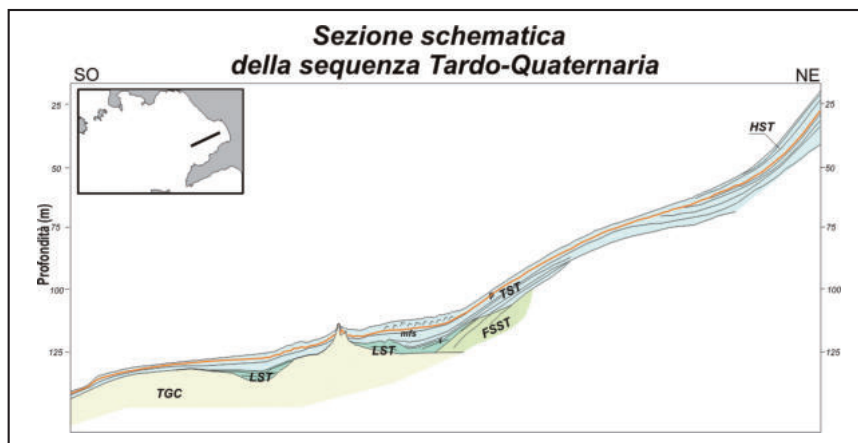


Fig. 21 - Sezione schematica della Sequenza Tardo-Quaternaria del Golfo di Napoli. *FSST*: Falling Stage Systems Tract; *LST*: Lowstand Systems Tract; *TST*: Trasgressive Systems Tract; *HST*: Highstand System Tract; *TGC*: Tufo Grigio Campano; *r*: superficie di ravinement; *mfs*: superficie di massima inondazione (maximum flooding surface); *p*: prodotti dell'eruzione del 79 d.C. del Vesuvio e relativa superficie erosiva.

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

L'assottigliamento del cuneo sedimentario di alto stazionamento (*cfr* 3.3) porta all'affioramento a fondo mare, nei settori di piattaforma esterna, di litosomi relativi a sistemi deposizionali non in equilibrio con le condizioni climatiche ed oceanografiche attuali; la copertura emipelagica si considera non rilevante quando presenta spessori inferiori alla risoluzione degli strumenti sismici utilizzati e caratteri di amalgamazione con le litofacies sottostanti.

Nel Foglio Sorrento gli elementi deposizionali relitti riconosciuti in affioramento al margine della piattaforma sono anteriori all'Olocene ed appartengono al sistema deposizionale di stazionamento basso (*LST*); sono identificabili per le geometrie esterne ed interne (quando rilevabili dai metodi geofisici), le tessiture, il contenuto faunistico (COPPA *et alii*, 1992; FERRARO *et alii*, 1997) e la profondità. Ove possibile, di tali elementi relitti si è distinto l'ambiente deposizionale di formazione. L'età è riferibile al Pleistocene superiore.

3.2. - *SYSTEMS TRACT* TRASGRESSIVO (*TST*)

Alcuni elementi deposizionali relitti riconosciuti nel Foglio Sorrento sono anteriori al tardo Olocene ed appartengono invece al sistema deposizionale di trasgressione (*TST*).

I depositi trasgressivi si possono ritrovare a profondità variabili a testimonianza di alcune delle fasi dell'ultima risalita eustatica. Questi ultimi vengono cartografati nell'ambito del *TST* di piattaforma.

3.3 - *SYSTEMS TRACT* DI STAZIONAMENTO ALTO (*HST*)

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. La loro estensione e localizzazione è principalmente funzione dell'intervallo batimetrico e corrisponde in buona approssimazione alla divisione in aree fisiografiche. Tali associazioni sono inoltre influenzate dal contesto idrodinamico e dagli apporti sedimentari dall'entroterra. Seguendo un profilo terra-mare si possono riconoscere, fino alla profondità di circa 200 m, una serie di ambienti sedimentari corrispondenti ad altrettanti elementi deposizionali /associazioni di litofacies attuali, cioè in equilibrio con le condizioni idrodinamiche dell'intervallo batimetrico di riferimento. 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 ottimo climatico.

Nell'ambito della acquisizione dei dati e della loro interpretazione si sono dovute affrontare problematiche scientifiche e tecniche di vario tipo che, in parte, restano aperte. Tra queste vale la pena ricordare la rappresentazione degli ambienti costieri che risultano essere quelli a più alta variabilità morfologica e litologica e sottoposti a continua rielaborazione dei sedimenti per processi idrodinamici sia stagionali che annuali. Tale variabilità non può sempre essere resa cartograficamente, sia per le difficoltà tecniche e operative legate all'acquisizione dei dati nei bassi fondali, sia per i limiti della scala di rilevamento e di restituzione cartografica. In questi casi si è scelto di accorpare alcuni elementi deposizionali, per uniformità con altre zone già rilevate e cartografate, in conformità con i criteri CARG. Pertanto l'elemento deposizionale di "Piede di Falesia" cartografato nei fogli al 25000 ed al 10000 è stato inserito nella cartografia al 50000 nell'elemento di spiaggia sommersa o in quello di piattaforma interna a seconda del contesto batimetrico nel quale è stato identificato.

Nelle aree marine e costiere del foglio Sorrento e delle aree adiacenti, secondo un taglio cartografico (più ampio dell'area racchiusa dal foglio topografico 466) che rappresenta la Penisola Sorrentina per intero, sono stati riconosciuti:

tre ambienti deposizionali attuali (spiaggia, piattaforma continentale, scarpata continentale) e inoltre sono stati distinti, all'interno dell'elemento di piattaforma, tre depositi particolarmente significativi e cioè depositi da *debris flow* (**b_d**), depositi misti di prodelta (**i**) e depositi vulcanoclastici riferibili alle *piroclastiti di Pompei* (**PPM**) caratterizzati da un'associazione di litofacies; gli ultimi due derivano da eventi sedimentari ben identificati cronologicamente (eruzione Pliniana del Vesuvio nel 79 d.C. ed alluvione del 1954 d.C.);

sette associazioni di litofacies (secondo la classificazione di FOLK, 1954, modificata e adattata al caso di presenza di ghiaie) che caratterizzano gli elementi deposizionali e 4 litofacies che rappresentano le variazioni tessiturali nell'ambito del "detritico costiero" e "detritico costiero infangato" (PERES & PICARD, 1964) cartografati nel complesso come depositi bioclastici (**g₁₂**) principali biocenosi costituite da praterie e/o ceppi isolati di fanerogame marine.

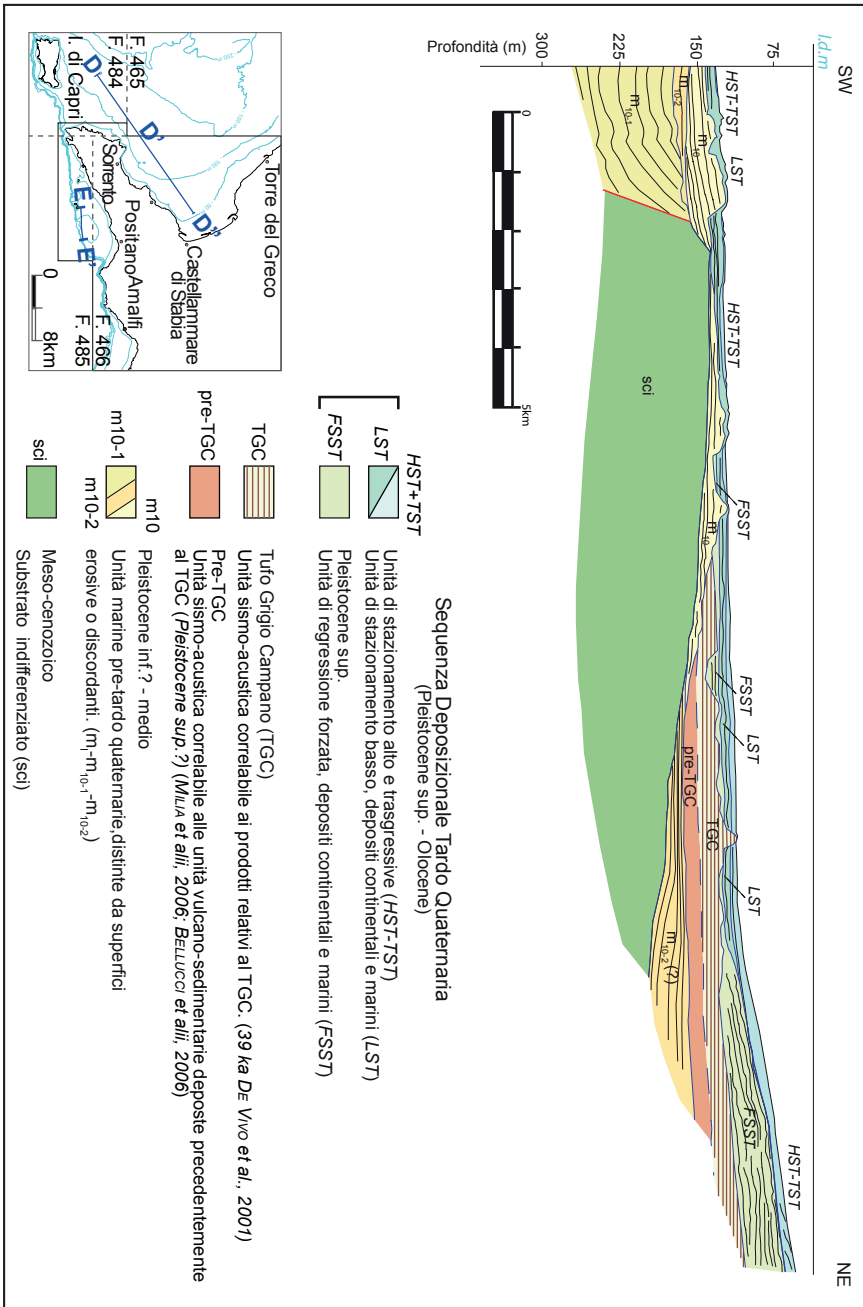
VIII - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMO-STRATIGRAFICHE DELLE AREE MARINE

1. - ASPETTI DI GEOMORFOLOGIA

Le aree marine del Foglio Sorrento presentano una fisiografia molto differente nei settori a nord e a sud della penisola. A nord è presente una piattaforma continentale piuttosto ampia che si estende fino a profondità di 100-180 m (oltre i limiti del taglio cartografico a ovest), mentre a sud essa è poco estesa e controllata da faglie bordiere il cui rigetto determina la notevole acclività della scarpata continentale (MILIA, 1996; MILIA *et alii*, 1998; AIELLO *et alii*, 2001; D'ARGENIO *et alii*, 2004). Come già accennato la marcata asimmetria tra i settori è oramai ampiamente spiegata e documentata dal peculiare assetto strutturale che in grandi linee era già stato individuato da WALTHER (1886) agli inizi del secolo scorso e successivamente ulteriormente dettagliato (Figg 8 e 22).

Nei settori prospicienti il Vesuvio i fondali presentano diverse irregolarità per la presenza di numerose porzioni di substrato vulcanico in affioramento e/o sub-affioramento. Qui è presente una piattaforma continentale piuttosto acclive, le cui pendenze sono controllate dai gradienti dei prismi costieri in giustapposizione durante le fasi di stazionamento alto del livello relativo del mare.

Le sezioni sismiche più penetrative evidenziano la successione stratigrafica che è costituita da un substrato meso-cenozoico, da una soprastante unità con strutture sinformi e antiformali che si amplia entro l'intero Golfo, da sei sequenze



deposizionali progradanti del 4° ordine e dalla Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria. In quest'ultima sono presenti, intercalate ai depositi marini, diverse unità vulcaniche (MILIA, 1996; MILIA *et alii*, 1998), in particolare lungo l'*offshore* vesuviano e nelle porzioni settentrionali del golfo. Nel settore centro - orientale è presente un'unità che dal Pleistocene superiore ha prodotto uno spesso cuneo progradante (progradazione sedimentaria e progradazione da caduta del livello relativo del mare) caratterizzato da clinoformi irregolari e discontinui localmente con configurazioni sigmoidi (Fig. 22). Tale unità sismica poggia sull'unità sismica del Tufo Grigio Campano, datata 39 ka BP (DE VIVO *et alii*, 2001). Questa unità è caratterizzata da una superficie sommitale molto articolata, che testimonia una fase di esposizione subaerea, in accordo con la curva di variazione del livello marino (FAIRBANKS, 1989). A luoghi affiorano a fondo mare le porzioni morfologicamente più elevate, lungo l'*offshore* sorrentino.

La continua interazione fra deposizione marina e attività vulcanica è evidente anche al largo di Torre del Greco fino in tempi recenti: qui si osserva a fondo mare una morfologia a creste allungate parallelamente alla linea di costa. In sezione questa morfologia corrisponde alla parte sommitale di un'unità tardo-olocenica, caratterizzata da sedimenti caoticizzati con riflessioni ondulate e discontinue, che si assottiglia rapidamente verso mare e deriva dalla messa in posto di depositi vulcano-clastici in ambiente marino, relativi molto probabilmente all'eruzione pliniana del Somma-Vesuvio nel 79 d.C. (Figg 19b, 23 La presenza nel sottofondo di altri corpi vulcano-sedimentari relativi all'eruzione di 3.8 ka (eruzione delle Pomici di Avellino) e deposizione marina è stata recentemente suggerita da MILIA *et alii* (2007), sebbene per questa eruzione sia stata ipotizzata una messa in posto con meccanismi tipici del *debris avalanche*.

Al largo dell'abitato di Castellamare sono stati evidenziati movimenti di tipo *creep*, identificati attraverso l'analisi dei profili *Subbottom Chirp*. Il lento movimento di scorrimento del fondale, indotto da un'elevata deformabilità dei depositi, presumibilmente caratterizzati da un elevato contenuto di materiale organico, coinvolge i sedimenti olocenici recenti al di sopra di una netta superficie di "scolamento", interpretata proprio come il livello vulcanoclastico dell'eruzione del 79 d.C. (CONFORTI, 2003; SACCHI *et alii*, 2005).

Facies sedimentologiche e deposizionali differenti caratterizzano il tefra del 79 d.C. nei due bacini. Nel Golfo di Napoli esso è generalmente rappresentato da lapilli pomicei grigi sub-arrotondati, da medi a grossolani, debolmente gradati e localmente immersi in matrice siltosa di natura vulcanica che prevale verso l'alto con strutture laminate. Tale deposito poggia su di una base di tipo erosivo. Nel Golfo di Salerno, al contrario, il tefra correlato all'eruzione del 79 d.C. è caratte-

Fig. 22 - Interpretazione del profilo sismico della sezione di Foglio D-D'-D". Nel riquadro la sua ubicazione.

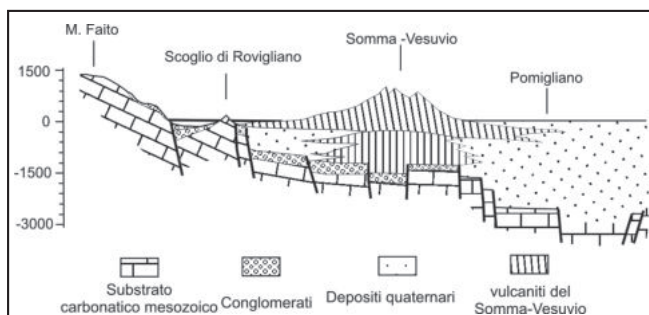


Fig. 23 - Schema stratigrafico strutturale della Piana del Sarno passante per lo scoglio di Rovigliano cartografato nella sezione Torre del Greco (da CINQUE et alii, 1987).

rizzato da tre orizzonti stratigrafici principali, che sono dal basso verso l'alto, 1) lapilli pomicei bianchi; 2) lapilli pomicei grigi grossolani con litici carbonatici; 3) cinerite nera laminata. Tale successione risulta essere molto simile a quelle delle sezioni tipo di Pompei ed Oplontis così come descritte da CIONI et alii (1992).

In alcuni siti dei due bacini (e.g. carotaggi C4 e C124 nei golfi di Napoli e Salerno rispettivamente) depositi rimaneggiati del 79 d.C. si ritrovano immediatamente al di sopra dei depositi primari in seguito probabilmente a processi di instabilità in ambiente subacqueo (prodelta del Fiume Sarno) e subaereo (falesia della Penisola Sorrentina). (CONFORTI, 2003; SACCHI et alii, 2005, INSINGA et alii, 2008) (Fig. 24).

In Figura 25 sono rappresentati gli areali di dispersione relativi alle pomici bianche e grigie così come definiti da SIGURDSSON et alii (1985), sulla base dei dati ottenuti a terra. I valori riportati sulle isopache mostrano una sostanziale concordanza con gli spessori del tefra vesuviano così come recuperato dai campioni di carotaggio nell'area *offshore* Capo D'Orso. Evidenti discrepanze esistono, invece, per quanto riguarda la distribuzione dei prodotti del 79 d.C. nel Golfo di Napoli dove la deposizione dei prodotti da *fall*, ha interagito con una serie di processi tipici di ambiente prossimale vulcanico (e.g. entrata in mare dei flussi piroclastici).

Nei settori più occidentali dell'area prevalgono invece unità a contenuto elevato di bioclasti mentre si osserva una generale scarsità di apporti terrigeni dall'entroterra. Nella fascia 50-90 m di profondità predominano le unità organogene e bioclastiche in particolare nelle aree topograficamente rilevate e sulle soglie morfologiche. In corrispondenza del settore amalfitano (meridionale) della Penisola Sorrentina la piattaforma continentale è poco estesa e presenta un andamento piuttosto irregolare. È evidente il controllo del substrato meso-cenozoico che in più punti affiora al fondo mare o emerge (isole Sirenuse e Li Galli) (Fig. 26).

Il ciglio corre lungo l'isobata dei -120 m, mentre proseguendo all'interno della Baia di Amalfi tende a risalire leggermente lungo l'isobata dei -110 m. A SO di Amalfi la piattaforma è praticamente assente ed il fondale coincide direttamente con la scarpata di faglia con asse NE-SO.

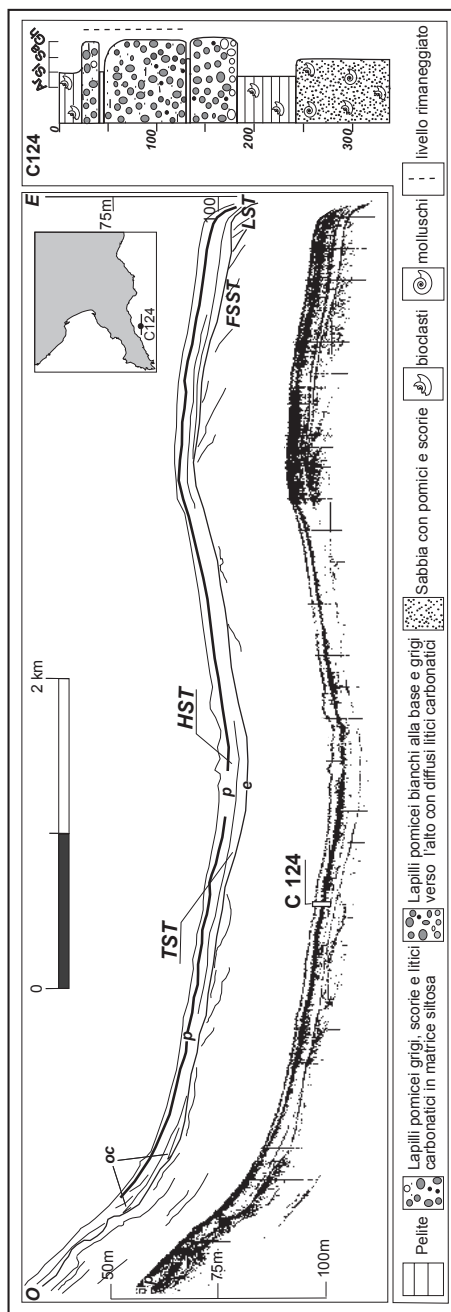


Fig.24 - Sezione sismica ad alta risoluzione attraverso la Sequenza deposizionale Tardo-Quaternaria (HST, TST, LST e FSST) della piattaforma continentale tra "Li Galli" e "Positano". Si riconoscono: e, superficie erosiva; oc, onlap costiero di riflettori olocenici; p, prodotti dell'eruzione del 79 d.C. del Vesuvio e successivi depositi rimaneggiati (da Conforti, 2003, modificato). Il carotaggio C124, ubicato a 91 m di profondità, campiona la successione di stazionamento alio dell'Olocene e parte della trasgressiva. In carota è presente un deposito primario di lapilli pomicei da caduta correlato all'evento eruttivo vesuviano del 79 d.C. ricoperto in contatto stratigrafico dagli stessi prodotti con chiare evidenze di rimaneggiamento (Conforti, 2003; INSINGA, 2003; INSINGA et alii, 2008). In analogia a quanto verificato nel Golfo di Napoli, anche in questa sezione lo spessore delle pomici bianche risulta inferiore a quanto estrapolato da SGAURSSON et alii, 1985, sulla base dei dati rilevati a terra (vedi Fig. 23).

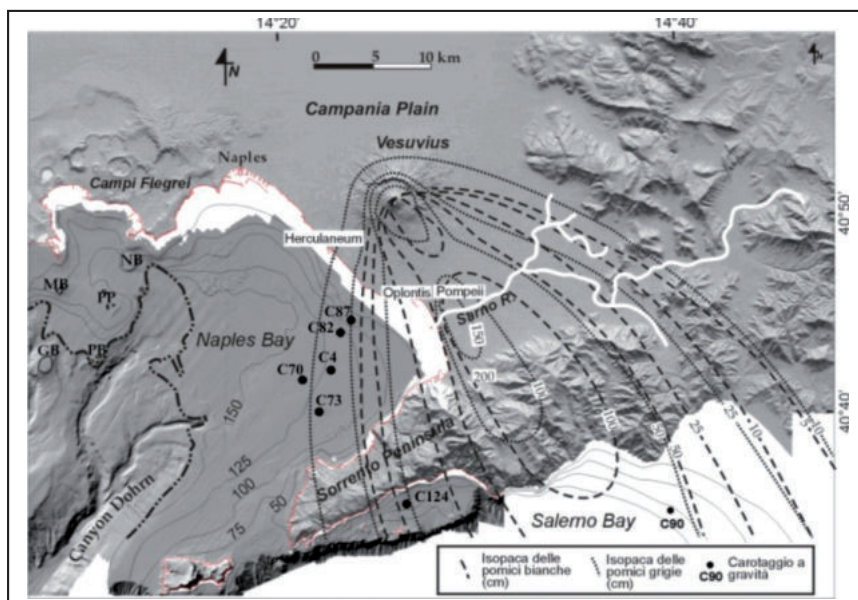


Fig. 25 - Ubicazione nei golfi di Napoli e Salerno di alcuni dei carotaggi in cui è stato riconosciuto il deposito vulcanico più significativo dell'area correlato all'eruzione vesuviana del 79 d.C. In Figura sono rappresentati gli areali di dispersione relativi alle pomici bianche e grigie così come definiti da SIGURDSSON et alii, 1985, sulla base dei dati ottenuti a terra (da SACCHI et alii, 2004, INSINGA et alii, 2008).

Nella zona di piattaforma interna (-10/-50 m) le pendenze sono piuttosto elevate fino alla batimetria dei -50 m, e raggiungono 2° - 3° circa. Il ciglio della piattaforma è inciso da numerose linee di drenaggio che confluiscono in assi di rango più elevato e che al loro volta si immettono nella Valle di Salerno. Tali lineamenti, analoghi ai *gully* conferiscono alla scarpata un andamento simile ad un paesaggio calanchivo. Questi canali sono le vie preferenziali di fenomeni di trasporto attuali e recenti (CRISTOFALO, 2000) e spesso sono associati a meccanismi di trasporto analoghi ai *debris flow* (RICKETTS & EVENCHICK, 1999). Infatti nel *record* stratigrafico è possibile osservare analoghe strutture sepolte riferibili a periodi di stazionamento basso del livello relativo del mare. L'assetto morfobatimetrico dell'area evidenzia che l'intera piattaforma continentale è controllata strutturalmente da una tettonica ad andamento appenninico ed anti-appenninico. La ripida scarpata continentale coincide qui con il versante settentrionale della Valle di Salerno e si presenta con una morfologia piuttosto irregolare per la presenza di numerosi canali ed incisioni a fondo mare che non hanno generalmente continuità sulla piattaforma ma partono direttamente dal suo ciglio.

2. - EVOLUZIONE STRATIGRAFICA DEL GOLFO DI NAPOLI

Ci si è avvalsi di dati sismici *Sparker* (da 1 a 4 kJ), e di dati *Subbottom Chirp*, per la ricostruzione stratigrafica delle unità deposizionali pleistoceniche e dei *System Tracts* della Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria (SDTQ) (CONFORTI, 2003). Le unità litostratigrafiche riconosciute e descritte in sezione dell'area marina a partire dal Pleistocene sono le “ m_{10} ” (Figg 22, 26); tali unità includono cunei aggradanti e progradanti che hanno colmato le aree depocentrali del Golfo di Napoli e del bacino intra-piattaforma di Positano a partire probabilmente dal Pleistocene inferiore-medio. Alcune delle unità individuate corrispondono alle unità C e B riportate da MILIA (MILIA, 1999; MILIA & TORRENTE, 1999; MILIA & TORRENTE, 2007) e sono strettamente correlate all'evoluzione tettonica della dorsale sorrentina.

- L'unità $m_{10.1}$ è la più profonda, presenta spessori superiori ai 150 m riconosciuti nel Golfo di Napoli, l'architettura stratigrafica è dominata da geometrie aggradanti che suggeriscono il colmamento dell'area bacinale individuata nel Golfo, durante un periodo di subsidenza del basamento; nel Golfo di Salerno, sulla piattaforma di Positano si riconoscono una unità sismica probabilmente correlabile alla $m_{10.1}$, per quote e spessori comparabili, ma i dati sismici hanno una orientazione tale da non poter riconoscere univocamente la superficie erosiva che ne identifica il limite superiore (Fig. 26).
- L'unità $m_{10.2}$ è separata dalla unità sottostante da una importante superficie erosiva, raggiunge uno spessore di circa 50 m in corrispondenza del ciglio della piattaforma con uno sviluppato cuneo deposizionale progradante mentre nei settori di piattaforma mostra spessori limitati; questa unità si è probabilmente deposta in una fase di ridotto spazio di accomodamento rispetto agli apporti sedimentari dall'entroterra durante il Pleistocene medio.
- L'unità m_{10} , separata dall'unità sottostante da una importante superficie erosiva, costituisce il cuneo sedimentario più recente al margine della piattaforma e affiora oltre i 150 m di profondità (nell'area del Foglio n. 484 -Isola di Capri, *cfr.* Note Illustrative), formando la morfologia del margine della piattaforma continentale attualmente conservato a largo di Capri. Questa unità affiora al centro del Golfo formando dei relitti morfologici reincisi dalla successiva evoluzione morfologica degli ultimi cicli eustatici del quarto ordine del Pleistocene medio-superiore.

Alcune facies acustiche riconosciute in sismica, possono essere correlate ai depositi ignimbrici pre-TGC (Figura 22) del Pleistocene superiore (BELLUCCI *et alii*, 2006; MILIA & TORRENTE, 2007); per posizione e caratteristiche stratigrafiche ed areali di distribuzione; essi occupano la porzione orientale del Golfo di Napoli con spessori massimi di circa 50 m.

Parte dei depositi tardo quaternari poggiano sull'unità del *Tufo Grigio Campano* (TGC), (qui inteso genericamente come Ignimbrite Campana, 39 ka BP, DE Vivo *et alii*, 2001); la deposizione di questa unità ha radicalmente cambiato la fisiografia delle aree marine e quindi degli ambienti deposizionali, ed ha comportato anche la modifica delle morfologie pre-esistenti nelle aree marine del Golfo (CONFORTI, 2003).

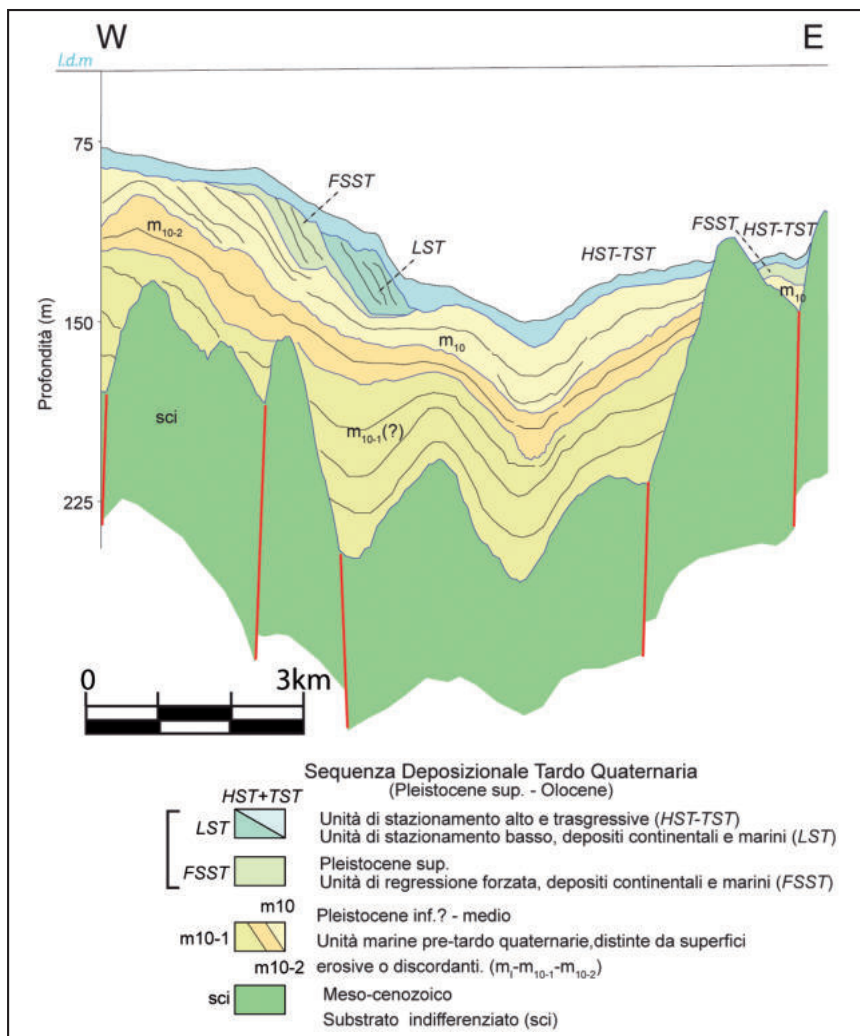


Fig. 26 - Interpretazione del profilo sismico della sezione di Foglio E-E').
Per l'ubicazione vedi Fig. 22.

In questo periodo gran parte dell'area ricadente nel Foglio Sorrento si trovava a ridosso dei vari centri eruttivi attivi, sebbene questi avessero morfologie ben diverse dalle attuali; il livello del mare era in lenta discesa verso il minimo eustatico (-120 m) e la sedimentazione marina interessava via via i settori più depressi del golfo, che si approfondiva procedendo dalla Penisola Sorrentina verso nord (MILIA *et alii*, 2007). Le aree emerse erano rappresentate dalla attuale dorsale carbonatica della Penisola Sorrentina e dalle aree circostanti fino ad una paleobatimetria di circa -70 m rispetto al livello marino attuale. Dopo l'evento catastrofico della deposizione dei flussi piroclastici noti anche come "Ignimbrite Campana" (Auctt.), la fisionomia dei luoghi è profondamente mutata in tutta la Piana Campana, ma in particolare nel settore del Golfo di Napoli. Le aree marine a nord della Penisola Sorrentina, furono per lunghi tratti colmate dai depositi vulcanoclastici ed in parte risultarono emerse con una probabile riorganizzazione radicale dei reticoli idrografici. Nelle ultime fasi della regressione eustatica tardo pleistocenica, le superfici esposte o quelle di mare basso subirono una forte erosione in corrispondenza dei vari bacini imbriferi e dei vari corsi d'acqua. In questa fase si devono collocare gli effetti di una probabile attività tettonica che provoca il basculamento della zona di piattaforma di 0.5-1°, con effetti di subsidenza delle aree a nord di Sorrento (MILIA, 2000). Tale attività tettonica provoca una serie di variazioni nel livello relativo del mare testimoniata dalle quote anomale di alcune superfici di abrasione e terrazzi marini, che sono posti ad una profondità superiore a quella del minimo eustatico (-140 m e -135 m); è possibile che tale attività sia durata fino ai 18ka BP. In questo arco di tempo avvengono importanti eruzioni legate all'evoluzione dei vari centri vulcanici della zona, come il collasso del Monte Somma, l'attività vulcanica dei Campi Flegrei e l'intrusione di duomi nelle aree a largo del Vesuvio (MILIA, 1998). Inoltre, al susseguirsi di eruzioni dei vari centri eruttivi napoletani, sono legate una serie di piccole oscillazioni del livello relativo del mare, provocate probabilmente dalla conseguente attività vulcano-tettonica; tra gli eventi più importanti vi è la deposizione del *Tufo Giallo Napoletano*, di età circa 15 ka BP (SCARPATI *et alii*, 1993; INSINGA, 2003). Le grandi quantità di materiali vulcanici che si depositano nell'area in questo arco di tempo, colmano le zone vallive formatisi durante la regressione del livello del mare nel Pleistocene sup..

La morfologia costiera cambia rapidamente e gli ambienti deposizionali costieri migrano sulle piane a bassa pendenza (a circa 115 m di profondità rispetto al livello del mare attuale) collocate nelle aree a nord di Sorrento, in conseguenza allo spazio disponibile per l'accumulo dei sedimenti, ed alla notevole disponibilità di materiale vulcanico trasportato. Per questo motivo non è agevole l'identificazione della superficie che registra la migrazione verso terra dell'ambiente costiero dovuto all'azione del moto ondoso (*ravinement*). Quando avviene la deposizione dei prodotti da caduta relativi all'eruzione delle Pomici Principali datata a circa 10,3

ka BP (ROSI & SBRANA, 1987; INSINGA, 2003), il sollevamento eustatico comporta una rapida migrazione della linea di costa. La velocità d'innalzamento del livello del mare è particolarmente elevata e le aree di spiaggia si spostano verso le ripide conoidi detritiche ai piedi dei versanti sorrentini. Nella zona ad est è già formato edificio del Vesuvio (ROSI & SBRANA, 1987) ed il mare invade le zone dell'attuale piana del Sarno (BARRA *et alii*, 1992). In tali fasi, in corrispondenza di alcune aree della Penisola Sorrentina che si protendono verso mare, si localizzano cunei progradanti di vario ordine. A partire da quote di -80 m tali corpi caratterizzano aree ad alta pendenza, con arrivi di grandi volumi di materiale vulcanico in mare, sulle zone emerse, sulle aree di piana e sui versanti della Penisola Sorrentina. Questi materiali piroclastici vengono poi recapitati in mare attraverso incisioni lineari e si depositano in forma di conoidi. Tra gli 8 ed i 6 ka BP le quote eustatiche sono prossime all'attuale con probabili fluttuazioni, fino allo stazionamento (ca 6 ka BP) quando la sedimentazione si riduce fortemente. Nelle aree prossime alla foce del Fiume Sarno si formano strutture deposizionali progradanti ed i tassi di accumulo aumentano in maniera significativa. In questo periodo avvengono varie eruzioni del complesso dei Campi Flegrei e del Vesuvio, come l'eruzione flegrea di Averno (3.7 Ka), i cui prodotti si depositano nel Golfo di Napoli, ed alcune eruzioni vesuviane avvenute durante il periodo tra gli eventi pliniani di Avellino (3.760 ± 70 a.C.) e Pompei (79 d. C.) e quelli definiti interpliniani (AP1-AP2, ca 3,5 ka BP) (ANDRONICO & CIONI, 2002). La Piana del Sarno si accresce e i tassi di accumulo nelle aree a largo della foce sono massimi. Nel 79 d.C. si verifica l'eruzione pliniana che distrugge Pompei ed Ercolano e i prodotti vulcanici da caduta di tale evento si depositano in mare con spessori fino ad un massimo di 2 m nelle aree al largo di Castellammare e della foce del Sarno. In queste aree si verificano fenomeni di instabilità gravitativa, causati probabilmente dalla gran quantità di materiale accumulatosi su fondali piuttosto acclivi. In conseguenza di ciò si formano diverse nicchie di distacco e flussi di materiale in movimento. Le pomice da caduta si mescolano con i sedimenti marini e, scivolando lentamente nelle aree più acclivi della piattaforma, erodono parte dei sedimenti sottostanti e si depositano in un'area di accumulo formata da lobi (CONFORTI, 2003; SACCHI *et alii*, 2005). Analoghi fenomeni sono stati descritti lungo la fascia costiera, dove è stata evidenziata l'instabilità delle coltri piroclastiche sui pendii acclivi oltre i 30° e la tendenza alla risedimentazione nelle zone litorali sottoforma di fan delta alluvionali (CINQUE & ROBUSTELLI, 2005). E' questo il caso della conoide marina di Marina di Equa formatasi nei secoli successivi alla eruzione del 79 d.C. in seguito ad eventi alluvionali e successivamente rielaborata dal moto ondoso. Negli ultimi 2 ka nell'area in studio i tassi di accumulo rimangono costanti fino allo stato attuale e la progradazione sedimentaria avanza nelle zone della foce del Sarno.

IX - TETTONICA

La dorsale dei Monti Lattari rappresenta l'elemento strutturale più significativo dei fogli Sorrento e Termini. Allungata in direzione ENE-OSO, essa presenta un tipico sviluppo anti-appenninico, guidato da sistemi di faglie marginali ad alto angolo, con orientazione da N45 a N60, responsabili dello sprofondamento del substrato carbonatico al disotto dei golfi di Napoli e di Salerno (BARTOLE *et alii*, 1984).

La struttura, a grande scala, è riconducibile ad una monoclinale, immergente in prevalenza a nord-ovest, disarticolata in più blocchi da diversi sistemi di faglie trasversali, verticali o fortemente inclinate, di cui il principale è orientato tra N130 e N140. Questi lineamenti ad andamento mediamente appenninico hanno determinato la formazione di una struttura a piccoli *horst*, come Monte Faito e Picco Sant'Angelo, e *graben*, come quelli di Sorrento e di Meta.

La presenza di superfici di taglio sub-orizzontali o poco inclinate ha condotto alla individuazione di due Unità Tettoniche nell'ambito della dorsale carbonatica: l'*Unità Monti Lattari-Picentini*, che rappresenta la prosecuzione della struttura fondamentale presente nel Foglio Salerno, e l'*Unità di Monte Faito-Ravello* geometricamente sovrapposta. La superficie tettonica di sovrapposizione è dislocata dai sistemi di faglie ad alto angolo. Altre superfici minori a basso angolo interessano le formazioni dolomitiche nell'area di Maiori.

Nel corso del rilevamento è stata condotta un'analisi mesostrutturale effettuata su 29 stazioni di misura (Figg. 27, 28a, 28b, 28c) per un totale di 860 piani di mesofaglia di cui sono state analizzate le caratteristiche geometriche e cinemati-

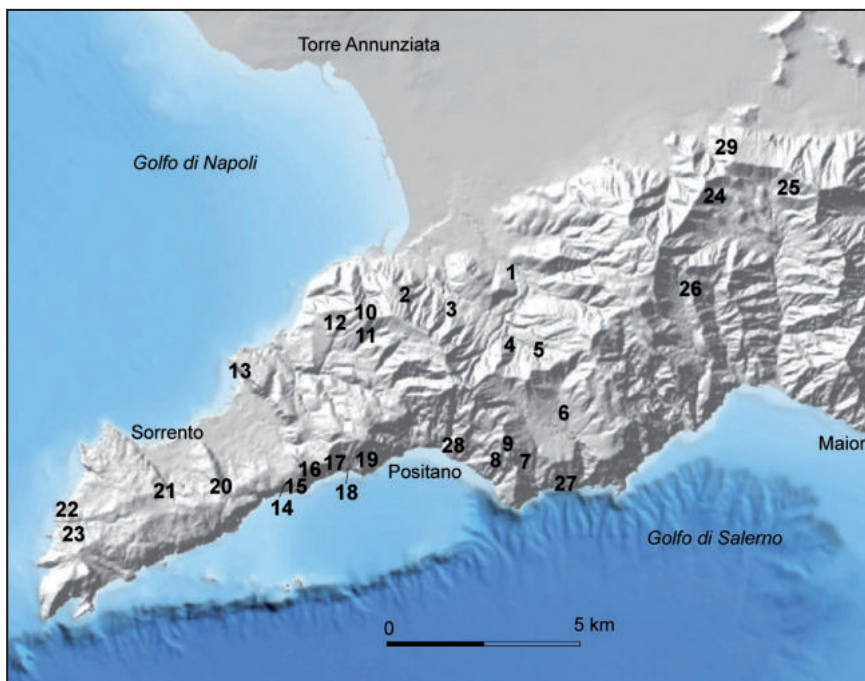


Fig. 27 - Ubicazione delle stazioni di analisi mesostrutturale rilevate nel Foglio geologico 466-485 "Sorrento - Termini".

che. Queste mesofaglie sono risultate molto inclinate, con i 3/4 del totale aventi valori superiori ai 70° . Per molti di questi piani è stato possibile determinare il verso di movimento attraverso l'analisi di indicatori cinematici quali vene fibrose, *tension gash*, sliccoliti, strutture S/C e/o la componente verticale del rigetto utilizzando *marker* stratigrafici.

Di seguito vengono descritti i principali caratteri di tutte queste strutture osservati durante l'analisi di campagna e i risultati dall'elaborazione dei dati mesostrutturali.

1. - SOVRASCORRIMENTI

L'Unità tettonica Monte Faito-Ravello è rappresentata in quattro aree di affioramento:

- al Monte Cervigliano;
- alla sommità della dorsale Monte Faito-Monte S. Michele, e in un lembo meno esteso, parzialmente ricoperto da depositi piroclastici, in località S. Maria del Castello;

- lungo il limite meridionale dell'altipiano di Agerola e sul contiguo Monte Murillo;
- alla sommità del rilievo sul quale è posto l'abitato di Ravello.

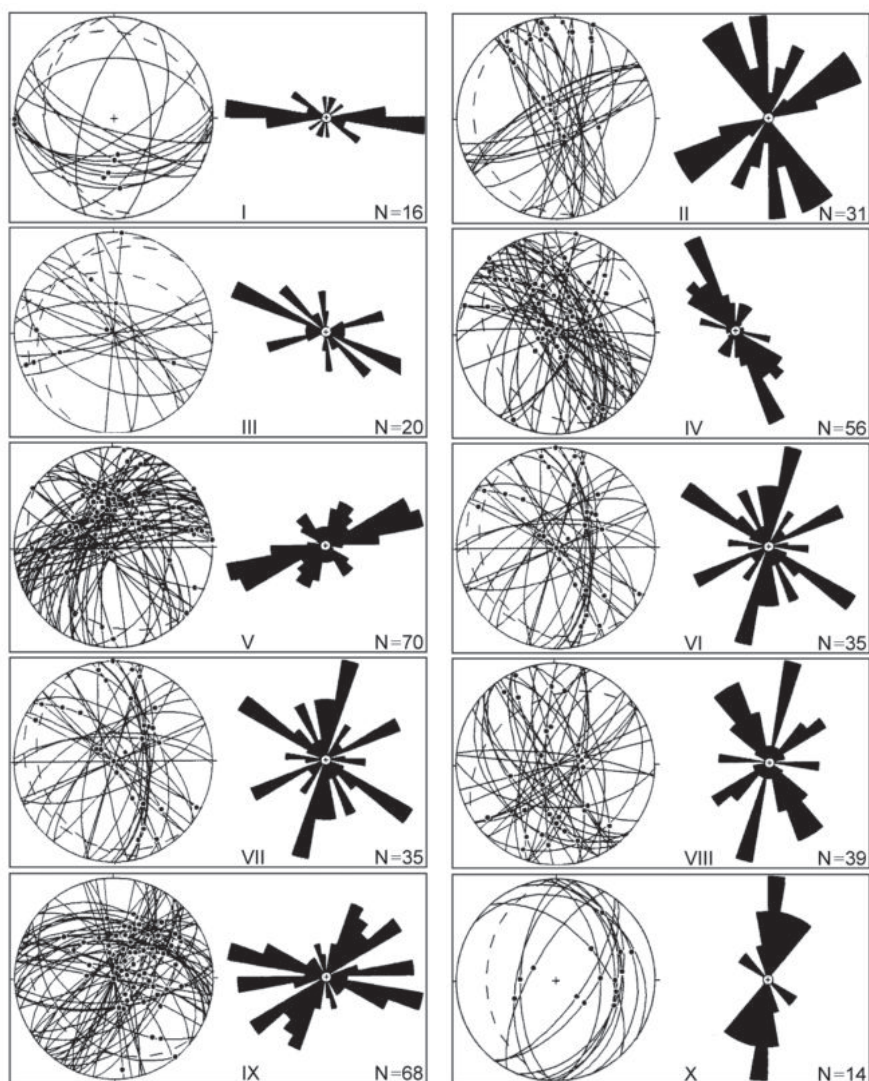


Fig. 28a - Stereogrammi relativi alle stazioni mesostrutturali I-X del Foglio n. 466-485 "Sorrento-Termini" Per ogni sito viene mostrato lo stereogramma (reticolo di LAMBERT, emisfero inferiore) delle faglie con indicatori cinematici e il diagramma a rosetta. Le ciclografiche tratteggiate della stazione 7 sono relative a shear joints.

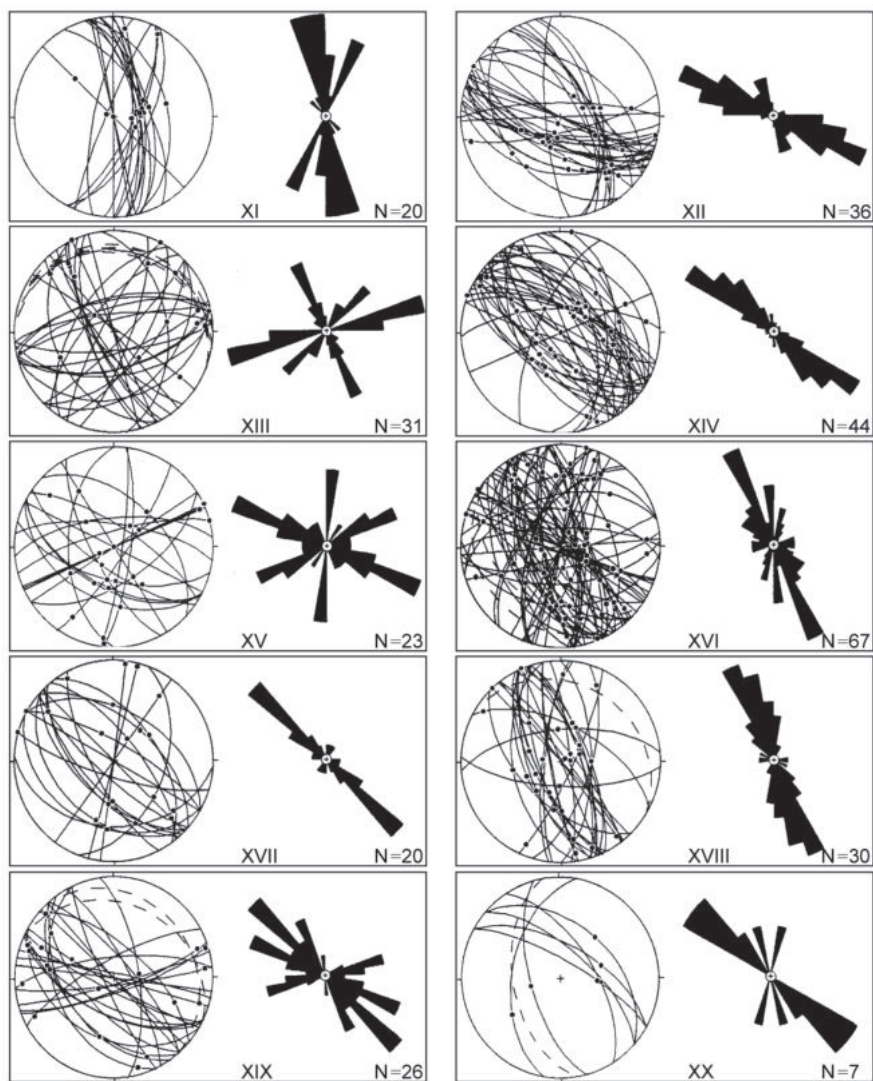


Fig. 28b - Stereogrammi relativi alle stazioni mesostrutturali XI-XX del Foglio n. 466-485 "Sorrento-Termini"

Essa è separata dalla sottostante *Unità dei Monti Lattari-Picentini* da una chiara superficie di taglio, ben esposta in località Casa del Monaco, a sud di Monte Cerasuolo, al Monte Cervigliano e, infine, al limite sud-orientale dell'affioramento di Ravello. L'intera superficie costituisce un piano poco inclinato con piccole docce e strie di abrasione orientate circa nord-sud. Tale piano taglia la

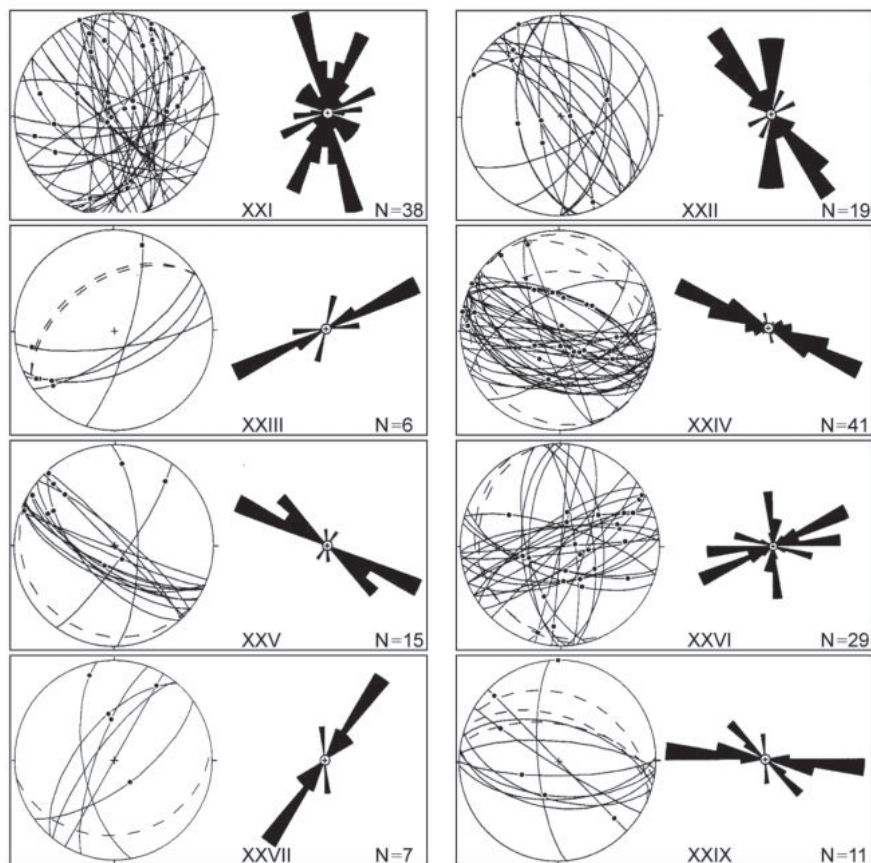


Fig. 28c - Stereogrammi relativi alle stazioni mesostrutturali XXI-XXIX del Foglio n. 466-485 "Sorrento-Termini"

successione della sottostante *Unità dei Monti Lattari-Picentini* a diverse altezze stratigrafiche in ciascuna delle quattro aree di affioramento citate: arenarie mioceniche al Monte Cervigliano, Cretacico inferiore al Monte Faito, Giurassico medio ad Agerola e Giurassico inferiore a Ravello. Nell'affioramento del Monte Cervigliano, le arenarie mioceniche appaiono estremamente deformate a differenza del substrato carbonatico del Cretacico superiore. Tale relazione si ritiene sia dovuta a fenomeni di scollamento tettonico lungo l'originaria superficie di *unconformity*, probabilmente connessi alla messa in posto dell'*Unità Tettonica di Monte Faito-Ravello*. Ad analoghi fenomeni sono da imputare le diffuse deformazioni che interessano la parte inferiore dei sedimenti silicoclastici miocenici giacenti su carbonati del Cretacico superiore nella parte sud-occidentale della Penisola.

La zona di contatto tettonico tra le due unità è evidenziata da un netto stacco morfologico dovuto alla più facile erodibilità dell'unità superiore rispetto a quella sottostante. In generale, l'unità superiore è ridotta ad una vera e propria breccia tettonica, specialmente in prossimità del contatto. Dove è ancora conservata la stratificazione, questa mostra giaciture piuttosto variabili, con immersioni tendenzialmente a nord o nord-ovest e con inclinazioni generalmente dai 30 ai 60 gradi. L'unità inferiore carbonatica, invece, a parte una sottile fascia modestamente fratturata in prossimità del contatto, appare relativamente indisturbata, con stratificazione abbastanza regolare.

Una superficie tettonica "a basso angolo" di minore importanza è presente nell'angolo SE del Foglio, alla base del rilievo di Monte dell'Avvocata, a est di Maiori. Essa è caratterizzata da un'inclinazione generale minore di 45° ed immergente prevalentemente verso nord, e si segue, anche se dislocata da faglie, dalla località Badia lungo la costa, alla località Carpineto, nella valle del Torrente Reginna Maior, che sfocia nell'abitato di Maiori. Pur essendo di difficile individuazione, in quanto separa facies simili e totalmente dolomitizzate, è stato possibile cartografare tale superficie interpolando alcune meso-superfici tettoniche a basso angolo, separanti porzioni dolomitiche inferiori, con stratificazione prevalentemente suborizzontale, da porzioni dolomitiche superiori, con stratificazione immergente decisamente verso nord. La cataclasi al contatto è limitata ad una fascia di pochi metri e risulta molto spesso cementata e, pertanto, non sempre facilmente individuabile sul terreno. La prosecuzione di questo contatto tettonico a basso angolo è invece meglio riconoscibile nell'area del Foglio Salerno tra Cetara ed Erchie, dove mette a contatto successioni calcaree con successioni dolomitizzate (IANNACE, 1991).

Evidenze mesostrutturali di raccorciamento meridiano sono rappresentate anche da mesofaglie inverse con inclinazione media e direzione circa E-O, ubicate lungo il versante amalfitano (stazione 18, Fig. 28b) e il settore nord della dorsale del Monte Faito (stazione 1, Fig. 28a), e da faglie inverse a basso angolo vergenti a NNO ubicate lungo la costa amalfitana (stazione 28, Fig. 29).

2. - STRUTTURE POST-SOVRASCORRIMENTI

Le faglie ad alto angolo di scala maggiore appartengono a più famiglie azimutali (Fig. 30); in ordine di importanza statistica N160-120, N70-90, N-S. I tre sistemi cartografati sono confrontabili con parte di quelli riconosciuti da SAVA & ZUPPETTA (1989) attraverso uno studio dei lineamenti da satellite dei Monti Lattari e delle aree di Salerno e Avellino.

Il sistema di faglie N160-120 ha andamento trasversale ai Monti Lattari ed ha determinato la formazione di *horst* (Monte Faito, Picco Sant'Angelo) e *graben* (Sorrento, Meta). I più importanti lineamenti relativi a questo sistema sono le

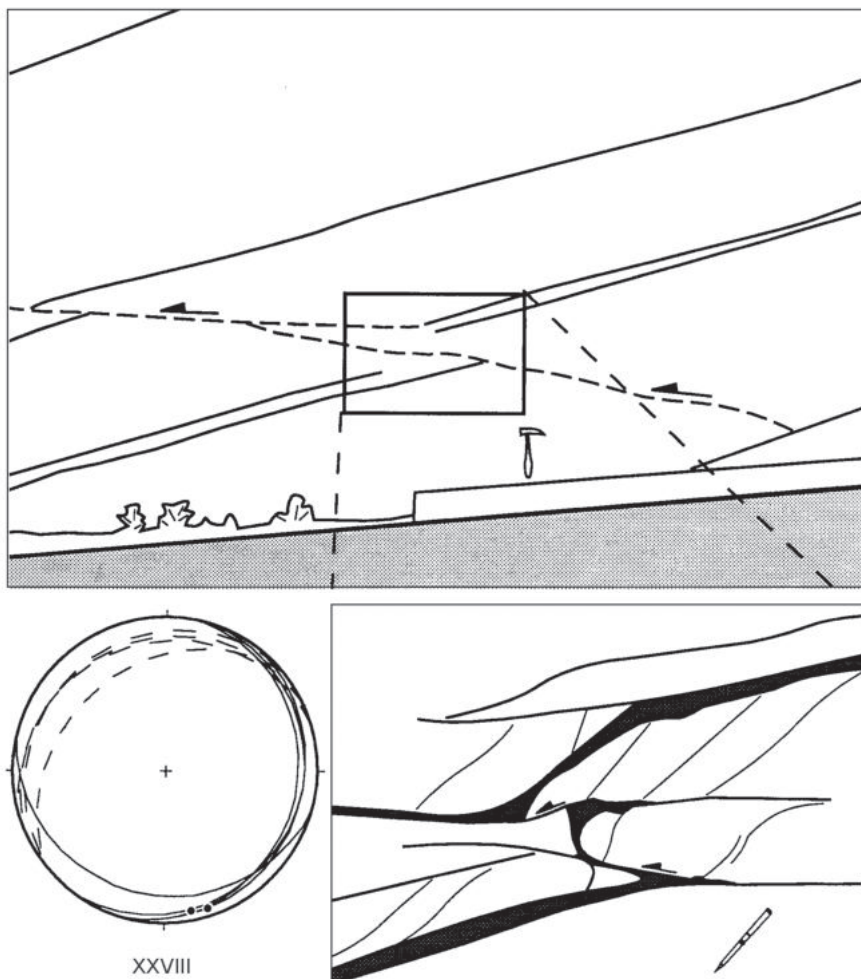


Fig. 29 - Strati calcarei dei calcari oolitici (CDO) embriciati da una faglia inversa a basso angolo con scivolamento a NNO. L'ingrandimento si riferisce a una porzione più complessa della struttura, dove sono presenti due piani di taglio e una piega evidenziata da un livello marnoso (in grigio scuro nel disegno). In proiezione stereografica (equiareale, emisfero inferiore) le ciclografiche delle faglie sono continue e quelle degli strati tratteggiate (stazione mesostrutturale XXVIII).

faglie che delimitano i versanti settentrionale e meridionale dell'*horst* di Monte Faito, la faglia di Meta e la faglia di Capo di Sorrento-Pontone-Torca.

Le faglie longitudinali ai Monti Lattari con andamento da NE-SO a N70-90 condizionano fortemente lo sviluppo della ripida costiera amalfitana. Il sistema N70-90 è presente in maniera pervasiva in tutta l'area. Il più importante di que-

sti lineamenti corrisponde alla faglia Santa Maria Annunziata-Pontone-Cala Cerva, ubicata nel settore occidentale del Foglio Sorrento.

Sono infine presenti faglie ascrivibili a un sistema meridiano, più sviluppate nella porzione orientale dell'area (depressione di Agerola, Valle di Maiori).

Passando alla mesoscala, è possibile distinguere nella popolazione complessiva i sistemi azimutali N150-110, N180-160, N10-30 e N60-90 (Fig. 31) che ricalcano le famiglie azimutali dei lineamenti tettonici di scala maggiore (N160-120, N70-90 N-S).

L'analisi mesostrutturale ha permesso di definire la cinematica dei sistemi di faglie sopra citati, che è risultata in diversi casi di tipo polifasico. Tale polifasicità delle strutture è emersa dall'osservazione di più famiglie di indicatori cinematici, come strie meccaniche, cristalli fibrosi di calcite ecc., sovrapposti su di uno stesso piano di faglia.

Faglie meridiane (Figg. 28a, 28b, 28c) sono presenti nel settore occidentale dei Monti Lattari (stazione 22), nel corpo dei calcari fortemente tettonizzati dell'*Unità di Monte Faito-Ravello* nell'area di Monte Faito (stazioni 10 e 11), al margine settentrionale della dorsale del Monte Faito (stazioni 2 e 3) e nell'area di Agerola (stazioni 6 e 7). Una cinematica diretta è stata documentata sia per strutture coniugate di minori dimensioni (stazioni 10, 11, 22) sia per faglie di maggiore importanza, come le faglie dirette responsabili della formazione della depressione di Agerola (stazioni 6 e 7). Localmente è stata riscontrata una cinematica trascorrente (stazioni 2, 3, 15).

Le faglie con direzioni relative al quadrante nord-occidentale (Figg. 28a, 28b, 28c), comprese nell'intervallo N150-120, risultano polifasiche con cinematica diretta e trascorrente (stazioni 4, 16, 17, 21) ed obliqua (stazioni 8, 12, 16, 17, 18). Le evidenze mesostrutturali suggeriscono che tali faglie siano state generate come dirette e successivamente riattivate come trascorrenti.

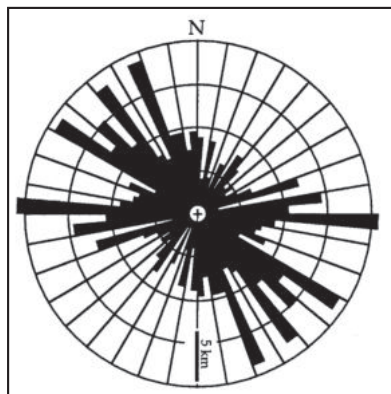


Fig. 30 - Diagramma a rosetta delle faglie cartografate nel Foglio n. 466-485 "Sorrento-Termini".

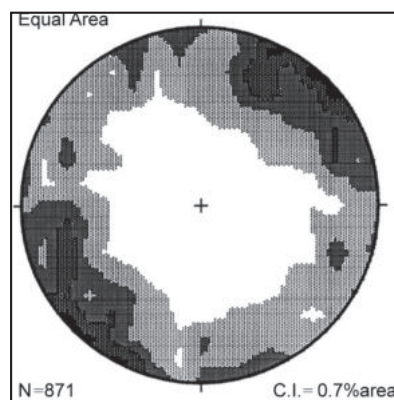


Fig. 31 - Stereogramma di densità delle mesofaglie totali (reticolo di LAMBERT, emisferico inferiore).

La cinematica diretta dei sistemi nord-occidentali è ben documentata lungo la dorsale di Monte Faito (stazioni 11 e 12), al suo margine nord (stazione 5), nella porzione NE dei Monti Lattari (stazione 24) e in corrispondenza delle faglie del *graben* di Sorrento (stazioni 14, 15, 18, 20). Lungo la grande faglia che delimita a nord la dorsale del Monte Faito, e ribassa con rigetto diretto il blocco del Monte Pendolo, sono presenti (stazione 4) mesofaglie appartenenti a due sistemi diretti coniugati con *trend* N150-155 e N115-120.

Il sistema N150-120 registra una cinematica trascorrente sia destra, sia sinistra. Esempi di cinematica destra sono stati riscontrati sulla struttura che passa a sud di Massalubrense (stazione 22), ed al bordo settentrionale del *graben* di Sorrento a Punta Gradelle (stazione 23), mentre cinematiche sinistre sono state rilevate nella porzione sud-occidentale della dorsale di Monte Faito (stazione 8), lungo la faglia di Vico (stazione 16) e nella porzione nord-orientale dei Monti Lattari (stazione 25). Le faglie trascorrenti destre risultano più recenti delle faglie dirette e delle trascorrenti sinistre.

Le mesofaglie con direzioni relative al quadrante NE costituiscono tre insiemi distinti con massimi ad andamento NNE-SSO, NE-SO ed ENE-OSO (Figg. 28a, 28b, 28c). Il sistema NNE-SSO ha una cinematica di tipo trascorrente destro nell'intera area di studio (stazioni 5, 11, 16, 21, 23). In associazione con questa cinematica destra sono state localmente riscontrate una cinematica sinistra (stazioni 8 e 27), e una diretta (stazioni 10, 11, 27) ed obliqua (stazione 4). Il sistema NE-SO ha una cinematica prevalentemente diretta (stazione 9) e localmente obliqua (stazione 8). Infine il sistema ENE-OSO mostra una cinematica sinistra in tutti i Monti Lattari (stazioni 5, 12, 15, 19, 21, 23, 26), seguita localmente da una cinematica diretta (stazioni 2, 5, 9, 25, 26, 29).

3. - FASI DEFORMATIVE E LORO CRONOLOGIA

L'interpretazione dei dati strutturali fin qui esposti consente di tracciare un quadro dell'evoluzione strutturale ben definito nelle linee generali ma con diversi punti ancora controversi, anche alla luce della letteratura scientifica esistente (Fig. 32).

La più antica fase deformativa dei Monti Lattari è quella che ha prodotto il sovrascorrimento responsabile della messa in posto dell'*Unità Monte Faito-Ravello* sull'*Unità Monti Lattari-Picentini*, avvenuto attraverso un raccorciamento meridiano (Fig. 32a). Altre evidenze mesostrutturali di raccorciamento meridiano, come si è detto, sono rappresentate da faglie inverse a basso angolo riconoscibili nella dorsale di Monte Faito e la costa amalfitana (stazioni 1, 18 e 28; Figg. 28a, 28b, 28c, 30). Le faglie normali ad alto angolo ad andamento N-S risultano meccanicamente compatibili con i raccorciamenti meridiani, assumendo una permutazione degli assi di *stress*.

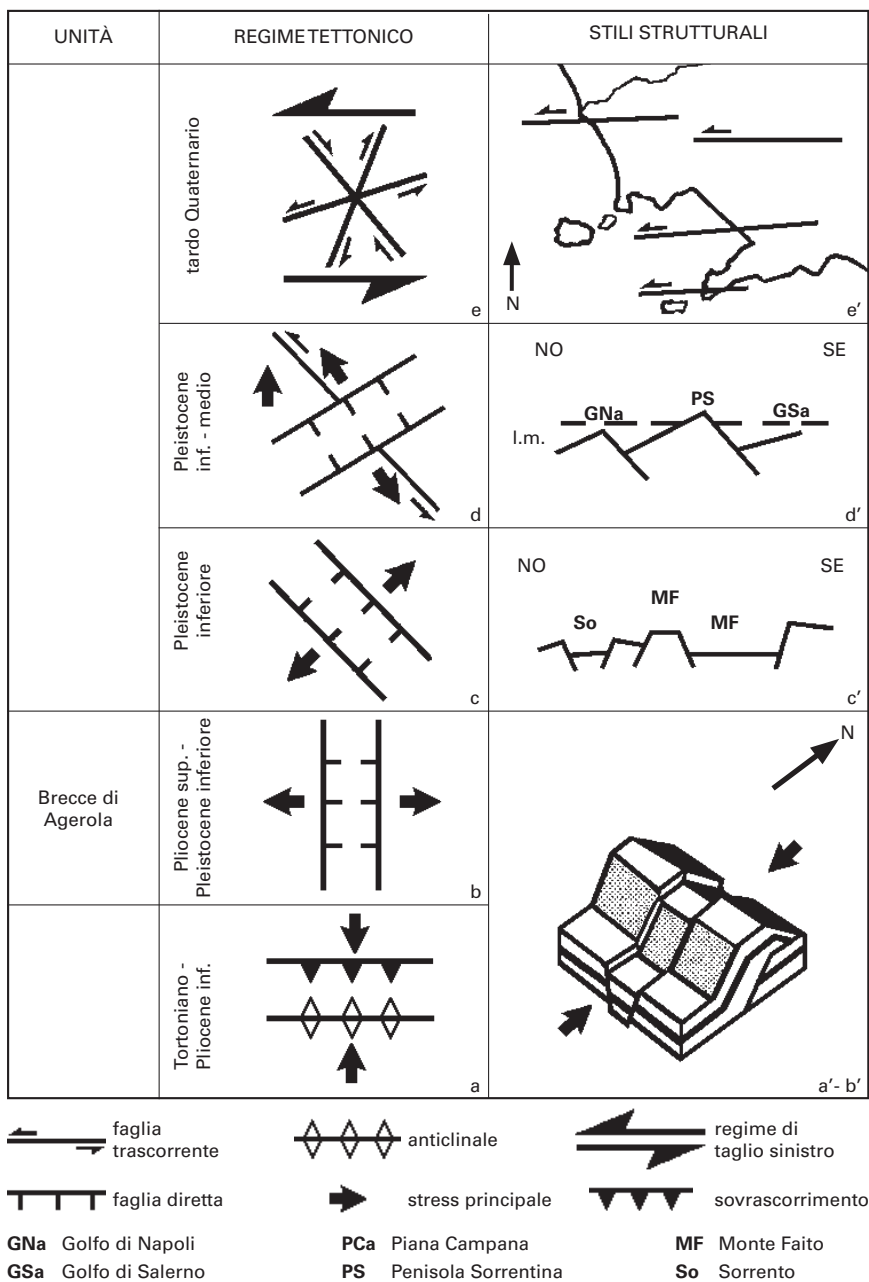


Fig. 32 - Schema di evoluzione tettonica dei Monti Lattari (da MILIA & TORRENTE, 1997).

Tale episodio è certamente posteriore al Tortoniano in quanto arenarie di tale età sono presenti lungo il contatto. La forte variabilità dell'età del blocco di letto del sovrascorrimento in ciascuno dei diversi affioramenti, in assenza di angoli di *cut-off* elevati, indica che il sovrascorrimento è successivo ad una precedente fase di deformazione e di erosione, come già ipotizzato da CINQUE (1980a). Raddoppi tardivi della successione di piattaforma sono presenti nell'area dei Monti Picentini orientali (Campagna, Foglio Eboli) ed in altre aree dell'Appennino Campano Lucano e, secondo CAIAZZO *et alii* (2000), potrebbero essere ricondotti ad una unica fase tettonica.

Pieghe a vergenza settentrionale sono presenti nel settore settentrionale della contigua isola di Capri e sovrascorrimenti con direzione E-O caratterizzano i Monti di Caserta (PESCATORE & SGROSSO, 1973), la parte meridionale del Golfo di Napoli (MILIA & TORRENTE, 1999) ed il settore al largo del Golfo di Gaeta (BARTOLE *et alii*, 1984). In accordo con BARTOLE *et alii* (1984) queste strutture si sarebbero formate dal Miocene superiore al Pliocene inferiore.

La sovrapposizione di terreni più giovani su terreni più antichi, con omissione di parti della successione, in tre delle quattro aree di affioramento dell'*Unità Monte Faito-Ravello* potrebbe essere il risultato di faglie estensionali a basso angolo che avrebbero riattivato o dislocato antichi piani di sovrascorrimento (FERRANTI *et alii* 1996). Il presente rilevamento non ha fornito dati conclusivi a questo riguardo. A una tettonica puramente estensionale sembra possibile ricondurre invece la superficie tettonica sub-orizzontale riconosciuta ad est di Maiori nell'ambito delle dolomie triassiche e che si prosegue verso est nel Foglio Salerno.

I sovrascorrimenti sono dislocati da faglie dirette ad andamento meridiano (Fig. 32b), più sviluppate nel settore orientale dei Monti Lattari. In particolare, il fianco occidentale della depressione di Agerola è costituito da una faglia ad alto angolo ad andamento N180-160 che disloca terreni mesozoici ed ha alimentato una falda detritica. Qui si osserva che l'attività diretta delle faglie meridiane, relative a questa fase deformativa, precede quella delle faglie dirette N150-120, legate ad una fase deformativa immediatamente successiva (Fig. 32c), poiché sono presenti due sistemi di *shear joint* di tipo diretto (stazione 7; Fig. 28a), uno ad andamento N180-160 nei carbonati mesozoici, l'altro ad andamento N150-120 nei carbonati mesozoici e nelle brecce di faglia.

La successione di eventi responsabile dell'attivazione dei grandi sistemi di faglie NO-SE e NE-SO è comunque oggetto di discussione. Secondo MILIA & TORRENTE (1997) le faglie dirette NE-SO (Fig. 32d) troncano e dislocano le faglie dirette NO-SE. La correlazione con gli eventi tettonici dei Monti Lattari e quelli riconosciuti lungo il margine campano permetterebbe di datare le prime al Pleistocene inferiore, le seconde al Pleistocene inferiore-Pleistocene medio (GARS & LIPPMAN, 1984; ZUPPETTA & SAVA, 1992; GIORDANO *et alii*, 1995; DE RITA & GIORDANO, 1996). Ciò è evidenziato, per esempio, dalla faglia Punta Campanella-

Positano, che taglia sul versante meridionale dei Monti Lattari tutte le faglie del *graben* di Sorrento.

Secondo CAIAZZO *et alii* (2006), che coniugano le analisi strutturali con analisi geomorfologiche regionali, invece, le faglie più antiche sarebbero quelle NE-SO. In effetti, in alcuni casi i dati di terreno mettono in luce situazioni di questo tipo, che MILIA & TORRENTE (1997) interpretano come riattivazioni successive. Non si può escludere, in conclusione, che i due sistemi siano essenzialmente contemporanei.

L'ultima fase tettonica è relativa all'attività di una zona di taglio semplice sinistro ad andamento circa E-O, all'interno della quale coesistono i sistemi di faglie E-O ed ENE-OSO sinistre, NO-SE e NNE-SSO destre (Fig. 32e).

Le faglie dirette NE-SO vengono dislocate dalla faglia E-O sinistra Santa Maria Annunziata-Pontone-Cala Cerva, che attraversa i Monti Lattari dal Golfo di Napoli al Golfo di Salerno. A tale importante lineamento sono associate nella sua porzione orientale faglie minori trascorrenti destre NO-SE e NNE-SSO, faglie ENE-OSO sinistre, faglie inverse e pieghe. Secondo SAVA & ZUPPETTA (1989) tali faglie dislocano le vulcaniti tardo-quadernarie dei Monti Lattari.

Faglie E-O sinistre dislocanti i prodotti ignimbritici del *Tufo Grigio Campano* sono state riconosciute nell'adiacente Golfo di Napoli (MILIA, 1998).

X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1. - FENOMENI DI DISSESTO

I fenomeni franosi riscontrati nell'area dei fogli Sorrento e Termini sono riferibili a diversi tipi di movimento, tra i quali sono riconoscibili (VARNES, 1978) crolli in roccia, colate rapide in terre fini (*mud flow*) e subordinatamente scorrimenti rotazionali.

Le frane di crollo sono tipiche dei pendii con profilo subverticale, che risultano più frequenti nelle successioni carbonatiche. I crolli si manifestano con il distacco improvviso di pietrame o blocchi isolati ovvero di porzioni di ammassi lapidei fratturati con volumi complessivi superiori alle centinaia di metri cubi.

Negli ultimi 40 anni questi fenomeni si sono verificati alla sommità dei fronti di scavo a parete unica delle numerose cave, con attività oggi sospesa, lungo le scarpate non protette al margine della S.S. 145 e della S.S. 163 e lungo le coste a picco, dove solo alcuni casi sono documentati.

In casi purtroppo frequenti i crolli hanno dato luogo alla interruzione delle strade statali su entrambi i versanti, sorrentino e amalfitano, e solo in casi sporadici alla perdita di alcune vite umane. I disagi subiti e la ripetizione sistematica degli eventi hanno evidenziato la gravità e la diffusione del problema.

Il collasso per crollo dei versanti a forte acclività, e delle scarpate artificiali sagomate in roccia e non protette in modo adeguato, avviene per il progressivo allentamento meccanico della roccia in corrispondenza della superficie esterna del

pendio. Tipico è il caso delle faccette libere sommitali dei versanti in arretramento rettilineo parallelo e degli appicchi rocciosi distribuiti a quote diverse e non regolarizzati dall'evoluzione morfologica. Fenomeni di crollo si verificano anche lungo la falesia in *Tufo Grigio Campano* nel tratto di costa tra Marina di Alimuri (Meta, 22 febbraio 1986) e Marina Grande di Sorrento (10 gennaio 1997), con distacco locale sia degli ammassi fessurati di tufo grigio dalla porzione sommitale del costone, che si eleva fino a 48 m s.l.m., sia della copertura di piroclastiti.

Le frane di colata rapida in terre fini sono di gran lunga i fenomeni franosi più diffusi e pericolosi. Esse coinvolgono le piroclastiti rimaneggiate, poggiate in copertura sui versanti dei rilievi carbonatici, con uno spessore variabile dal metro ad alcuni metri. I fenomeni si sviluppano di norma a seguito di periodi piovosi prolungati, ai quali segue una fase di precipitazione intensa che svolge il ruolo di evento scatenante. In questi casi si determina una circolazione idrica anomala nelle falde superficiali, che trovano sede sia nelle piroclastiti che, come falde anomale, nei sottostanti calcari. Il ruolo svolto dalle sottopressioni idrauliche nella destabilizzazione della copertura piroclastica sembra essere determinante. Al collasso per frana di colata (*mud flow*) segue lo sviluppo del fenomeno che avviene come flusso incanalato nelle incisioni torrentizie anche di basso ordine gerarchico, ma sempre seguendo percorsi predeterminabili con l'osservazione geomorfologica. In alcuni casi un contributo importante allo sviluppo dei fenomeni franosi è venuto dall'opera dell'uomo, che mediante tagli artificiali sui versanti calcarei ha scalzato al piede le coperture piroclastiche presenti sugli stessi versanti.

Le frane di colata rapida dall'ottobre 1954 ad oggi hanno determinato la perdita di centinaia di vite umane. L'analisi ancora incompleta dei casi storici non evidenzia una distribuzione preferenziale di questi fenomeni nel corso delle stagioni piovose, tanto che l'ultimo e disastroso evento di Sarno si è verificato all'inizio di maggio del 1998. E' utile sottolineare la relazione tra piovosità anomala e fasi di collasso dei versanti, anche se a tutt'oggi non è stata ancora definita per le diverse situazioni territoriali la caratteristica degli apporti pluviometrici critici.

L'ultimo gruppo di frane di colata rapida di fango ha provocato danni ingenti e la perdita di vite umane con l'evento alluvionale del gennaio 1997. I casi segnalati superano le trecento unità e sono ancora ben visibili le tracce morfologiche della colata di Pozzano e di Sant'Egidio del Monte Albino.

Frane di colata rapida sono presenti anche nelle successioni arenaceo-marnoso-argillose di età miocenica, che caratterizzano il settore sud-occidentale del Foglio Sorrento ed il Foglio Termini. In questi casi la riconoscibilità morfologica è affidata all'apparato di conoide che costituisce la zona di accumulo della frana. Tra queste la più nota è costituita dalla frana di Termini-Nerano, rimobilizzata nel 1963. Anche in questo caso la frana, già nota per altre e ripetute riattivazioni degli anni precedenti il 1940, ha subito il collasso della porzione superiore della nicchia e della quasi totalità del corpo di frana, dando origine ad un flusso incanalato,

con velocità dell'ordine dei metri al giorno, che ha coinvolto in parte gli abitati di Nerano e di Marina del Cantone.

Nel panorama delle frane che si sviluppano nel territorio dei fogli Sorrento e Termini, infine, è utile segnalare la presenza di una frana quiescente o con deboli movimenti in atto, riferibile al tipo scorrimento rotazionale-colata, di larghezza superiore ai 200 metri, ubicata lungo la linea di costa poco a nord di Marina della Lobra nel comune di Massalubrense. Altre frane di scorrimento rotazionale sono rintracciabili lungo altri versanti in successioni arenaceo-argillose. Tali frane, caratterizzate da un più accentuato grado di evoluzione morfologica, non sono facilmente riconoscibili se non mediante l'analisi e la ricomposizione di dettaglio degli elementi morfologici del versante e delle anomalie determinate dalla presenza del corpo di frana e pertanto non sono qui cartografate.

2. - CAVE ED ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'area dei fogli Sorrento e Termini le coltivazioni di cava con attività in corso sono localizzate sui versanti prospicienti l'agro nocerino-sarnese. Nel passato recente, le attività estrattive, hanno riguardato sia i calcari che il *Tufo Grigio Campano*, con scavi a cielo aperto ed in sotterraneo che hanno lasciato vuoti tuttora evidenti e che hanno alterato in modo irreversibile il paesaggio.

La produzione di materiali utili nel settore edilizio nel comprensorio sorrentino-amalfitano evidenzia una connotazione di tipo locale ed artigianale fino alla metà dell'800. Fino a quell'epoca le attività estrattive si limitavano alla estrazione di calcari, in impianti a cielo aperto, per la produzione di pietra da calce e di blocchi squadri di tufo grigio da cave in sotterraneo. Nella zona di Castellammare di Stabia l'estrazione di roccia calcarea ha origini antiche e sono ancora visibili i ruderi di antiche calcine in località Pozzano. Il notevole incremento delle cave di pietra si è invece verificato tra la fine dell'800 e l'inizio del secolo successivo, con l'apertura di nuovi siti di estrazione, collocati all'esterno delle aree urbane di allora, ma per la tormentata morfologia locale in prossimità dei siti di utilizzazione del materiale, in particolare al margine delle strade principali e lungo la costa.

Un notevole e disastroso sviluppo delle cave in calcari è più recente e si verifica nel decennio precedente la seconda guerra mondiale, quando viene impiantato in località Pozzano (Castellammare) un cementificio, ubicato lungo la sottile linea di costa alla base del versante settentrionale di Monte Faito ed all'esterno della statale sorrentina. L'alimentazione del cementificio ha comportato l'impianto di nuove cave con trasporto della materia prima "via mare" e necessariamente la collocazione dei fronti di scavo in tutte le baie ritenute idonee tra Pozzano e Punta Campanella. I numerosi scavi effettuati si riconoscono ancora oggi per essere stati impiantati a parete unica e successivamente abbandonati senza alcun intervento di

sistemazione, anche nel caso di riutilizzazione del piazzale di cava secondo altri usi (parcheggi, camping ecc.). Tali impianti hanno proseguito la produzione fino agli anni '70.

L'attività estrattiva, all'epoca determinante per l'economia locale che non aveva ancora sviluppato la vocazione turistica e residenziale, in più casi è stata portata avanti in condizioni di estremo pericolo. La permanenza di versanti subverticali, la fratturazione spinta dei calcari, la disposizione degli strati a franapoggio meno inclinato del pendio sono tutti fattori che hanno determinato condizioni di estrema instabilità, come si è evidenziato con i crolli che si sono verificati nel 1975 e nel 1986 nei pressi di Punta Orlando, con il distacco dei cigli superiori dei fronti di scavo a parete unica di cave abbandonate e prive di interventi di sistemazione.

Tralasciando le cave localizzate lungo la S.S. 145 nei Comuni di Vico Equense e di Meta, una osservazione attenta permette di identificare lungo la costa da Pozzano a Seiano, Meta, Sorrento, Marina di Puolo, Massalubrense e fino a Punta Campanella, vuoti aperti, ancora ben visibili, dovuti all'impianto di cave anche molto estese, a parete unica, abbandonate senza eseguire adeguate sistemazioni ed in parte riutilizzate per nuove attività. Agli esempi citati, infine, si devono aggiungere le cave di prestito alla base della dorsale di Picco Sant'Angelo e lungo le colline alle spalle di Sorrento.

Nessuna di queste cave, come si è già detto, è al momento in attività, ma in nessuna di esse è stato iniziato un qualche lavoro di sistemazione dei fronti di scavo.

Il *Tufo Grigio Campano* è stato sfruttato con estrazioni in sotterraneo e utilizzato come pietra tenera da taglio per muratura ordinaria. In genere gli ingressi delle gallerie sono localizzati lungo la costa tra Meta e Piano e nei profondi valloni che dissecano il piastrone ignimbritico.

Tale attività estrattiva ha portato alla creazione di cavità sotterranee di notevoli dimensioni, che raggiungono anche i trenta metri di altezza. Di molte di queste cavità sono stati oblitterati gli ingressi con riempimenti artificiali e non esistono planimetrie dei vuoti e tanto meno planimetrie riferite alla topografia di superficie.

Circa la localizzazione di tali cavità è anche da tenere presente che molte delle gallerie, originariamente aperte nelle aree agricole, oggi ricadono nel perimetro urbano. Tra i tanti esempi di uso dissennato del territorio è da ricordare che una cava sotterranea in tufo, accessibile dal Vallone dei Mulini in pieno centro storico di Sorrento, articolata in sale di estrazione di notevole altezza, ha prodotto materiale fino agli anni '60 e successivamente sulla sua verticale è stato ubicato il parcheggio prossimo a Piazza Tasso, circondato da palazzine di cinque piani. Inoltre con l'alluvione del gennaio 1997 una cava in sotterraneo nel comune di Sant'Agnello ha evidenziato evidenti dissesti della calotta, con fratture estese per decine di metri e con spostamenti verticali di qualche decimetro, fortunatamente in un aranceto.

3. - IDROGEOLOGIA

L'idrogeologia dell'area considerata è caratterizzata dalla presenza di estesi affioramenti di successioni carbonatiche in facies di piattaforma, con spessori cospicui, che risultano esposti anche per migliaia di metri.

L'intera dorsale dei Monti Lattari è suddivisa dal reticolo delle faglie in numerose sub-strutture idrogeologiche, che si differenziano per direttrici di flusso sotterraneo, pur non potendo escludere interazioni e scambi tra i singoli blocchi. Le idrostrutture citate risultano di differente estensione e con potenzialità idriche parimenti diverse, legate anche al grado di fratturazione e di carsificazione delle rocce, oltre che alla presenza di più o meno estesi fenomeni di dolomitizzazione dei terreni calcarei.

Il tamponamento dei calcari avviene solo lungo il margine settentrionale, a partire dalla zona delle sorgenti minerali di Castellammare di Stabia. Questa condizione favorisce i recapiti delle falde di base con filtrazione nei depositi recenti della piana interna del Sarno. D'altro canto l'infiltrazione, favorita e guidata dal carsismo ipogeo, di cui si riscontrano tracce diffuse e molto frequenti, ha determinato, invece, i recapiti sottomarini identificati nel Golfo di Napoli e di Salerno. Tra i tanti si ricordano le numerose grotte censite dal Gruppo speleologico del CAI tra Puolo e Punta Campanella, oltre alla ben nota Grotta dello Smeraldo nei pressi di Conca de' Marini.

Le maggiori sorgenti presenti nell'area sono quelle di Fontana Grande di Castellammare di Stabia, a ridosso della linea di costa, mentre alcune falde sono state intercettate per l'approvvigionamento idrico con batterie di pozzi spinti ad una discreta profondità dalla superficie, come nel caso di quelli realizzati a Gragnano e ad Angri.

Un particolare riguardo meritano le emergenze sorgive minerali della zona delle Terme di Castellammare, con una differenziazione dei tipi di acque in affioramento dalle oligo-minerali (Acqua della Madonna) alle ferruginose (Acqua Ferrata). Un'altra sorgente termo-minerale è localizzata, sempre lungo la linea di costa del Golfo di Napoli, a poco più di un metro sul livello del mare, in località Lo Scaio presso Vico Equense e viene utilizzata da uno stabilimento termale.

Oltre agli acquiferi nei terreni carbonatici è possibile individuare altri complessi litologici con funzione di acquifero locale nel piastrone ignimbrico del *Tufo Grigio Campano* del Piano di Sorrento e nelle coperture di piroclastiti sabbiato-limose, che costituiscono accumuli di spessore ed estensione molto variabile al di sopra dei rilievi carbonatici. In tali litologie è stata riscontrata la presenza di falde superficiali con restituzione ritardata e con portate dell'ordine del litro a secondo o minori.

XI - CENNI ALLA PERICOLOSITÀ VULCANICA NELL'AREA

1. - DEFINIZIONE DELL'ERUZIONE MASSIMA ATTESA (EMA) E DEL SUO SCENARIO

Gli studi sui prodotti emessi dal Vesuvio nel corso della sua storia eruttiva hanno permesso di definirne la variabilità delle eruzioni in termini di composizione dei prodotti, stile di attività, volume e energia. Il comportamento eruttivo del vulcano è riconducibile all'alternanza irregolare tra periodi di attività a condotto aperto (attività stromboliana persistente, frequenti effusioni laviche e sporadiche, più voluminose ed energetiche, eruzioni esplosive a forte componente freatomagmatica) e periodi di riposo di durata diversa (connessi all'occlusione del condotto) interrotti da eruzioni prevalentemente esplosive di taglia ed energia molto variabile.

L'ultima eruzione del Vesuvio, nel 1944, ha segnato il passaggio da condizioni di condotto aperto a condizioni di condotto ostruito.

Dal 1944 il Vesuvio è in stato di quiescenza e non vi sono oggi indicazioni di sorta che fanno temere un prossimo risveglio. Il vulcano, nel corso della sua storia, ha tuttavia sperimentato lunghe pause (in alcuni casi, lunghe secoli o millenni) concluse da una ripresa di attività che, in linea di principio, è stata tanto più violenta quanto più lungo è stato il periodo di riposo che l'ha preceduta.

Qualunque siano le condizioni del condotto, il modello oggi più accreditato prevede un sistema vesuviano caratterizzato dalla presenza di camere magmati-

che superficiali alimentate in modo sostanzialmente stazionario dall'arrivo periodico, grossolanamente regolare, di masse magmatiche profonde ad alta temperatura (1150-1200°C) a composizione tefritica. Su queste basi il volume di magma entrato nel sistema vesuviano dopo il 1944 è stimato nell'ordine di circa 200 milioni di m³.

Tale volume, se emesso nel corso di una singola eruzione esplosiva, darebbe luogo ad un'eruzione subpliniana di magnitudo simile a quella del 1631.

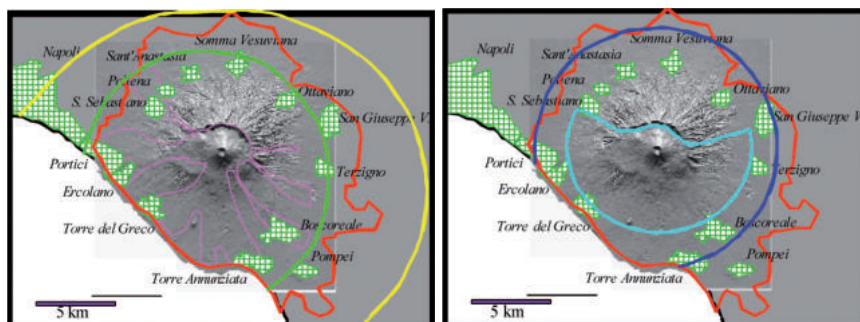
L'eruzione del 1631 d.C. è stata per questo assunta come evento di riferimento per l'eruzione massima oggi attesa al Vesuvio. Lo scenario dell' "Evento Massimo Atteso a medio termine (EMA)" è il risultato della combinazione di dati di terreno, di dati storici e di simulazioni numeriche basate su modelli fisici. La sequenza di eventi attesa è schematicamente indicata nella Tabella 4.

Combinando la distribuzione areale dei prodotti delle eruzioni storiche di magnitudo simile all'EMA con i risultati delle simulazioni numeriche, un'area pericolosa di circa 1300 km² è stata associata all'EMA. All'interno di quest'area due zone sono state distinte sulla base del tipo e della dimensione dei fenomeni che potenzialmente possono interessarle:

- una **Zona Rossa** (circa 210 km²; Fig. 33) all'interno della quale vaste aree potrebbero essere soggette a distruzione pressochè totale a causa dello scorrimento di colate e *surges* piroclastici, colate di fango ed alla ricaduta im-

fase eruttiva	fenomeni	durata	area interessata (km2)
Apertura freatomagmatica	- Ripetute esplosioni - Da moderati a forti terremoti - Eiezione balistica di blocchi (2-3 km dalla bocca) - Ricaduta sottovento di cenere (ca.10 km dalla bocca)	da minuti ad ore	10-20
Colonna Eruttiva Sostenuta	- Formazione di una colonna eruttiva alta 12-15 km - Ricaduta di cenere e lapilli (collasso dei solai a 10-30 km dalla bocca) - Eiezione balistica di blocchi e bombe (3-5 km dalla bocca) - Tremore continuo e forte	ore	200-300
Messa in posto di flussi piroclastici	- Destabilizzazione della colonna - collassi - Scorrimento di colate e di surges piroclastici - Possibile collasso strutturale della parte superiore del cono vesuviano - Forti terremoti isolati - Frane e debris flows - Moderate onde di tsunami	ore	50
Lento esaurimento freatomagmatico	- Ripetute esplosioni connesse all'interazione magma-acqua nel condotto - Ricaduta di cenere e fango; uragani di fango - Forti piogge; colate di fango; allagamenti - Terremoti isolati	? da giorni a mesi ?	50-100

Tab. 4 - Scenario eruttivo dell'Evento Massimo Atteso (EMA) al Vesuvio a medio termine.



estensione massima delle colate e dei surges piroclastici

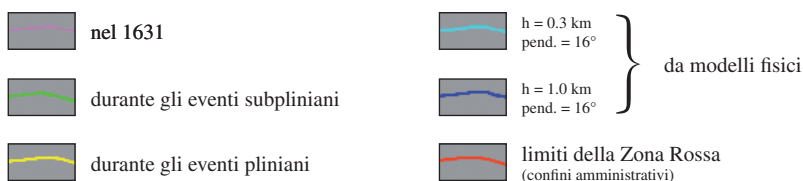


Fig. 33 - Limiti della "Zona Rossa", definiti dalle distanze percorse realmente nel passato da colate e surges piroclastici generati nel corso di eruzioni subpliniane (tipo quella del 1631 d.C. o del 472 d.C.) e dalle distanze virtuali dedotte dall'applicazione di semplici modelli fisici.

nente di blocchi, bombe e lapilli. Nelle eruzioni del 472 e del 1631 circa il 40% ed il 20% di questa zona rispettivamente vennero devastati.

- una **Zona Gialla** (circa 1250 km²; Fig. 34) potrebbe essere interessata da importante ricaduta di lapilli e cenere, con carichi per metro quadrato superiore ai 300 kg. Nel 1631 circa 100 km² furono coperti da più di 300 kg/m².

Le eruzioni esplosive provocano in genere perturbazioni atmosferiche che inducono forti piogge capaci di rimobilizzare la copertura piroclastica generando *lahar* e inondazioni. Sebbene esaltato in coincidenza con le eruzioni, il pericolo legato ai *lahar* deve essere considerato permanente nell'area circumvesuviana e non limitato ai momenti di attività, come tragicamente mostrato dai luttuosi eventi del 5-6 Maggio 1998 nell'area di Sarno-Quindici, a est del Vesuvio. In considerazione di ciò, sulla base di semplici calcoli idrodinamici, è stato necessario introdurre nello scenario su cui è basato il piano di emergenza una zona caratterizzata da alta probabilità di inondazione ed allagamenti:

- la **Zona Blu** (Fig. 35) che potrebbe essere soggetta a devastazioni connesse allo scorrimento di colate e torrenti fangosi ed alluvionamenti anche estesi. I fenomeni potrebbero essere presenti, seppure con intensità minore, anche nel caso che il campo dei venti non portasse ad una importante deposizione di piroclastiti sul bacino imbrifero della fossa di Nola.

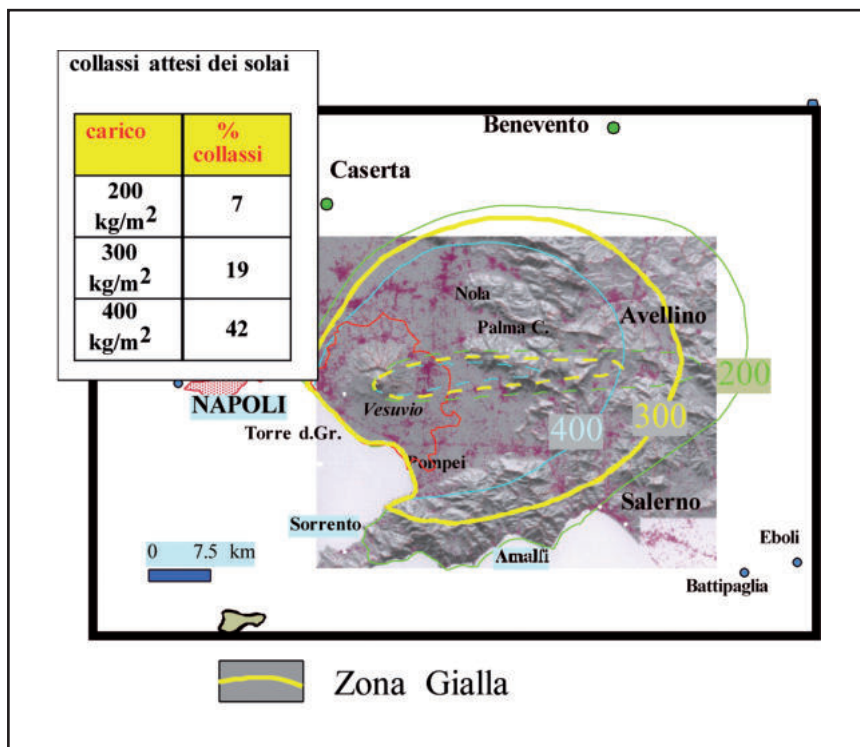


Fig. 34 - Limiti della "Zona Gialla", definiti dalle aree copribili da più di 300 kg/m² di piroclastiti da caduta nel corso di una eruzione del Vesuvio di magnitudo intorno a 0.1-0.2 km³. Sono riportate anche le isomasse al suolo relative a 200 e 400 kg/m². Le linee tratteggiate mostrano le curve di isomassa al suolo misurate sui depositi dell'eruzione del 1631 d.C. (dati da Rosi et alii, 1993) e suggeriscono le dimensioni della zona gialla che potrebbero venire realmente danneggiate dalla caduta di piroclastiti nel corso di un'eruzione di quel tipo. L'insero mostra la percentuale di solai che, sulla base di indagini preliminari di vulnerabilità, potrebbero collassare nell'area vesuviana sotto i differenti carichi ipotizzati. Ridisegnato da: SANTACROCE et alii, (2000).

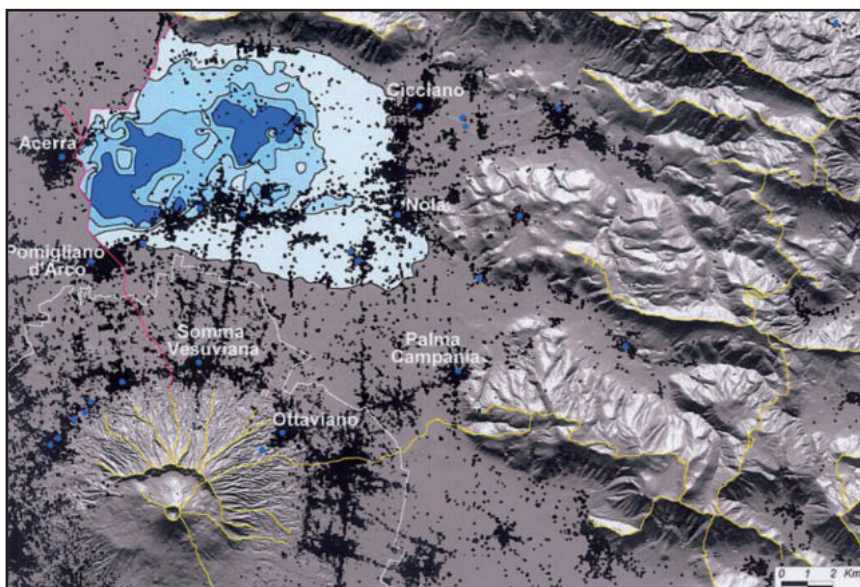


Fig. 35 - La “Zona Blu”, definisce le aree potenzialmente alluvionabili in seguito ad eventi eruttivi esplosivi. L'area mostrata in varie tonalità di azzurro (a nord del Vesuvio) è quella più facilmente soggetta a fenomeni di alluvionamento a causa della morfologia del terreno (conca di Nola). I punti azzurri indicano i siti in cui c'è segnalazione storica di colate di fango avvenute in concomitanza con l'eruzione del 1631 d.C. Ridisegnato da: PARESCHI et alii, (2000).

XII - EXTENDED ABSTRACT

EMERGED AREA

In the Sorrento and Termini Sheets, Meso-Cenozoic carbonate platform and Miocene siliciclastic sediments, Quaternary clastic and volcanic terrains (including the Somma-Vesuvius edifice) crop out.

As regards the carbonate platform terrains, the field survey allowed to recognize two tectonic units, named the Monti Lattari-Picentini and Monte Faito-Ravello, respectively. The Monti Lattari-Picentini Unit, widely exposed, forms the bulk of the Sorrento Peninsula and is overthrust by the Monte Faito-Ravello Unit, this latter represented only by a few klippen of Cretaceous more or less brecciated limestones. Between these units, some thin lenses of Miocene sandstones are locally present.

These units originated by the deformation of the same paleogeographic domain, which was a NE-SW trending carbonate platform, located, during Mesozoic and Tertiary, on the Apulian continental margin, between an internal oceanic belt (Lucanian Ocean; GUERRERA *et alii*, 1993; 2005; BONARDI *et alii*, 2001) to the West, and an external deep, mainly pelagic, basin (Lagonegro Basin; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973), to the East.

1. - STRATIGRAPHY

The Monte Faito-Ravello Unit consists of up to 250 m thick, and sometimes dolomitized Cretaceous (Barremian-Santonian) limestones, which usually appear strongly deformed and reduced to tectonic breccias. The stratigraphic succession of the Monti Lattari-Picentini Unit, on the contrary, develops continuously from Late Triassic (Norian) to Late Cretaceous (Santonian), reaching a thickness exceeding 4.000 m, including rocks cropping out in the neighbouring Salerno Sheet. A hiatus is recognizable up to the Burdigalian, when paraconformable Miocene sediments deposited on the Cretaceous limestones. The Miocene succession starts with calcareous neritic sediments, passing upwards to siliciclastic platform sandstones and, finally, to flysch sediments, consisting of sandy-pelitic turbidites, probably reaching the early Tortonian, testifying the foredeep stage of the basin in which the Monti Lattari-Picentini succession deposited. Following a compressive phase, which firstly deformed the Monti Lattari-Picentini terrains, upper Tortonian unconformable clastic deposits, including megabreccias, deposited on both the Cretaceous limestones and the Miocene succession.

The Monti Lattari-Picentini succession consists, from the bottom to the top, of the following formations:

- dolomia superiore: greyish and whitish dolomites, macrocrystalline and massive, frequently conglomeratic, in the lower part, more regularly stratified and characterized by alternance of breccias and banks with fenestrae, reworked pisoids and cm-thick marly red layers, in the upper part. The thickness exceeds some hundreds of metres (Norian - Hettangian *p.p.*);
- calcari a *Palaeodasycladus*: 300 m of grey biomicritic, sometimes oncolitic limestones, with frequent beds of macrocrystalline dolomites and thin grey-greenish marls in the uppermost part. *Palaeodasycladus mediterraneus* and *Orbitopsella praecursor* are abundant. The upper part of the formation is characterized by great bivalves ("Facies a *Lithotis*" Auct.). Hettangian *p.p.* - Toarcian *p.p.*;
- calcari e dolomie con selce dei Monti Mai: 250 m of Lower Jurassic dm-thick saccaroid dolomites and syn-sedimentary dolomitic breccias, laterally passing to the Calcari a *Palaeodasycladus* and upwards to well-bedded brown to black limestones. The formation shows peculiar microfacies of crystalline dolomites and/or wackestones with pelagic bivalves, radiolarians and sponge spicules ("filamenti" Auct.);
- calcari oolitici ed oncolitici: 450 m of alternances of grey or light brown oolitic, pseudoolitic, oncolitic, micritic and biomicritic limestones, sometimes dolomitized, with coarse biotrititic limestones and, in the upper part, with frequent mudstones and wackestones (Toarcian *p.p.* - Callovian *p.p.*);

- Calcarei con *Cladocoropsis* e *Clypeina*: 150 m of biomicritic, frequently dolomitic, grey to black limestones with beds of grey dolomites. The succession, rich in *Cladocoropsis mirabilis*, is locally stromatolitic and liferitic (Callovian *p.p.* - Kimmeridgian *p.p.*). It is followed by the member of "calcarei con *Campbelliella* e *Kurnubia*", consisting of 350 m of irregular alternances of grey, whitish or brown micritic and biomicritic limestones with crystalline dolomites and sporadic intrabasinal conglomerates. Micritic limestones with silex nodules occur in the upper part, together with limestones with characeae and ostracods. *Clypeina jurassica* and *Campbelliella striata* are very frequent in the upper part (Kimmeridgian *p.p.*- Berriasian *p.p.*);
- calcari con requenie e gasteropodi: 300 m of coarse-grained and laminated dolomites, alternating with micritic limestones, followed by 200 m of wackestones with requenids and miliolids-reach packstones. Locally ittiolitic beds with abundant fish rests occur (Berriasian *p.p.* - upper Aptian *p.p.*). The top of the formation is represented by the member of calcari e marne a *Orbitolina*: 25 m of green marls laterally fading to intrabasinal calcareous conglomerates and nodular limestones (upper Aptian *p.p.*);
- calcari a radiolitidi: 1100 m of mudstones, wackestones and packstones, with some layers of dolostones, in the lower part, evolving to rudistid-rich mudstones and wackestones. Locally, eterometric dolomitic breccias are recognizable in the lower part, whereas vacuolar intrabasinal breccias with a greenish marly matrix, related to temporaneous emersion and diffuse bioturbation, characterize the uppermost part (upper Aptian *p.p.* - Santonian);
- calcareniti di Recommone: 5-70 m of calcarenites consisting exclusively of neritic bioclasts, rare siliceous spicules and glauconite grains, paraconformably transgressive on the calcari a radiolitidi. In the upper part of the formation the occurrence of some grains of quartz and white mica herald the passage to the following Termini sandstone Fm. Burdigalian (?) - Serravallian (?);
- arenarie di Termini: the lower part consists of 60-70 m of greyish middle-coarse-grained quartz-feldspatic sandstones, frequently showing thick-bedding and cross lamination, with rare thin pelitic beds, in which Serravallian microfaunas occur (membro delle arenarie di Nerano). Upwards these sandstones are followed by 100-150 m of fine-grained thin-bedded quartz-feldspatic sandstones with parallel lamination, alternating with siltites and clayey siltites. Glauconitic grains are frequent. The uppermost part is characterized by erosion channels, slumpings and little olistostromas of variegated clays (membro delle arenarie di Marciano). This member is barren; its age may be Serravallian, taking into account the stratigraphic position;

- arenarie del Deserto: 200 m of arenaceous-pelitic quartz-feldspatic turbidites, rich in glauconitic grains and showing typical Bouma sequences. The formation, characterized by olistostromas and olistoliths fed from the Sicilide Units, is barren and its age can reach the early Tortonian.
- breccie di Punta del Capo: coarse-grained roughly bedded sandstones, conglomerates and breccias, unconformably lying on the Upper Cretaceous and Miocene deposits. Clasts of breccias, represented by Radiolitid limestones and minor Miocene calcarenites, are up to thousands of m³ in size; matrix is made up of siliciclastic and/or calcareous sandstones and microconglomerates. Locally, small olistostromas and olistoliths of Sicilide rocks are present. The thickness is variable from few tens to 300 m. Nannofossils indicate a late Tortonian age.

The volcanic and quaternary volcanoclastic and clastic deposits were subdivided following the recognition of unconformity-bounded stratigraphic units (UBSU), which allow bacinal correlations and define important phases of land evolution both on the Vesuvian volcanic slopes, in the Piana Campana and in the Monti Lattari. Within each UBSU, several volcanic and non-volcanic lithostratigraphic units were identified. The new geological survey produces a very great advance in detailing the general stratigraphy of the Somma-Vesuvius and Quaternary deposits. In particular new ¹⁴C-datings permitted a substantial improvement of the chronology of volcanic products. Pyroclastic fall deposits of the main explosive eruptions were used to trace isochronous stratigraphic markers between the volcano and the surrounding sedimentary sub-basins.

The new views about the geology of the area are briefly summarised in the following chapters along with the legend of the geological map at scale 1:50000

2. - GENERAL EVOLUTION OF MONTI LATTARI RANGE

The carbonate succession cropping out in the Monti Lattari Range deposited as from Late Triassic in the Pangaea region which, owing to the Triassic-Jurassic break-up, formed the south-westernmost part of the Adria Plate.

The sedimentary succession starts in the Late Triassic and testifies to shallow marine environments, characterized by different carbonate platform deposits, indicating mainly lagunar facies. The succession is continuous up to Late Cretaceous (Santonian), followed by a large hiatus from Santonian *p.p.* to Burdigalian *p.p.*. Probably during the Burdigalian neritic bioclastic calcarenites paraconformably deposited on the Upper Cretaceous limestones. The Miocene succession, in the Serravallian-early Tortonian, shows a gradual evolution from carbonate platform to siliciclastic platform and, finally, to deep turbiditic basin, this latter testifying to the foredeep stage of the basin in which the Meso-Cenozoic sediments deposited.

Following the first compressive phase, which occurred in the Tortonian, upper Tortonian-Messinian (?) up-thrust basin shallow marine coarse sediments unconformably deposited on the calcareous and siliciclastic Meso-Cenozoic rocks. Later, a new compressive phase, whose age is comprised in the late Messinian-Pliocene time span, allowed to the overthrusting of the Monte Faito - Ravello Unit on the Monti Lattari-Picentini Unit.

In the late Pliocene-Pleistocene the nappe stack was affected by several transcurrent and, both high-angle and low-angle, normal tectonic phases, which allowed to the horsts and graben structure, which at present characterizes the region.

3. - GENERAL EVOLUTION OF SOMMA-VESUVIUS VOLCANO AND SURROUNDING AREAS

Somma-Vesuvio volcanic complex consists of an older volcano dissected by a summit caldera, Mt Somma, and a recent cone, Vesuvio, that grew within the caldera after the AD 79 "Pompeii" eruption. The volcano is relatively young: the Somma stratocone postdates the 39 ky old Tufo Grigio Campano eruption of Campi Flegrei (Campanian Ignimbrite *Auctt.*) and ended its activity most probably around 20 ky. It consists of a pile of thin lava flows interbedded with spatter and cinder deposits (composition from K-basalt-trachybasalt to K-tephrite-phonotephrite). About 18 ky ago the style of activity changed: after a long quiescence a large Plinian eruption ("Pomici di Base formation"), ejected K-trachytic to K-latitic magmas. In the following 16 ky three other Plinian eruptions occurred, each preceded by long rest periods: "Mercato" (8000 yr B.P., K-phonolite), "Avellino" (3400 yr B.P.; K-phonolite-tephriphonolite), and "Pompei" (A.D. 79; K-phonolite-tephriphonolite), while effusive activity was limited to a few lava flows from lateral vents (approx. 17 ky). In between the four major Plinian events, 8-10 minor explosive eruptions occurred, subplinian to vulcanian in style. After A.D. 79, the recent cone began to form. It grew discontinuously during periods of persistent strombolian and effusive activity occurred in the Ist-IIIrd, V-VIIIth (after A.D. 472 "Pollena" eruption), X-XIIth centuries and in A.D. 1631-1944. A dozen explosive eruptions alternated with the open conduit activity, each preceded by long (100-300 years) rest. The largest eruptions of this last period of activity occurred in A.D. 472 and A.D. 1631 and were subplinian in size.

The progressive growth of the Somma volcano, after the emplacement of the Campanian Ignimbrite progressively separated the southern part of "Campanian Graben" in the Acerra-Nola alluvial plain at NE, and Sarno alluvial plain at SE. The Sarno plain has connection to the sea and therefore experienced coastal marine sedimentation during the "Versilian" transgression, which occurred after the sea-level low-stand of the Last Glacial Maximum. Along the border of the Apen-

nine chain a major change in sedimentation behaviour seems to occur at the transition between the Late Pleistocene and Holocene. During this period Upper Pleistocene alluvial fans and fluvial deposits were incised and paleosoils developed in areas not affected by alluvial and fluvial activity. Pre-Holocene pyroclastic fall deposits were almost completely removed by slope erosion and volcanoclastic deposits aggraded at the Apennine hillfoot. However, this discontinuity is not clearly identifiable on the volcanic slopes, where volcanic activity (and phases of quiescence) governed the sedimentary processes. A volcanoclastic *apron* developed and progressively prograded during the last 18 ka.

MARINE AREA

The present map is originated by the combination of the results of different projects promoted by the Italian Geological Survey (now ISPRA) for the firm-land and the marine areas and implemented by the Regione Campania in the Napoli Gulf. The latter is a combination of scuba diver surveys in shallow waters (0-30 m) in the Napoli Gulf, and of geophysical and sedimentological investigations in deep waters (down to the 200 m isobath).

Underwater geological surveys at the scale 1:10.000 have been carried out up to the -30 m water depth, for a detailed mapping, along the submerged coastal belt, of the units cropping out along the emerged coastal cliffs. This methodology is utilized only for the NW area of Sorrento Peninsula including to the north the Scoglio della Favorita (Torre Annunziata) and to the south Punta della Campanella. The underwater geological survey has contributed to a better knowledge of the distribution of the carbonatic and volcanic units and to evidence morpho-stratigraphic and relevant morpho-structural aspects. During the surveys samples of both the mobile sea bottoms and the rocky substratum have been collected and grain-size and geochemical analyses have been respectively carried out on them.

The offshore surveying activities in deep water have used modern sonars as swath-bathymetric echosounder (MBES) and digital side scan sonar (SSS) to define respectively a tridimensional digital elevation model of the seafloor (DEM) and an echographic image of the seabed in terms of acoustic backscatter. 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 structures. Besides seafloor and subseafloor sampling provided the ground-truth for calibrating the geophysical acquisitions. Grabs, drags, gravity and piston corers were used to retrieve massive and undisturbed sediment sections or rock samples. The combination of the geophysical and sedimentological database, georeferenced, allowed us to map the geomorphological features of the continental margin and the areal distribution of sediment classes and rock features at the 1:25.000 scale.

Starting from the experimental project of marine geological mapping, in about a decade the technological evolution of marine survey and a calibration of stratigraphic and sedimentological criteria allow the synthesis obtained in this map. Napoli and Salerno Gulfs are peri-Tyrrhenian basins and represent a laboratory for the application of those criteria in an important part of the Tyrrhenian Margin, because of the presence of all characteristic features that play important roles, coupling tectonics, sedimentation and volcanism during Pleistocene.

The present day physiography and geology of the marine area represented in this map, are strongly influenced by the activity of volcanic centres located around the Napoli Gulf; anomalous volcano-sedimentary supply and a differentiated volcano-tectonic activity have acted until very recent periods. The continental shelf that represents the main feature in this chart shows several morphological relicts in the western sector and testify the shift of depocenters and morphological evolution of the landscape during the last eustatic cycle. The presence of Somma-Vesuvius volcano located in the eastern sector of the Gulf, control the morphological evolution of the coastal and shallow water domains; similarly in the Sorrento offshore, the presence of buried volcanoclastic deposits correlated to Campanian Ignimbrite (about 39 ky bp) super-eruption testify the catastrophic and sudden variation and the physiographic modifications induced by this event. In addition the effects of 79 AD plinian eruption of Vesuvius, are clearly readable in the stratigraphic record off Ercolano and Castellamare shore. Here a high-amplitude reflector, correspondent to the maximum 7 m thick pumice lapilli layer, marks the impact on the seabed generated by the pumices fallout and the gravitative syn-sedimentary processes that accommodated such abundant sediment supply. The Salerno Gulf sector shows peculiar morphologies with respect to the Napoli Gulf, controlled by the tectonic dissection of this margin and the growth-faults scarps; a steep slope, 15° dip, bounds the shelf and is accounted by the presence of a main fault that dislocate the Salerno Gulf half-graben. As a consequence a narrow and un-continuous continental shelf developed around some dislocated blocks close to the main fault, or in tectonic suspended basins (Positano and Amalfi embayments). Starting from middle Pleistocene up to Holocene, epiclastic, alluvial, volcanoclastic and organogenous sedimentation filled in the depocentres, in step with the eustatic sea level oscillations.

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 colours fill. 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 Transgressive Systems Tract and Lowstand Systems Tract. Some undifferentiated volcano-sedimentary units and bedrock, identified on the base of geophysics data or by stratigraphic correlations and/or direct sampling, have been mapped, and span from the Mesozoic to Holocene.

XIII - LEGEND

DEPOSITS NOT PERTAINING TO SPECIFIC BASIN - NOT COMPLETELY FORMED UNITS

Antropic deposit (**h**)

Anthropic deposits consist of various types of sediments present on the surface or under-water: artificial fillings with sediments; deposits made up by stony blocks of lava or blocks seldom calcareous in composition, generally homogenous in a metric size, covering areas of different extension, which are locally associated with anthropic structures and provide coastal protection both on the surface or under-water.

Beach deposit (**g₂**)

Beach deposits: carbonate gravels and sands in the peninsula of Sorrento pocket beaches; black, well-sorted volcanoclastic gravels and sands with granules of rounded lavas, pumice, scoria and loose femic crystals north of Castellammare di Stabia and between Meta and Sorrento.

Age: LATE HOLOCENE-PRESENT

Landslides deposit (**a₁**)

Gravitational accumulation of materials of different lithology and size, with evidence of recent or in progress movements.

Age: LATE HOLOCENE-PRESENT

Eluvium-colluvium cover (b₂)

Gravels, sands and silty-sands due to the superficial reworking of the pyroclastic deposits on the slope of Somma-Vesuvius.

Age: LATE HOLOCENE-PRESENT

Debris flow and hyperconcentrated flow deposit (b₄)

Such deposits are present on the surface and under-water and respectively consist of matrix- or clast-supported gravel and sandy gravel, poorly stratified to massive. They are composed of volcanoclasts with prevalence of juvenile elements (pumice and scoriae) or lava fragments. The external areas of the volcanic edifice are also characterized by the presence of carbonate clasts in variable quantity; deposits of heterometric volcanoclasts and calcareous clasts, consisting mainly of coarse sand and coarse sandy gravel. In the marine areas: heterometric pebbles and blocks of pyroclastic and calcareous-dolomitic lithologies are found scattered or piled up on the sea floor.

Age: LATE HOLOCENE-PRESENT

Deposit of mixed origin: of debris or torrential flow (i)

Deposits in the marine areas consist of fine pelitic sands and lesser medium-grained sands. The sands contain abundant vegetable fragments and debris of anthropic origin, lesser pelitic fine sands with minor fine gravel in elongated bands or fillings of canalized grooves.

Age: LATE HOLOCENE

Volcanoclastic deposit (I)

Volcanoclastic deposits: loose, generally altered and frequently reworked pyroclastites, up to 20 meters thick. The upper part is represented by the *piroclastiti di Pompei*. They comprise products of many explosive eruptions of Campania volcanoes, some of them older than 20 ka.

Age: MIDDLE? - UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE DEPOSITIONAL SEQUENCE OF THE MARINE AREAS**HIGHSTAND SYSTEMS TRACT (HST)***Littoral environment***Submerged beach deposits (g₈)**

Sands and gravelly sands of volcanic origin, highly sorted, subrounded to well-rounded, with minor or absent pelitic matrix and lesser bioclastic content. Along the Sorrento and Amalfi coast, the deposits consist of well-sorted

sands and gravel, ranging from carbonate, arkose to lesser volcanic lithologies, with minor or absent pelitic matrix and bioclastic content. The pelitic matrix increases in the areas sheltered from the wave motion by marine phanerogams and towards the external limit of submerged beaches. Breccias and collapse breccias, volcanoclastic, carbonate and/or arenaceous in composition, moderately reworked in the marine environment, are locally present at the base of the submerged cliffs. Along the perimeter of the Sorrento Peninsula, stockpile zones with a fan-shaped morphology are often encountered at the outlet of canalized grooves: these deposits are composed of medium-coarse, polygenic sand and gravel, poorly sorted in the coarse portion.

Age: LATE HOLOCENE-PRESENT

Deposit of submarine landslide (g_{17})

Deposits of large, poorly sorted, heterometric blocks in pockets of gravel and sand: relicts of submarine accumulation of ancient landslides along the supplying side of the uplifted areas.

Age: LATE HOLOCENE

Continental shelf environment

Inner shelf deposit (g_{19})

Pelitic to medium-coarse sand: coarse clasts are carbonate, organic or volcanic (pumice and scoriae) in composition; lesser sand and sandy gravel in elongated bands along the line of maximum gradient of the steeping coastal sectors.

Age: LATE HOLOCENE - PRESENT

Outer shelf deposit (g_{21})

Pelitic sand and lesser fine sand, mainly volcanic (scoriae, micropumices, lithoclasts) and minor bioclastic in origin.

Age: LATE HOLOCENE - PRESENT

Bioclastic deposit (g_{12})

Organogenic sands and gravels with minor pelitic matrix, bioclastic coarse sand with pelitic matrix in varying amount, very thin to thin -bedded (cm to dm in thickness) on pelitic to sandy pelitic sea floors: typical association of the “coastal detrital” unit (*Auct*). Pelites with organogenic and bioclastic elements of sand and gravel size: typical association of the “coastal muddy detrital” unit (*Auct.*).

Age: LATE HOLOCENE - PRESENT

Continental slope environment

Slope deposit (m_2)

Pelites with a variable portion of volcanoclastic and bioclastic components, lesser pelites with a greater component of sand in the proximity of canyon entrances.

Age: LATE HOLOCENE - PRESENT

COMPLETELY FORMED UNITS

TRANSGRESSIVE SYSTEMS TRACT (TST)

Beach deposit (TST- g_2)

Deposits of relict beach, restricted to limited outcrops of different lithologies. In protected areas at Punta Campanella, they consist of well-rounded carbonate pebbles, less than a decimeter in diameter, in minor gravel matrix; north of Seiano, they consist of volcanoclastic sands and rounded pebbles alternating with thick beds of well-rounded pumices, locally in pelitic matrix.

Age: HOLOCENE

LOWSTAND SYSTEMS TRACT (LST)

Beach deposit (LST- g_2)

Relict littoral deposits, likely composed of well-sorted sand and gravel with bioclast fragments, assembled in littoral prisms adjacent to the progradations of the platform margin in bands subparallel to the isobaths, with a pelitic cover of variable, but < 2 m, thickness.

Age: LATE PLEISTOCENE

QUATERNARY UNITS PERTAINING TO SPECIFIC BASIN

COMPLETELY FORMED UNITS PIANA DEL SELE -

GOLFO DI SALERNO BASIN- AMALFI COAST SECTOR

Amalfi synthem (ALF)

Alluvial sediments consisting of calcareous gravels with pyroclastic silty-sandy matrix, deposited in the low part of streams following the versilian transgression. It includes the **ALF₁** lithofacies, constituted by alluvial deposits with gravels and limestones clasts in pelitic-sandy matrix volcanic in nature. Locally, the upper part includes the *piroclastiti di Pompei*. Followed by thick debris flow and alluvial deposits (Durece), re-working the same eruptive unit. Thickness up to some tens of metres in the narrowest gorges.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p.- HOLOCENE

Conca supersynthem (CN)

In this supersynthem units deposited during several climatic and eustathic cycles, following the uplift of the M. Lattari range, are comprised. It is made up of prevailingly scarcely cemented conglomerates with carbonate clasts and yellowish silty-sandy pyroclastic matrix, testifying to old detritic fans and slope debris (**a₃**), with small alluvial fans, and fluvial deposits in the Reginna Maior valley (**b**). Variable thickness, reaching some tens of metres. Locally, it includes beach conglomerates and small bio-constructions with *Cladocora coespitosa* (LINNÉ), located up to 15 m over the sea level. These outcrops are indicated with a peculiar symbol.

Age: MIDDLE PLEISTOCENE p.p. - UPPER PLEISTOCENE

Vettica supersynthem (VT)

In this supersynthem, units deposited during several cycles, related to the distensive tectonic events, which defined the southern margin of the Monti Lattari range, are included. It is made up of carbonate breccias and conglomerates, with pyroclastic matrix scarce or absent, forming mainly detritic fans and slope debris and minor alluvial fans, tectonically lying on slopes. Locally, it includes beach conglomerates and small bio-constructions with *Cladocora coespitosa* (LINNÉ), located between 30 and 230 m over the sea level. These outcrops are indicated with a peculiar symbol. Thickness reach some tens of metres.

Age: LOWER PLEISTOCENE - MIDDLE PLEISTOCENE p.p.

PIANA CAMPANA BASIN

Vesuvian-Phlegrean synthem (VEF)

This synthem groups all detritic and volcanic units deposited between the erosional, locally non-depositional (paleosol), discontinuity at the top of the *Tufo Grigio Campano* (39 ky) and the topographic surface. It comprises, therefore, all stratigraphic units younger than 39 ky. In some areas, within the synthem some discontinuities of lower rank define different subsynthem respectively Scanzano subsynthem (VEF₁) and Agro nocerino-sarnese subsynthem (VEF₂). At the foot of the Monti del Sarno and in the eastern part of Monti Lattari the synthem undivided has been mapped distinguishing two lithofacies: VEF_b and VEF_l. The first is constituted by gravelly alluvional sediment rich in matrix with intercalations of pyroclastic deposits. Several surveys allow to assign a thickness of several tens of meters; the last lithofacies is constituted by weathered pyroclastic loose from numerous eruptions of Neapolitan volcanic district.

Age: UPPER PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE

SARNO PLAIN AND CARBONATIC RELIEFS SECTOR

Agro nocerino-sarnese subsynthem (VEF₂)

This subsynthem is comprised between the surface of erosion and non-deposition at the top of the sub-synthem of Scanzano and the topographic surface. It deposited in the Sarno Plain during the last phases of the Versilian transgression and the successive holocenic high stand and is heteropic of the upper part of the *unità di Pomigliano*. Volcanites from the Somma-Vesuvio are intercalated in it. In the north-eastern part of the sheet in this subsynthem the informal *unità di Piano delle Selve* (**PNV**) is distinguished, whereas in the coastal area the upper part of the subsynthem, at the top of the *piroclastiti di Pompei* (79 A.D.), is mapped as the informal *unità di Ponte Persica* (**PNI**). Three lithofacies are recognized: mudstones and volcanoclastic sands, sometimes peaty, palustrine environment and fluvial-palustrine with local intercalations of fine fluvial sands and gravels. In the lower plain also include episodes in lagoonal facies (**e₃**); coastal dune sands, passing below to the sandy beach deposits in complexes heteropic with the previous lithofacies (**d**); volcanoclastites alluvial deposits dominated by sandy-silty and lenses rich in limestone clasts (**b**).

Age: *HOLOCENE*

unità di Piano delle Selve (PNV)

Slope debris and colluvial deposits with variable degree of weathering. It comprises mainly volcanoclastic gravels, sands and silty-sands with sparse carbonate clasts. Pyroclastic fall deposits are frequently preserved (pyroclastites from eruptions of Agnano, Mercato, Avellino, Pollena and S. Giuseppe Vesuviano).

Age: *HOLOCENE - PRESENT*

unità di Ponte Persica (PNI)

Continental and transitional deposits, up to 6-7 m thick in the Sarno plain, which can reach a thickness more than 10 m near the calcareous slopes. It includes: blackish eolian sands, rich in mafic minerals, forming coastal dunes of Modern Age (**d**), which in the subsurface pass to texturally and compositionally similar littoral deposits; sometimes peaty and sandy marshy clays and silts (**e₃**), which near Sarno also include travertines (**f₁**); prevailingly sandy fluvial deposits in the axial part of the Sarno Plain (**b**); alluvial silty and clayey sands and materials filling old courses of the Sarno River, earlier than the hydraulic works of the XIX century (**h**).

Age: *HOLOCENE (Post-79 d. C.)*

Scanzano subsynthem (VEF₁)

It comprises alluvial fan deposits, post TGC and before the beginning of Versilian transgression to the boundary Upper Pleistocene-Holocene. It includes the lithofacies (VEF_{1b}) constituted by gravels and conglomerates, with up to 15 cm-sized carbonate clasts and generally abundant volcanoclastic matrix. Primary and re-worked pyroclastic layers occur. Locally these deposits, thick up to some dozen of metres, fill valleys cut in the *Tufo Grigio Campano*. The subsynthem deposits are cut by the Versilian paleoclip of Stabia.

Age: UPPER PLEISTOCENE *p.p.*

Somma-Vesuvius apron sector

unità di Pomigliano (UGL)

Volcano-sedimentary complex forming the apron of Somma-Vesuvius. It consists of prevalingly gravely-sandy irregular laterally and vertically alternations of pyroclastic density current and volcanoclastic (debris flow and hyperconcentrated flows) deposits, with pyroclastic fall (among them the *piroclastiti di Pompei*) and alluvial deposits. These deposits change in colour from grey to grey-yellowish and reach a thickness of 20 m. They rest on the *Tufo Grigio Campano* and are heteropic with both volcanics of the Somma-Vesuvius and, in the distal zones, with the Scanzano and Agro nocerino-sarnese subsynths.

Age: HOLOCENE (Post 79 d. C.)

vulcaniti della Civita (VVT)

Reddish and blackish foam lavas with leucite and augite phenocrysts, probably erupted by a local volcanic centre. Lavas are up to 30 m thick and downwards pass to massive leucititic lavas alternating with pyroclastites.

Age: UPPER PLEISTOCENE

Somma-Vesuvius volcano sector

The Vesuvian-Phlegrean synthem in this sector includes the volcanic products erupted from the Somma-Vesuvius. Some discontinuities of lower rank define different volcanic and volcano-sedimentary subsynths (Zabatta and Molarà). The age of the Vesuvian-Phlegrean synthem in this sector is Late Pleistocene-Present.

Molarà subsynthem (VEF₈)

It is comprised between the discontinuity (erosive or non-deposition surface) at the base of the Plinian eruption of Pompei (*piroclastiti di Pompei*) and the

topographic surface. It comprises the formations of *piroclastiti di Pompei*, *lave e piroclastiti di Villa Inglese-San Pietro*, *piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano*, *lave e piroclastiti del Vesuvio*.

lave e piroclastiti del Vesuvio (LPV)

This formation groups the lavas and pyroclastites erupted in the period 1638-1944 A.D. The lavas have a prevailing tephro-phonolitic composition and porphyritic texture owing to leucite + pyroxene phenocrysts. Basal and top beds of loose scoriae occur in some lava flows (**LPV_a**). Scoriae linked to the activities of the Bocca Fossamonaca (**LPV_b**). Pyroclastic fall deposits from the eruption of 1822 (**LPV_c**), and black lapilli fall from the eruption of 1944 (**LPV_c**) are mapped. These comprise layers of scoriaceous lapilli with different porphyritic degree (biotite and pyroxene in 1822 and 1906 deposits, pyroxene and leucite in 1944 deposits). Composition is tephritic to tephri-phonolitic. *A.D. 1638-1944*

piroclastiti di S. Giuseppe Vesuviano (Piroclastiti del 1631 auct.) (PMX)

This formation comprises both pyroclastic fall and flow deposits of the 1631 AD eruption. Pyroclastic fall deposits: massive deposits of highly-porphyritic (leucite, sanidine and biotite), scoriaceous lapilli. Accidental lithics are abundant, and comprise lavas, carbonates, skarns and magmatic cumulates. In the eastern sector of the volcano a dm-thick deposit crops out. Pyroclastic flows deposits: same components of the pyroclastic fall deposits. The deposits are mainly matrix supported. The matrix comprises coarse ash rich in loose crystals of leucite and biotite. *A.D. 1631*

lave e piroclastiti di Villa Inglese - San Pietro (LVI)

The unit includes two lithofacies. Dark-grey, aphyric to porphyritic (pyroxene and leucite) lavas (**LVI_a**), mainly tephritic-phonolitic composition. Near the eruptive vents there are fall deposits of loose scoriae (**LVI_b**). Layers of black, aphyric or sub-aphyric scoriaceous lapilli, with few lithics, referable to fall deposits. At least different eruptions can be recognised, six of which very widely dispersed, whose thickness reaches some metres on the volcano slopes. Composition from tephritic to tephritic-phonolitic. *Post-A. D. 472 - Pre-A. D. 1631*

piroclastiti di Pompei (PPM)

Pyroclastic fall and flow deposits of the A.D. 79. Pompeii eruption. Fall deposits consist of banks of white pumiceous lapilli at the base, which become grey in the middle part of the succession. It is generally characterized by inverse grading and lithics more abundant in the upper half of the deposits. Pumices are porphyritic with sanidine, pyroxene and biotite crystals. Lava lithics are

more abundant in the white basal beds of the succession, whereas carbonate fragments prevail in the grey part. The flow deposits group both pyroclastites of the plinian phase of the eruption, consisting of massive ash and pumice flows, and those of the successive phreato-magmatic phase, made up of frequently cross-bedded ash flows. *A.D. 79*.

Zabatta subsynthem (VEF₇)

This subsynthem is constituted by deposits of the *Pomici di Avellino* plinian eruption and by the deposits of the interplinian activity between the Avellino and Pompei eruptions. In the area, only the pyroclastic flow deposits of the Avellino eruption, consisting mainly of phreato-magmatic products, crop out.

piroclastiti di Avellino (PAV_b)

Pyroclastic flow deposits lithofacies (**PAV_b**): metric to decametric ashy, dune bedded deposits with internal cross-stratification and minor massive ashy beds. They contain porphyritic white and grey pumices with sanidine, pyroxene and biotite, referable to flow deposits (lavas and pyroclastic surges). The composition is phonolithic to tephri-fonolithic. $3,530 \pm 40$ yr BP

Scavoletta subsynthem (VEF₅)

This subsynthem is constituted by deposits of the *Pomici di Base*, *lave e scorie del Vallone San Severino* and *Pomici Verdoline* eruptions. In the area, only the *scorie piroclastiche* lithofacies of the *lave e scorie del Vallone San Severino* crops out.

lave e scorie del Vallone San Severino (LSV_b)

Unit divided into different lithofacies of which emerges in this area the lithofacies **LSV_b** constituted by pyroclastic scoriae. Latitic, less porphyric (pyroxene and leucite) lapilli and black scoriaceous blocks. Reddish, aphyric, frequently not lithified scoriae. $18,3 \pm 0,18$ - $16,13 \pm 0,11$ ky BP

ISCHIA-PHLEGREAN SUPERSYNTHEM

This supersynthem comprises the deposits, mainly clastic in this area, that filled the present morpho-tectonic basins, between the Meso-Cenozoic carbonatic and siliciclastic substratum and the discontinuity at the top of the *Tufo Grigio Campano*.

Age: LOWER PLEISTOCENE ? - UPPER PLEISTOCENE *p.p.*

Tufo Grigio Campano (Ignimbrite Campana Auctt.) (TGC)

At the base, massive grey-light coloured ash deposits, 20-70 cm thick, porphyritic to sub-aphyric (sanidine), followed by dark-grey, sometimes yellowish

and brown-yellow, ignimbritic flow deposits, with columnar jointing and different amount of dark-grey cm- to dm-sized pumices, dark scoriae, lava lithics and loose crystals of sanidine. Deposits are from poorly to well-welded and zeolitised. Thickness can reach some tens of metres (up to 70). Composition ranges from trachyte to hyperalkaline phonolites. $39,28 \pm 0,11$ ky B.P.

Gragnano synthem (GGN)

Alluvial fan conglomerates with cm- to dm-sized carbonate clasts, frequently with yellowish, sometimes prevailing, pyroclastic matrix, and intercalations of weathered fall and flow pyroclastic layers. “Emboité” within conglomerates of the **BPI**, covered by **TGC**. Variable thickness, up to several tens of meters.

Age: *MIDDLE PLEISTOCENE p.p. - UPPER PLEISTOCENE p.p.*

Pimonte synthem (BPI)

Alluvial fan conglomerates, mainly confined, clast supported, with carbonate clasts up to 50 cm in diameter, matrix poor and calcite cemented. Often reinforced and karstified.

Age: *LOWER PLEISTOCENE (?) p.p. - MIDDLE PLEISTOCENE p.p.*

PLIO-PLEISTOCENE UNITS NOT PERTAINING TO SPECIFIC BASIN

Agerola synthem (AGA)

Epiblastic complex comprising two lithofacies: a) fan-conglomerates with carbonate and rare siliciclastic clasts with sandy-silty yellowish matrix; b) slope debris with cm- to dm-sized carbonate clasts, with scarce matrix and frequently abundant calcite cement. Variable thickness, up to 120 m near Positano.

Age: *UPPER PLIOCENE (?) - LOWER PLEISTOCENE*

Monte Faito synthem (BMF)

Epiblastic complex comprising conglomerates with dm-sized carbonate clasts, with scarce or absent carbonate matrix and abundant calcite cement. Debris slope facies, with local alluvial input. Variable thickness, up to 30 m.

Age: *UPPER PLIOCENE (?)*

SYN-OROGENIC UNITS

brecce di Punta del Capo (BPD)

Breccias and conglomerates, with yellowish sandy-conglomeratic matrix and up to decametre-sized clasts, consisting of Miocene calcarenites and Cretaceous limestones, unconformable on the underlying rocks. Breccias and conglomer-

ates deposited in an up-thrust basin located on the Miocene and Cretaceous terrains. Thickness can reach 300 m. Microfloras characterized by re-worked taxa and by *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SHILLER, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *Reticulofenestra pseudumbilicus* (GARTNER) GARTNER, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *Discoaster* cf. *pentaradiatus* (TAN) BRAMLETTE & RIEDEL.

Age: UPPER TORTONIAN

PRE-OROGENIC UNITS

Monte Faito-Ravello tectonic unit

calcari e calcari dolomitici (CLU)

Limestones, dolomitic limestones and dolostones, usually brecciated, in particular close to the tectonic contact with the underlying Monti Lattari-Monti Picentini Unit. Fossils: Radiolitidae, *Accordiella conica* FARINACCI, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT, *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RANIERI), *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, Rotalidae Nezzazatidae, Orbitolinidae, Miliolidae, Valvulinidae.

Age: BARREMIAN - SANTONIAN

Monti Lattari-Picentini tectonic unit

arenarie del deserto (ADD)

Arkosic greyish medium-bedded sandstones, alternating with siltites and silty marls. Sandstones represent a typical turbiditic succession with frequently complete Bouma sequence. Thickness reaches 200 m. Olistostromas and olistoliths, consisting of Cretaceous to lower Miocene grey and greenish silicified calcilutites, grey fine-grained calcarenites, greenish marly clays and variegated clays, fed by the Sicilide Complex, locally occur.

Age: SERRAVALLIAN (?) - LOWER TORTONIAN (?)

arenarie di Termini (TMI)

Greyish, coarse-grained, medium- to thick-bedded arkosic sandstones, more or less rich in calcareous clasts, with low angle planar metre-sized cross bed-

ding. Thickness reaches 60-70 m (arenarie di Nerano; **TMI₁**). A few thin pelitic beds contain *Neogloboquadrina continuosa* (BLOW), *Globorotalia prae-menardii* CUSHMAN & STAINFORTH, *Globorotalia scitula* (BRADY), *Paragloborotalia siakensis* (LEROY), *Glodoquadrina dehiscens dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), indicating a Serravallian age. Upwards this member grades into middle- fine-grained, greyish, thin- to medium-bedded, arkosic sandstones, with frequent cm-sized siltite and pelite layers. In the upper part slumpings and olistoliths of Sicilide terrains are recognizable (arenarie di Marciano; **TMI₂**). This member resulted barren and reaches a thickness of 100-150 m. The *arenarie di Termini* testify to a deepening siliciclastic platform environment.

Age: *SERRAVALLIAN* (?)

calcareniti di Recommone (**CDR**)

Greyish bioclastic and glauconitic calcarenites with ostreids, pectinids and *Miogypsina* sp. Beds are thin and more or less anastomosed. Rocks, consisting only of clasts of calcareous neritic fossils and fewer siliceous spiculae, deposited in a high energy open platform. Thickness ranges between a few metres to some tens of metres. In the upper part, calcarenites become arenaceous (grains of quartz and white mica) and gradually pass to the overlying sandstones.

Age: *BURDIGALIAN* (?) - *SERRAVALLIAN* (?)

calcarei a radiolitidi (**RDT**)

Alternances of grey crystalline dolostones, light brown micritic and biomicritic limestones and rare intrabasinal conglomerates with greenish marly matrix. Fossils: Radiolitidae, Requinidae, gastropods (Nerineidae), *Cisalveolina fraasi* (GUMBEL), *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Biconcava bentori* HAMAOU & SAINT-MARC, *Biplanata penetropliformis* HAMAOU & SAINT-MARC, *Nezzazata simplex* OMARA, *Sellialveolina viallii* COLALONGO, *Neoiraqia insolita* (DECROUEZ & MOULADE), *Nummocolulina* sp., *Sabaudia* sp., Milolidae, Nezzazatidae, Rotalidae and, only in the lower part, *Archaealveolina reicheli* (DE CASTRO), *Salpingoporella dinarica* RODOICIC and "primitive" cuneolinas. Upwards, grey, withish and light-brown limestones and dolomitic limestones, rich in rudists, with frequent intercalations of medium- to thick bedded grey dolostones, occur. Between Punta del Capo and Massalubrense, medium-bedded intensively bioturbated, up to pseudobreccias, vacuolar calcareous and dolomitic lithofacies, with greenish marly matrix, occur. Fossils: Radiolitidae, Hippuritidae, *Accordiella conica* FARINACCI, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Scandonea sannitica* DE CASTRO, *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT, *Stensioina surrentina* TORRE, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC,

Sgrossoella parthenopeia DE CASTRO, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RANIERI), Rotalidae, Miliolidae, Discorbidae, rare planktonic foraminifers.

RD_T Litofacies of dolomitic breccias: heterometric breccias with dolomitic, and subordinately calcareous, clasts and microcrystalline dolomitic matrix. These breccias are heteropic of the lower-middle part of the calcari a radioliti (uppermost Aptian-Albian).

The formation, thick about 1.100 m, testifies to proximal to distal open platform environment, locally with intraplatform scarps.

Age: UPPER APTIAN p.p. - SANTONIAN

calcari con requienie e gasteropodi (CRQ)

Alternances of grey, frequently laminated, crystalline dolostones, grey micritic limestones with fenestrae and parallel lamination, grey or brown biomicritic limestones, these latter rich in primitive cuneolinas and small dasycladaceae algae as *Actinoporella podolica* (ALTH), *Salpingoporella melitae* RADOICIC, *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Salpingoporella cemi* RADOICIC, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Clypeina solkani* CONRAD & RADOICIC, *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO), *Epimastopora cekici* RADOICIC, Valvulinidae, Textularidae, ostracods and small gastropods are also present. Upwards, alternances of well-bedded light brown limestones with Requienidae, Ostreidae and fragments of echinoderms, and biomicritic limestones, rich of Miliolidae and *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA, *Cuneolina camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Tripoporella marsicana* PRATURLON and Valvulinidae, occur. Locally (Capo d'Orlando) thin-bedded calcilutites with fish remnants are heteropic of the upper part of succession. The formation is about 500 m thick and gradually passes to the platform environment, with local peritidal facies and condensed facies in the lower part.

Age: BERRIASIAN p.p. - UPPER APTIAN p.p..

CRQ₂, member of calcari e marne a *Orbitolina*: intrabasinal, 15-25 m thick, calcareous conglomerates with greenish marly matrix fading upwards and laterally to green marls and nodular limestones with films of green marly matrix. In the lower part a conglomeratic and marly layer, 2-3 m thick, very rich in Orbitolinidae ("Livello ad orbitoline" Auct.) is present. Fossil contents: *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* DOUGLAS, *Cuneolina camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, characeae, ostracods, bivalves and gastropods.

Age: UPPER APTIAN p.p.

calcarei con *Cladacoropsis* e *Clypeina* (CCM)

Grey to black, sometimes light brown, stinking limestones and dolomitic limestones, with abundant *Cladacoropsis mirabilis* FELIX. In the entire succession beds of grey or dark grey stinking dolostones occur. Together with *Cladacoropsis mirabilis*, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Pfenderella arabica* REDMOND, Valvulinidae, Textulariidae, Nubeculariidae and ostracods are present. The formation is 150 m thick, testifies to restricted lagunar environment and downwards grades into the “calcarei oolitici e oncolitici” (CDO).

Age: CALLOVIAN p.p. - KIMMERIDGIAN p.p.

CCM₁ member of calcari con *Campbelliella* e *Kurnubia*: grey, light-brown and whitish, medium- to thick-bedded limestones and dolomitic limestones, with intercalations of grey crystalline, frequently laminated, dolostones, more abundant in the upper part. In the middle-upper part of the succession, some lenticular intercalations of intrabasinal conglomerates with yellowish or greenish marly matrix, up to a few dm thick, also occur. The lower part is characterized by thin, laterally discontinuous, beds of partially silicified yellowish micritic limestones. In the upper part, *Campbelliella striata* (CAROZZI), *Clypeina jurassica* FAVRE, *Clypeina parvula* (CAROZZI), *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Favreina salevensis* (PAREJAS) and rare fragments of bivalves and gastropods (Nerineidae), are present. The lower and middle part of the succession is characterized by the occurrence of *Kurnubia palestinensis* HENSON, *Kurnubia wellingsi* (HENSON), *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Pfenderella arabica* REDMOND, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Parurgonina caelinenensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI-MORANO, *Selliporella sellii* (CRESCENTI). This member is about 350 m thick and testifies to lagunar platform environment.

Age: KIMMERIDGIAN p.p. - BERRIASIAN p.p.

calcarei oolitici ed oncolitici (CDO)

Grey and rarely light brown, limestones and dolomitic limestones, with intercalations of grey crystalline dolostones and thin grey-greenish clayey marls in the basal part. Limestones are frequently oolitic in the lower and middle part of the succession. Fossils: benthonic foraminifers, algae, gastropods, small bivalves, echinoderms and corals, frequently associated *Thamatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) and *Cayeuxia* sp. and ostracods. The upper part is characterized by *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, whereas the lower and intermediate parts are characterized by *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Siphovalvulina* spp., *Mesoendothyra croatica* GUSIC and *Selliporella*

donzellii SARTONI & CRESCENTI, this latter sometimes very abundant in whitish beds. In the upper part *Pfenderella arabica* REDMOND, *Satorina apuliensis* (?) FOURCADE & CHOROWICS are present. The lower part of the formation deposited in an open carbonate shelf, gradually passing to lagoonal environments. The **CDO** reach a thickness of 400 m and downwards pass to the “calcarei a *Palaeodasycladus*” (**CPL**).

Age: TOARCIAN p.p. - CALLOVIAN p.p.

calcarei e dolomie con selce dei Monti Mai (**MNM**)

Thin-bedded, brown, saccharoid dolostones, with yellowish, locally reddish, marls, and slumpings. Intercalations of syn-sedimentary dolomitic (Marmorata, Torello) and calcareous (San Cosma) breccias and well-bedded dark-brown, sometimes graded limestones. These limestones are locally black, with bituminous thin layers and black chert (area between Maiori and Minori). Prevailing microfacies of crystalline dolostones or wackestones with bivalve bioclasts, radiolarians and spicules of sponges. The formation is heteropic of the calcari a *Palaeodasycladus*, reaches a thickness of 250 m and testifies to carbonate platform lower slope environment.

Age: LOWER JURASSIC p.p.

calcarei a *Palaeodasycladus* (**CPL**)

Medium- to thick-bedded grey, light-brown and whitish biomicritic limestones and dolomitized biodetritic limestones, with *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), alternating with grey saccharoid dolostones. In the upper part of the succession spathized great bivalves appear, which become more and more frequent upwards (“Facies a *Lithiotis*” Auct.). The uppermost layers of this interval are characterized by greenish marly-clayey intercalations and by very abundant *Lithiotis*. Microfossils are represented by *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Haurania deserta* HENSON, *Aeolisaccus dunningtoni* (ELLIOTT), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Cayeuxia* sp., “*Siphonovulina*” sp., Textulariidae, Ammodiscidae, *Mayncina termieri* HOTTINGER, *Lituosepta compressa* HOTTINGER, *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL). The latter three species are present only up to the base of the “Facies a *Lithiotis*”. The thickness of the formation reaches 750 m. The calcari a *Palaeodasycladus* deposited in the internal part of a carbonate shelf and show an evolution from an intertidal-supratidal environment, in the lower part, to a subtidal environment, characterized by better oxygenized waters and a greater water energy. The uppermost part (Facies a *Lithiotis*) seems to indicate temporary episodes of emersion.

Age: HETTANGIAN p.p. - TOARCIAN p.p.

dolomia superiore (DBS)

Light, massive or poorly bedded macrocrystalline dolostones. In the lower part, they are frequently conglomeratic, with microbialithic concretions, serpulids, dasycladaceae (*Griphoporella* sp.) and small bivalves (Maiori). The upper part is stratified and shows banks separated by dm-sized horizons with fenestrae, re-worked pisoids, and lenticular ochre-red slightly marly layers. The upper tens of metres of the succession are calcareous or calcareous-dolomitic. East of Maiori conglomeratic dolomitic lithofacies prevail, with reefal clasts in the lower part and fragments of peritidal dolostones in the upper part (DBS_a). The maximum visible thickness is of 500-800 m. The lithofacies testify to carbonate platform margin and upper slope environments.

Age: NORIAN-HETTANGIAN *p.p.*

UNITS OF THE UNDIFFERENTIATED SUBSTRATUM

Undifferentiated volcanic substratum (svi_p)

Outcrops of the acoustic volcanic basement of the volcanic activity of Somma-Vesuvio, covered by marine sands or pelites of variable, but < 2 m, thickness.

Age: LATE HOLOCENE

Undifferentiated chaotic deposits (sai)

Massive palimpsest deposits consisting of heaps of blocks that form topographic highs with a recent cover less than 1 m in thickness.

Age: MIDDLE PLEISTOCENE - HOLOCENE (?)

Middle cenozoic undifferentiated substratum (sci)

Carbonate and silicoclasts of Middle Cenozoic age correlated with the acoustic basement of the sedimentary units. Area of suboutcrops of such rocks.

Age: MIDDLE CENOZOIC

BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1977) - *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'Agip durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia*. AGIP S.p.A., Milano.
- AIELLO G., BUDILLON F., CRISTOFALO G., D'ARGENIO B., DE ALTERIIS G., DE LAURO M., FERRARO L., MARSELLA E., PELOSI N., SACCHI M. & TONIELLI R., (2001) - *Marine geology and morphobathymetry in the Bay of Naple. A multidisciplinary approach to the recent evolution of the sea floor*. In: F.M. FARANDA, L. GUGLIELMO, G. SPEZIE (Eds.): "*Mediterranean Ecosystems: structures and processes*". Springer Verlag, 1-8.
- ALBORE LIVADIE C., BARRA D., BONADUCE G., BRANCACCIO L., CINQUE A., ORTOLANI F., PAGLIUCA S., & RUSSO F. (1990) - *Evoluzione geomorfologia, neotettonica e vulcanica della piana costiera del fiume Sarno (Campania) in relazione agli insediamenti anteriori all'eruzione del '79 d.C.* In: ALBORE LIVADIE C. & WIDEMANN F. (Eds.), "*Vulcanologie et Archeologie*", PACT, **25**, 237-256.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., AZZI C., CALDERONI G., CORTESI C., IMPROTA S. & PETRONE V. (1989) - *¹⁴C tephrochronology with different fractions of paleosol humic matter at Procida Island, Italy*. Radiocarbon, **31**, 664-671.
- AMATO A. & ROBUSTELLI G. (2002) - *The Nocella conglomerates: a problematic outcrop highly suspended on the Southern slope of the eastern Sorrento Peninsula (Italy)*. Il Quaternario, **15**, 83-96.
- AMORE O.F., BONARDI G., DI STASO A., CIAMPO G., DE CAPOA P., MORABITO S., RUGGIERO M. & SGROSSO I. (2005) - *The progress of knowledge about the Miocene successions of the Southern Apennines following Selli's papers of 1957 and 1962*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. **4**, 37-44.
- ANDRONICO D., CALDERONI G., CIONI R., SBRANA A., SULPIZIO R. & SANTACROCE R. (1995) - *Geological map of Somma-Vesuvius volcano*. Per. Min. "Special Issue for Volcanoes in town, a IAVCEI Conference on Volcanic Hazard in Densely Populated Regions", **64**, 77-78.
- ANDRONICO D. & CIONI R. (2002) - *Contrasting styles of Mount Vesuvius activity in the period between the Avellino and Pompeii plinian eruptions, and some implications for assessment of future hazards*. Bull. Volcanol., **64**(6), 372-391.
- ANDRONICO D., CIONI R., MARIANELLI P., SANTACROCE R., SBRANA A. & SULPIZIO R. (1996) - *Introduction to Somma-Vesuvius*. In: "*Vesuvius Decade Volcano*" Workshop Handbook, Napoli, Settembre 17-22, 1-13.
- ANGELIER J. (1984) - *Tectonic analysis of fault slip data sets*. J. Geoph. Res., **89**, B7, 5835-5848.
- ARNÒ V., PRINCIPE C., ROSI M., SANTACROCE R., SBRANA A. & SHERIDAN M.F. (1987) - *Eruptive hystory*. In: SANTACROCE R. (Ed.): "*Somma-Vesuvius*". CNR Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **13**, 53-103.
- ARRIGHI S., PRINCIPE C. & ROSI M., (2001) - *Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity*. Bull. Volcanol., **63**, 126-150.
- BARATTOLO F. & PUGLIESE A. (1987). *Il Mesozoico dell'Isola di Capri*. Quad. Accad. Pontaniana in Napoli, **8**, 1-36.
- BARRA D., BONADUCE G., BRANCACCIO L., CINQUE A., ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & RUSSO F. (1992) - *Evoluzione geologica olocenica della piana costiera del Fiume Sarno (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 255-267.
- BARD E., HAMELIN B., FAIRBANKS R. & ZIDLER A. (1990) - *Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals*. Nature **345**, 405-410.
- BARTLETT W.L., FRIEDMAN M. & LOGAN J.M. (1981) - *Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. XI Wrench faults in limestone layers*. Tectonophysics, **79**, 255-277.
- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin of Campania, Southern Italy*. Marine geology, **55**, 163-180.

- BASSANI F. (1891) - *Sulla ittiofauna del Calcare schistobituminoso di Monte Pettine presso Giffoni Vallepiiana in prov. di Salerno*. Boll. Soc. Geol. It., **10**, 1005.
- BASSANI F. (1892) - *Sui fossili e sull'età degli schisti bituminosi di Monte Pettine presso Giffoni Vallepiiana in provincia di Salerno*. Mem. Soc. It. Sci. Napoli, III ser., **9**, 27.
- BASSANI F. & D'ERASMO G. (1912) - *La ittiofauna del calcare cretacico di Capo d'Orlando presso Castellammare (Napoli)*. Mem. Soc. It. Scienze, Lettere ed Arti, **17**, 185-243.
- BELLUCCI F. (1994) - *Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo del settore meridionale della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 395-420.
- BELLUCCI F., MILIA A., ROLANDI G. & TORRENTE M.M. (2006) - *Structural control on the upper Pleistocene ignimbrite eruptions in the Neapolitan area (Italy): volcano tectonic faults versus caldere faults*. In DE VIVO (Ed): "Volcanism in the Campanian Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites", Elsevier, 163-180.
- BERNABINI M., LATMIRAL G., MIRABILE L. & SEGRE A.G. (1973) - *Alcune prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. Rapp. CIESM, **11**, 929-934.
- BERNASCONI A., BRUNI P., GORLA L., PRINCIPE C. & SBRANA A. (1981) - *Risultati preliminari dell'esplorazione geotermica profonda nell'area vulcanica del Somma - Vesuvio*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 237-240.
- BIANCO F., CASTELLANO M., MILANO G., VENTURA G. & VILARDO G. (1998) - *The Somma-Vesuvius stress field induced by regional tectonics: evidences from seismological and structural data*. J. Volcanol., Geoth. Res., **82**, 199-218.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1992) - *Carta Geologica dell'Appennino Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1341.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria-Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. In: VAI G.B. AND MARTINI I.P. (Eds.): "Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins". 287-306. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London.
- BÖSE E. (1896) - *Contributo alla geologia della Penisola di Sorrento*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat., **8**, 18.
- BOYD R., SUTER J. & PENLAND S. (1989) - *Relation of sequence stratigraphy to modern sedimentary environments*. Geology, **17**, (10), 926-929.
- BRANCACCIO L. (1968) - *Genesi e caratteri delle forme costiere della penisola sorrentina*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **77**, 247-274.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTO A. & SANTANGELO N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania. Geomorfologia e neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. It., **53**, 313-336.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F. & SGAMBATI D. (1999) - *Osservazioni geomorfologiche sulle frane del 5-6 Maggio 1998 del Pizzo D'Alvano (Monti di Sarno, Campania)*. "Studi Geografici e Geologici in onore di Severino Belloni" a cura di: OROMBELLI G., 81-123, De Frede, Napoli.
- BRAVI S. & DE CASTRO P. (1995) - *The Cretaceous fossil fishes level of Capo d'Orlando, near Castellammare di Stabia (NA): biostratigraphy and depositional environment*. Mem. Sci. Geol., **47**, 45-72.
- BRUNO P.P.G., CIPPITELLI G. & RAPOLLA A. (1998) - *Sismic study of the Mesozoic carbonate basement around Mt. Somma-Vesuvius, Italy*. J. Volcanol. Geoth. Res., **84**, 311-322.
- BRUNO P.P.G., DI FIORE V. & RAPOLLA A. (2002) - *Seismic reflection data processing in active volcanic areas: an application to Campi Flegrei and Somma-Vesuvius offshore*. Annals of Geophysics, **45** (6), 753-768.
- BUDILLON, F., VIOLANTE, C., CONFORTI, A., ESPOSITO, E., INSINGA, D., IORIO, M. & PORFIDO, S. (2005) - *Event beds in the recent prodelta stratigraphic record of the small flood-prone Bonea stream (Amalfi Coast, Southern Italy)*. Mar. Geol., **222-223**, 419-441.

- CAIAZZO C., ASCIONE A. & CINQUE A. (2006) - *Late Tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): New evidences from the Tyrrhenian slope*. *Tectonophysics*, **421**, 23-51.
- CAIAZZO C., CINQUE A. & MEROLA D. (2000) - *Relative chronology and kinematics of the Apennine and antiapennine faults of the Sorrento Peninsula*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**, 165-174.
- CALDERONI G. & TURI B. (1998) - *Major constraints on the use of radiocarbon dating for tephrochronology*. *Quat. Int.*, **47/48**, 153-159.
- CAPOTORTI F. & TOZZI M. (1991) - *Tettonica trascorrente nella penisola sorrentina*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**, 235-249.
- CARANNANTE G., CHERCHI A., GRAZIANO R. & SIMONE L. (2007a) - *Post-Turonian rudist-bearing limestones of the peri-Tethyan Region: Evolution of the sedimentary patterns and lithofacies in the context of global vs regional controls*. In: LUKASIK J. & SIMO A. (Eds.): "Controls on carbonate platform and reef development". *Soc. Sedim. Geol. Spec. Publ.*, **89**, 309-325, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- CARANNANTE G., GRAZIANO R., LAVIANO A., RUBERTI D., SIMONE L., SIRNA G., SIRNA M. & TROPEANO M. (2001) - *Low energy vs. high energy depositional settings and related sedimentary bodies in early Senonian rudist bearing carbonate shelves (central- southern Italy)*. *Géol. Méditerranéenne*, **28**, 37-40.
- CARANNANTE G., GRAZIANO R., PAPPONE G., RUBERTI D. & SIMONE L. (1997a) - *Depositional systems and response to sea level oscillations of the Senonian Rudist bearing carbonate shelves*. *Facies*, **40**, 1-24, Erlangen, Germany.
- CARANNANTE G., GRAZIANO R., RUBERTI D. & SIMONE L. (1997b) - *Upper Cretaceous temperate-type open shelves from northern (Sardinia) and southern (Apennines-Apulia) Mesozoic Tethyan margins*. In: JAMES N.P. & CLARKE J. (Eds.): "Cool-water carbonates". *Soc. Sedim. Geol. Spec. Publ.*, **56**, 309-325, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIMONE L. (2003) - *Sedimentological and taphonomic characterization of low-energy rudist-dominated Senonian carbonate shelves (southern Apennines, Italy)*. In: GILI E., NEGRA M. & SKELTON P.W. (Eds.): "North African Cretaceous Carbonate Platform Systems". **28**, 189-201, Kluwer Academic Publ. Dordrecht, The Netherlands.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIMONE L. (2007b) - *Cenomanian carbonate depositional settings: case histories from central-southern Apennines (Italy)*. In: SCOTT R.W. (Ed.): "Cretaceous Rudists and Carbonate Platforms Environmental Feedback". *Soc. Sedim. Geol. Spec. Publ.*, **87**, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIRNA G. (1998) - *Senonian rudist limestones in the Sorrento Peninsula sequences (southern Italy)*. *Geobios, Mém. Spéciale* **22**, 47-68.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIRNA M. (2000) - *Upper Cretaceous limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences*. *Sedim. Geol.*, **132**, 89-123.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. *Boll. Serv. Geol. D'It.*, **101**, 343-542.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1964) - *F. 196 Sorrento Isola di Capri*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CASCIELLO E., CESARANO M. & PAPPONE G. (2006) - *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the southern Apennines contractional belt (Italy)*. *Journ. Geol. Soc. London*, **163**, 617-629.
- CASSANO E. & LA TORRE P. (1987) - *Geophysics*. In: SANTACROCE R. (Ed.): "Somma-Vesuvius". C.N.R., Quad. Ric. Sci., **114**, 175-195.
- CASSETTI M. (1918) - *Cenni geologici su alcuni monti della Campania e della Basilicata*. *Boll. Comit. Geol. d'Italia*, **46**, 79-88.

- 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.
- CATENACCI E., DE CASTRO P. & SGROSSO I. (1963) - *Complessi-guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 837-852.
- CHERCHI A., DE CASTRO P. & SCHROEDER G. (1978) - *Sull'età dei livelli a orbitolinidi della Campania e delle Murge Baresi (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **87**, 1-17.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino Centrale (Italia)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1**, 129.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio Meridionale)*. Studi Geol. Camerti, **3**, 109-152.
- CINQUE A. (1976) - *La grotta di S. Barbara nel contesto dell'evoluzione geomorfologica della Piana di Agerola (Penisola sorrentina)*. Annuari Speleologici C.A.I., Napoli - 1974-1975.
- CINQUE A. (1980a) - *Il sovrascorrimento di Monte Faito-Agerola (Penisola Sorrentina)*. Rend. Accad. Sc. Fis. e Mat. in Napoli, **47**, 1-27.
- CINQUE A. (1980b) - *Carsismo ed evoluzione geomorfologica della zona Scala-Ravello (Penisola Sorrentina)*. Dati Preliminari. Notiziario sezionale C.A.I. Napoli, **35**, n. 3.
- CINQUE A. (1991) - *La trasgressione versiliana nella Piana del Sarno (Campania)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quatern., **14**, 63-71.
- CINQUE A., HOSSEIN H., LAURETI L. & RUSSO F. (1987) - *Osservazioni preliminari sulla evoluzione geomorfologica della Piana del Fiume Sarno (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quatern., **10**, 161-174.
- CINQUE A. & IROLLO G. (2004) - *Le ricerche geologiche nell'ambito dell'Herculaneum Conservation Project*. Sovrintendenza ai beni archeologici della Campania, 1-9.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary Kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Ann. Geof., **36**, 124-140.
- CINQUE A. & PUTIGNANO M.L. (1992) - *Geomorphology of the continental shelf around the Sorrento Peninsula (Southern Italy)*. Giornale di Geologia, ser. 3a, **54/2**, 115-125.
- CINQUE A. & ROBUSTELLI G. (2005) - *Alluvial and coastal hazards due to far range effect of Plinian eruptions: the case of the Sorrento Peninsula (Southern Italy) after the famous Vesuvius eruption in A.D. 79*. Geophysical Research Abstracts, **7**, 115.
- CINQUE A. & ROMANO P. (1990) - *Segnalazione di nuove evidenze di antiche linee di riva in Penisola Sorrentina (Campania)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **13**, 23-36.
- CIONI R., LEVI S. & Sulpizio R. (2000) - *Apulian Bronze Age pottery as a long-distance indicator of the Avellino Pumice eruption (Vesuvius, Italy)*. In : McGUIRE B., GRIFFITHS D. & STEWART I. (Eds.): "The Archaeology of Geological Catastrophes". Geol. Soc., London Spec. Publ., **171**, 159-177.
- CIONI R., LONGO A., MACEDONIO G., SANTACROCE R., SBRANA A., Sulpizio R. & ANDRONICO D. (2003) - *Assessing pyroclastic fall hazard through field data and numerical simulations: the example from Vesuvius*. J. Geophys. Res., **108** (B2), 2063-2075.
- CIONI R., MARIANELLI P. & SBRANA A. (1992) - *Dynamics of the A.D. 79 eruption: stratigraphic, sedimentologic and geochemical data on the successions of Somma-Vesuvius southern and eastern sectors*. Acta Vulcanologica, **2**, 109-124.
- CIONI R., MORANDI D., SBRANA A. & Sulpizio R. (1999a) - *L'eruzione delle Pomici di Avellino: aspetti stratigrafici e vulcanologici*. Atti del Covegno "L'Eruzione vesuviana delle Pomici di Avellino e la facies di Palma Campania". Centro Univ. Eur. Beni Culturali, 41-53.
- CIONI R., SANTACROCE R. & SBRANA A. (1999b) - *Pyroclastic deposits as guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius Caldera*. Bull. Volcanol., **60**, 207-222.

- CIRILLI S., IANNACE A., JADOUL F. & ZAMPARELLI V. (1999) - *Microbial-serpulid buildups in the Norian-Rhaetian of Western Mediterranean area: ecological response of shelf margin communities to stressed environments*. Terra Nova, **11**, 195-202.
- CIVETTA L., ORSI G. & PATELLA D. (Eds.) (2004) - *The Neapolitan volcanoes: Vesuvius, Campi Flegrei and Ischia*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**, 399 pp.
- COCCO E. & PESCATORE T.S. (1967) - *L'evoluzione della sedimentazione miocenica nella Penisola Sorrentina*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, 597-638.
- COLANTONI P., DEL MONTE M., FABBRI A., GALLIGNANI P., SELLI R. & TOMADIN L. (1972) - *Ricerche geologiche nel Golfo di Pozzuoli*. In: VERSINO L. (Ed.): "Relazione sui rilievi effettuati nell'area flegrea nel 1970-71". CNR, Quaderni de «La Ricerca Scientifica», **83**, 26-76.
- COLI M. & PICCINI L. (1998) - *Karst geomorphology of the Vallone di Furore, Sorrentine Peninsula (Italy)*. Il Quaternario, **11**, 89-94.
- CONFORTI A. (2003) - *Stratigrafia integrata della Sequenza Tardo-Quaternaria del settore settentrionale del Golfo di Salerno e di quello meridionale del Golfo di Napoli*. Tesi di dottorato in Scienze ed ingegneria del mare, XVI ciclo, Università Federico II di Napoli., 243 pp.
- COPPA M.G., MADONNA M., PUTIGNANO M.L., RUSSO P., PESCATORE T., SENATORE M.R. & VERRENGIA A. (1992) - *Elementi geomorfologici e faunistici del margine continentale tirrenico tra P.ta Campanella e P.ta degli Infreschi (Golfo di Salerno)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 541-546.
- COTECCHIA V. & MELIDORO G. (1964) - *Segnalazione di terreni miocenici trasgressivi nella penisola sorrentina*. Annali Facoltà di Ingegn. Univ. di Bari, **6**, 9-24.
- COTECCHIA V. & MELIDORO G. (1966) - *Geologia e frana di Termini-Nerano (Penisola Sorrentina)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **1**, 93-122.
- CRISTOFALO G.C. (2000) - *Il sistema piattaforma-scarpata del margine meridionale della Penisola Sorrentina: Morfologia, Caratteristiche sedimentarie e Stratigrafia*. Tesi di Dottorato in Geologia del sedimentario, Università degli Studi di Roma "La Sapienza".
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1994) - *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy)*. Journ. Sedimen. Res., **64**, 824-835.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995) - *Tectonic evolution of the southern Apennines thrust-belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone*. The Journal of Geology, **103**, 95-105.
- CRITELLI S., LE PERA E., PERRONE V. & SONNINO M. (1995) - *Le successioni silicoclastiche nell'evoluzione tettonica cenozoica dell'Appennino meridionale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **2**, 155-165.
- D'ARGENIO B., AIELLO G., DE ALTERIIS G., MILIA A., SACCHI M., TONIELLI R., BUDILLON F., CHIOCCI F.L., CONFORTI A., DE LAURO M., D'ISANTO C., ESPOSITO E., FERRARO L., INSINGA D., IORIO M., MARSELLA E., MOLISSO F., MORRA V., PASSARO S., PELOSI N., PORFIDO S., RASPINI A., RUGGIERI S., TERRANOVA C., VILARDO G. & VIOLANTE C. (2004) - *Digital elevation model of the Naples Bay and adjacent areas, Eastern Tyrrhenian sea*. In: PASQUARÈ G., VENTURINI C. & GROPELLI G. (Eds.): "Mapping Geology in Italy". APAT, 21-28.
- D'ARGENIO B., IETTO A. & OLDOW J. (1987) - *Low Angle Normal Faults in Piacentini Mountains, Southern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, 113-122.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Accad. Naz. Lincei, Quad. **183**, 49-72.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1981) - *Nuove vedute sui depositi miocenici della Penisola Sorrentina*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 57-70.
- DE BONITATIBUS A., LATMIRAL G., MIRABILE L., PALUMBO A., SARPI E. & SCALERA A. (1970) - *Rilievi sismici a riflessione: strutturali, ecografici (fumarole) e batimetrici, nel Golfo di Pozzuoli*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **79**, 97-113.
- DE CASTRO P. (1962a) - *Il Giura-Lias dei Monti Lattari ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **71**, 4-34.

- DE CASTRO P. (1962b) - *Nuove osservazioni sul livello ad orbitolina in Campania*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **71**, 103-135.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. (Eds.): "*Field trip guide-book*". 5th Intern. Symp. On Fossil Algae, 21-38, Giannini Ed., Napoli.
- DE GENNARO M. & STANZIONE D. (1969) - *Stratigrafia di alcuni pozzi profondi della Penisola Sorrentina*. Rend. Accad. Sc. Fis. Mat. in Napoli, **36**, 198-210.
- DE LORENZO G. (1904) - *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. In. LATERZA & FIGLI, Editori, Bari, 230 pp.
- DE LORENZO G. (1937) - *Geologia dell'Italia Meridionale*. Napoli.
- DE PIPPO T., DI CARA A., GUIDA M., PESCATORE T. & RENDA P. (1984) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: lineamenti di geomorfologia*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 151-159.
- DE RITA D. & GIORDANO G. (1996) - *Volcanological and structural evolution of Roccamonfina volcano (Italy): origin of the summit caldera*. In: Mc GUIRE et alii (Eds.): "*Volcano Instability on the Earth and Other Planets*". Geol. Soc. London Spec. Publ., **110**, 209-224.
- DE VITA S., ORSI G., CIVETTA L., CARADENTE A., D'ANTONIO M., DEINO A.L., DI CESARE T., DI VITO M.A., FISHER R.V., ISAIA R., MAROTTA E., NECCO A., ORT M., PAPPALARDO L., PIOCHI M. & SOUTHON J. (1999) - *The Agnano-Monte Spina eruption (4100 years BP) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 269-302.
- DE VIVO B. & ROLANDI G. (Eds.) (2001) - *Mt. Somma-Vesuvius and volcanism of the Campanian Plain*. Mineral. Petrol., Special Issue, **73**, 233 pp.
- DE VIVO B. & ROLANDI G. (Eds.) (2003) - *Ignimbrites of the Campanian Plain*. Mineral. Petrol. Special Issue, **79**, 125 pp.
- 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)*. Mineralogy and Petrology, **73**, 47-65.
- DE VIVO B., SCANDONE R. & TRIGILA R. (Eds.) (1993) - *Mount Vesuvius*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **58**, 381 pp.
- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Journ. Sedim. Petrol., **40**, 695-707.
- DICKINSON W.R. (1985) - *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In: ZUFFA G.G. (Ed.): "*Provenance of arenites*". Nato Asi Ed. series, **148**, D. Reidel Publ. Co., 333-361.
- DI GIROLAMO P. (1968) - *Un esempio di lava schiuma (foam lava) in Campania (lava schiuma di Pompei scavi)*. Rend. Acc. Sci. Fis. E Mat. Della Società Nazionale di Scienze, Lettere e Arti in Napoli. Serie 4, **35**, 1-12.
- DI GIROLAMO P. (1969) - *Lave orvietitiche da trivellazioni nella zona del Somma - Vesuvio*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **25**, 317-345.
- DI GIROLAMO P. (1970) - *Rilevamento petrografico-stratigrafico lungo il margine SW del Vesuvio (manifestazione eruttiva locale e colate di fango del 79 d.C.)*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **26**, 3-34.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizioni modali*. L'Ateneo Parmense, **28**, 55-101.
- DI STEFANO G. (1892) - *Sull'estensione del Trias superiore nella provincia di Salerno*. - Boll. Soc. Geol. It., **9**, 229-233.
- DI VITO M.A., SULPIZIO R. & ZANCHETTA G. (1998a) - *I depositi ghiaiosi della valle dei Torrenti Clanio e Acqualonga (Campania centro-orientale): significato stratigrafico e ricostruzione paleoambientale*. Il Quaternario, **11**, 273-286.
- DI VITO M.A., SULPIZIO R., ZANCHETTA G. & CALDERONI G. (1998b) - *The geology of the South Western Slopes of Somma-Vesuvius, Italy, as inferred by borehole stratigraphies and cores*. Acta Vulcanologica, **10**, 383-393.

- ESPOSITO E., PORFIDO S. & VIOLANTE C. (Eds.) (2004) - *Il nubifragio dell'ottobre 1954 a Vietri sul Mare-Costa di Amalfi Salerno*. CNR-GNDICI, Pubbl n. **2870**, 381 pp.
- FAIRBANKS R.G. (1989) - A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- FERRANTI L., OLDOW J. S. & SACCHI M. (1996) - *Pre-Quaternary orogen-parallel extension in Southern Apenninic belt*. *Tectonophysics*, **260**, 325-348.
- FERRARO L., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R., VECCHIONE C., COPPA M.G. & DI TUORO A. (1997) - *Studio di Geologia Marina del Margine Tirrenico: la piattaforma continentale tra P.ta Licosa e Capo Palinuro (Tirreno meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **116**, 473-485.
- FERRUCCI F., GAUDIOSI G., PINA N.A., LUONGO G., HIRN A. & MIRABILE L. (1989) - *Seismic detection of major Moho upheaval beneath the Campania volcanic area (Naples, Southern Italy)*. *Geoph. Res. Lett.*, **6**, 1317-1320.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1974) - *Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. *Boll. di Geof. Teor. e Appl.*, **16**, 175-221.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. *Journ. Geol.*, **62**, 344-359.
- FOLK R.L. (1974) - *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Austin, 170 pp.
- FULIGNATI P., MARIANELLI P. & SBRANA A. (1998) - *New insights on the thermometamorphic-metasomatic magma chamber shell of the 1944 eruption of Vesuvius*. *Acta Vulcanologica*, **10**, 47-54.
- FUSI N., MIRABILE L., CAMERLENGHI A. & RANTERI O. (1991) - *Marine geophysical survey of the Gulf of Naples (Italy): Relationship between submarine volcanic activity and sedimentation*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**, 95-114.
- GARS G. & LIPPMAN M. (1984) - *Nouvelle données néotectonique dans l'Apennin campanien (Italie du Sud)*. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **298**, 495-500.
- GIORDANO G., NASO G., SCROCCA D., FUNICIELLO R. & CATALANI F. (1995) - *Processi di estensione e circolazione di fluidi a bassa termalità nella piana di Riando (Caserta, Appennino centro-meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **114**, 361-371.
- GOLSER C., PAGANO M. & RUSSO F. (1990) - *Evidenze archeologiche sommerse a Torre del Greco e loro implicazioni sull'andamento della linea di costa vesuviana del 79 d.C*. In: ALBORE LIVADIE C. & WIDEMANN F. (Eds.), "Vulcanologie et Archeologie", *PACT*, **25**, 183-195.
- GUERRERA F., MARTÍN-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.
- GUERRERA F., MARTÍN- MARTÍN M., PERRONE V. & TRAMONTANA M. (2005) - *Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics*. *Terra Nova*, **17**, 358-367.
- GUIRAUD M., LABORDE O. & PHILIP H. (1989) - *Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis*. *Tectonophysics*, **170**, 289-316.
- GURIOLI L., Sulpizio R., CIONI R., SBRANA A., SANTACROCE R., LUPERINI W. & ANDRONICO D. (2010) - *Pyroclastic flow hazard assessment at Somma-Vesuvius based on the geological record*. *Bulletin of Volcanology*, **72**, 1021-1038.
- GUZZETTA G. (1963) - *Brecce intraformazionali dolomitiche nella serie cretacea della Penisola Sorrentina*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4**, 1-7.
- HERNANDEZ-MOLINA F.J., SOMOZA L. & LOBO F. (2000) - *Seismic stratigraphy of the Gulf of Cádiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence stratigraphy and response to sea-level fall*. Geological Society, London, Special Publications, **172**, 329-362.
- HUNT, D. & TUCKER, M.E. (1992) - *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall*. *Sediment. Geol.* **81**, 1-9.

- HYPPOLITE J.C., ANGELIER J. & ROURE F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **230**, 199-210.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy". Cambridge University Press, Cambridge, 283-314.
- IANNACE A. (1991) - *Ambienti deposizionali e processi diagenetici in successioni di piattaforma carbonatica del Trias Superiore nei Monti Lattari e Picentini (Salerno)*. Dip. Sc. Terra Univ. Napoli, Tesi di dottorato in Geologia del Sedimentario, 221 pp, Tipolitografica Sud, Napoli.
- IANNACE A. (1993) - *Caratteri diagenetici dei carbonati di piattaforma dell'Appennino meridionale e loro implicazioni paleogeografiche*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **99**, 57-80.
- IANNACE A. & FRISIA S. (1994) - *Changes in dolomitization patterns between Norian and Rhaetian in the Southern Tethys realm: clues to the dolomitization of the Dolomia Principale*. In: PURSER B., TUCKER M. & ZENGER D. (Eds.): "Dolomites, a volume in honour of Dolomieu". Intern. Ass. Sediment. Spec. Pub., **21**, 75-89.
- IANNACE S., GARCÍA-TORTOSA F.J. & VITALE S. (2005) - *The Triassic metasedimentary successions across the boundary between Southern Apennines and Calabrian Arc (Northern Calabria, Italy)*. Geol. Journal, **40**, 155-171.
- IETTO A. (1961) - *I rapporti tettonici tra scisti silicei e dolomie nei dintorni di Giffoni Vallepiiana*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-15.
- IMBÒ G. (1949) - *L'attività eruttiva vesuviana e le relative osservazioni nel corso dell'intervallo eruttivo 1906-1944 ed in particolare del parossismo del 1 Marzo 1944*. Ann. Oss. Vesuviano, Serie V, 185-380.
- INGERSOLL R.V., BULLARD T.F., FORD R.L., GRIMM J.P., PICKLE J.D. & SARES S.W. (1984) - *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. Journ. Sedim. Petrol., **54**, 103-116.
- INGERSOLL R.V. & SUZCEK C.A. (1979) - *Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218*. Journ. Sedim. Petrol., **49**, 1217-1228.
- INSINGA D. (2003) - *Tefrostratigrafia dei depositi Tardo-Quaternari della fascia costiera campana*. Tesi di dottorato in Scienze ed ingegneria del mare, XVI ciclo, Università Federico II di Napoli i, 256 pp.
- INSINGA, D., CALVERT, A.T., LANPHERE, M.A., MORRA, V., PERROTTA, A., SACCHI, M., SCARPATI, C., SABUROMARU, J. & FEDELE, L. (2006) - *The Late-Holocene evolution of the Miseno area (southwestern Campi Flegrei) as inferred by stratigraphy, petrochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology*. In: DE VIVO, B. (Ed.): "Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites". Developments in Volcanology Series. Elsevier B.V., 97-125.
- INSINGA D., MOLISSO F., LUBRITTO C., SACCHI M., PASSARIELLO I. & MORRA V. (2008) - *The proximal marine record of Somma-Vesuvius volcanic activity in the Naples and Salerno bays, eastern Tyrrhenian Sea, during the last 3 kys*. J. Volcanol. Geoth. Res., **177**, 170-196.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of southern Apennines*. In: COY & SQUIRES (Eds.): "Geology of Italy". 317-328, The Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic Ed., Tripoli.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 227-251.
- ISPRA (2009) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Progetto CARG: modifiche ed integrazioni al quaderno n. 1/1992*. Quad. serie III, **12**, 3, 54 pp.
- JOHNSTON-LAVIS (1891) - *Geological map of Monte Somma and Vesuvius (1:10,000) constructed during the years 1880-1888*. PHILIPS & SON (Eds.), London.
- JORON J.L., METRICH N., ROSI M., SANTACROCE R. & SBRANA A. (1987) - *Chemistry and Petrography*. In: SANTACROCE R. (Ed.). La Ricerca Scientifica, Quad. **14**, 105-174.

- LATMIRAL G., SEGRE A.G., BERNABINI N. & MIRABILE L. (1971) - *Prospezioni sismiche a riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. Boll. Soc. Geol. It., **90**, 163-172.
- LAZZARI A. (1954) - *Aspetti geologici dei fenomeni franosi verificatisi nel salernitano in conseguenza del nubifragio del 25-26 Ottobre 1954*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **63**, 131-142.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN R. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram*. J. Petrol., **27**, 745-750.
- LE HON H. S. (1865) - *Histoire complete de la grande éruption du Vésuve de 1631, avec la cart au 1/25.000 de toutes les laves de ce volcan depuis le seizième siècle jusqu'à aujourd'hui*. M. Hayez **64**, Bruxelles.
- LE HON H.S. (1866) - *Carte Topographique des laves du Vésuve, a l'échelle de 1/25.000, 1631-1861, avec la coupe géologique du Rivage Napolitan*. C. Muquardt, Bruxelles et Leipzig, A. Detken, Naples.
- LIRER L., PESCATORE T., BOOTH B. & WALKER G.P.L. (1973) - *Two plinian pumice-fan deposits from Somma-Vesuvius, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 759-772.
- MARIANI M. & PRATO R. (1988) - *I bacini neogenici costieri del Mar Tirreno: approccio sismico stratigrafico*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 519-531.
- MARSELLA E., AIELLO G., PELOSI N., ANGELINO A., BUDILLON F., GIORDANO F., RAPOLLA A., DI FIORE V., SINISCALCHI A., D'ISANTO C. & RUGGIERI S., (2001) - *Geophysical investigations offshore the Campanian-Calabrian continental shelf. Cruise report*. Istituto di Ricerca "Geomare Sud", Technical Report, **11**, Napoli.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: FARINACCI A. (Ed.). Proc. II Planktonic Conference, Roma, 1970, 739-785, Roma.
- MILIA A. (1996) - *Evoluzione tettono-stratigrafica di un bacino peritirrenico: il Golfo di Napoli*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli Federico II, 184 pp.
- MILIA A. (1998) - *Le unità piroclastiche tardo-quaternarie nel Golfo di Napoli*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern. **21**, 147-153.
- MILIA A. (1999) - *Aggrading and prograding infill of a peri-tyrrhenian basin (Naples Bay, Italy)*. In: GROPELLI G. & VIERECK-GOETTE L., (Eds): "Stratigraphy and geology of volcanic areas", Geo-Marine Letters, **9**, 21-35.
- MILIA A., (1999) - *The geomorphology of Naples Bay continental shelf (Italy)*. Geogr. Fis. Din. Quater., **22**, 73-78.
- MILIA A. (2000) - *The Dohrn Canyon: a response to the eustatic fall and tectonic uplift of the outer shelf along the eastern Tyrrhenian Sea margin Italy*. Geo-marine Letters, **20**, 101-108.
- MILIA A. (2010) - *The stratigraphic signature of volcanism offshore Campi Flegrei (Bay of Naples, Italy)*. In: GROPELLI G. & VIERECK-GOETTE L., (Eds): "Stratigraphy and geology of volcanic areas", The Geological Society of America, Special Paper **464**, 155-170.
- MILIA A., MIRABILE L., TORRENTE M. & DVORAK J. J. (1998) - *Volcanism offshore of Vesuvius Volcano in Naples Bay*. Bull. Volcanol., **59**, 404-413.
- MILIA A., MOLISSO F., RASPINI A., SACCHI M. & TORRENTE M. (2008) - *Syn-eruptive features and sedimentary processes associated with pyroclastic currents entering the sea: the AD 79 eruption of Vesuvius, Bay of Naples, Italy*. Journal of the Geological Society, London, **165**, 839-848.
- MILIA, A., RASPINI, A. & TORRENTE, M.M. (2007) - *The dark nature of Somma-Vesuvius volcano: evidence from the 3.5 ka B.P. Avellino eruption*. Quaternary International, 57-66.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1997) - *Evoluzione tettonica della Penisola Sorrentina (margine peritirrenico campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 487-502.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1999) - *Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy)*. Tectonophysics, **315**, 297-314.

- MILIA A. & TORRENTE M.M. (2007) - *The influence of paleogeographic setting and crustal subsidence on the architecture of gnimbrites in the Bay of Naples (Italy)*. Earth and Planetary Science Letters, **263**, 192-206.
- MILIA A., TORRENTE M.M., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (2003a) - *Tectonics and crustal structure of the Campania continental margin: relationships with volcanism*. Min. Petrol., **79**, 33-47.
- MILIA A., TORRENTE M.M. & ZUPPETTA A. (2003b) - *Offshore debris avalanches at Somma - Vesuvius volcano Italy: implications for hazard evaluation*. Journal of Geological Society, London, **160**, 309-317.
- MIRABILE L. (1969) - *Prime esperienze di stratigrafia sottomarina eseguite presso l'Istituto Universitario Navale*. Ann. Ist. Univ. Nav. di Napoli, **XXXVIII**, 1-30.
- MOLISSO F. (2000) - *Elaborazione delle analisi granulometriche - metodologie e tecniche - il granulometro a diffrazione laser* - Rapporto tecnico, IAMC-CNR Napoli
- MONCHARMONT ZEI M. (1956) - *Foraminiferi di un campione di fondo prelevato all'Ammontatura nel Golfo di Napoli*. Boll.Soc.Nat., Napoli, **65**, 45-54.
- MONCHARMONT ZEI M. (1962) - *I foraminiferi del Banco delle Vedove (Golfo di Napoli)*. Pubbl. Staz. Zool., Napoli, **32**, 442-482.
- MONCHARMONT ZEI M. (1964) - *Studio ecologico sui foraminiferi del Golfo di Pozzuoli (Napoli)*. Pubbl. Staz. Zool., Napoli, **34**, 160-184.
- MONTI L., DONADIO C., PUTIGNANO M.L. & TOCCACELI R.M. (2003) - *Geologia Subacquea delle aree marine costiere. Linee Guida al rilevamento Geologico Subacqueo (scala 1:10.000)*. Progetto CARG. Regione Campania. Settore Difesa Suolo (Eds.), Napoli, 93 pp.
- MONTONE P., AMATO A. & CESARO M. (1994) - *Nuovi dati sul campo di stress nell'Appennino meridionale*. Atti Convegno GNGTS, Roma, 795-804.
- MONTONE P., AMATO A., CHIARABBA C., BUONASORTE G. & FIORELISI A. (1995) - *Evidence of active extension in Quaternary volcanoes of Central Italy from breakout analysis and seismicity*. Geoph. Res. Lett., **22**, 1909-1912.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposte di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- MULLER G. (1959) - *Die rezenten Sedimente im Golf von Neapel, Teil 1*. Pubbl. Staz. Zool Napoli, **31**, 1-27.
- MULLER G. (1961) - *Die rezenten Sedimente im Golf von Neapel, Teil 2*. Beitrage zur Mineralogie und Petrographie, **8**, 1-20.
- NEWHALL C.G. & SELF S. (1982) - *The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism*. J. Geophys. Res. **87** (C2), 1231-1238.
- 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.
- OPPENHEIM P. (1889) - *Beitrage zur Geologie der Insel Capri und der Halbinsel Sorrent*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., **2**, 142-190.
- PARENTE M. & IANNACE A. (2003) - *Firmgrounds, hardgrounds and incipient drowning in the Upper Cretaceous of the Apenninic Platform (Southern Italy)*. 12° Bathurst Meeting, International Conference of Carbonate Sedimentologists, 8-10 July 2003, Durham, Uk, Programme and Abstracts, 76.
- 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. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G. & VAI G.B. (Eds.): "The Lithosphere in Italy". Atti Conv. Acc. Naz. Lincei, **80**, 157-166.

- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue **7**, 75-119.
- PARESCHI M.T., CAVARRA L., FVALLI M., GIANNINI F. & MERIGGI A. (2000) - *GIS and Volcanic Risk Management*. Natural Hazard, **21**, 361-379.
- PERES, J. M. & PICARD, J., (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer méditerranée*. Extrait du Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume, **31(47)**, 137 pp.
- PERRONE V. (1981) - *Considerazioni sulla trasgressione del Miocene inferiore sulla piattaforma carbonatica campano-lucana*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 369-372.
- PERRONE V. (1992) - *Carta geologica della Penisola Sorrentina*. Atti 74° Cong. Soc. Geol. It., **B**, 336-340.
- PERRONE V. & SGROSSO I. (1980) - *Prosecuzione del Bacino Irpino nell'Appennino laziale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 241-255.
- PESCATORE T.S. (1992) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 37-46.
- PESCATORE T.S. & SGROSSO I. (1973) - *I rapporti tra la piattaforma campano lucana e la piattaforma abruzzese-campana nel Casertano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 925-938.
- PESCATORE T.S., SGROSSO I. & TORRE M. (1969) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Natur. In Napoli, suppl. **78**, 337-408.
- PLINT, A.G. & D. NUMMEDAL (2000) - *The falling stage system tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis*. In: D. HUNT & R. GAWTHORPE (Eds.): "Sedimentary Responses to forced regressions". Geological Society of London, Special Publications, **172**, 1-17.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic control on clastic deposition II - Sequence and systems tract models*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.St.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Eds.): "Sea-level changes: an integrated approach". SEPM Spec. Publ., **42**, 125-154.
- PRINCIPE C. & BROCCINI D. (1995) - *Fracturation pattern at Vesuvius during the 1631-1944 period*. Per. Mineral., **64**, 255-256.
- PUGGARD C. (1856) - *Description géologique de la péninsule de Sorrento*. Bull. Soc. Geol. France, 294-342.
- RASPINI A. (2001) - *Stacking pattern of cyclic carbonate platform strata: Lower Cretaceous of Southern Apennine, Italy*. Journ. Geol. Soc. London, **158**, 353-366.
- RICKETTS B.D. & EVENCHICK C.A. (1999) - *Shelfbreak gullies: products of sea-level lowstand and sediment failure: examples from Bowser basin, Northern British Columbia*. Journal of Sedimentary Research, **69**, 1232-1240.
- ROBSON J. (1987) - *Depositional models for some cretaceous carbonates from the Sorrento Peninsula, Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **40**, 251-257.
- ROLANDI G., BARRELLA A.M. & BORRELLI A. (1993a) - *The 1631 eruption of Vesuvius*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **58**, 183-201.
- ROLANDI G., BELLUCCI F. & PETROSINO P. (1997) - *The volcanic roots of Pompei and Herculaneum*. Volcanism and archeology in Mediterranean area, 89-100.
- ROLANDI G., MASTROLORENZO G., BARRELLA A.M. & BORRELLI A. (1993b) - *The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 yr): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **58**, 67-88.
- ROLANDI G. & RUSSO F. (1986) - *I depositi vulcanici di età pre-79 d.C. affioranti lungo il litorale compreso tra i Comuni di Torre del Greco e Torre Annunziata*. I Convegno Gruppi Archeologici dell'Italia meridionale, 25-27 Aprile 1986, Prata Sannita (CE), 117-130.

- ROMANO P., SANTO A. & VOLTAGGIO M. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura del fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene Medio-Superiore-Olocene)*. Il Quaternario, **7**, 41-56.
- ROMANO P. & SGROSSO A. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura del fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene Medio-Superiore-Olocene)*. Giornale di Geologia, ser. 3a, **54/2**, 151-163.
- ROSI M. & SBRANA A. (1987) - *The Phlegrean Fields*. C.N.R. Quaderni de "La ricerca scientifica", **114**, 9, 175 pp.
- ROSI M., PRINCIPE C., CERBAI I. & CROCETTI S. (1996) - *The 1631 eruption*. CEV-CMVD Workshop on Vesuvius Decade Volcano September 17-23, 12.
- ROSI M., PRINCIPE C. & VECCI R. (1993) - *The 1631 eruption of Vesuvius reconstructed from the review of chronicles and study of deposits*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **58**, 151-182.
- RUBERTI D., CARANNANTE G., SIMONE L., SIRNA G. & SIRNA M. (2007) - *Sedimentary processes and biofacies of Late Cretaceous carbonate low-energy ramp systems (southern Italy)*. In SCOTT R.W. (Ed.): "Cretaceous Rudists and Carbonate Platforms Environmental Feedback". Soc. Sedim. Geol. Spec. Publ., **87**, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- SACCHI M., INSINGA D., MILIA A., MOLISSO F., RASPINI A., TORRENTE M.M. & CONFORTI A. (2005) - *Stratigraphic signature of Vesuvius 79 A.D. event off Sarno prodelta system, Naples Bay*. Marine Geology, **222-223**, 443-469.
- SANTACROCE R. (Ed.) (1987) - *Somma Vesuvius*. C.N.R., Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (8), Progetto Finalizzato Geodinamica, Monografie Finali, 220 pp.
- SANTACROCE R., CIONI R., MARIANELLI P., SBRANA A., SULPIZIO R., ZANCHETTA G., DONAHUE D. J., & JORON J. L. (2008) - *Age and whole rock-glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: a review as a tool for distal tephrostratigraphy*. Journal. Volcanol. Geoth. Res., **177**, 1-18.
- SANTACROCE R. & SBRANA A. (Eds.) (2003) - *Carta Geologica del Vesuvio*. Scala 1:15.000. SELCA, Firenze
- SAVA A. & ZUPPETTA A. (1989) - *Analisi dei lineamenti da satellite in penisola sorrentina e nei Monti di Salerno e Avellino. Appennino Campano*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 371-383.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **81**, 225-300.
- SCANDONE R., BELLUCCI F., LIRER L. & ROLANDI G. (1991) - *The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)*. Journ. Volcanol. Geotherm. Res., **48**, 1-31.
- SCANDONE R., GIACOMELLI L. & GASPARINI P. (1993) - *Mount Vesuvius: 2000 years of volcanological observations*. J. Volcanol., Geotherm. Res., **58**, 5-25.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1963) - *Il mesozoico nel gruppo montuoso dell'Accellica (M. Picentini - Salerno)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-15.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1965) - *Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretacico Superiore al Miocene*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **74**, 159-177.
- SCARPATI C., COLE P. & PERROTTA A. (1993) - *The Neapolitan Yellow Tuff - A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy*. Bull. Volcanol., **55**, 343-356.
- SCARSELLA F. (1961) - *Sulla presenza del Lias nell'isola di Capri*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat. Soc. Naz. Sci. Lett. Arti, Napoli, **28**, 32-55.
- SECOMANDI M., PAOLETTI V., AIELLO G., FEDI M., MARSELLA E., RUGGIERI S., D'ARGENIO B. & RAPOLLA A. (2003) - *Analysis of the magnetic anomaly field of the volcanic district of the Bay of Naples, Italy*. Marine Geophys. Res., **24**, 207-221.
- SEGRE A.G. (1972) - *La carta batimetrica n° 1256 I.I del Golfo di Pozzuoli*. Istituto Idrografico della Marina, 1-11, F.C. 1053.

- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quad. serie III, **1**, 203 pp.. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma. SGROSSO I. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 185 e 197 (Salerno e Amalfi)*. Serv. Geol. d'Italia, 1-38, 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. (1992) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-242.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud-appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724.
- SIANI G., PATERNE M., MICHEL E., SULPIZIO R., SBRANA A., ARNOLD M. & HADDAD G. (2001) - *Sea-surface radiocarbon reservoir age changes since the Last Glacial Maximum*. Science, **294**, 1917-1920.
- SIGURDSSON H., CAREY S., CORNELL W. & PESCATORE T.S. (1985) - *The eruption of Vesuvius in AD 79*. Nat. Geogr. Res., **1**, 332-387.
- SIMONE L., CARANNANTE G., RUBERTI D., SIRNA M., SIRNA G., LAVIANO A. & TROPEANO M. (2003) - *Development of rudist lithosomes in the Coniacian-Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high-energy vs low-energy settings*. Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol., **200**, 5-29.
- SMITH G.A. (1991) - *Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments*. In: FISHER R.V. & SMITH G.A. (Eds.): "Sedimentation in Volcanic settings". SEMP Spec. Publ., **45**, 109-121.
- SPERA F.J., DE VIVO B., AYUSO R.A. & BELKIN H.E.J. (Eds.) (1998) - *Vesuvius* Journ. Volcanol. Geotherm. Res., **82**, 1-247.
- STUIVER M. & RAIMER P.J. (1993) - *Extended ¹⁴C data base revised Calib. 3.0 ¹⁴C age calibration program*. Radiocarbon, **35**, 215-230.
- TADDEI RUGGIERO E. (1994) - *I foraminiferi delle bio e delle tanatocenosi della grotta sommersa dell'Isca, penisola sorrentina*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., **LII**, 373-388.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C. (1991) - *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview*. In: G. EINSELE, W. RICKEN & A. SAILACHER (Eds.): "Cycles and events in stratigraphy". Springer-Verlag, 617-659.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. & THOMSON S. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part.2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: C.E. PAYTON (Ed.): "Application to hydrocarbon Exploration". AAPG Mem., **26**, 53-62.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements: types and processes*. In: SCHUSTER R.L. & KRIZEK R.J. (Eds.): "Landslides". Nat. Acad. of Sci., Res. Board Special Report **176**, Washington.
- VENTURA G. & VILARDO G. (1999) - *Slip tendency analyses of the Vesuvius faults: implications for the seismotectonic and volcanic hazard*. Geoph. Res. Lett., **26**, 3229-3233.
- VILARDO G., VENTURA G. & MILANO G. (1999) - *Factors controlling the seismicity of the Somma-Vesuvius volcanic complex*. Volcanology and Seismology, **20**, 219-238.
- WALTHER J. (1886) - *I vulcani sottomarini del Golfo di Napoli*. Boll. R. Com. Geol., **9-10**, 360-369.
- WEZEL F.C., SAVELLI D. & TRAMONTANA M. (1982) - *Sedimentazione sui margini tirrenici in relazione alla loro evoluzione tettonica*. Boll. Soc. Geol. It., **24**, 401-426.
- ZAMPARELLI V., CIRILLI S., IANNACE A. & JADOUL F. (1999) - *Paleotectonic and paleoceanographic controls on microbial-serpulids communities in the Norian-Rhaetian carbonates of the Western Mediterranean: a synthesis*. Palaeopelagos, Vol. Spec, **3**, 7-83.
- ZANCHETTA G., SULPIZIO R. & DI VITO M.A. (2004) - *The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy)*. Sed. Geol., **168**, 249-280.

- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Journ. Sedim. Petrol., **50**, 21-29.
- ZUFFA G.G. (1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results*. In: ZUFFA G.G. (Ed.): "*Provenance of arenites*". Nato Asi series, **148**, D. Reidel Publ. Co., 165-189.
- ZUPPETTA A. & SAVA A. (1992) - *Pleistocene brittle deformation in the Eboli Conglomerates (Sele Plain, Campanian Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 273-281.
- ZUPPETTA A. & SAVA A. (1993) - *Stress pattern at Campi Flegrei from focal mechanisms of the 1982-1984 earthquakes (Southern Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **48**, 127-137.

