



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 465

ISOLA DI PROCIDA

A cura di:

L. Fedele¹, V. Morra¹, A. Perrotta¹, C. Scarpati¹ (aree emerse)

M.L. Putignano², P. Orrù³, M. Schiattarella⁴ (aree marine costiere da 0 a -30 m)

G. Aiello⁵, B. D'Argenio¹⁻⁵, A. Conforti⁵ (aree marine da -30 m a -200 m)

Con i contributi di:

D. Calcaterra⁶ (geologia applicata)

L. Ferraro⁵ (micropaleontologia: aree marine da -30 m a -200 m)

A. Grosso⁵, E. Vecchio¹ (stratigrafia e biocenosi: aree marine costiere da 0 a -30 m)

¹ Dipartimento Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli "Federico II"

² Libera professionista contrattualizzata IAMC (CNR), Napoli

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Cagliari

⁴ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi della Basilicata

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

⁶ Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Geotecnica ed Ambientale,
Università degli Studi di Napoli "Federico II"

Ente realizzatore:



REGIONE CAMPANIA

Assessorato Difesa del Suolo

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

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

***Responsabile del Progetto CARG per la Regione Campania: L. Monti
Responsabile del Progetto CARG fino al 2004: D. Stanzione***

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

aree emerse: A. Fiorentino, F. Papasodaro, R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita

aree marine: 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, S. Grossi

PER LA REGIONE CAMPANIA:

Coordinamento informatizzazione:

aree emerse: M.L. Putignano, F. Terlizzi

aree marine: N. Pelosi

Coordinamento allestimento cartografico per la stampa:

M.L. Putignano (redazione scientifica e coordinamento terra e mare)

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa da banca dati
a cura di SYSTEMCART - ROMA*

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

C. Russo & R. Piccirillo - Università di Napoli "Federico II"

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

Stampa: **SYSTEMCART** s.r.l. - ROMA

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag 9
1.	- INQUADRAMENTO GENERALE DEL FOGLIO 465 - ISOLA DI PROCIDA..... »	9
2.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO..... »	12
2.1.	- NOTE SUL RILEVAMENTO E SULLA LEGENDA ADOTTATA PER LE AREE EMERSE..... »	12
2.2.	- AREE MARINE..... »	13
2.2.1.	- <i>Metodi di rilevamento diretto in immersione (da 0 a -30 m)</i> »	13
2.2.2.	- <i>Criteri per la realizzazione della cartografia geologica marina (da -30 m a -200 m).....</i> »	15
2.2.3.	- <i>Metodi di acquisizione dati.....</i> »	17
2.2.3.1.	- Dati batimetrici..... »	19
2.2.3.2.	- Dati ecografici..... »	19
2.2.3.3.	- Sismica e profili di sottofondo..... »	20
2.2.3.4.	- Magnetometria..... »	21
2.2.3.5.	- Campionature del fondo e del sottofondo..... »	23
II	- STUDI PRECEDENTI..... »	25
1.	- CENNI STORICI SULLE AREE EMERSE..... »	25
2.	- CONTRIBUTI ALLA CONOSCENZA DEL GOLFO DI NAPOLI..... »	26
III	- INQUADRAMENTO GEO-STRUTTURALE..... »	29
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL DISTRETTO DEI CAMPI FLEGREI..... »	29
2.	- INQUADRAMENTO STRUTTURALE DEL DISTRETTO DEI CAMPI FLEGREI..... »	31
3.	- INQUADRAMENTO GEO-TETTONICO DEL MARGINE TIRRENICO CAMPANO..... »	32
IV	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO..... »	37
1.	- AREE EMERSE..... »	37
2.	- AREE MARINE..... »	39
2.1.	- I FONDALI PERICOSTIERI..... »	40
V	- CRONOLOGIA..... »	43
1.	- EVOLUZIONE CRONOLOGICA DELL'AREA STUDIATA.. »	43
2.	- NUOVI DATI CRONOLOGICI..... »	44

VI	- LIVELLI GUIDA	» 45
VII	- STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE	» 49
1.	- INTRODUZIONE	» 49
2.	- TUFI DI PROCIDA (TBP)	» 54
2.1.	- LITOSOMA VIVARA (TVV).....	» 54
2.2.	- LITOSOMA POZZO VECCHIO (PVH)	» 55
2.3.	- LITOSOMA TERRA MURATA (TMU).....	» 56
2.4.	- LITOSOMA ISOLA DI S. MARTINO (IMT)	» 58
2.5.	- LITOSOMA VITAFUMO (LVF)	» 59
2.6.	- LITOSOMA MILISCOLA (LMI).....	» 60
3.	- SINTEMA DEL RIFUGIO DI S. NICOLA (SNL)	» 60
3.1.	- GRUPPO DEL CIRACCIO (GO).....	» 61
3.1.1.	- <i>formazione di Pignatiello Auct. -</i> <i>membro della Baia del Porticello (PPA₁).....</i>	<i>» 61</i>
3.2.	- TUFO DI FIUMICELLO DI PROCIDA (TFM)	» 63
3.3.	- GRUPPO DI PUNTA SERRA (GA)	» 65
4.	- TUFO GRIGIO CAMPANO - membro “Breccia Museo” Auct. (TGC₁)	<i>» 66</i>
5.	- SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (VEF)	» 69
5.1.	- PIROCLASTITI DI TORREGAVETA (PTV).....	» 69
5.2.	- TUFO DI TRENTAREMI (TTR).....	» 70
5.3.	- TUFO DI SOLCHIARO (SHI).....	» 71
5.4.	- GRUPPO DELL’ISOLA DI PROCIDA (PD).....	» 73
5.5.	- TUFO GIALLO NAPOLETANO (TGN).....	» 74
5.6.	- SUBSINTEMA DI AGNANO-SOCCAVO (VEF₁₁).....	» 75
5.7.	- TUFO DI BAIA E FONDI DI BAIA (TBF).....	» 75
5.8.	- TUFO DI BACOLI (TCF).....	» 76
5.9.	- TUFO DI PORTO MISENO (TPT)	» 76
5.10.	- SUBSINTEMA DI CONTRADA ROMANO	» 77
5.11.	- TUFO DI CAPO MISENO (TCM)	» 77
5.12.	- TUFO DI NISIDA (TNI).....	» 78
6.	- DEPOSITI QUATERNARI EPICLASTICI.....	» 80
6.1.	- DEPOSITO COLLUVIALE (b₇).....	» 80
6.2.	- DEPOSITO LITORALE (g₂)	» 80
6.3.	- DEPOSITO ANTROPICO (h) - OPERE DI DIFESA COSTIERA.....	» 80
VIII	- PETROCHIMICA DEI PRODOTTI JUVENILI	» 81
1.	- INTRODUZIONE	» 81
2.	- CARATTERISTICHE GENERALI	» 81
3.	- TUFI DI PROCIDA (TBP)	» 85

4.	- SINTEMA DEL RIFUGIO DI S. NICOLA (SNL)	» 88
4.1.	- GRUPPO DEL CIRACCIO (GO)	» 88
4.2.	- TUFO DI FIUMICELLO DI PROCIDA (TFM)	» 88
4.3.	- GRUPPO DI PUNTA SERRA (GA)	» 89
5.	- TUFO GRIGIO CAMPANO - membro “Breccia Museo” <i>Auct.</i> (TGC₁)	» 90
6.	- SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (VEF)	» 90
6.1.	- PIROCLASTITI DI TORREGAVETA (PTV)	» 90
6.2.	- TUFO DI TRENTAREMI (TTR).....	» 91
6.3.	- TUFO DI SOLCHIARO (SHI)	» 92
6.4.	- TUFO GIALLO NAPOLETANO (TGN)	» 92
6.5.	- TUFO DI BAIA E FONDI DI BAIA (TBF)	» 92
6.6.	- TUFO DI BACOLI (TCF).....	» 94
6.7.	- TUFO DI PORTO MISENO (TPT)	» 94
6.8.	- TUFO DI CAPO MISENO (TCM)	» 94
6.9.	- TUFO DI NISIDA (TNI).....	» 95
IX	- STRATIGRAFIA DELLE AREE MARINE	» 97
1.	- UNITÀ VULCANICHE QUATERNARIE DELLA FASCIA SOMMERSA (da 0 a -30 m)	» 98
2.	- UNITÀ LITOIDI E INCOERENTI DELL’AREA MARINA (da -30 m a -200 m).....	» 109
2.1.	- SUBSTRATO MESO-CENOZOICO INDIFFERENZIATO (sci)	» 109
2.2.	- SUBSTRATO VULCANICO INDIFFERENZIATO (svi)	» 110
2.2.1.	- <i>Unità vulcaniche indifferenziate</i> (svi_a)	» 110
2.2.2.	- <i>Unità vulcano-sedimentarie</i> <i>legate all’attività recente del Somma-Vesuvio</i> (svi_b)	» 111
3.	- DEPOSITO RELITTO (m₁₀) - UNITÀ MARINE RELITTE PLEISTOCENICHE	» 113
4.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA... » 114	
4.1.	- <i>SYSTEMS TRACT</i> DI STAZIONAMENTO BASSO (LST)	» 114
4.2.	- <i>SYSTEMS TRACT</i> TRASGRESSIVO (TST).....	» 114
4.3.	- <i>SYSTEMS TRACT</i> DI STAZIONAMENTO ALTO (HST)	» 115
4.3.1.	- <i>Ambiente litorale</i>	» 115
4.3.1.1.	- <i>beach rock</i> (g₁₀) - Deposito di <i>beach rock</i>	» 115
4.3.1.2.	- Deposito di frana sottomarina (g₁₇) - Deposito di paleo frane costiere sottomarine.....	» 119
4.3.1.3.	- Deposito relitto (m₁₀) - Deposito di spiagge relitte ..	» 120
4.3.1.4.	- Deposito di spiaggia sommersa (g₈).....	» 120
4.3.1.5.	- Deposito di piede di falesia (g₁₅)	» 121
4.3.2.	- <i>Ambiente di piattaforma interna</i>	» 123

4.3.2.1.	- Deposito di piattaforma interna (g₁₉)	» 123
4.3.2.2.	- Deposito bioclastico (g₁₂).....	» 124
4.3.3.	- <i>Ambiente di piattaforma esterna</i>	» 126
4.3.3.1.	- Deposito di piattaforma esterna (g₂₁).....	» 126
4.3.3.2.	- Deposito bioclastico (g₁₂).....	» 126
4.3.4.	- <i>Ambiente di scarpata</i>	» 127
4.3.4.1.	- Deposito di scarpata (m₂).....	» 128
5.	- PROCESSI GEOLOGICI E SEDIMENTOLOGICI PARTICOLARI.....	» 128
5.1.	- PRATERIE A FANEROGAME MARINE	» 128
5.2.	- CARATTERI SEDIMENTOLOGICI E PALEONTOLOGICI DEI SEDIMENTI BIOCLASTICI DEI BANCHI DI MISENO E PENTAPALUMMO	» 129
5.3.	- ANALISI DELLA CAROTA C74_12	» 135
5.4.	- MANIFESTAZIONI VULCANICHE SECONDARIE	» 136
X	- GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MARINA	» 139
1.	- I FONDALI PERICOSTIERI (da 0 a -30 m).....	» 139
1.1.	- LA FASCIA COSTIERA	» 139
1.1.1.	- <i>Il settore insulare: l'isola di Procida -</i> <i>Promontorio S. Margherita</i>	» 139
1.1.2.	- <i>Il settore continentale: i Promontori di Monte di Procida</i> <i>e di Capo Posillipo</i>	» 141
1.2.	- CARATTERISTICHE MORFOLOGICO - STRUTTURALI.....	» 142
1.2.1.	- <i>Il settore insulare: l'Isola di Procida -</i> <i>Promontorio S. Margherita - Canale di Procida</i>	» 142
1.2.2.	- <i>Il settore continentale</i>	» 146
1.2.2.1.	- Il Promontorio di Monte di Procida - Capo Miseno »	146
1.2.2.2	- Nisida - Marechiaro	» 146
2.	- CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMOSTRATIGRAFICHE DEI FONDALI MARINI (da -30 m a -200 m).....	» 148
2.1.	- GENERALITÀ	» 148
2.2.	- CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMOSTRATIGRAFICHE DEGLI EDIFICI VULCANICI RELITTI	» 153
2.3.	- CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMOSTRATIGRAFICHE DEI CANYON DEL GOLFO DI NAPOLI.....	» 160
XI	- ELEMENTI TETTONICI DELL'AREA RILEVATA	» 167
XII	- CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA	» 169
1.	- STABILITÀ DEI VERSANTI	» 169

1.1.	- GENERALITÀ	» 169
1.2.	- PROCIDA	» 171
1.3.	- MONTE DI PROCIDA.....	» 172
1.4.	- SETTORE NISIDA-CAPO POSILLIPO	» 173
1.5.	- SUSCETTIBILITÀ E RISCHIO DA FRANA	» 174
2.	- GEORISORSE.....	» 178

XIII	- CENNI SULLA PERICOLOSITA' VULCANICA	
	NELL'AREA	» 179

BIBLIOGRAFIA.....	» 181
-------------------	-------

EXTENDED ABSTRACT.....	» 191
------------------------	-------

LEGEND.....	» 195
-------------	-------

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO GENERALE DEL FOGLIO 465 - ISOLA DI PROCIDA

Il Foglio n. 465 “Isola di Procida” ricade nella Provincia di Napoli e comprende l’omonima isola situata nel Golfo di Napoli, parte del settore sud-occidentale del distretto dei Campi Flegrei (in particolare, la porzione del Monte di Procida delimitata a nord dalla direttrice che congiunge l’isola di S. Martino con Bacoli), l’estremità sud-occidentale della collina di Posillipo, l’isola di Nisida e a sud-est una porzione della Penisola Sorrentina comprendente parte dell’abitato di Massa Lubrense. Le rimanenti aree del Foglio includono una parte marina relativamente estesa comprendente gran parte del Golfo di Napoli. In particolare la fascia batimetrica 0/-200 m si estende per 378 km² e rappresenta circa il 60,8 % del totale della superficie del foglio. La linea di costa si estende per un totale di 39,4 km circa (Fig. 1).

Per quanto riguarda la precedente cartografia geologica ufficiale, essa è compresa nel Foglio n. 184 - Napoli - della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000. La realizzazione del Foglio “Isola di Procida” è stata effettuata nell’ambito del Progetto CARG (Fin. 96) a seguito dell’Accordo di Programma del 29/07/1996 tra il Servizio Geologico Nazionale e la Regione Campania. La parte marina è stata invece realizzata dall’Istituto Geomare Sud, oggi Istituto per l’Ambiente Marino Costiero IAMC, CNR di Napoli, nel quadro dell’Accordo di Programma per la “Realizzazione e informatizzazione di cartografia geologica sperimentale di settori selezionati della fascia costiera compresa tra il Golfo di Gaeta ed il Golfo di Sapri alla scala 1:50.000”, stipulato nel 1997 tra Presidenza del Consiglio dei Ministri, Servizio Geologico Nazionale e Consiglio Nazionale delle Ricerche. Il suddetto Progetto è stato successivamente integrato nel 2001 dal Progetto CARG Regione Campania - Settore Geotecnica, Geotermia e Difesa Suolo (responsabile

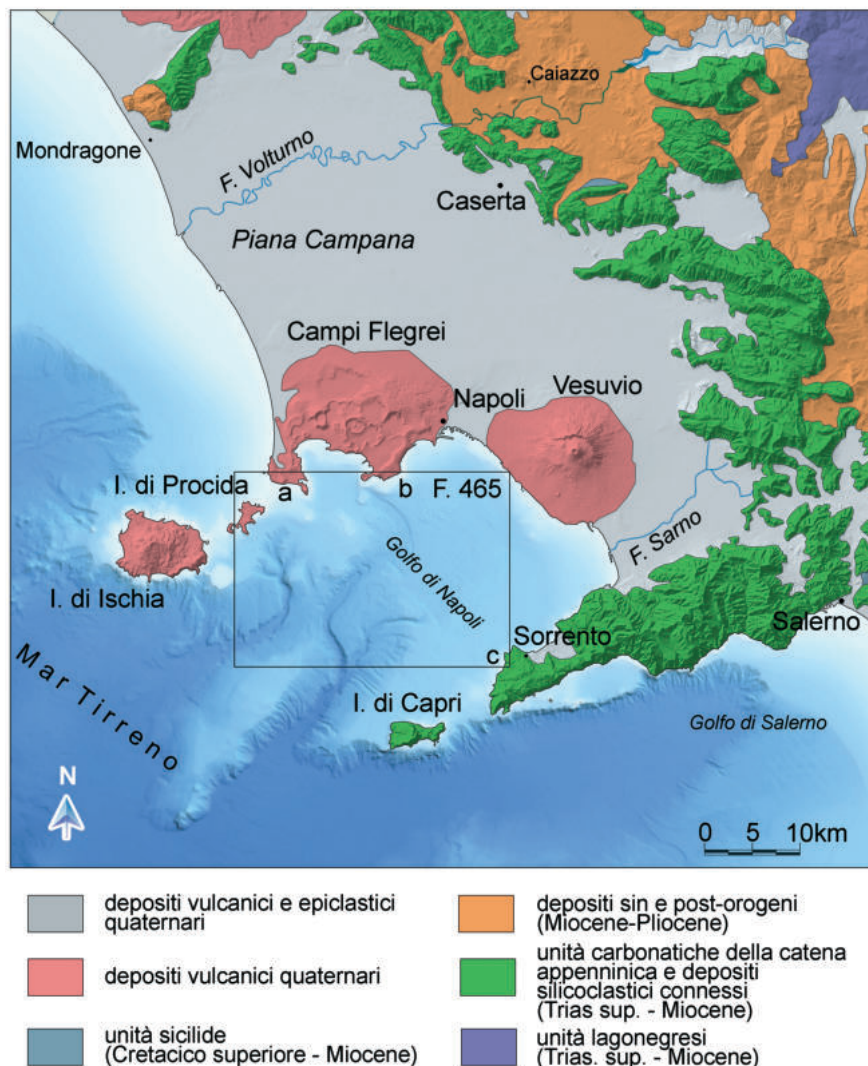


Fig. 1 - Ubicazione del foglio geologico 465 "Isola di Procida" nel progetto CARG.

L. Monti - delibera n. 15/09 del 12/04/01), che ha finanziato le indagini nelle aree marine, tra le batimetriche di 0 e -200 m, per il completamento dei fogli geologici alla scala 1:25.000 e le integrazioni dei rilevamenti alla scala 1:10.000 (fascia batimetrica da -30/-200 m) e per il rilevamento geologico subacqueo *ex-novo* (fascia batimetrica da 0/-30 m) in scala 1:10.000.

Il rilevamento geologico delle unità vulcaniche delle aree emerse del Foglio “Isola di Procida” è stato condotto da A. Perrotta e C. Scarpata, diretto da V. Morra; per le successioni sedimentarie presenti in una limitata area nel settore meridionale il rilevamento è stato condotto da D. Merola con il contributo di A. Iannace. Il Foglio è stato coordinato da B. D’Argenio. Le analisi petrochimiche sono state effettuate da L. Fedele. Le analisi geocronologiche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ da A. T. Calvert, D. Insinga e S. Lepore.

Per le aree marine:

- il rilevamento geologico subacqueo della fascia batimetrica da 0 a -30 m è stato condotto da P. Orrù, M.L. Putignano, A. Sgrosso e E. Vecchio, diretto da P. Orrù e M.L. Putignano.
- il rilevamento geologico della fascia batimetrica da -30 m a -200 m è stato condotto da G. Aiello e A. Conforti, diretto da B. D’Argenio; per la carta geologica in scala 1:50.000, fino al 2005 è stato diretto da M. Sacchi. Alla scala 1:10.000 è stato diretto da G. Aiello. Gli analisisti per la geofisica marina sono stati: G. Aiello, M. De Lauro, G. Di Martino, C. D’Isanto, Dott. F. Giordano, S. Innangi, S. Passaro, S. Ruggieri, M. Sacchi, P. Scotto di Vettimo e R. Tonielli; le analisi per la stratigrafia sono state condotte da G. Aiello; le analisi per la microplaeontologia da L. Ferraro; le analisi granulometriche da F. Molisso.

Il coordinamento scientifico della geologia subacquea e geologia marina è stata eseguito da B. D’Argenio e E. Marsella.

Il coordinamento cartografico delle aree emerse - aree marine e redazionale è stato condotto da M.L. Putignano

Le note illustrative delle aree emerse corrispondenti ai capitoli I, II, III, IV (relativamente ai paragrafi delle specifiche competenze), V, VI, VII, VIII, XI, XIII sono state redatte da Lorenzo Fedele, Vincenzo Morra, Annamaria Perrotta e Claudio Scarpata. Nel capitolo VII, paragrafo 1, è presente un contributo di Alessandro Iannace relativo alla stratigrafia delle aree emerse affioranti in Penisola Sorrentina e descritte nel campo carta. Il capitolo XII (Cenni di geologia applicata) è stato redatto da Domenico Calcaterra.

Le note illustrative relative alla geologia subacquea (fascia batimetrica 0/-30 m) sono state redatte da M.L. Putignano, P. Orrù e M. Schiattarella e corrispondono ai capitoli I, II, IV (relativamente ai paragrafi delle specifiche competenze). Gli Autori sopracitati hanno redatto, all’interno del capitolo IX (Stratigrafia delle aree marine), il sottocapitolo 1. (Unità vulcaniche della fascia sommersa (da 0 a -30m), all’interno del sottocapitolo 4. (Sequenza deposizionale tardo-quadernaria) i seguenti paragrafi 4.3.1 (Ambiente litorale) e 4.3.2 (Ambiente di piattaforma interna). All’interno del sottocapitolo 5. (Processi geologici e sedimentologici particolari) hanno redatto i paragrafi 5.1. (Praterie a fanerogame marine) e 5.4. (Manifestazioni vulcaniche secondarie), Hanno curato all’interno del capitolo X

(Geomorfologia dell'area marina) il sottocapitolo 1. (I fondali marini pericostieri) comprensivo di tutti i paragrafi. Per tutti i paragrafi relativi al capitolo IX hanno contribuito alla stesura inoltre A. Sgroso e E. Vecchio.

Le note illustrative relative alla geologia marina (fascia batimetrica -30 m/-200 m) sono state redatte da G. Aiello, B. D'Argenio e A. Conforti e corrispondono ai capitoli I, II, III e IV (relativamente ai paragrafi delle specifiche di competenze). Gli Autori hanno redatto all'interno del capitolo IX (Stratigrafia delle aree marine) i sottocapitolo 2., 3. e all'interno del 4. (Sequenza deposizionale tardo-quadernaria) e 5. (Processi geologici e sedimentologici particolari) i seguenti paragrafi 4.3.3. (Ambiente di piattaforma esterna) 4.3.4. (Ambiente di scarpata) e 5.3. (Analisi della carota C74_12); il paragrafo 5.2 (Caratteri sedimentologici e paleontologici dei sedimenti bioclastici dei banchi di Miseno e Pentapalumbo) è stato redatto da L. Ferraro. Gli Autori sopra citati hanno redatto all'interno del capitolo X (Geomorfologia dell'area marina) il sottocapitolo 2. (Caratteristiche geomorfologiche e sismostratigrafiche dei fondali marini (da -30 m a -200 m) comprensivo di tutti i paragrafi.

Il coordinamento redazionale delle note illustrative è a cura di M.L. Putignano

La rappresentazione cartografica in scala 1:50.000 di cui queste note illustrative fanno parte, è il risultato di un lavoro di campagna effettuato, per quanto riguarda le aree emerse, alla scala 1:5.000 ed eseguito negli anni 2000 - 2002, per le aree marine, relativamente alla geologia subacquea i rilevamenti in scala 1:10.000 sono stati eseguiti negli anni 2006-2007, relativamente alla geologia marina: i rilevamenti in scala 1:25.000 e successive integrazioni in scala 1:10.000 sono stati eseguiti negli anni 1998 - 2001.

2. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

Vengono di seguito esposti i criteri adottati per il rilevamento geologico delle aree emerse e delle aree marine. Si precisa che la scala cronostratigrafica utilizzata nel presente lavoro è quella riportata nel Quaderno del Servizio Geologico n. 1 (1992).

2.1.- NOTE SUL RILEVAMENTO E SULLA LEGENDA ADOTTATA PER LE AREE EMERSE

I criteri adottati per definire la stratigrafia e la cartografia in aree vulcaniche variano dalle classiche unità litostratigrafiche organizzate in UBSU (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*; CHANG, 1975; SALVADOR, 1987) ad approcci puramente vulcanologici in cui sono riconosciute le unità eruttive (FISHER & SCHMINCKE, 1984). La stratigrafia che proponiamo è imperniata sull'uso di unità litostratigrafiche (formazioni) basate sulle proprietà litologiche dei corpi rocciosi,

integrate dalla loro posizione stratigrafica. Tali formazioni sono caratterizzate da uniformità litologica o da caratteri litologici peculiari. Ogni formazione è descritta sulla base delle sue proprietà strutturali, tessiturali e litologiche.

Localmente le formazioni affiorano, con esigui spessori, principalmente in pareti di cava e in falesie, rendendo non rappresentabili le loro campiture nel foglio alla scala 1:50.000 (o anche alla scala 1:25.000). Per ovviare a tale problema è stata ritenuta necessaria l'istituzione di gruppi di unità litostratigrafiche, che risultano più flessibili delle formazioni. Un Gruppo, infatti, può essere costituito da formazioni diverse in aree diverse e una formazione può essere condivisa tra gruppi diversi in aree adiacenti (APAT, 2003).

Poiché uno degli scopi dichiarati del rilevamento geologico del vulcanico è quello di ricostruire l'attività eruttiva dei vulcani in modo da contribuire agli studi di valutazione della pericolosità, specialmente in un'area di vulcanismo attivo come quella in cui ricade il Foglio "Isola di Procida", parallelamente alle descrizioni litostratigrafiche delle formazioni rilevate, saranno indicate anche le unità eruttive che le costituiscono. Le unità eruttive sono costituite da un deposito o da una successione di depositi associati ad un singolo evento eruttivo; ogni unità è limitata da paleosuoli o superfici erosionali che indicano una significativa pausa eruttiva. Paleosuoli sono adottati quali *marker* stratigrafici di periodi di quiescenza. Unità litosomatiche informali sono state adottate per indicare centri vulcanici morfologicamente ben definiti (PASQUARÈ *et alii*, 1992).

Molte delle formazioni rilevate presentano delle disconformità a tetto ed a letto in conseguenza della natura episodica degli eventi eruttivi. Quando una successione stratigrafica è delimitata da disconformità che hanno un'estensione regionale, a tale successione è attribuito il rango di sintema.

2.2. - AREE MARINE

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

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 data 2004). Le basi conoscitive da metodi geofisici sono state rappresentate da dati *Multibeam* ad altissima risoluzione Reson Seabat 8125, 455 khz (prodotti da IAMC-CNR cfr. par.2.2.3.1.), elaborati sia in chiave morfobatimetrica di dettaglio che in fotomosaico *backscattering* (opzione *side*). La mappatura di vaste aree è stata supportata da dati ecografici a scansione laterale *sidescan sonar* Edgetech DF1000 e Klein

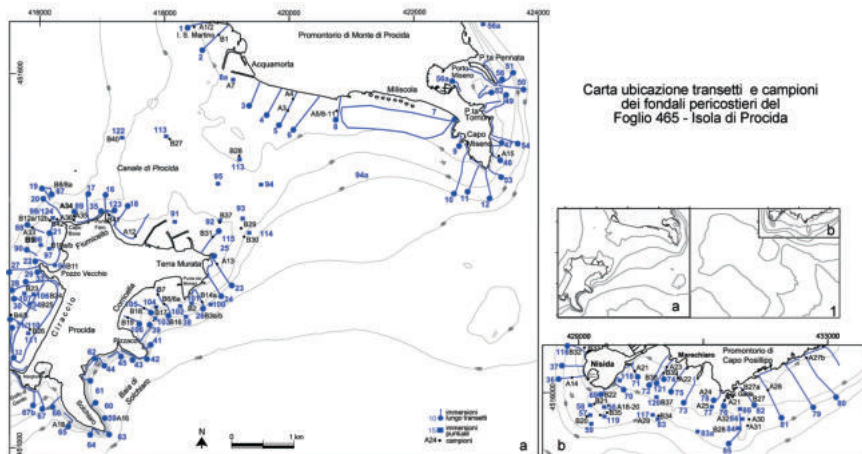


Fig. 2 - Carta della ubicazione dei campioni e dei transetti effettuata durante il rilevamento subacqueo. a) settore isola di Procida (1)-Monte di Procida (2); b) settore Nisida - Capo Posillipo. Nel riquadro (1) sono ubicati i settori investigati.

2000 (100-500 khz). Allo scopo di precisare i dettagli morfologici, i limiti degli affioramenti, e la distribuzione delle diverse facies sedimentarie al piede delle coste alte sono stati acquisiti dati *Sidescan Sonar Edgetech 272 T* (100-500 khz; Campagna Dister-CA, date: 16-19/02/07, Resp. P.Orrù), lungo rotte pericostiere. Le ipotesi interpretative sull'assetto morfostrutturale sono state supportate da dati sismici monocanale ad alta risoluzione tipo *Sparker* (Campagna Univ. Partenope, Resp. F. Giordano).

Il piano di posizionamento delle immersioni di rilevamento è stato progettato sulla base della interpretazione preliminare dei dati indiretti, seguendo due obiettivi principali: la taratura delle chiavi interpretative e la rifinitura di dettaglio con l'acquisizione di dati geostrutturali puntuali (giaciture, orientazione dei sistemi di fratturazione ecc.).

Sono state realizzate 124 stazioni di immersione dal dicembre 2006 al 24 aprile 2007 (Fig. 2).

L'organizzazione dei rilevamenti ha seguito due differenti modalità: il rilievo di transetti, sia perpendicolari che paralleli alla costa, reso necessario dalla dominanza di morfotipi costieri a costa alta e falesie, ed il rilievo di stazioni puntuali relativo ad affioramenti isolati, al largo, o a punti significativi caratterizzati da modelli interpretativi particolarmente problematici.

L'indagine diretta è stata eseguita mediante rilievi, sezioni, profili geologici, e schemi morfologici; sono stati prelevati campioni sia del substrato che dei sedimenti sciolti ed è stata realizzata la documentazione fotografica (Fig. 3) per le



Fig. 3 - *Rilevamento diretto subacqueo.*

stazioni di immersione particolarmente problematiche, parti di edifici vulcanici, particolari facies sedimentarie e linee di riva sommerse. Il lavoro di rilevamento in immersione è stato svolto da coppie di rilevatori geologi, al fine di favorire, attraverso la discussione dei risultati, la massima oggettività interpretativa.

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., e sono state osservate le prescrizioni dettate dalle “Linee Guida al rilevamento geologico subacqueo” della Regione Campania (MONTI *et alii*, 2003).

Come da prescrizioni presenti nelle linee guida su citate non sono state rilevate le aree costiere occupate da infrastrutture marittime.

2.2.2. - *Criteri per la realizzazione di cartografia geologica marina (da -30 m a -200 m)*

La scelta dei criteri a cui ispirare la cartografia del rilevamento è stata preceduta da uno studio dei dati presenti in letteratura ed inediti.

L'acquisizione dei dati geofisici e geologici è stata eseguita in modo da assicurare un'accuratezza compatibile con la scala di rilevamento adottata. Tali dati sono di tipo morfoacustico, morfobatimetrico e geologico (*box-corer*, carotaggi, bennate e dragaggi). In una prima fase l'elaborazione dei dati ha previsto la restituzione cartografica dei dati batimetrici forniti dal sistema di acquisizione *Multi-beam* sotto forma di carte batimetriche con isobate a *contour* e di mappe *shaded relief* per l'interpretazione geologica dei principali lineamenti morfostrutturali.

Nella fase successiva di lavoro sono state eseguite le analisi granulometriche sui campioni ottenuti mediante toccate di fondo, classificati secondo FOLK (1954). L'interpretazione geologica è stata basata sul riconoscimento delle facies acustiche, effettuato attraverso l'interpretazione integrata dei dati geofisici *Side-scan Sonar* e *Multibeam* e sulla calibrazione delle facies acustiche in termini di litologia attraverso l'utilizzo dei risultati ottenuti dalle analisi granulometriche dei campioni delle toccate di fondo (benne e *box-corers*). L'interpretazione dei profili sismici di alta risoluzione (*Subbottom Chirp*, *Sparker* e *Watergun*) è stata un valido supporto per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale delle successioni di piattaforma continentale e di scarpata. L'analisi sismostratigrafica ha consentito la distinzione delle principali unità sismiche che, nel caso del Golfo di Napoli, sono sia di natura vulcanica che di natura sedimentaria e sono separate da *unconformity* regionali tettoniche e/o eustatiche.

Le unità sismiche sono state successivamente interpretate in termini di sequenze deposizionali e le *unconformity* sono state invece interpretate in termini di limiti di sequenza di tipo 1 e di tipo 2, o classificate in termini di *unconformity* locali, soprattutto al *top* di apparati vulcanici relitti oppure al *top* di unità sismiche di natura vulcanica.

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

Le principali unità stratigrafiche individuate attraverso l'analisi dei sedimenti di fondo mare appartengono alla **Sequenza Deposizionale Tardo-quaternaria**. In essa sono riconoscibili l'evoluzione spazio-temporale e la migrazione laterale e verticale degli ambienti deposizionali marino costiero, di piattaforma continentale e di scarpata nel ciclo glacio-eustatico pleistocenico superiore-olocenico. La principale esigenza è stata la rappresentazione cartografica delle associazioni di litofacies, i cui raggruppamenti formano "**sistemi deposizionali**" (che sono in sostanza porzioni di *systems tract*), in relazione ai lineamenti morfostrutturali riconosciuti attraverso l'interpretazione geologica dei dati geofisici ed alla dinamica evolutiva degli ambienti sedimentari.

In questo modo è stato possibile realizzare, come previsto dalle Linee Guida

per il rilevamento delle aree marine del SGN, un'integrazione tra l'approccio stratigrafico classico, l'approccio stratigrafico-sequenziale e la caratterizzazione dei sistemi e degli elementi deposizionali attuali e recenti. La prevalente attività vulcanica che ha controllato l'architettura stratigrafica del Golfo di Napoli ha impedito un approccio stratigrafico classico nella cartografia geologica, che è stata realizzata tenendo conto delle associazioni di sistemi deposizionali e dei corpi "vulcanici" in questa intercalati (vulcaniti e vulcanoclastiti).

Le classi tessiturali sono state determinate in base all'interpretazione dei dati geofisici ed alle campionature dirette del fondo mare, effettuate tramite il prelievo e l'analisi di campioni. Gli areali litologici relativi alle tessiture riconosciute sul fondale forniscono un'ulteriore informazione relativamente ai dati riconosciuti sulle associazioni di litofacies, in modo da differenziare ulteriormente gli elementi deposizionali cartografati.

2.2.3. - Metodi di acquisizione dati

La raccolta dei dati geofisici e geologici che comprende sia rilievi diretti (campionature del fondo e carotaggi) che indiretti con differenti metodologie (sismiche, batimetriche, acustiche) è stata eseguita a bordo della N/O Urania del Consiglio Nazionale delle Ricerche. Per i rilievi *Multibeam* e *Sidescan Sonar* in aree di basso fondale (profondità inferiori ai 50 m) sono state utilizzate altre imbarcazioni, come la N/O Thetis del CNR, la M/N Luigi Sanzo (in dotazione al CNR-IAMC Sezione di Messina) ed altre imbarcazioni minori, adatte al lavoro costiero.

Per quanto riguarda le scale di esecuzione del progetto CARG (1:10.000 e 1:25.000), i rilievi eseguiti *ex novo* sono stati calibrati con dettaglio in funzione delle fasce batimetriche.

Le indagini di tipo geofisico effettuate per il progetto CARG comprendono i rilievi batimetrici *Multibeam* a copertura totale della fascia compresa tra 5 e 200 m per le coste alte tra lo zero virtuale e i 200 m (Fig. 4). E' stata inoltre effettuata la mappatura *Sidescan Sonar* ad alta definizione e copertura totale della fascia compresa tra -2 m e -50 m per le coste basse e 0 (teorico) -50 m e copertura adeguata in funzione delle caratteristiche morfo-geologiche del fondo nella fascia -50 m/-200 m (effettuate con *Sidescan Sonar* convenzionali oppure utilizzando l'opzione *Side* dei sistemi *Multibeam* costieri). Sono stati inoltre acquisiti rilievi sismici ad alta risoluzione secondo rotte significative per la definizione stratigrafica del sottofondo.

Le campagne di acquisizione dati sono state realizzate in DGPS differenziale. I programmi di navigazione utilizzati per i rilievi *Multibeam* sono il NAVPRO © (Communication Technology, Italia), l'HYDRO© (New Zealand) e il PDS 2000

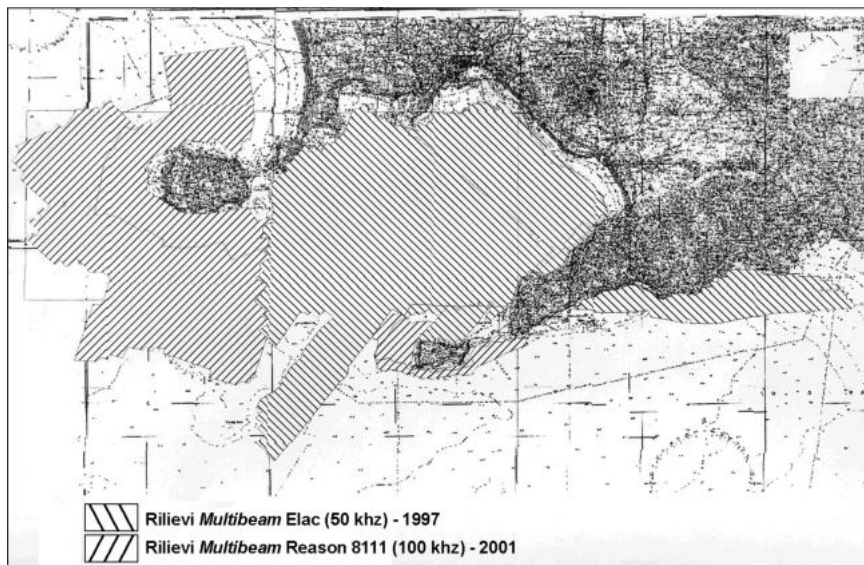


Fig. 4 - Rilievi batimetrici Multibeam effettuati nel Golfo di Napoli nell'ambito del progetto CARG e dei progetti di ricerca a cofinanziamento.

© (Thales Geosolutions, The Netherlands). Il *Datum* utilizzato per l'acquisizione dei punti nave (*fix*) nel corso dell'acquisizione dei profili è il WGS 84. La proiezione usata è la UTM (*Universale Trasverse Mercatore*), ma sono stati utilizzati anche altri riferimenti (es. ED50, Roma 40) e proiezioni (es. Gauss-Boaga). Il rilievo batimetrico multifascio del Golfo di Napoli è stato effettuato con *Multibeam ELACMK2*, utilizzando il sistema GPS in modalità differenziale per il posizionamento dei dati. Al fine di garantire la precisione e l'affidabilità del rilievo batimetrico sono stati utilizzati 4 capisaldi di riferimento strategicamente localizzati, in modo che ogni punto dell'area di lavoro potesse essere coperto contemporaneamente da due stazioni. Per rilievi eseguiti con grande accuratezza (ad esempio alla scala 1:10.000 nella fascia batimetrica 0/-20 m) sono stati utilizzati sistemi RTK al fine di ottenere una precisione elevatissima nel posizionamento. In aree problematiche da un punto di vista della copertura satellitare o in presenza di degradamento del segnale (interno del Golfo di Napoli, litorale vesuviano, area salernitana), il posizionamento è stato effettuato tramite l'utilizzo di sistemi Range-Range, che dipendono essenzialmente dalla procedura della geodesia di base, che deve appoggiarsi a capisaldi IGM del 1° ordine opportunamente monografati, se disponibili nell'area di lavoro.

2.2.3.1. - Dati batimetrici

Il rilievo batimetrico *Multibeam* dei Golfi di Napoli e Salerno eseguito nell'ambito del progetto CARG è stato acquisito utilizzando il sistema *Multibeam* ELAC MK2. Le rotte di rilevamento, parallele alla costa, sono state isodistanziate in maniera opportuna al fine di ottenere la copertura totale con velocità di acquisizione compresa tra 4 e 7 nodi. La correzione di marea è stata ricavata in tempo reale dal sistema RTK del posizionamento DGPS, riferendosi ai capisaldi dell'IGM con le caratteristiche standard del 1995. In mancanza di valori RTK, la correzione è stata apportata utilizzando le correzioni fornite da mareometri ufficiali (Porto di Napoli) o dai mareometri che sono stati appositamente collocati per effettuare il rilievo.

Al fine di adottare un corretto valore della velocità del suono in acqua, da utilizzare per la calibrazione del *Multibeam* è stato impiegato un profilatore per i valori di pressione, temperatura e conducibilità (sonda multiparametrica CTD). Sono stati effettuati profili di velocità tramite CTD ad intervalli regolari ogni 6 ore. Inoltre, durante l'acquisizione del rilievo *Multibeam* è stato utilizzato il sistema *Chirp Subbottom profiler* in dotazione alla N/O Urania. Ciò ha consentito l'acquisizione di una stretta maglia di profili *Subbottom* sulle stesse strisciate di navigazione del *Multibeam*, consentendo una calibrazione di dettaglio delle morfo-strutture riconoscibili al fondo mare dalla batimetria.

Le acquisizioni di batimetria *Multibeam* sottocosta sono state realizzate utilizzando il RESON Mod. Seabat 8125.

2.2.3.2. - Dati ecografici

I rilievi ecografici sono stati acquisiti con un *Sidescan Sonar* DF1000, oppure, utilizzando l'opzione Side del *Multibeam* RESON Seabat 8125. L'acquisizione delle strisciate *Sidescan Sonar* è stata effettuata generalmente lungo linee di navigazione disposte parallelamente alla costa; ciò ha consentito la copertura acustica continua delle aree di mare in oggetto. Il sistema di rilevamento acustico è stato configurato con una frequenza di lavoro di 100 kHz e *range* di circa 165 m, mentre la spaziatura tra le linee di acquisizione è stata di circa 250 m. Ciò ha consentito una sovrapposizione di circa il 30% tra due coperture acustiche (*swath*) adiacenti. Le immagini acustiche acquisite tramite il sistema ISIS sono state visionate in tempo reale su monitor per effettuare una valutazione preliminare di qualità. I parametri di acquisizione configurati hanno permesso di ottenere una risoluzione di circa 0.4 m. L'elaborazione dei dati acquisiti tramite i rilievi acustici *Sidescan Sonar* è stata effettuata in ambiente PC Windows utilizzando i software *ISIS* e *Delph Map* sviluppati dalla Triton Elics (estrazione dei dati di navigazione dai file

Nel Golfo di Napoli è stata acquisita una maglia di profili sismici a riflessione multicanale utilizzando sorgenti sismiche *Airgun*. L'interpretazione geologica di tali profili ha consentito di effettuare una ricostruzione dell'assetto stratigrafico e strutturale del Golfo di Napoli ad una scala intermedia e profonda.

Fig. 5 - *Griglia dei profili sismici.*

Il rilievo sismico di alta risoluzione del Golfo di Napoli eseguito nel 1998 a bordo della N/O Urania (crociera GMS98-01; fogli geologici n. 465 “Isola di Procida” e n. 466 “Sorrento”) ha consentito l’acquisizione di una griglia di profili monocanale di alta risoluzione *Sparker* 1 kJ, con una scala verticale di 500 msec, corrispondenti a circa 400 m di profondità. Sulla stessa maglia di navigazione dei profili *Sparker* sono stati acquisiti profili *Subbottom Chirp*, che hanno consentito di calibrare le principali morfo-strutture, già evidenti dalla batimetria *Multibeam* con dati geologici relativi al sottofondo ed al record stratigrafico relativo ai 500 m circa al di sotto del fondale.

Il *Chirp Subbottom profiler* (*Datasonics*) è particolarmente idoneo per gli scopi di cartografia geologica, ove non sia richiesta una penetrazione significativa nel sottofondo marino. La fitta maglia di profili *Chirp* acquisita nel Golfo di Napoli ha consentito la delimitazione delle principali unità presenti in affioramento al fondo mare, il riconoscimento delle morfostrutture e la calibrazione dell’interpretazione geologica della batimetria *Multibeam*.

2.2.3.4. - Magnetometria

In aree marine vulcaniche una approfondita analisi ed interpretazione delle

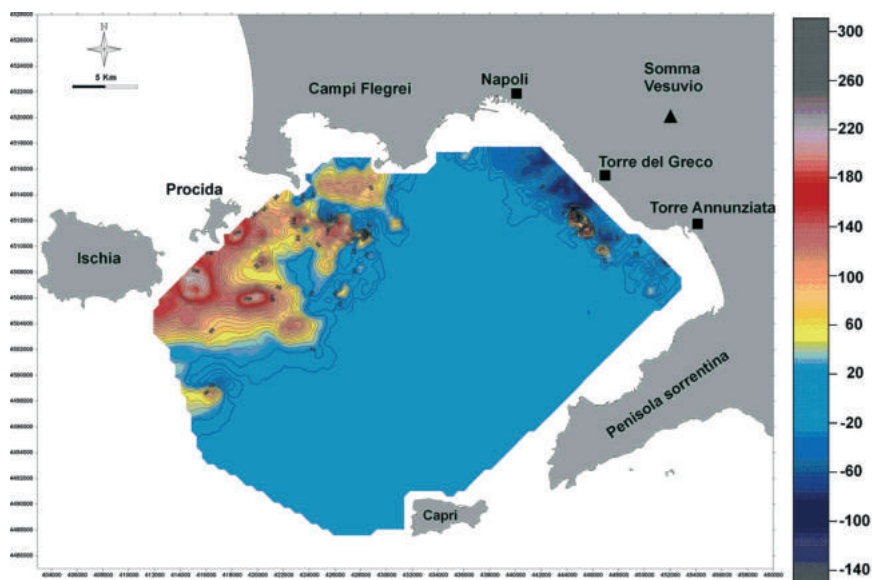


Fig. 6 - Carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli (da AIELLO et alii, 2004).

anomalie magnetiche può permettere di delineare l'estensione di edifici vulcanici o corpi ignei sepolti. Tale analisi può anche fornire informazioni addizionali sulle modalità di raffreddamento del magma e sul suo chimismo, dato che il contrasto di suscettività magnetica dipende da questi fattori. Una approfondita conoscenza dell'intero campo di anomalie magnetiche che insistono sul Golfo di Napoli e sull'*offshore* delle isole flegree è stata recentemente acquisita nell'ambito delle crociere oceanografiche del progetto CARG.

Il rilievo magnetometrico del Golfo di Napoli presenta una copertura spaziale più fitta dei rilievi aeromagnetici acquisiti precedentemente nell'area (AGIP, 1981; CARATORI TONTINI *et alii*, 2003). Questo ha reso possibile la costruzione di una carta delle anomalie magnetiche del Golfo di Napoli (Fig. 6), che ha evidenziato la presenza di complessi campi di anomalie magnetiche precedentemente non noti, associati a strutture geologiche di natura vulcanica, come dimostrato dall'analisi

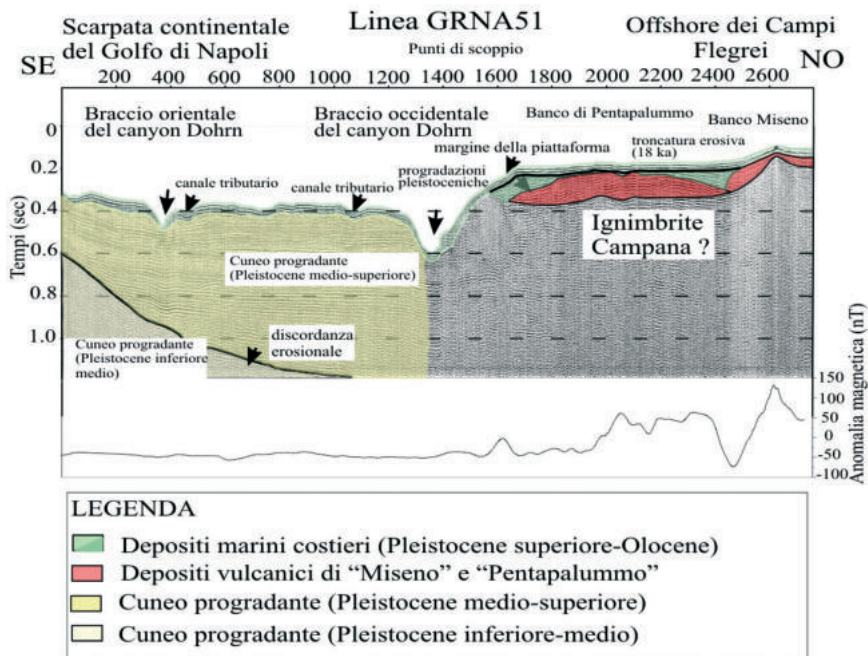


Fig. 7 - Profilo sismico interpretato GRNA51 (Golfo di Napoli) e corrispondente linea magnetica (da AIELLO *et alii*, 2005). Alcune principali anomalie magnetiche, individuabili sulla linea magnetica sono state correlate con corpi vulcanici principali nell'*offshore* del complesso vulcanico dei Campi Flegrei. In particolare, un'ampia anomalia magnetica, di forma "terrazzata", con un'intensità relativa di 100 nT è collegata al "Banco di Pentapalumbo", il cui margine esterno è tagliato dalla linea GRNA51. Si noti l'assenza di anomalie magnetiche significative sulla sinistra nella linea magnetica, dove sono presenti unità sedimentarie, come evidente sul profilo sismico.

di profili sismici a riflessione e/o ad alti morfostrutturali vulcanici, ben evidenti dalla batimetria del Golfo (SINISCALCHI *et alii*, 2002; AIELLO *et alii*, 2004).

Per questi scopi si è utilizzato il magnetometro a protoni EG & G 811-13 in dotazione alla Nave Urania. In Figura 7 viene riportato un esempio di interpretazione geologica congiunta di sismica e di magnetometria (AIELLO *et alii*, 2005).

2.2.3.5. - Campionature del fondo e del sottofondo

Dal punto di vista metodologico, una delle fasi più delicate è il prelievo dei campioni in ambiente marino. Infatti, i sedimenti del fondale possono mostrare una grande variabilità sia spaziale che temporale.

La caratterizzazione sedimentologica dei fondali è stata assicurata tramite analisi dei campioni prelevati per mezzo di *box-corer* e benna, mentre la stratigrafia del primo sottofondo è stata studiata tramite carotieri a gravità e/o a pistone. Gli affioramenti di corpi rocciosi sono stati campionati tramite dragaggio.

Le campionature di superficie sono state ubicate per transeiti perpendicolari alla costa tenendo in considerazione le principali fasce batimetriche. In alternativa, le campionature di fondo sono state ubicate sulla base delle facies acustiche individuate dall'interpretazione del *Sidescan Sonar*; in questo modo è stato possibile effettuare anche la calibrazione delle facies acustiche individuate con l'interpretazione dei fotomosaici *Sidescan Sonar*. I carotaggi sono stati posizionati in base all'interpretazione dei profili sismici per valutare gli spessori e le variazioni granulometriche degli intervalli stratigrafici più superficiali e per individuare le sequenze deposizionali. I campioni per lo studio delle biocenosi provengono dal velo superficiale (primi 5 cm di sedimento all'interfaccia acqua-sedimento).

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

Per quanto riguarda le analisi sedimentologiche vengono svolte seguendo le procedure di seguito riportate:

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

In Figura 8 viene riportata la mappa delle campionature di fondo (benne e *box-corer*) eseguite nell'ambito del Foglio geologico n. 465 "Isola di Procida".

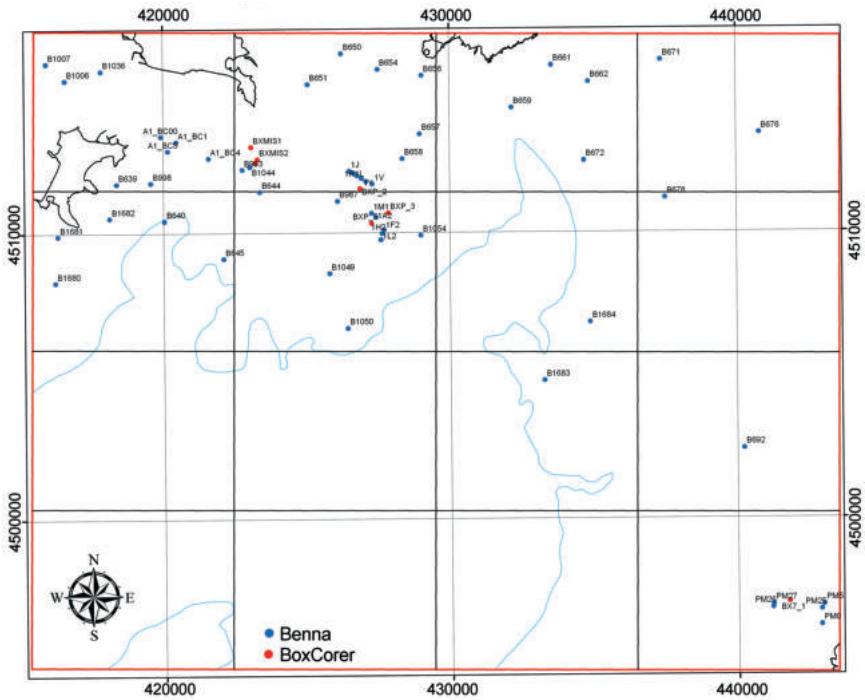


Fig. 8 - Mappa delle campionature di fondo mare del Foglio 465 – Isola di Procida.

II - STUDI PRECEDENTI

1. - CENNI STORICI DELLE AREE EMERSE

Lo studio dei prodotti vulcanici campani ha interessato molti ricercatori anche in tempi non recenti. Nel secolo XIX l'interesse principale degli studiosi è stato rivolto al tentativo di definire il numero e la genesi dei centri eruttivi dell'area napoletano-flegrea. Per primo BREISLAK (1801) fornisce un quadro generale dell'area, riconoscendo ben ventisette bocche eruttive.

Agli inizi di questo secolo, DE LORENZO (1904) propone, in base alla stratigrafia, una divisione dell'attività flegrea in tre periodi eruttivi. Nel primo periodo si mettono in posto piperno, tufi pipernoidi e brecce, tra cui quelli di Monte di Procida. Nel secondo periodo si formano i tufi gialli, tra cui quello di Nisida, Procida, Porto Miseno e Capo Miseno. Nel terzo periodo si formano vulcani monogenici tra cui Fondi di Baia.

Successivamente, RITTMANN (1950) propone una nuova sintesi stratigrafica e vulcanologica dell'intero distretto dei Campi Flegrei e collabora alla realizzazione della cartografia ufficiale. Nel modello di RITTMANN (1950) assume grande importanza l'eruzione del Tufo Grigio Campano, che determina il collasso calderico di un antico vulcano chiamato Archiflegreo. Le principali novità che riguardano l'area rilevata sono le seguenti: dopo il collasso calderico si definisce un ciclo eruttivo antico durante il quale si formano i vulcani di Miliscola, Torregaveta, Capo Miseno, Bacoli, Porto Miseno, Trentaremi, Nisida e la cupola lavica dell'isola di S. Martino. Durante il ciclo eruttivo recente si formano i vulcani di Baia e Fondi di Baia. Le proposte stratigrafiche più recenti sono presentate e discusse nei capitoli successivi.

La cartografia precedente della zona in esame comprende il foglio a scala 1:100.000 pubblicato dal SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA nel 1971 (Foglio 184, Napoli). Il Distretto dei Campi Flegrei è stato oggetto di una cartografia specifica ad opera di RITTMANN (1950) con una carta alla scala 1:50.000 e di ROSI & SBRANA (1987), con una carta alla scala 1:15.000. Infine la sola isola di Procida è stata cartografata da DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), con una carta alla scala 1:12.500.

2. - CONTRIBUTI ALLA CONOSCENZA DEL GOLFO DI NAPOLI

Tra i primi lavori significativi va citato quello di WALTHER (1886) sui vulcani sottomarini del Golfo di Napoli, che ha ormai un valore storico.

Per la sismica a riflessione nel Golfo di Napoli va ricordato il lavoro di LAT-MIRAL *et alii*, (1971), che presenta i dati di sismica a riflessione (*Sparker* EG&G fino a 8 kJ e *Boomer*) acquisiti dalla M/N Dectra dell'allora Istituto Universitario Navale di Napoli (1970), integrati da una batimetria con ecoscandagli EDO e ATLAS. Vengono presentati in questo lavoro un profilo sismico da Bocca Piccola (Capri) a Pozzuoli, che mostra la stratigrafia sismica generale del Golfo, ed alcuni esempi di profili sismici sui Banchi di Ischia e di Nisida, interpretati come i relitti di due apparati vulcanici sommersi.

Un primo studio sul Golfo di Pozzuoli è stato eseguito da COLANTONI *et alii* (1972), che hanno individuato cinque principali unità sismiche separate da superfici di discontinuità. La stratigrafia degli orizzonti sismici è correlata con la successione dell'area flegrea riportata da RITTMANN (1950). In particolare, gli autori individuano un basamento acustico e lo interpretano come Tufo Grigio Campano *Auct.*

Nello stesso periodo viene ultimata una nuova carta batimetrica in scala 1:20.000 del Golfo di Pozzuoli e pubblicata dall'Istituto Geografico della Marina (SEGRE, 1972) nella quale vengono riportate le principali morfostrutture del Golfo.

Nel lavoro di FINETTI & MORELLI (1974) sono illustrati i risultati di una campagna di esplorazione sismica multicanale nei Golfi di Napoli e di Pozzuoli condotta dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste a bordo della nave geofisica Geomar, nel corso della quale sono stati acquisiti 504 km di profili sismici a copertura multipla, di cui 185 km in copertura 2400% e 319 km in copertura 1200%. Gli autori individuano quattro principali orizzonti nei Golfi di Napoli e Salerno: un orizzonte "A", prossimo al limite Pliocene-Quaternario; un orizzonte "B", che costituisce la base del Pliocene-Quaternario; un orizzonte "K", coincidente con la sommità della serie carbonatica mesozoica; un orizzonte "E", correlato con la base delle evaporiti messiniane, riconosciuto solo nel Golfo di Salerno.

A questo primo impulso alla ricerca ed alla conoscenza dei Golfi di Napoli e Pozzuoli (tra cui si ricordano BERNABINI *et alii*, 1973a, b; CARBONE *et alii*, 1984; PESCATORE *et alii*, 1984), scaturito, tra gli anni '70 e '80, dalla necessità di nuove indagini per le crisi bradisismiche, è seguita, negli ultimi trenta anni, una produzione scientifica basata sulla sismica a riflessione; vanno citati gli studi sulla stratigrafia delle unità sismiche del Golfo di Napoli (FUSI *et alii*, 1991; FUSI, 1996) ed i lavori basati su modelli della stratigrafia sequenziale (MILIA, 1998a; b; c; 1999a; b, 2000; MILIA & TORRENTE, 1997; MILIA & GIORDANO, 2002).

Recentemente alcune delle linee sismiche multicanali eseguite da FINETTI & MORELLI (1974) sono state riproccessate e reinterpretate dal gruppo del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli "Federico II" coordinato dal Prof. Antonio Rapolla, in collaborazione con l'Osservatorio Vesuviano (BRUNO *et alii*, 2002).

Ulteriori rilievi aventi per oggetto la morfologia del fondale marino sono stati eseguiti a partire dagli '80. Un rilievo *Multibeam* del Golfo di Napoli è stato eseguito nel 1985 dalla R/V Conrad nella parte occidentale del Golfo. Alla fine degli anni '90 vengono presentati rilievi batimetrici *Multibeam* ad elevata risoluzione eseguiti dall'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero-CNR di Napoli nel 1997, che hanno fornito una visione di dettaglio delle morfostrutture del Golfo, soprattutto per quanto riguarda le aree di scarpata dei *canyon* Dohrn e Magnaghi.

Studi recenti eseguiti nell'ambito dell'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR di Napoli, basati su un nuovo *dataset* di magnetometria e sismica di alta risoluzione, hanno evidenziato la forte correlazione esistente tra strutture vulcaniche superficiali e anomalie magnetiche positive in due fasce principali del Golfo, la prima ubicata nell'*offshore* del Somma-Vesuvio e la seconda nell'*offshore* dei Campi Flegrei e delle isole di Ischia e Procida (MARSELLA *et alii*, 2002; SINISCALCHI *et alii*, 2002; SECOMANDI *et alii*, 2003; AIELLO *et alii*, 2004; 2005; RUGGIERI *et alii*, 2007).

Un notevole contributo alla conoscenza dell'ambiente marino costiero e del territorio delle isole flegree (Ischia e Procida-Vivara) è stato ottenuto recentemente (2003) con uno studio multidisciplinare frutto di una cooperazione tra la Stazione Zoologica A. Dohrn e il CNR-IAMC di Napoli per la realizzazione di un'Area Marina Protetta denominata "Regno di Nettuno" (Legge 394 del 1991). Un aspetto significativo è dato dalla cartografia geologica marina a scala di grande dettaglio fornita nelle carte allegate fuori testo (BUDILLON *et alii*, 2003a; b), dove gli aspetti ambientali dell'ambiente marino costiero sono affrontati con un approccio moderno e ricchezza di informazioni e con una georeferenziazione di elevata precisione (DE LAURO *et alii*, 2003). Nell'ambito del progetto di ricerca "Regno di Nettuno", notevoli sono anche gli studi di carattere biologico sulla *Posidonia oceanica* (L.) effettuati dalla Stazione Zoologica "Anton Dohrn" (GAMBI & TERLIZZI, 1998; BUIA *et alii*, 2001; 2003; GAMBI & BUIA, 2003; GAMBI *et alii*, 2003), riferiti particolarmente al Golfo di Napoli ed alle isole flegree.

III - INQUADRAMENTO GEO-STRUTTURALE

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL DISTRETTO DEI CAMPI FLEGREI

I Campi Flegrei sono un campo vulcanico formato da una serie di piccoli centri vulcanici a carattere principalmente monogenico. Unitamente all'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio, tale distretto si colloca nella parte centrale della Piana Campana, che strutturalmente rappresenta una zona di sprofondamento tettonico. L'attività vulcanica nei Campi Flegrei si è sviluppata in conseguenza delle fasi tettoniche distensive plio-quadernarie che hanno dato origine alla Piana Campana (DI GIROLAMO & STANZIONE, 1973; LUONGO *et alii*, 1991).

I prodotti del vulcanismo flegreo sono caratterizzati da un chimismo alcalino potassico, tipico della Provincia Magmatica Romana, con composizioni che variano da basalti shoshonitici a fonoliti (*e.g.*, CONTICELLI *et alii*, 2002 e *ref. cit.*; PECCERILLO, 2005 e *ref. cit.*). Il persistente stato di attività del sistema magmatico è testimoniato dall'eruzione del Monte Nuovo nel 1538, nonché dall'attuale presenza di fumarole, sorgenti di acque calde e dal fenomeno del bradisismo. L'attività vulcanica è dominata da eruzioni esplosive e rari episodi effusivi.

Sebbene in passato sia stata consuetudine comune considerare il vulcanismo flegreo relativo alle sole aree "continentali", le numerose evidenze di analogie nei caratteri geologici, vulcanologici, petrografici, geochimici ed isotopici (*e.g.*, DI GIROLAMO *et alii*, 1984, 1995; DE ASTIS *et alii*, 2004) suggeriscono piuttosto che le porzioni flegree "continentali" ed "insulari" (*i.e.*, le isole di Ischia e Procida) debbano essere considerate come un unico distretto vulcanico.

L'attività flegrea "insulare" appare precedente a quella "continentale", ed in

particolare i prodotti dell'attività più antica affioranti presso l'isola di Ischia potrebbero rappresentare l'inizio dell'intera sequenza vulcanica flegrea. I prodotti più antichi di Ischia, infatti, seppur non ancora datati direttamente, sembrerebbero precedenti a 150 ka (POLI *et alii*, 1987; VEZZOLI, 1988). Successivo all'attività di Ischia è il vulcanismo di Procida, per il quale è stata recentemente proposta un'età di circa 70 ka (DE ASTIS *et alii*, 2004). L'attività di Procida è stata quasi esclusivamente di tipo esplosivo, dando luogo alla formazione di cinque centri vulcanici che segnano la morfologia dell'isola: Vivara, Pozzo Vecchio, Terra Murata, Fiumicello e Solchiaro. Per quanto concerne l'inizio del vulcanismo flegreo "continentale", i più antichi prodotti datati mostrano un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di circa 58 ka (PAPPALARDO *et alii*, 1999).

Il vulcanismo flegreo "continentale" è generalmente suddiviso sulla base di due principali eventi vulcanici i cui depositi rappresentano degli ottimi *marker* stratigrafici nell'intero distretto vulcanico. Il primo di questi due eventi è stato quello che ha dato luogo alla messa in posto del Tufo Grigio Campano (o Ignimbrite Campana *Auct.*), avvenuto intorno a 39 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; RICCI, 2000; DE VIVO *et alii*, 2001). Il secondo è stato l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, datato intorno a 15 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; DEINO *et alii*, 2004). Entrambe le eruzioni hanno contribuito a formare strutture di collasso calderico (ROSI & SBRANA, 1987; ORSI *et alii*, 1996; PERROTTA *et alii*, 2006), elementi strutturali dominanti nell'ambito dell'intero distretto vulcanico. L'attività precedente il Tufo Grigio Campano è stata caratterizzata dalla formazione di un gran numero di centri eruttivi distribuiti su di un'area più vasta di quella degli attuali Campi Flegrei. Questo primitivo campo vulcanico, definito Paleoflegrei (COLE *et alii*, 1994), è stato sede di un'intensa attività vulcanica sia effusiva che esplosiva che si estendeva da Procida fino ai confini orientali dell'odierna città di Napoli. A causa dei successivi sprofondamenti calderici che hanno interessato gli odierni Campi Flegrei, testimonianze di quest'antica attività sono confinate solo all'esterno delle caldere. I prodotti eruttati variano in stile e magnitudo da magmatici a freatomagmatici e da rari effusivi ad eventi esplosivi a carattere da stromboliano a pliniano. Resti di antichi edifici vulcanici affiorano, per rimanere nell'area oggetto di questo studio, a Procida e Monte di Procida, così come a Cuma, Quarto, Camaldoli, Vomero (DI GIROLAMO *et alii*, 1984; ROSI & SBRANA, 1987). Il periodo di attività compreso tra le eruzioni del Tufo Grigio Campano e del Tufo Giallo Napoletano è stato caratterizzato da eruzioni subaeree, concentrate principalmente all'interno della caldera del Tufo Giallo Napoletano (PERROTTA, 1992).

La fase di attività post-Tufo Giallo Napoletano (la cosiddetta attività "recente") è stata suddivisa in tre epoche (DI VITO *et alii*, 1999; ORSI *et alii*, 2004), sulla base dell'individuazione di due periodi di generale quiescenza. La prima di queste comprende l'intervallo di tempo 15-9,5 ka, caratterizzata da numerosi eventi esplosivi da magmatici a freatomagmatici, concentrati principalmente lungo il

bordo della caldera del Tufo Giallo Napoletano. La seconda epoca spazia da 8,6 a 8,2 ka ed è rappresentata da sei eventi esplosivi di bassa magnitudo. L'attività continua a concentrarsi lungo i margini della caldera, ed in particolar modo nel settore nord-orientale, con la sola eruzione di Baia e Fondi di Baia nel settore occidentale. L'ultima delle tre epoche va da 4,8 a 3,8 ka e si conclude con una prolungata fase di quiescenza, interrotta dall'eruzione storica del Monte Nuovo (DI VITO *et alii*, 1987; D'ORIANO *et alii*, 2005).

Appare significativo sottolineare, infine, che datazioni radiometriche di depositi flegrei relativi all'attività "recente" (Porto Miseno e Capo Miseno; INSINGA *et alii*, 2006) hanno fornito età che si dispongono ben all'interno di fasi in precedenza ritenute quiescenti, suggerendo quindi la necessità di un significativo riesame critico della sopracitata schematizzazione dell'attività flegrea recente.

2. - INQUADRAMENTO STRUTTURALE DEL DISTRETTO DEI CAMPI FLEGREI

I Campi Flegrei sono un campo vulcanico attivo che include anche l'area occidentale della città di Napoli. Molti Autori concordano nel considerare la Baia di Pozzuoli e l'area circostante come il risultato di una serie successiva di sprofondamenti calderici (e.g., BARBERI *et alii*, 1991; ORSI *et alii*, 1996; PERROTTA *et alii*, 2006). Il primo a proporre la presenza di una caldera nei Campi Flegrei fu RITTMANN (1950) che associò questa struttura alla messa in posto del Tufo Grigio Campano (successivamente rinominato Ignimbrite Campana). RITTMANN suggerì che il campo vulcanico flegreo si fosse formato a seguito del collasso di un vecchio stratovulcano, l'Archiflegreo, estesamente sprofondato durante l'eruzione del Tufo Grigio Campano. Evidenze geologiche successive hanno mostrato che l'attività pre-calderica è stata, invece, dominata da numerosi centri monogenici sia effusivi che esplosivi (ROSI & SBRANA, 1987). Questo campo vulcanico (Paleoflegrei), prima dell'eruzione del Tufo Grigio Campano, aveva un'estensione maggiore degli odierni Campi Flegrei, includendo anche la città di Napoli (COLE *et alii*, 1994). Il bordo calderico di RITTMANN è stato riproposto da ROSI & SBRANA (1987) che, sulla base del modello di formazione delle breccie co-ignimbritiche proposto da DRUITT & SPARKS (1982), identificarono la successione Piperno-Breccia Museo come la facies prossimale, saldata e grossolana, del Tufo Grigio Campano, esposta lungo il bordo calderico. Indagini geofisiche dei Campi Flegrei hanno permesso a LIRER *et alii* (1987) e SCANDONE *et alii* (1991) di reinterpretare il bordo calderico come dovuto ad un'eruzione più recente, quella del Tufo Giallo Napoletano, avvenuta 15 ka (DEINO *et alii*, 2004). BARBERI *et alii* (1991) suggerirono la presenza di tre caldere (le più giovani interne alla più antica) rispettivamente associate al Tufo Grigio Campano e a tufi gialli dei centri

eruttivi più recenti. Sulla base del ritrovamento sul bordo calderico proposto da RITTMANN (1950) di successioni piroclastiche più antiche del Tufo Giallo Napoletano, SCARPATI *et alii* (1993) confermarono che tale caldera non poteva essere associata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano. Il bordo calderico del Tufo Giallo Napoletano è individuato solo lungo il versante settentrionale della collina di Posillipo, mentre ogni altra parte è considerata sepolta sotto i prodotti dell'attività flegrea più recente (SCARPATI *et alii*, 1993). Il bordo orientale della caldera associata al Tufo Grigio Campano è stato esteso verso est da ORSI *et alii* (1996), includendo buona parte della città di Napoli. Il ritrovamento della successione prossimale del Tufo Grigio Campano (Piperno-Breccia Museo) all'interno della città di Napoli ha permesso di articolare con maggiore accuratezza l'andamento di questa struttura vulcano-tettonica attraverso il tessuto urbano cittadino (PERROTTA *et alii*, 2006).

3. - INQUADRAMENTO GEO-TETTONICO DEL MARGINE TIRRENICO CAMPANO

Il settore tirrenico della catena appenninica è stato interessato, durante il Quaternario, da forti tassi di subsidenza tettonica in un regime di distensione continentale e di conseguente estensione. Ciò ha determinato la formazione delle ampie depressioni strutturali denominate Piana Campana, e Piana del Sele, caratterizzate al loro interno da spessi accumuli di depositi clastici marini e continentali che si alternano con abbondanti prodotti vulcanici. Nel complesso tali strutture individuano ampie pianure alluvionali (APRILE & ORTOLANI, 1978; CINQUE *et alii*, 1987; 1997; BRANCACCIO & CINQUE, 1992; BRANCACCIO *et alii*, 1991; 1995; SCANDONE *et alii*, 1991; BELLUCCI, 1994; ROMANO *et alii*, 1994). La piattaforma continentale che si estende dal Golfo di Gaeta fino al Golfo di Salerno costituisce l'estensione verso mare delle piane costiere alluvionali. L'età di inizio della sedimentazione nelle suddette piane è essenzialmente pleistocenica, sebbene manchi una datazione precisa delle prime sequenze che ricoprono il basamento acustico, rappresentato da carbonati meso-cenozoici (*Piattaforma Campano-Lucana Auct.*; D'ARGENIO *et alii*, 1973; COCCO & D'ARGENIO, 1988), da sequenze cenozoiche deformate e da depositi sintettonici di *flysch* a queste associate (*Flysch del Cilento Auct.*; *Complesso Sicilide Auct.*; *Complesso Liguride Auct.*; BONARDI *et alii*, 1992). Le piane alluvionali sono delimitate verso nord-est dai rilievi interni della catena appenninica; la loro continuità è interrotta da alti strutturali ad andamento NE-SO e da complessi vulcanici (Roccamonfina, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio).

Analogamente ad altri bacini del margine del Tirreno meridionale, il Golfo di Napoli rappresenta un bacino peritirrenico (FABBRI *et alii*, 1981), un'area marina fortemente subsidente caratterizzata da spessi accumuli sedimentari la cui conti-

nuità fisiografica sulla terraferma è rappresentata dalla Piana Campana. L'origine dei bacini sedimentari peritirrenici e la loro subsidenza lungo il settore campano del margine tirrenico orientale sono stati oggetto di vari studi basati su osservazioni geologiche di terreno e su dati sismici e di pozzo nel sottosuolo a terra ed a mare (FINETTI & MORELLI, 1974; APRILE & ORTOLANI, 1978; FABBRI *et alii*, 1981; BARTOLE, 1984; BARTOLE *et alii*, 1984; TRINCARDI & ZITELLINI, 1987; MARIANI & PRATO, 1992; AIELLO *et alii*, 1997a; b; BERTOTTI *et alii*, 1999; CHIOCCI *et alii*, 1998; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006; SECOMANDI *et alii*, 2003; D'ARGENIO *et alii*, 2004). Ciononostante, la relativa assenza di dati sismici recenti e, soprattutto, l'assenza di dati litostratigrafici profondi nel Golfo di Napoli, rendono complessa la ricostruzione dell'età di formazione del bacino e la calibrazione, anche qualitativa, delle unità sismiche che ne caratterizzano l'architettura stratigrafica.

Il Golfo di Napoli è caratterizzato, al di sotto della copertura sedimentaria plio-quadernaria, dalla presenza delle unità tettoniche interne della catena appenninica, che risultano dal prolungamento verso mare delle corrispondenti unità affioranti nei settori costieri dell'Appennino meridionale (D'ARGENIO *et alii*, 1973; PATACCA *et alii*, 1990; CINQUE *et alii*, 1997). Tra queste assumono particolare rilevanza una sequenza carbonatica profonda, che forma il basamento acustico ed è costituita da unità di piattaforma carbonatica mesozoica, estesamente affiorante a terra nei settori costieri dell'Appennino meridionale, ed una sovrastante sequenza più o meno caotica, formata da sedimenti cenozoici e dai depositi di flysch a questi associati, fortemente deformati (BARTOLE, 1984).

A scala regionale, i lineamenti strutturali sono caratterizzati sia da andamenti appenninici NO-SE che da andamenti anti-appenninici NE-SO. In particolare, il Golfo di Napoli è caratterizzato da due lineamenti anti-appenninici principali: la faglia Campi Flegrei-Ischia e la faglia Capri-Penisola Sorrentina. In corrispondenza di queste faglie si osservano grandi ribassamenti delle sequenze mesocenozoiche, che rappresentano il basamento acustico. In particolare, il Golfo di Napoli si è formato in seguito a due eventi tettonici estensionali, che si sono succeduti durante il Pleistocene. Il primo, esplicitatosi durante il Pleistocene inferiore lungo faglie dirette ad andamento NO-SE, ha consentito la formazione della depressione della Piana Campana, ad andamento parallelo rispetto alla catena. Il secondo evento tettonico, di età compresa tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio, ha prodotto strutture asimmetriche di tipo *half-graben*, ed ha caratterizzato tutto il margine campano. Il Golfo di Napoli rappresenta quindi un bacino estensionale di semi-*graben*, controllato da faglie dirette. Particolare rilevanza è assunta anche dalla faglia anti-appenninica che dal *canyon* Dohrn decorre verso il Banco di Fuori. Tale faglia separa il settore orientale del Golfo di Napoli, dove sono presenti unità sedimentarie, da quello occidentale, dove prevalgono le unità vulcaniche legate all'attività dei complessi vulcanici dei Campi Flegrei continentali e delle isole di Ischia e Procida (FUSI *et alii*, 1991).

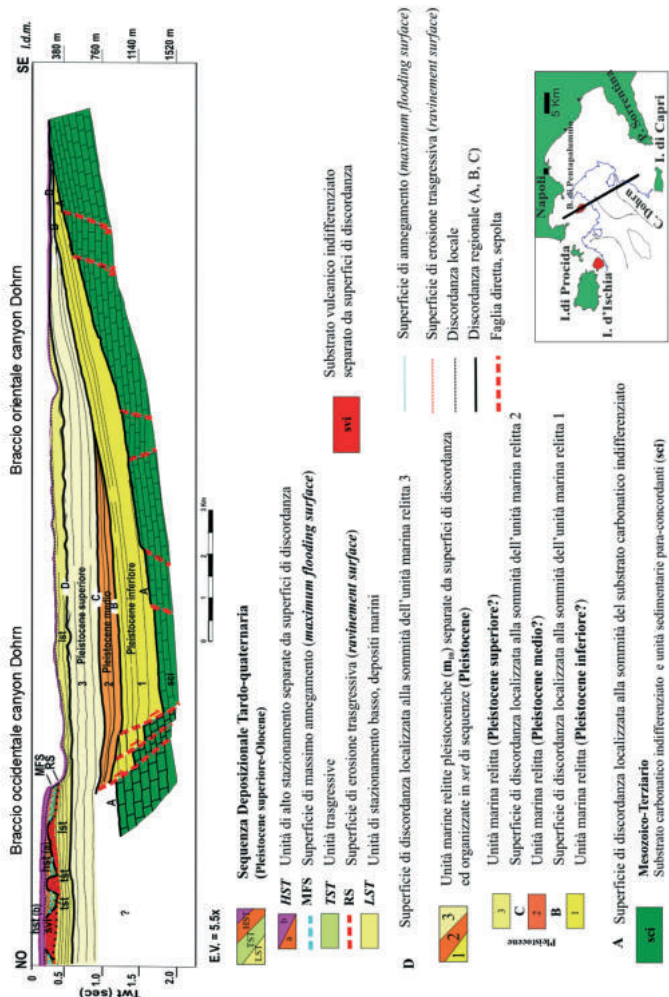


Fig. 9 - Interpretazione del profilo sismico multicanale NAM3 – Golfo di Napoli (foglio geologico n. 465 "Isola di Procida"). Si veda il riquadro in basso per l'ubicazione della sezione. La sezione descrive l'architettura stratigrafica del Golfo di Napoli lungo un transetto che decorre dall'offshore delle isole di Ischia e Procida a nord-ovest attraverso il canyon Dohrn fino all'offshore di Bocca Piccola tra la Penisola Sorrentina e l'isola di Capri. 1: Basamento acustico carbonatico meso-cenozoico. 2: Cuneo progradante (Pleistocene inferiore-medio?). 3: Sequenza trasgressiva sinetionica (Pleistocene medio?). 4: Cuneo progradante. 5: Complessi vulcanici dell'offshore tra le isole di Ischia e Procida. 6: Sequenza tardo-quaternaria: riempimenti trasgressivi in onlap bidirezionale sul top dei corpi vulcanici (TST) e cunei progradanti di regressione forzata (LST/FST). 7: Sequenza tardo-quaternaria: drappaggio di depositi olocenici (HST).

L'attività vulcanica ha avuto un ruolo rilevante nella regione durante il Quaternario controllando in modo significativo l'architettura stratigrafica dei bacini sedimentari. Relativamente ai numerosi studi sui vulcani affioranti in superficie, ancora frammentarie sono le conoscenze sugli apparati vulcanici sepolti nel sottosuolo e quasi inesistenti quelle relative ai vulcani presenti sotto il fondo marino.

L'architettura stratigrafica del margine campano, ed in particolare del Golfo di Napoli, è illustrata dal profilo sismico multicanale NAM3 (Fig. 9), acquisito dal Geomare Sud di Napoli durante la crociera GMS96-01 (Responsabile scientifico: dott. E. MARSELLA). La sezione geologica lungo il profilo NAM3 mostra la presenza del basamento acustico carbonatico meso-cenozoico, ricoperto dal riempimento del bacino sedimentario, che è composto da alcune sequenze sismiche separate da *unconformity* regionali. Il basamento acustico, che mostra una facies sismica caotica, costituisce una struttura monoclinale inclinata verso NO, procedendo dall'alto strutturale della Penisola Sorrentina verso il centro del bacino (**unità sci** in Figura 9). L'unità è correlabile con i carbonati meso-cenozoici estesamente affioranti a terra nella Penisola Sorrentina e nell'isola di Capri. Le inclinazioni misurate dei riflettori sismici nella sequenza carbonatica sono di circa 6-7°. Tali valori sono abbastanza simili a quelli medi delle inclinazioni misurate in affioramenti carbonatici della Penisola Sorrentina.

Il riempimento della depressione del Golfo di Napoli consiste di due cunei progradanti (**unità 1 e 3** in Figura 9), ciascuno caratterizzato da *pattern* acustici e facies sismiche distinte. L'unità 1 è caratterizzata da alternanze di intervalli di riflettori sismici altamente continui e paralleli e di intervalli acusticamente trasparenti. L'unità progradazionale, inclinata verso NO, presenta *topset* erosi e clinoformenti preservati, ed è stata interpretata come un cuneo relitto progradante con probabile età pleistocenica inferiore-media, che presenta la sua area depocentrale tra la Penisola Sorrentina e l'isola di Capri.

Sia i carbonati meso-cenozoici che l'unità 1 sono stati probabilmente coinvolti in una rotazione durante le fasi tettoniche estensionali che hanno dislocato verticalmente i terreni affioranti nella Penisola Sorrentina. Tale rotazione ha provocato l'aumento di pendenza dei riflettori sismici all'interno dell'unità. Sulla piattaforma continentale (a destra nella sezione) i riflettori sismici sono troncati da una *unconformity*, probabilmente subaerea, che sembra indicare un abbassamento relativo del livello marino ed un corrispondente spostamento verso mare delle facies marine e costiere, unitamente a *bypass* sedimentario e forte erosione della piattaforma e della scarpata superiore.

I clinoformenti dell'**unità 2** ricoprono progressivamente in *onlap* le aree di bacino e poggiano sulla *unconformity* localizzata alla sommità dell'unità 2. L'unità 2 rappresenta un'unità trasgressiva, con geometria esterna cuneiforme, che si sviluppa durante il sollevamento del livello marino successivo all'abbassamento eustatico corrispondente alla *unconformity* che tronca il substrato meso-cenozoico (sci) e l'unità 1 (Fig. 9).

Al di sopra dell'unità 2 si sviluppa uno spesso cuneo progradante (**unità 3** in Figura 9), caratterizzato da clinoformi sigmoidali altamente continui, che rappresenta un'importante unità stratigrafica nel riempimento del bacino. La progradazione del cuneo sedimentario corrispondente con l'unità 3 avviene da SE verso NO, evidenziando sorgenti di alimentazione dei sedimenti (*entry points*) del cuneo provenienti dall'alto strutturale isola di Capri-Penisola Sorrentina. In particolare, la progradazione sigmoidale appare ben evidente nelle aree di piattaforma continentale e su profili sismici perpendicolari a quello mostrato in Figura 9. Procedendo verso il bacino gli orizzonti sismici dell'unità 3 tendono a diventare subparalleli. Tale unità, denominata m_{10} origina morfologie relitte, localizzate in corrispondenza del ciglio attuale della piattaforma continentale ed in corrispondenza del braccio orientale del *canyon* Dohrn, dove sono ricoperte dai depositi del *Lowstand Systems Tract* (LST).

I depositi marini e costieri appartenenti alla Sequenza Deposizionale Tardo-quaternaria) sono caratterizzati da clinoformi da sigmoidi ad obliqui e/o da riflettori subparalleli, essi formano piccoli cunei progradanti depositi sulla piattaforma continentale e/o sui fianchi degli edifici vulcanici sepolti o si presentano come riempimenti di depressioni intra-bacinali (**unità LST** in Figura 9). I depositi del *Lowstand Systems Tract* sono incisi dal braccio orientale del *canyon* Dohrn. I depositi vulcanici dell'*offshore* di Ischia e Procida (unità **svi** in Figura 9) si rinvencono sia al di sopra dei depositi **LST** che in eteropia di facies. I depositi di **TST** (*Trasgressive Systems Tract*) sono caratterizzati da geometrie di retrogradazione degli orizzonti sismici all'interno di piccole depressioni intra-piattaforma. All'interno della sequenza Tardo-quaternaria i depositi di **HST** (*Highstand Systems Tract*), caratterizzati da riflettori sismici continui da paralleli a subparalleli (unità **HST** in Figura 9), si presentano come drappaggi sedimentari affioranti al fondo marino.

IV - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

1. - AREE EMERSE

L'area compresa nel Foglio "Isola di Procida" presenta delle caratteristiche morfologiche dominate da elementi di chiara origine vulcanica.

L'isola di Procida, pur essendo geograficamente distinta dall'antistante area sud-occidentale dei Campi Flegrei, ne risulta collegata attraverso l'isobata dei 20 metri. L'isola presenta una morfologia complessivamente pianeggiante, in cui le quote massime si raggiungono presso la costa NE, in località Terra Murata (51 metri s.l.m.) e sull'isolotto di Vivara (109 metri s.l.m.). Quest'ultimo è collegato a Procida (promontorio di S. Margherita Vecchia) tramite un ponte artificiale. E' bene sottolineare, a tal proposito, che l'isolotto di Vivara non è compreso nell'area coperta dal Foglio "Isola di Procida" (è infatti incluso nel Foglio "Isola d'Ischia"), e pertanto i depositi ivi affioranti non saranno descritti in questa sede. L'isola di Procida è completamente costituita da depositi vulcanici in prevalenza di natura piroclastica e quindi associabili ad attività vulcanica di natura esplosiva, i cui centri eruttivi sono per la quasi totalità locali. Più nel dettaglio, si tratta degli edifici monogenici di Vivara, Pozzo Vecchio, Terra Murata, Fiumicello e Solchiaro. Uno di questi (Pozzo Vecchio) è caratterizzato da una successione di prodotti vulcanici comprendenti anche una colata lavica (il duomo lavico di Punta Ottimo), che rappresenta l'unico episodio effusivo presente sull'isola. Procida sembrerebbe aver attraversato almeno tre distinte fasi di sollevamento nell'intervallo di tempo compreso tra 40 e 4 ka, come provato da evidenze di carattere paleo-morfologico (in particolare il ritrovamento di antichi terrazzi marini) e micropaleontologico (AIELLO *et alii*, 2007).

Il settore sud-occidentale dei Campi Flegrei è dominato, nella sua porzione più occidentale, dal promontorio di Monte di Procida (massima elevazione 145 m s.l.m.), che rappresenta un elemento significativamente in rilievo rispetto alle aree pianeggianti circostanti (Bacoli e Fusaro). Il promontorio è bordato da ripide falesie sulle quali si trovano esposte potenti successioni vulcanoclastiche nelle quali è registrata la complessa evoluzione vulcanologica dell'area. Tali falesie costituiscono il tratto di costa che va da Torregaveta ad Acquamorta, a Marina di Vitafumo fino a Miliscola. Al largo di Monte di Procida in direzione ovest si trova un isolotto (isola di S. Martino) della superficie di appena 1600 m², cui si accede tramite un tunnel che attraversa l'intero promontorio. In origine San Martino era collegato al promontorio di Monte di Procida, di cui costituiva una propaggine. La morfologia dell'area in esame cambia decisamente nella sua porzione più orientale, ad est di Monte di Procida. Gli elementi morfologici più evidenti sono rappresentati dagli edifici vulcanici di Capo Miseno (massima elevazione 163 m s.l.m.), Porto Miseno (33 m s.l.m.) e Bacoli (35 m s.l.m.) e Nisida, a luoghi ben preservati nel loro aspetto originario. In particolare, per gli edifici di Capo Miseno e Porto Miseno lo stato di conservazione complessivamente elevato ha consentito di stimare con soddisfacente approssimazione i volumi (rispettivamente, $\sim 100 \cdot 10^6$ e $\sim 10 \cdot 10^6$ m³; INSINGA *et alii*, 2006).

Nell'area cartografata affiorano i resti di dodici vulcani monogenici la cui costruzione è associata alla deposizione prossimale di prodotti freatomagmatici, ad eccezione di soli due casi che presentano delle fasi effusive (isola di S. Martino e Pozzo Vecchio). I vulcani sono tra loro molto simili, essendo formati da successioni di depositi a matrice cineritica, massivi o gradati, a volte interstratificati con

Tab. 1 - *Classificazione su base morfologica (HEIKEN, 1971) dei centri eruttivi individuati nell'area in esame.*

Vulcano	Massima altezza (m)	Diametro basale (km)	Rapporto Altezza/base	Classificazione
Nisida	107	0.8	1:8	Tuff cone
Capo Miseno	163	1.5	1:9	Tuff cone
Porto Miseno	33	0.85	1:26	Tuff ring
Bacoli	37	0.65	1:18	Tuff ring
Solchiaro	60	2.4	1:40	Tuff ring
Trentaremi	37	0.75	1:20	Tuff ring
Fiumicello	40	0.8	1:20	Tuff ring
Miliscola	80	0.4	1:5	Tuff cone
Vitafumo	80	0.4	1:5	Tuff cone
Terra Murata	80	0.75	1:10	Tuff cone
Pozzo Vecchio	40	0.75	1:19	Tuff ring
Vivara	70	1.3	1:19	Tuff ring

livelli di lapilli. I depositi presentano diffuse impronte di impatto e sono spesso separati da superfici erosive. Le successioni piroclastiche sono spesso litificate per zeolitizzazione (DE'GENNARO *et alii*, 2000). Localmente, la parte alta delle successioni preserva l'originale facies grigia ed incoerente. Il pendio esterno di questi vulcani è meno acclive di quello interno. In accordo con i parametri classificativi proposti da HEIKEN (1971) basati sul rapporto altezza (h) diametro di base (w), i vulcani monogenici sono classificati come: *coni di cenere* ($h/w=1/5$), *tuff cone* ($h/w=1/9-1/11$) e *tuff ring* ($h/w=1/10-1/30$). Questi parametri sono stati misurati per i centri eruttivi meglio preservati o estrapolati in caso di estesa erosione (Tab. 1). Sette centri eruttivi sono risultati *tuff ring*, cinque *tuff cone*. I vulcani di Miliscola e Vitafumo sono classificati come *tuff cone* in quanto il loro diametro basale è stato fortemente ridotto dall'azione erosiva del mare.

2. - AREE MARINE

Gran parte del Golfo di Napoli risulta inclusa nel foglio al 50.000. La piattaforma continentale ha un'ampiezza variabile da pochi chilometri (a SE dell'Isola di Procida) fino a circa 10-15 chilometri, al largo della costa di Sorrento.

La fisiografia della piattaforma è controllata dalle interazioni tra il vulcanismo subaereo e sottomarino, che ha diffusamente interessato il margine continentale campano durante il Pleistocene superiore, e dall'erosione lineare operata dai *canyon* Dohrn e Magnaghi e dai loro canali tributari (Fig. 10).

La piattaforma continentale del Golfo di Napoli è drappeggiata quasi ovunque da depositi olocenici formati nel corso dell'ultimo stazionamento alto del livello marino. Il ciglio della piattaforma è attestato su profondità comprese tra 120 m e 170 m in seguito al controllo dell'ultimo basso eustatico glaciale, ad eccezione della zona antistante la Collina di Posillipo, dove lo *shelf break* appare controllato tettonicamente ed è posto in corrispondenza dell'isobata dei -90 m.

In particolare, nel settore orientale del Golfo di Napoli il ciglio della piattaforma è ubicato a profondità comprese tra 120 m e 150 m di profondità. Nel settore antistante la città di Napoli e fino all'isolotto di Nisida il ciglio della piattaforma risale a profondità comprese tra 90 m e 115 m e presenta un probabile controllo strutturale in corrispondenza di Posillipo. Nel settore compreso tra il Golfo di Pozzuoli e l'isola di Procida il ciglio decorre all'esterno dei banchi vulcanici di Nisida, Miseno e Pentapalumbo, a profondità comprese tra 130 m e 170 m, in corrispondenza delle testate dei *canyon* Dohrn e Magnaghi.

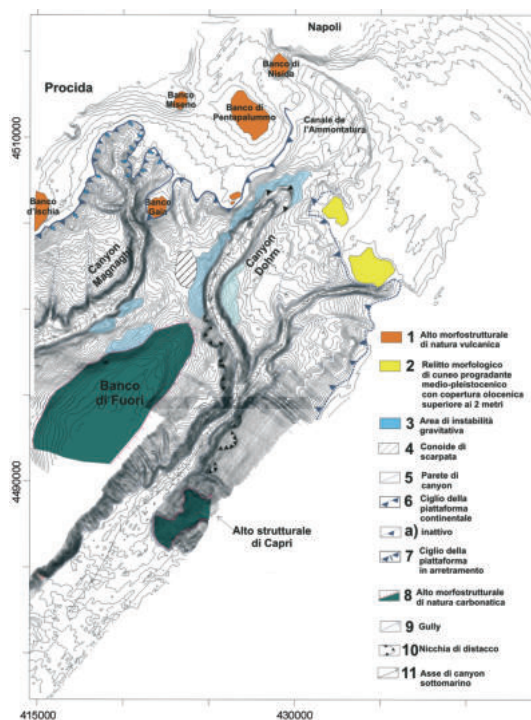


Fig. 10 - Carta geomorfologica dei canyon Dohrn e Magnaghi (Golfo di Napoli) costruita in base all'interpretazione geologica della batimetria Multibeam (ELAC BottomChart MK2).

2.1. - I FONDALI PERICOSTIERI

La fascia costiera sommersa, al di sopra dei 30 m di profondità, rappresenta in questo foglio un'ampia area che lambisce le sottese aree emerse costiere sia insulari (isola di Vivara-Procida) che continentali (Promontori di Monte di Procida - Capo Miseno e di Capo Posillipo, isolotto di Nisida).

Similmente a quanto osservato a più grande scala sulla piattaforma continentale, i fondali pericostieri insulari sono caratterizzati da una notevole asimmetria; i fondali che cingono il lato occidentale e nord-occidentale dell'isola di Procida, e che si collegano con i settori della piattaforma del Golfo di Gaeta, sono caratterizzati da ampie aree a debole pendenza al di sopra dei -30 m, laddove quelli che circondano la porzione orientale e sud-orientale, che si collegano con i settori della piattaforma continentale del Golfo di Napoli, al di sopra dei -30 m presentano aree più ristrette e più ripide (PUTIGNANO *et alii*, 2009).

Tali fondali pericostieri insulari sono confinati a nord dal Canale di Procida e a sud-ovest dal Canale di Ischia. Questi due bracci di mare sono caratterizzati da

profondità relativamente basse: l'isobata dei -30 m collega infatti le isole di Vivara e Procida con Ischia, l'isobata dei -20 m le collega con la porzione continentale dei Campi Flegrei, rappresentata nel foglio dal Monte di Procida. Nel complesso, l'area che comprende le isole flegree, unitamente alla porzione sommersa del Canale di Procida, costituisce un alto morfologico in corrispondenza della soglia tra la piattaforma continentale del Golfo di Gaeta a nord e quella più profonda del Golfo di Napoli a sud. Una simile soglia morfologica sembra marcare una zona di transizione con differenti caratteri crostali rispetto ai settori contigui (DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003). I due canali di Procida e di Ischia rappresentano le uniche vie di transito dei sedimenti dai settori di piattaforma adiacenti.

I fondali continentali pericostieri che costituiscono la porzione interna della piattaforma continentale del Golfo di Napoli, presentano morfologie articolate in relazione all'assetto delle strutture vulcaniche presenti in prossimità della costa. Quelli sottostanti i promontori di Capo Miseno e l'isolotto di Nisida risultano comunque poco estesi, mentre nell'area che cinge il Monte di Procida, (collegata al Canale di Procida) e nel settore ad ovest della Gaiola (area di Posillipo), questi fondali risultano ben sviluppati.

V - CRONOLOGIA

1. - EVOLUZIONE CRONOLOGICA DELL'AREA STUDIATA

La geologia dell'area compresa nel Foglio "Isola di Procida" è il risultato di una complessa successione di eventi vulcanici avvenuti in età recente. Tale attività ha fatto seguito alla fase di generale distensione che ha interessato l'area campana a partire dal Pliocene, risultando nella formazione del *graben* della Piana Campana (SCANDONE, 1979; DOGLIONI, 1991; DE VIVO *et alii*, 2001).

La fase iniziale dell'attività eruttiva incentrata sull'isola di Procida è in buona parte coeva con quella più antica sviluppatasi nei Campi Flegrei continentali. I più antichi prodotti rinvenuti a Procida sono quelli relativi agli edifici di Vivara, Pozzo Vecchio e Terra Murata, per i quali non sono noti i reciproci rapporti stratigrafici né sono disponibili valori di età assoluta. La loro messa in posto risale verosimilmente ad un periodo precedente 55 ka (età dei prodotti del Tufo Verde del Monte Epomeo, ad essi successivi; VEZZOLI, 1988). Alcuni autori, sulla base di considerazioni di tipo vulcanologico-stratigrafico, hanno proposto per tali apparati un'età prossima a 70 ka (DE ASTIS *et alii*, 2004). La sequenza cronologica degli eventi dell'isola di Procida prosegue con l'eruzione di Fiumicello, non datata in termini assoluti ma sicuramente precedente a 55 ka, e con quella di Solchiaro, cui è stata attribuita un'età di 19 ka (ALESSIO *et alii*, 1976) o di 17 ka (LIRER *et alii*, 1991). Nella porzione continentale dell'area in esame i più antichi prodotti conosciuti sono quelli ascritti al duomo lavico dell'isola di S. Martino e ai conì di Vitafumo e di Miliscola. Tali eventi vanno a collocarsi in un intervallo di tempo non ben precisato, ma comunque precedente alla messa in posto dei prodotti dell'eruzione di Fiumicello. La sequenza stratigrafica dell'area procede

con un gran numero di livelli piroclastici di varia provenienza, tanto locale quanto procidana e/o ischitana. Nell'ambito del complesso *record* geologico registrato negli affioramenti in esame spiccano i prodotti della Breccia Museo (39 ka; RICCI, 2000; DE VIVO *et alii*, 2001; FEDELE *et alii*, 2008), facies prossimale dell'eruzione del Tufo Grigio Campano, e quelli del Tufo Giallo Napoletano (15 ka; DEINO *et alii*, 2004), i due più importanti *marker* stratigrafici dell'intero distretto flegreo. I depositi più recenti ritrovati nell'area sono quelli di Porto Miseno, Capo Miseno (6,5 e 5,1 ka, rispettivamente; INSINGA *et alii*, 2006) e Nisida, attribuiti ad eventi locali di scarsa esplosività.

2. - NUOVI DATI CRONOLOGICI

A supporto delle informazioni stratigrafiche sulla cronologia relativa delle unità rilevate e cartografate sono state effettuate analisi isotopiche per la determinazione delle età assolute di alcuni dei depositi attraverso i metodi dell' $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e del ^{14}C .

Le datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sono state effettuate su cristalli di sanidino separati meccanicamente da campioni di pomici e scorie appartenenti ad alcune unità significative dal punto di vista cronostratigrafico. Le analisi sono state eseguite presso i laboratori dell'USGS di Menlo Park, California (USA) e del COAS (Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA) secondo la procedura descritta da INSINGA *et alii* (2006) e da MELLUSO *et alii* (2005), rispettivamente. I campioni analizzati appartengono alle unità della cupola lavica dell'isola di S. Martino, del Tufo Giallo Napoletano, del Tufo di Trentaremi, del Tufo di Baia e Fondi di Baia, del Tufo di Bacoli, del Tufo di Porto Miseno, del Tufo di Capo Miseno e del Tufo di Nisida. I risultati ottenuti sono riportati nella successiva sezione insieme alla descrizione delle rispettive unità di appartenenza.

Le datazioni col metodo del ^{14}C sono state eseguite su campioni di paleosuolo prelevati a letto di alcuni dei depositi rilevati. Le analisi sono state effettuate presso i laboratori del CIRCE della Seconda Università degli Studi di Napoli. Le età ^{14}C ottenute sono state "calibrate" (utilizzando il software CALPAL-2007 ed il data set CALPAL-2007_{HULU}; WENINGER *et alii*, 2008), ovvero è stata effettuata la correzione legata alle variazioni secolari dell'abbondanza di $^{14}\text{CO}_2$ nella troposfera, in modo da poter essere raffrontate con le età assolute ottenute tramite il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Per lo stesso motivo, per le età ^{14}C riportate in letteratura per alcuni depositi osservati nell'area del Foglio Procida verranno indicati, assieme ai dati riportati dagli autori, i dati calibrati seguendo la medesima procedura (con il relativo errore 1σ). Le datazioni ^{14}C , ovviamente, non forniscono valori di età assoluta dell'unità in esame, bensì una stima dell'età massima della messa in posto, che può essere avvenuta in qualunque momento successivo all'età del deposito pedogenizzato che si trova alla sua base.

VI - LIVELLI GUIDA

La ricostruzione stratigrafica dei depositi dell'area in esame è stata agevolata dalla presenza di depositi vulcanici che rappresentano livelli guida, *marker* stratigrafici caratterizzati da un'ampia distribuzione areale e legati ad un evento caratterizzato da una precisa collocazione nella scala cronostatigrafica. A seconda della loro distribuzione e presenza nell'ambito delle successioni stratigrafiche affioranti, è possibile suddividere i livelli guida usati nella zona del Foglio Procida in locali e regionali. I livelli guida locali rappresentano degli orizzonti litologicamente ben distinguibili, associati ad eruzioni di intensità e magnitudo limitate. Sono essenzialmente depositi da caduta che preservano le loro caratteristiche strutturali e tessiturali nell'intera area rilevata. I livelli guida regionali sono invece associati ad eruzioni di elevata intensità e magnitudo (i massimi volumi eruttati sono associati alle eruzioni del Tufo Giallo Napoletano e del Tufo Grigio Campano e sono, rispettivamente, di circa 50 ed oltre 100 km³; SCARPATI *et alii*, 1993; PERROTTA & SCARPATI, 2003) e sono quindi presenti in un'area molto maggiore di quella rilevata, permettendo ampie correlazioni con le formazioni affioranti in tutto il distretto flegreo, con i prodotti del Somma-Vesuvio e con le formazioni pleistoceniche della Piana Campana e dei vicini rilievi appenninici. A differenza dei livelli guida locali i livelli guida regionali possono presentare delle variazioni di facies più complesse, ma che, una volta ricostruite, permettono correlazioni su aree di migliaia o decine di migliaia di chilometri quadrati (*e.g.*, Tufo Grigio Campano).

I più antichi livelli guida a rilevanza locale che sono stati individuati nell'ambito della successione stratigrafica dell'area sono i depositi delle Pomici Pliniane C e delle Pomici Pliniane B (VEZZOLI, 1988). Tali depositi, infatti, danno luogo

ad un orizzonte molto caratteristico e di facile individuazione, osservabile in maniera diffusa in tutta l'area del Foglio "Isola di Procida", ad eccezione dell'area di Posillipo. I depositi delle Pomice Pliniane C e B sono rappresentati da due orizzonti pomicei da caduta di colore chiaro, attribuiti alle eruzioni di Pignatiello (attività dell'isola di Ischia; ROSI *et alii*, 1988; VEZZOLI, 1988; DE ASTIS *et alii*, 2004). Essi si trovano rispettivamente nella parte alta della formazione di Pignatiello (**PPA₁**) e alla base del sintema del Rifugio S. Nicola (**SNL**).

Il successivo livello guida è rappresentato dalla formazione del Tufo Grigio Campano (**TGC**), senza dubbio il più importante dei *marker* stratigrafici flegrei. Si tratta di un livello di interesse regionale ed extra-regionale, i cui depositi sono diffusamente presenti in tutta la Piana Campana, dove possono raggiungere spessori dell'ordine di alcune decine di metri (BARBERI *et alii*, 1978; ORTOLANI & APRILE, 1985; ROSI & SBRANA, 1987). Nelle facies prossimali (*i.e.*, a ridosso del margine della caldera dei Campi Flegrei) i depositi del **TGC** sono rappresentati principalmente da una breccia eterolitologica grossolana, ricca in elementi litici (*i.e.*, "Breccia Museo", **TGC₁**; JOHNSTON-LAVIS, 1888; DI GIROLAMO *et alii*, 1984; PERROTTA & SCARPATI, 1994; MELLUSO *et alii*, 1995; FEDELE *et alii*, 2008) e da orizzonti saldati (*i.e.*, il "Piperno"; DE LORENZO, 1904; RITTMANN, 1950; PERROTTA *et alii*, 2006). Nelle aree distali il **TGC** è costituito da un orizzonte pomiceo stratificato (PERROTTA & SCARPATI, 2003), cui si sovrappone un tufo grigio saldato che verso l'alto passa gradualmente ad una facies gialla zeolitizzata (FISHER *et alii*, 1993; CAPPELLETTI *et alii*, 2003). L'età dei prodotti di tale livello-guida è stata valutata intorno a 39 ka (RICCI, 2000; DE VIVO *et alii*, 2001).

Di rilevanza sicuramente minore sono le formazioni delle piroclastiti di Torregaveta (**PTV**) e del tufo di Solchiaro (**SHI**), che costituiscono dei livelli guida di carattere locale. Le facies relativamente distali di queste formazioni sono molto simili, formate da livelli di lapilli scoriacei dalla caratteristica colorazione grigio scuro che li rende di immediata individuazione nell'ambito delle complesse sequenze affioranti lungo le falesie che bordano il promontorio di Monte di Procida. Il tufo di Solchiaro è associato all'attività del più recente dei centri eruttivi localizzati sull'isola di Procida. Datazioni ¹⁴C indicano per i prodotti di tale eruzione un'età <19 ka (ALESSIO *et alii*, 1976) o <17 ka (LIRER *et alii*, 1991).

L'ultimo dei principali livelli guida osservabile nell'area in esame è rappresentato dalla formazione del Tufo Giallo Napoletano (**TGN**). Si tratta di un livello guida di interesse regionale, legato al secondo evento eruttivo (per esplosività, volume e distribuzione dei depositi) dell'intera storia eruttiva dei Campi Flegrei. La sequenza stratigrafica che compone questa formazione, che raggiunge spessori superiori ai cento metri in località a nord della città di Napoli, è estremamente complessa. Alla base della formazione è stato individuato un livello caratteristico (A1; SCARPATI *et alii*, 1993) formato da una cinerite sottilmente stratificata, con strati di spessori da centimetrici a decimetrici, piano-paralleli, che consente di

identificare e distinguere il **TGN** da ogni altro tufo affiorante nell'area. In particolare, il **TGN** lungo il bordo dei Campi Flegrei è costituito da un tufo litificato dalla caratteristica colorazione gialla, mentre allontanandosi da esso risulta formato da piroclastiti grigie, incoerenti e con evidenti strutture sedimentarie (SCARPATI *et alii*, 1993). La messa in posto di questa formazione è stata datata intorno a 15 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; DEINO *et alii*, 2004).

VII - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE

1. - INTRODUZIONE

Le unità più antiche affiorano in una limitata area nel settore meridionale del Foglio. Esse corrispondono a successioni, presenti estesamente in tutta l'area della Penisola Sorrentina, costituite da depositi carbonatici cretacici (**RDT**) e dalle successioni mioceniche detritiche carbonatiche (**CDR**) e arenitiche (**ADD**) dell'unità dei Monti Lattari - Picentini nonché dai depositi miocenici a sedimentazione mista (**BPD**) in discordanza sulle unità precedentemente menzionate. Le descrizioni in dettaglio delle formazioni sono riportate nella legenda del campo carta; per un'inquadramento geologico di questi depositi si fa riferimento alle note illustrative del Foglio 466 Sorrento.

In questo capitolo saranno illustrate le principali caratteristiche litologiche e vulcanologiche delle formazioni vulcaniche rilevate.

Nella Tabella 2 sono riportate le relazioni stratigrafiche tra le formazioni cartografate insieme ai gruppi ed ai sintemi, quando istituiti. Sono inoltre riportati i litosomi e/o le unità eruttive che le costituiscono. I dati di rilevamento hanno permesso l'individuazione di 14 formazioni (in successione stratigrafica): tufi di Procida (**TBP**), piroclastiti del Canale di Ischia inferiore (**CNF**), formazione di Pignatiello *Auct.*, membro della Baia del Porticello (**PPA₁**), tufo di Fiumicello di Procida (**TFM**), Tufo Grigio Campano, membro "Breccia Museo" *Auct.* (**TGC₁**), piroclastiti di Torregaveta (**PTV**), tufo di Trentaremi (**TTR**), tufo di Solchiaro (**SHI**), Tufo Giallo Napoletano (**TGN**), tufo di Baia e Fondi di Baia (**TBF**), tufo di Bacoli (**TBC**), tufo di Porto Miseno (**TPT**), tufo di Capo Miseno (**TCM**), tufo di Nisida (**TNI**). Nello schema menzionato, inoltre, è stata indicata la distribuzione dei depositi individuati in relazione alla loro occorrenza in aree insulari

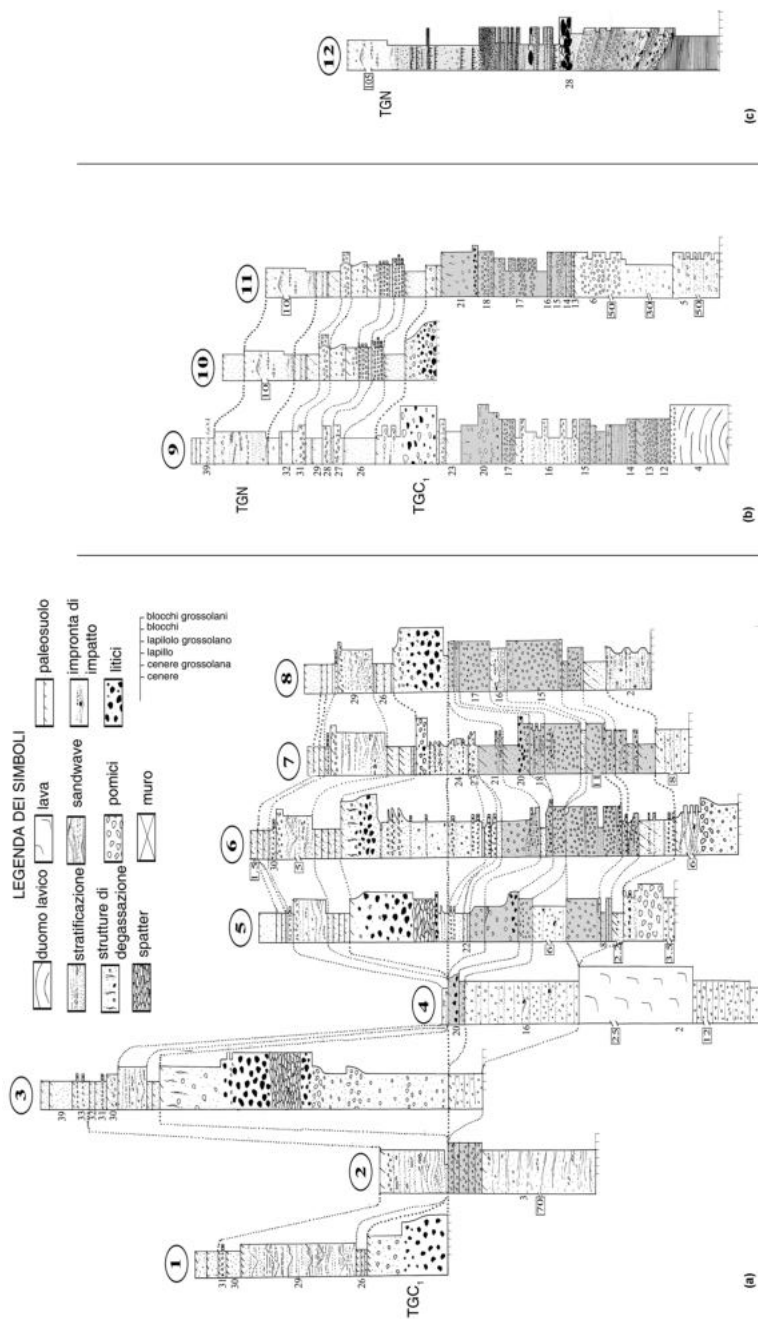


Fig. 11 - Colonne stratigrafiche misurate che mostrano la successione di depositi vulcanici affioranti presso Procida (a), Monte di Procida (b) e Posillipo (c). I numeri ai lati delle colonne stratigrafiche indicano i depositi eruttivi riportati in Tabella 2). I numeri riportati in una cornice indicano lo spessore dei depositi stessi (non in scala). I prodotti vulcanici eruttati da Ischia sono grigi. L'ubicazione delle colonne è riportata in Figura 12.

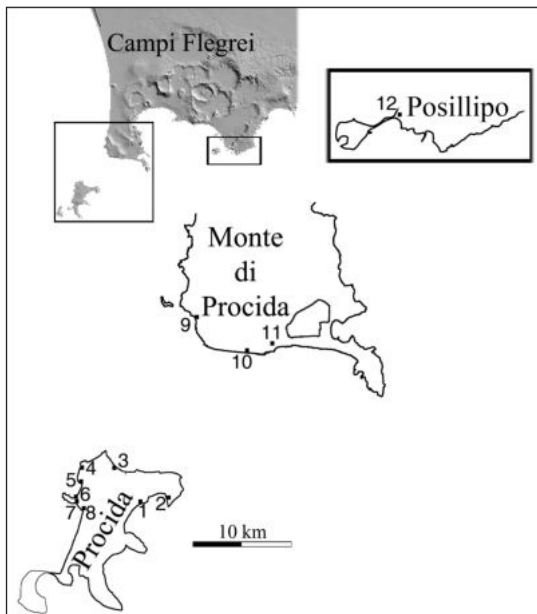


Fig. 12 - Ubicazione delle colonne stratigrafiche riportate in Figura 11

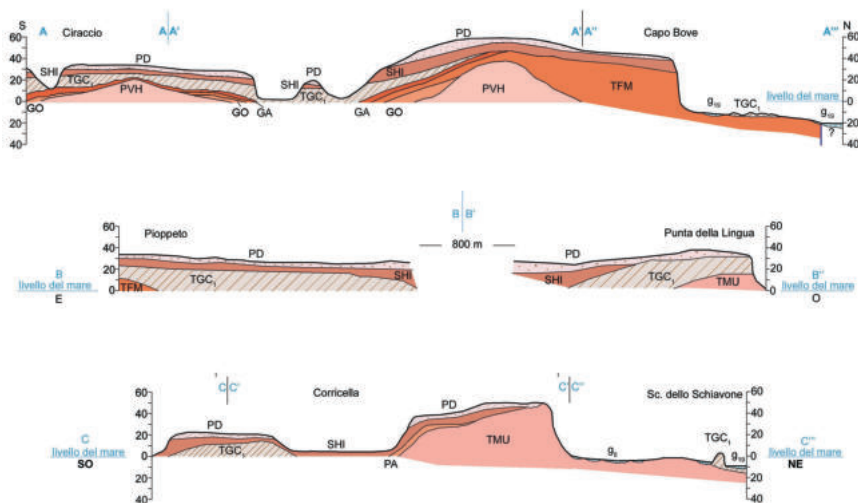


Fig. 13a - Sezioni geologiche delle successioni affioranti a Procida. Alcune formazioni sono raggruppate per permettere una loro rappresentazione nella scala adottata. Per la traccia delle sezioni vedi Figura 14. Esagerazione verticale delle sezioni di Procida x2.

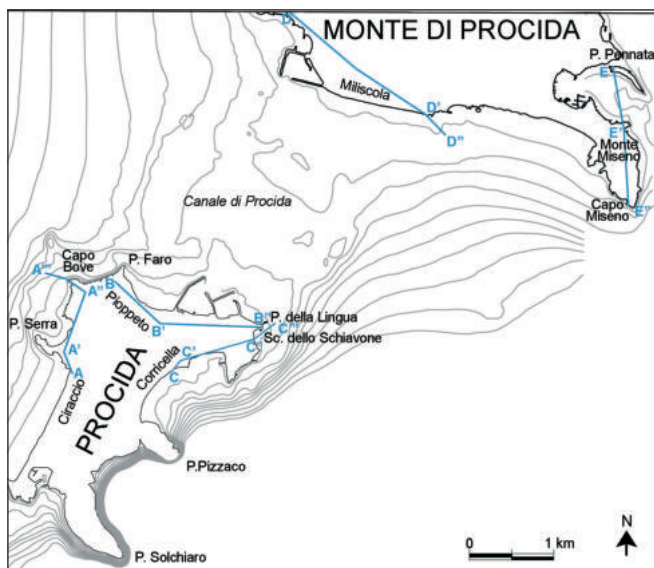


Fig. 14 - Ubicazione delle sezioni geologiche riportate in Figura 13.

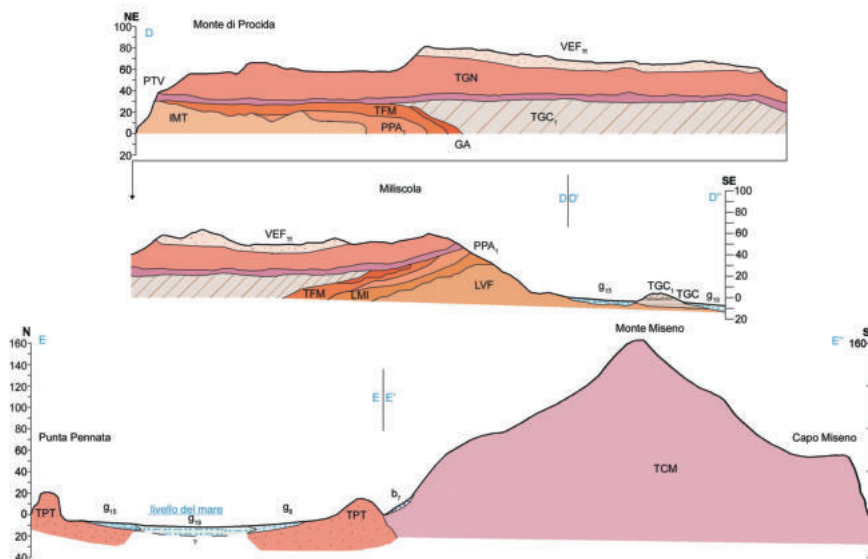


Fig. 13b - Sezioni geologiche delle successioni affioranti a Monte di Procida. Alcune formazioni sono raggruppate per permettere una loro rappresentazione nella scala adottata. Per la traccia delle sezioni vedi Figura 14.

(Procida), continentali (Monte di Procida e Posillipo) o in entrambe.

Nell'area rilevata le discontinuità osservate alla base delle formazioni di Pignatiello e del Tufo Grigio Campano individuano il sintema del Rifugio di S. Nicola, mentre la discontinuità a tetto del Tufo Grigio Campano identifica, unitamente alla superficie topografica, il sintema Vesuviano-Flegreo. Le discontinuità che delimitano il sintema del Rifugio di S. Nicola si riscontrano anche sul contiguo Foglio Ischia dove il sintema è stato istituito. Numerose e dettagliate sezioni stratigrafiche sono state realizzate lungo le falesie di Procida e Monte di Procida, dove sono esposti i prodotti più antichi dei Campi Flegrei. A queste si aggiunge una sezione stratigrafica relativa all'area di Posillipo, in cui si osservano i prodotti della formazione del tufo di Trentaremi. La stratigrafia generale è sintetizzata nelle colonne stratigrafiche di Figura 11, correlate su basi litostratigrafiche. L'ubicazione delle colonne stratigrafiche riportate è indicata in Figura 12. In Figura 13a e b sono riportate, invece, alcune sezioni geologiche significative (la cui ubicazione è fornita nella Figura 14).

2. - TUFI DI PROCIDA (**TBP**)

Tufi stratificati di colore variabile dal giallo ocre al grigio (in funzione del grado di litificazione più o meno intenso) e subordinate lave, relitti di sei centri vulcanici (litosomi), tre dei quali ubicati sull'isola di Procida (Vivara, Pozzo Vecchio e Terra Murata) e tre nell'area di Monte di Procida (isola di S. Martino, Vitafumo e Miliscola). Tali depositi testimoniano l'attività di un antico campo vulcanico con eruzioni prevalentemente esplosive e freatomagmatiche, cui si aggiunge il raro evento effusivo della cupola lavica dell'isola di S. Martino. I depositi si trovano sempre alla base della formazione di Pignatiello e rappresentano la successione vulcanica più antica affiorante nell'area rilevata. I rapporti stratigrafici relativi tra i singoli centri eruttivi non possono essere definiti a causa della limitata distribuzione dei depositi ad essi associati. Solo nell'area di Monte di Procida è possibile osservare la sovrapposizione dei prodotti del centro eruttivo di Miliscola su quelli di Vitafumo. La composizione della frazione juvenile dei tufi varia da trachibalsalto potassico a shoshonite per i prodotti di Vivara, a shoshonitica per i prodotti di Terra Murata, mentre i rimanenti apparati sono caratterizzati da composizione trachitica-fonolitica. Età superiore ai 75 ka.

Di seguito sono descritti i caratteri litologici, morfologici, e geocronologici dei litosomi citati.

2.1. - LITOSOMA VIVARA (**TVV**)

I depositi di questa unità costituiscono la parte principale dei depositi affioranti presso l'omonimo isolotto, ciò che rimane dell'antico edificio vulcanico. La

limitata dispersione dei prodotti ne rende difficile la corretta collocazione stratigrafica rispetto agli antichi apparati limitrofi di Pozzo Vecchio e Terra Murata (anche in conseguenza della totale mancanza di stime di età assoluta).

I tufi del litosoma Vivara, affioranti lungo le falesie del promontorio di S. Margherita Vecchia, sono stratificati. Lo spessore massimo della parte emersa è pari a circa 30-40 m. I singoli strati sono caratterizzati da abbondanti lapilli scoriacei di colore nero/grigio scuro e da elementi litici di natura lavica, immersi in una matrice cineritica di colore giallo. Le caratteristiche vulcanologiche dei depositi ne suggeriscono un'origine di tipo idromagmatico. Le elevate pendenze (prossime a 30°) che a luoghi raggiungono gli strati e la locale presenza di strutture quali impronte da impatto e canali di erosione, indicano una deposizione in ambiente subaereo.

La composizione chimica della frazione juvenile varia da trachibasalto potassico a shoshonite.

2.2. - LITOSOMA POZZO VECCHIO (PVH)

Il vulcano di Pozzo Vecchio è situato nel tratto di costa compreso tra Punta Serra e Punta Ottimo, dove sono tuttora osservabili le porzioni orientale e sud-orientale dell'antico edificio. I depositi di tale centro eruttivo hanno una limitata dispersione e pertanto non risulta agevole valutare gli esatti rapporti cronostatigra-



Fig. 15 - Relazioni stratigrafiche tra i depositi esposti lungo la falesia di Punta Serra (Procida). Alla base della successione si osservano i depositi del vulcano di Pozzo Vecchio (PVH). La discordanza indicata dalla freccia permette di identificare i resti dell'antico bordo craterico. Tra i depositi che ricoprono il cratere di Pozzo Vecchio sono facilmente identificabili le piroclastiti stratificate del tufo di Solchiaro (SHI).

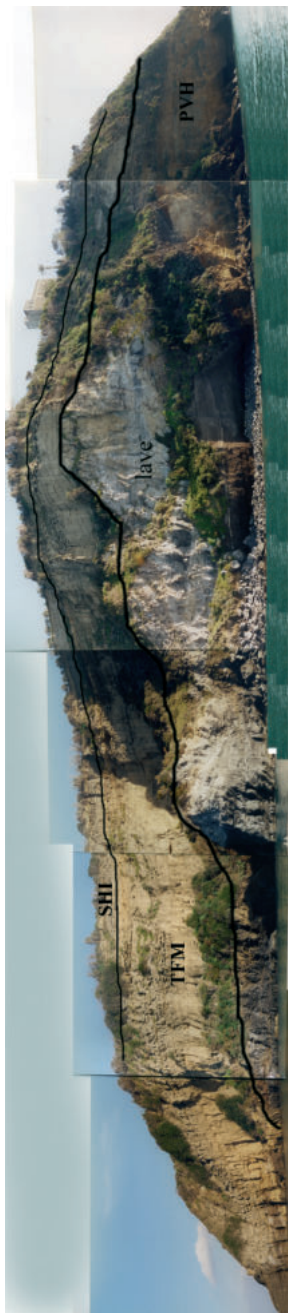


Fig. 16 - Relazioni stratigrafiche tra i depositi esposti lungo la falesia tra Punta Ottimo e Capo Bove (Procida). Nella foto sono indicate le principali formazioni i affioranti. Alla base l'unità del vulcano di Pozzo Vecchio (PVH) che presenta uno dei rari esempi di effusione lavica nei Campi Flegrei. A tetto i prodotti di altre due importanti eruzioni di Procida TFM e SHI, rispettivamente (Fiunicello e Solchiaro).

fici esistenti tra esso e gli antichi edifici di Vivara e Terra Murata. I depositi del litosoma Pozzo Vecchio possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 4, 5, 6, 7 e 8 di Figura 11a; i rapporti stratigrafici con le unità superiori sono riportati nella sezione A-A' di Figura 13a.

La parte basale della sequenza dei prodotti di Pozzo Vecchio è segnata da un tufo finemente stratificato, con lapilli pomicei ed elementi litici di natura lavica dispersi in abbondante matrice cineritica di colore giallo, probabilmente ascrivibile ad attività di tipo idromagmatico (Fig. 15). Al di sopra di tale deposito è possibile osservare, nella parte settentrionale dell'antico edificio vulcanico, situata a nord di Punta Ottimo, un deposito di scorie scure, relativo ad una fase di attività di tipo stromboliano. La sequenza dei prodotti del vulcano di Pozzo Vecchio è chiusa dalla colata lavica di Punta Ottimo, l'unico evento effusivo conosciuto relativamente all'attività dell'isola (Fig. 16). La lava raggiunge spessori massimi prossimi a 20 m ed è caratterizzata, nella sua porzione medio-bassa, da un livello scoriaceo che ne suggerirebbe la messa in posto in più colate successive.

I prodotti dell'unità del vulcano di Pozzo Vecchio mostrano una composizione trachitica/fonolitica piuttosto omogenea.

2.3. - LITOSOMA TERRA MURATA (TMU)

L'edificio di Terra Murata era originariamente situato nel settore nord-orientale dell'isola di Procida, più precisamente tra Punta dei Monaci e Punta della Lingua. Come già osservato in precedenza per gli altri due edifici ap-

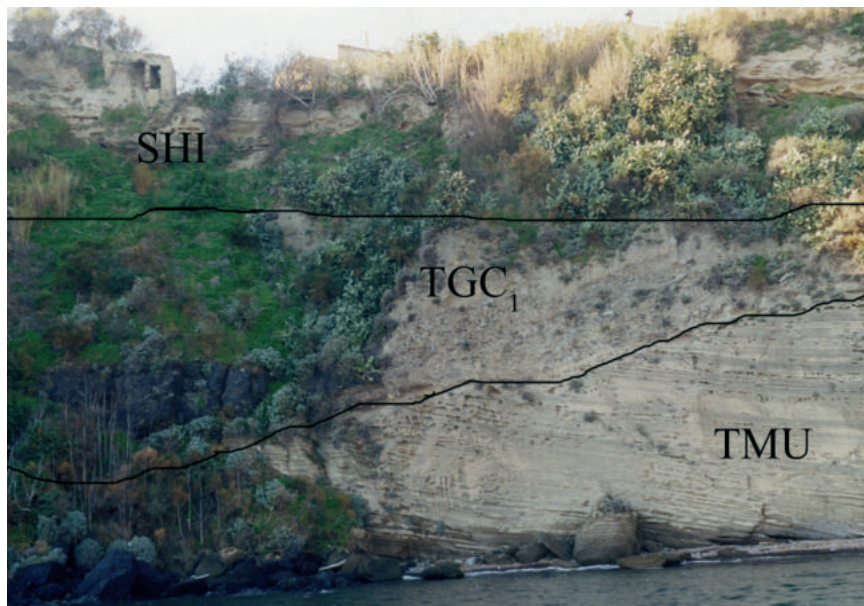


Fig. 17 - Relazioni stratigrafiche tra i depositi esposti lungo Punta della Lingua (Procida). Alla base della successione si osservano i prodotti del vulcano di Terra Murata. Questi ultimi sono profondamente erosi e su di essi poggia, in discordanza, il Tufo Grigio Campano nella facies prossimale. In particolare, si notano alcuni degli orizzonti più caratteristici del membro "Breccia Museo" Auct. (TGC_1): i depositi di spatter saldati e la breccia litica grossolana. La sequenza è chiusa dai depositi del tufo di Solchiaro (SHI).

partenenti ai tufi di Procida, i rapporti stratigrafici relativi, esistenti tra i prodotti di tale apparato e di quelli di Vivara e Terra Murata, non sono mai stati osservati in affioramento, né sono al momento disponibili datazioni assolute che ne consentano una precisa collocazione cronostratigrafica. I depositi di questa unità possono essere osservati nella colonna stratigrafica 2 di Figura 11a; i rapporti stratigrafici con le formazioni superiori sono riportati nella sezione C-C' di Figura 13a.

I prodotti del vulcano di Terra Murata sono costituiti, nella parte basale, da un tufo stratificato litificato, con sparsi lapilli pomicei fini, frammenti di ossidiana, bombe scoriacee e litici di natura lavica, il tutto immerso in abbondante matrice cineritica di colore giallo (Fig. 17). Nella parte alta della successione la stratificazione diventa meno evidente e il deposito passa gradualmente verso facies meno litificate (fino a completamente incoerenti e di colore grigio).

Per quanto riguarda la composizione chimica della frazione juvenile relativa ai prodotti di Terra Murata sono al momento presenti pochissimi dati di letteratura, che indicherebbero nel complesso una composizione shoshonitica (DI GIROLAMO & STANZIONE, 1973).



Fig. 18 - Relazioni stratigrafiche tra i depositi esposti lungo la falesia di Acquamorta (Monte di Procida). Sulla cupola lavica dell'isola di S. Martino (IMT) si riconoscono i prodotti di numerose eruzioni di origine prevalentemente ischitana (formazione di Pignatiello Auct. - membro della Baia di Porticello - PPA₁ - e prodotti del gruppo di Punta Serra - TFM - e Torregaveta/Solchiaro (PTV/SHI) o flegrea continentale (Tufo Grigio Campiano, membro "Breccia Museo" Auct. - TGC₁, e Tufo Giallo Napoletano - TGN). E' importante notare che alcuni depositi sono parzialmente confinati nei bassi morfologici (es. Breccia Museo) mentre altri mantengono il loro spessore costante lateralmente (es. Fiumicello)

2.4. - LITOSOMA ISOLA DI S. MARTINO (IMT)

Questa unità è costituita da uno dei pochi depositi di natura effusiva di tutto il distretto dei Campi Flegrei, nonché uno dei più antichi. La lava costituisce una cupola che affiora soltanto nel tratto della falesia di Monte di Procida di fronte all'isolotto di S. Martino (da cui eredita il nome). Le datazioni assolute effettuate per la prima volta nell'ambito di questo studio sui prodotti di tale unità hanno fornito un valore pari a circa 77 ka (76.8 ± 3.9 ka). Ad ogni modo, la limitatissima dispersione dei prodotti della cupola dell'isola di S. Martino rende particolarmente complessa la valutazione dei rapporti stratigrafici relativi ai prodotti che costituiscono la base del *record* geologico dell'area. Per questo motivo non è stato possibile valutare i rapporti cronostratigrafici che legano i depositi della cupola lavica dell'isola di S. Martino a quelli dei vulcani di Vitafumo e Miliscola. Allo stesso modo, nulla può essere detto a proposito dei rapporti cronostratigrafici esistenti con i prodotti dei vulcani che formano la base della sequenza dell'isola di Procida. I depositi di questa unità possono essere osservati nella colonna stratigrafica 9 di Figura 11b; i rapporti stratigrafici con le unità coeve e superiori sono riportati nella sezione D-D' di Figura 13b.

Il litosoma Isola di S. Martino è costituito da lave massive coperte, lungo il fianco meridionale dell'apparato, da un deposito scoriaceo stratificato (Fig. 18). Questa successione suggerisce l'evoluzione da un'iniziale attività effusiva ad

una successiva attività di tipo stromboliano. Dal punto di vista petrografico la lava presenta una caratteristica tessitura fluidale (“trachitica”) ed appare debolmente porfirica per rari fenocristalli di feldspato alcalino, immersi in una pasta di fondo in parte vetrosa e in parte microcristallina (costituita principalmente da cristalli di feldspato alcalino e plagioclasio); meno abbondanti i cristalli di clinopirosseno e di ossidi opachi.

La composizione chimica dei prodotti della cupola dell’isola di S. Martino è trachitica.

2.5. - LITOSOMA VITAFUMO (LVF)

I depositi di questo litosoma possono essere osservati nella colonna stratigrafica 11 di Figura 11b; i rapporti stratigrafici con le unità coeve e superiori sono riportati nella sezione D-D’ di Figura 13b.

La caratteristica giacitura quaquaversale, unitamente alla distribuzione ed alla direzione delle impronte da impatto, permette di ricostruire l’assetto strutturale del vulcano di Vitafumo, ormai parzialmente eroso dal moto ondoso. Il centro eruttivo era in origine situato lungo il tratto di costa relativo alla spiaggia di Vitafumo (Fig. 19). La base del vulcano è rappresentata da un deposito cineritico stratificato, costituito da livelli a differente contenuto in pomici, dallo spessore totale pari a circa 30 m. La frazione juvenile è costituita principalmente da pomici dalle dimensioni variabili da centimetriche a decimetriche. Gli elementi litici sono



Fig. 19 - Relazioni stratigrafiche tra i principali depositi esposti lungo la falesia di Marina di Vitafumo (Monte di Procida). La base della sequenza è formata dai depositi dei due centri eruttivi locali di Vitafumo (LVF) e Miliscola (LMI). L'apparato vulcanico di Miliscola ricopre completamente con i suoi prodotti quello del più antico Vitafumo. E' interessante notare come i depositi prossimi al Tuffo Grigio Campano (membro "Breccia Museo" Auct., TGC) colmano la precedente paleodepressione esistente tra la cupola lavica dell'isola di S. Martino e gli apparati di Vitafumo e Miliscola. La sequenza è chiusa dai depositi dell'eruzione del Tuffo Giallo Napoletano (TGN).

principalmente di natura lavica (tufi gialli in subordine) ed hanno anch'essi dimensioni piuttosto variabili. Diffuse, specialmente nelle porzioni inferiori della sequenza, sono le strutture da impatto. Un deposito spesso circa 5 m, costituito da pomici alterate di colore rossastro, chiude la sequenza. La parte alta del deposito è segnata da un orizzonte pedogenizzato ben sviluppato, al di sopra del quale si ritrovano i prodotti del vulcano di Miliscola. In letteratura i depositi del vulcano di Vitafumo, unitamente a quelli del sovrastante vulcano di Miliscola, sono indicati come *formazione di Monte Grillo* (DI GIROLAMO *et alii*, 1984). Si tratta, ad ogni modo, di un appellativo formalmente non corretto, e pertanto non utilizzabile in questa sede.

I prodotti del vulcano di Vitafumo mostrano una composizione trachitica piuttosto omogenea.

2.6. - LITOSOMA MILISCOLA (LMI)

I depositi del vulcano di Miliscola raggiungono uno spessore complessivo di circa 50 m e si presentano costituiti da 4 facies distinte. La parte inferiore è rappresentata da depositi poco sortiti i cui spessori si assottigliano risalendo il fianco orientale del vulcano di Vitafumo. Dal basso verso l'alto si distinguono: un deposito cineritico grigio scuro, un deposito cineritico biancastro, un deposito cineritico con dispersi clasti pomicei che mostra un livello basale rossastro ocalmente saldato lateralmente e una successione stratificata di livelli cineritici e livelli di pomici e ceneri. La parte superiore della sequenza mostra una stratificazione continua piano-parallela ed è costituita da strati massivi ben sortiti di lapilli pomicei e da più rari livelli cineritici che mostrano a luoghi stratificazione incrociata.

Come si può facilmente ipotizzare dall'osservazione delle giaciture delle superfici di strato dei rispettivi depositi e dalla presenza di blocchi balistici e strutture da impatto, il centro eruttivo originario era ubicato nei pressi dell'attuale spiaggia di Miliscola.

I campioni relativi ai prodotti del vulcano di Miliscola mostrano una composizione trachitica complessivamente omogenea piuttosto simile a quella osservata per i prodotti di Vitafumo.

3. - SINTEMA DEL RIFUGIO DI S. NICOLA (SNL)

Il sintema del Rifugio di S. Nicola (cfr. Foglio 464 "Isola d'Ischia") è delimitato da disconformità a carattere regionale ben individuabili sull'isola di Procida, ad Ischia e nei Campi Flegrei continentali. A letto si individua una disconformità erosiva tra i prodotti del gruppo del Ciraccio ed i litosomi dei tufi di Procida;

a tetto la disconformità è di origine vulcano-tettonica associata al Tufo Grigio Campano. Il sintema del Rifugio di S. Nicola comprende, dal basso verso l'alto, il gruppo del Ciraccio, il tufo di Fiumicello di Procida ed il gruppo di Punta Serra.

3.1. - GRUPPO DEL CIRACCIO (GO)

Il gruppo del Ciraccio è formato, dal basso verso l'alto, dalle piroclastiti del Canale d'Ischia Inferiore e, prevalentemente, dalla formazione di Pignatiello. Successione di depositi piroclastici di varia natura (da caduta, da flusso) e litologia separati da paleosuoli, la maggior parte dei quali ascrivibili all'attività vulcanica dell'isola d'Ischia e di un centro eruttivo ubicato nel braccio di mare che separa le isole di Ischia e Vivara.

Le piroclastiti del canale di Ischia Inferiore (cfr. Foglio 464 "Isola di Ischia"; CNF), è rappresentata da un deposito stratificato dello spessore massimo di 90 cm, costituito da alternanze di livelli scoriacei decimetrici, ben sortiti e livelli cineritici centimetrici. Questo deposito, affiorante lungo la falesia occidentale dell'isola di Procida, non è cartografabile nell'area del Foglio come unità a sé stante per l'esiguo spessore. L'eruzione è da attribuire ad attività esplosiva idromagmatica da un cono di tufo (Formiche di Vivara, Ruommoli). La composizione varia da trachibasalto potassico a shoshonite.

3.1.1. - *formazione di Pignatiello Auct. - membro della Baia del Porticello (PPA₁)*

La formazione di Pignatiello, membro della Baia del Porticello (PPA₁), a Procida copre diffusamente il fianco sud-occidentale dei centri vulcanici di Vivara e Pozzo Vecchio, dove risulta ben esposta, mentre copre solo parzialmente quello di Terra Murata (probabilmente a causa della maggiore pendenza dei suoi fianchi esterni). A Monte di Procida lembi di questa formazione sono preservati lungo alcuni tratti delle falesie di Acquamorta e di Vitafumo. La formazione di Pignatiello è costituita essenzialmente da strati di lapilli pomicei di colore grigio chiaro, di spessore da decimetrici a metrici e da un deposito di lapilli scoriacei di colore scuro (spessore massimo ~90 cm), separati da paleosuoli. Lo spessore totale varia, nell'area rilevata, da 3 ad oltre 11 metri. I singoli strati sono massivi, costituiti da clasti a spigoli vivi di dimensioni centimetriche. I litici, meno abbondanti delle pomici, sono di natura lavica e di colore grigio scuro. Il deposito stratigraficamente più alto appartenente a questa successione presenta delle caratteristiche strutturali e tessiturali peculiari e rappresenta perciò un livello guida dell'area. Esso è costituito da pomici bianche ben selezionate e di forma sub-angolare e subordinati litici di natura lavica. Un sottile livello cineritico si osserva nella parte

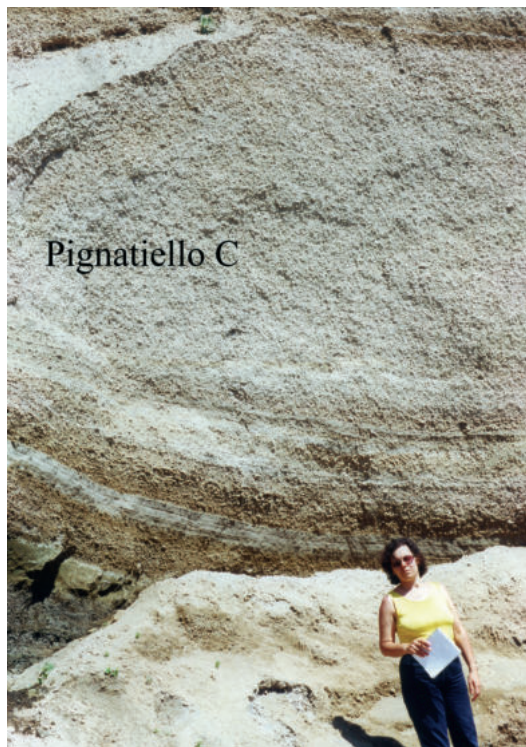


Fig. 20 - Deposito di caduta pomiceo (Pignatiello C) esposto lungo la spiaggia del Ciraccio (Procida).

alta del deposito. Nella maggior parte degli affioramenti studiati questo deposito pomiceo è parzialmente rimaneggiato ed il suo spessore varia da pochi metri a 11 metri. Tale deposito è presente diffusamente in tutta l'area rilevata ed è indicato in letteratura come deposito delle Pomici Pliniane C (ROSI *et alii*, 1988; VEZZOLI, 1988; DE ASTIS *et alii*, 2004; Fig. 20).

Sulla base dei caratteri strutturali e tessiturali descritti, i depositi di questa formazione sono interpretati come livelli di pomici da caduta pliniani, in facies distale. L'aumento medio di spessori e granulometria dei componenti sia juvenili che litici a partire da Monte di Procida e spostandosi verso le aree più occidentali di Procida, suggerisce una provenienza di questi tefra da una sorgente posta ad ovest di Procida. L'area sorgente è quindi individuata nell'isola di Ischia, ed i depositi correlati con la formazione di Pignatiello, messa in posto tra 75 e 60 ka.

I depositi della formazione di Pignatiello possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9 e 11 delle Figure 11a,b; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nelle sezioni A-A', C-C' e D-D' delle Figure 13a,b.

Per quanto concerne la composizione chimica degli elementi juvenili della

formazione di Pignatiello, i dati ottenuti nell'ambito del presente studio, unitamente alle poche analisi disponibili in letteratura, indicano complessivamente una composizione che varia da trachitica a fonolitica.

3.2. - TUFO DI FIUMICELLO DI PROCIDA (TFM)

I depositi di questa formazione sono il prodotto del vulcano omonimo (litosoma di Fiumicello), il cui centro eruttivo è situato sull'isola di Procida nel tratto di costa compreso tra Punta Pioppeto e Capo Bove. Sebbene non siano al momento disponibili delle stime radiometriche di età assoluta per i prodotti di Fiumicello [ad eccezione di una datazione ^{14}C di ALESSIO *et alii* (1976) che assegna ai depositi un'età compresa tra 32 ka (cui corrisponde un'età calibrata di $36,420 \pm 1,670$ ka) e 29 ka (età calibrata: $33,340 \pm 0,710$), palesemente in disaccordo con le recenti datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di 39 ka per i soprastanti depositi della Breccia Museo; RICCI, 2000; FEDELE *et alii*, 2008], la loro collocazione cronostratigrafica appare ben vincolata dalla costante presenza, a letto, delle “pomici C”, ed a tetto delle “pomici B” della formazione ischitana di Pignatiello (VEZZOLI, 1988; ROSI *et alii*, 1988; DE ASTIS *et alii*, 2004; FEDELE *et alii*, 2006), che costituiscono la base del sintema Rifugio di S. Nicola. L'intervallo cronologico in cui risulterebbe collocata la formazione del tufo di Fiumicello di Procida è pertanto compreso tra 75 e 60 ka. I depositi di Fiumicello possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 3, 4, 5, 7, 8, 9 e 11 delle Figure 11a,b; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nelle sezioni A-A', B-B' e D-D' delle Figure 13a,b.

I depositi del tufo di Fiumicello di Procida affiorano nell'area in esame in due facies ben distinte: una prossimale, limitata all'isola di Procida nelle sole località a ridosso dell'originario centro eruttivo, ed una distale, ben rappresentata lungo le falesie che bordano il promontorio di Monte di Procida. La facies prossimale è osservabile in prossimità di Punta Pioppeto, dove i prodotti di Fiumicello sono rappresentati da un deposito tufaceo stratificato, litificato, caratterizzato da grosse scorie nere e litici di natura prevalentemente lavica immersi in una abbondante matrice cineritica dalla colorazione da grigia a gialla (Fig. 21). Lo spessore massimo osservabile è pari a circa 30 m, ma è possibile ipotizzare che lo spessore complessivo sia ben maggiore, dato che la base della successione è situata al di sotto dell'attuale livello del mare. Le dimensioni delle frazioni juvenile e litica sono in genere confrontabili, e raggiungono un diametro massimo di circa 50 cm. Piuttosto comuni sono le strutture da impatto e da *sandwaves*. A sud di Punta Pioppeto il deposito diminuisce rapidamente di spessore (pari a circa 9 m in località Punta Ottimo, fino ad assumere spessori non cartografabili nelle adiacenze di Punta Serra) e cambia gradualmente fino ad essere caratterizzato da una



Fig. 21 - Tufo di Fiumicello di Procida (TFM) esposto lungo la falesia tra Punta Pioppeto e Capo Bove (Procida). La prossimità al centro eruttivo è chiaramente indicata dalla presenza di numerosi blocchi balistici presenti in tutta la successione.

grossolana alternanza di livelli di lapilli scoriacei grossolani e livelli a prevalente componente cineritica, assumendo un aspetto molto simile a quello più propriamente tipico delle facies distali osservabili negli affioramenti della porzione continentale dell'area in esame.

La facies distale affiora con continuità lungo l'intero tratto costiero che borda il promontorio di Monte di Procida. Il deposito si presenta costituito da una fitta e regolare alternanza di livelli di lapilli scoriacei neri (cui si aggiungono subordinati elementi litici di natura lavica) e livelli cineritici. Lo spessore massimo è pari a circa 9 m (misurato in località Acquamorta). I livelli scoriacei sono in genere ben selezionati, sebbene a luoghi sia possibile rilevare una sorta di gradazione diretta. La messa in posto di tali livelli sembra ascrivibile ad una fase a carattere francamente magmatico, con lo sviluppo di una colonna sostenuta da cui ricadevano al suolo i frammenti piroclastici (FEDELE *et alii*, 2006). I livelli cineritici, generalmente caratterizzati da spessori più ridotti rispetto ai livelli scoriacei, sono decisamente meno presenti nelle porzioni inferiori della sequenza, per poi diventare progressivamente più frequenti nelle porzioni più alte. Localmente, all'interno dei livelli cineritici è possibile osservare la presenza di lapilli

accrezionali, suggerendo che queste fasi dell'eruzione sono ascrivibili a fenomeni di tipo freatomagmatico.

La composizione chimica della frazione juvenile varia essenzialmente da trachibasilto potassico a latite. E' stata osservata una tendenza dei prodotti juvenili ad assumere composizioni leggermente meno evolute nelle porzioni più elevate della sequenza stratigrafica, interpretabile come legata all'esistenza di una camera magmatica zonata (FEDELE *et alii*, 2006).

3.3. - GRUPPO DI PUNTA SERRA (GA)

Il gruppo di Punta Serra è costituito da una successione di depositi piroclastici sia in facies incoerente che saldata, ascrivibili per la maggior parte all'attività vulcanica dell'isola d'Ischia, separati da paleosuoli. I depositi di questa unità possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 4, 5, 6, 7, 8, 9 e 11 delle Figure 11a,b; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nelle sezioni A-A' e D-D' delle Figure 13a,b.

Il gruppo di Punta Serra è caratterizzato alla base da un deposito costituito da pomici centimetriche bianche spigolose, ben selezionato e quasi del tutto privo di matrice cineritica, con subordinati clasti litici di natura lavica. Un livello ricco in litici, presente a due terzi dello spessore totale, è un elemento peculiare che rende questo deposito un livello guida locale, indicato in letteratura come deposito delle "Pomici Pliniane B" (ROSI *et alii*, 1988; VEZZOLI, 1988; DE ASTIS *et alii*, 2004) appartenente alla formazione di Pignatiello e datata tra 75 e 60 ka (cfr. Foglio 464 "Isola di Ischia"). La presenza dei prodotti del tufo di Fiumicello di Procida, sull'isola di Procida ed a Monte di Procida, tra le "pomici B" e le "pomici C", rimarca l'esistenza di uno iato temporale nella messa in posto dei due depositi di pomici della formazione di Pignatiello. Pertanto, è possibile ipotizzare che la messa in posto del deposito delle "Pomici B" sia avvenuta alla fine dell'intervallo cronologico riportato per la formazione di Pignatiello (ovvero, intorno a 60 ka). Tale limite rappresenta anche la base cronologica del gruppo di Punta Serra. Limitatamente alla costa occidentale di Procida (loc. Punta Serra) affiora, a tetto delle "pomici B", un tufo stratificato di colore grigio, spesso 1,4 m, formato da alternanze di livelli di piccole scorie e livelli sabbiosi (piroclastiti del Canale d'Ischia Superiore, cfr. Foglio 464 "Isola d'Ischia"). Sono presenti canali di erosione larghi 20 cm e profondi 10 cm. Lungo la falesia del Monte di Procida, a tetto delle "pomici B", affiora un deposito dalla dispersione estremamente localizzata (limitata all'area dell'isola di S. Martino ed alle sue immediate vicinanze), costituito da un tufo grigio saldato con abbondanti fiamme. Il contatto con il deposito a letto è fortemente erosivo e lo spessore è estremamente variabile, raggiungendo un massimo di circa 12 m in corrispondenza dei bassi morfologici.

La successione prosegue con un deposito localmente eroso costituito da uno strato massivo di lapilli pomicei, su cui poggia un più spesso orizzonte di breccia con clasti litici lavici e tufacei, privo di matrice fine, che lateralmente passa ad una facies caratterizzata prevalentemente da matrice sabbiosa con dispersi lapilli pomicei arrotondati e litici di dimensioni massime fino a 20 centimetri (unità di Monte S. Angelo di Ischia; ROSI *et alii*, 1988). Gli strati basali affiorano essenzialmente sull'isola di Procida, mentre a Monte di Procida il deposito si presenta stratificato, formato da livelli da decimetrici a metrici con matrice cineritico-sabbiosa in cui sono dispersi abbondanti clasti pomicei arrotondati. Localmente sono presenti sacche o strutture di degassamento verticali, con matrice scarsa o del tutto assente, arricchite in pomici grossolane e litici. Lo spessore è variabile e raggiunge un massimo di circa 4 m nei bassi topografici. Al di sopra di questo si ritrova un deposito stratificato spesso 3 m, la cui parte inferiore, spessa 1 m, è costituita da alternanze di livelli ondulati sabbiosi e cineritici con disperse pomici. La parte superiore della successione è formata da un deposito massivo a matrice cineritica con numerose pomici disperse. Tale deposito è complessivamente riferibile all'unità del Tufo Verde dell'Epomeo (55 ka; VEZZOLI, 1988) e mostra un contatto basale fortemente erosivo. Il deposito è chiuso a tetto da un orizzonte pedogenizzato spesso 150 centimetri. La successione termina con delle piroclastiti stratificate, spesse circa 4 m, formata da alternanze di livelli di lapilli pomicei ben sortiti, livelli cineritici con dispersi clasti pomicei e sottili livelli cineritici.

Come per i prodotti della formazione di Pignatiello, i dati ottenuti nell'ambito del presente studio, unitamente alle poche analisi disponibili in letteratura, indicano per i prodotti del gruppo di Punta Serra una composizione che varia da trachite a fonolite.

4. - TUFO GRIGIO CAMPANO - membro "Breccia Museo" *Auct.* (TGC₁)

La formazione del Tufo Grigio Campano è rappresentata, nell'area in esame, dalla facies prossimale della Breccia Museo, da sempre una delle più dibattute tra le successioni vulcaniche dei Campi Flegrei (Fig. 22). E' opportuno precisare che nella letteratura geologica e vulcanologica recente la formazione del Tufo Grigio Campano è identificata con il nome di Ignimbrite Campana (*e.g.*, BARBERI *et alii*, 1978; ROSI & SBRANA, 1987; FISHER *et alii*, 1993). Nel corso degli anni la genesi della Breccia Museo è stata variamente interpretata: secondo alcuni Autori sarebbe il prodotto di numerosi eventi indipendenti a carattere locale (*e.g.*, DI GIROLAMO *et alii*, 1984; LIRER *et alii*, 1991; PERROTTA & SCARPATI 1994; MELLUSO *et alii*, 1995), laddove altri la interpretano come la facies prossimale dei depositi dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (ROSI & SBRANA, 1987; ROSI *et alii*, 1996). Quest'ultima ipotesi appare fortemente avvalorata dai valori di età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pari



Fig. 22 - Breccia litica grossolana esposta a Punta della Lingua (Procida). La breccia è associata all'eruzione del Tufo Grigio Campano (TGC₁ - membro "Breccia Museo" Auct).

a circa 39 ka ottenuti per i depositi della Breccia Museo (RICCI, 2000; FEDELE *et alii*, 2008), simili a quelli ottenuti sui prodotti distali di quest'eruzione (DE VIVO *et alii*, 2001). Appare altresì interessante osservare come la calibrazione delle età ^{14}C ottenute da ALESSIO *et alii* (1973) su campioni di legno carbonizzato ritrovati all'interno dei depositi dell'Ignimbrite Campana (comprese tra 28 e 36 ka) fornisca valori decisamente meglio confrontabili con quelli ottenuti con le recenti metodologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (*i.e.*, tra $32,89 \pm 0,72$ e $40,09 \pm 1,19$ ka). I depositi possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 e 11 delle Figure 11a,b; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nelle sezioni A-A', B-B', C-C' e D-D' delle Figure 13a,b.

Nell'area in esame, il membro "Breccia Museo" è rappresentato da una sequenza di quattro orizzonti che rappresentano parte della complessa successione dei prodotti prossimali dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (PERROTTA & SCARPATI, 1994). Il più basso di tali depositi (Flusso Pomiceo Inferiore) è un deposito ricco in pomici (generalmente arrotondate) con scarsi elementi litici (di natura prevalentemente lavica) ed abbondante matrice cineritica. Il deposito è mal selezionato, localmente stratificato e passa da incoerente a debolmente litifi-

cato fino a ben litificato all'aumentare della quota stratigrafica. Lo spessore varia notevolmente (da 11 m presso Scotto di Carlo, a circa 70 cm presso Marina di Vitafumo), mostrando un forte controllo da parte della topografia preesistente.

Il deposito soprastante (Breccia) è costituito da una breccia grossolana (dimensioni massime dei componenti pari a circa 1,5 m) ricca in elementi litici (di natura estremamente variabile, da lavica, a tufacea, ad intrusiva, a calcarea) e con una scarsa componente juvenile, rappresentata da pomici, *spatter* e ossidiane. A luoghi è possibile osservare una stratificazione grossolana e una sorta di gradazione diretta della frazione juvenile. Lo spessore appare piuttosto variabile, da un massimo di circa 20 m (negli affioramenti presso Monte di Procida) ad un minimo di 8 m (loc. Punta della Lingua - Isola di Procida). Nella parte basale e intermedia di tale deposito si ritrova interstratificato il terzo orizzonte (*Spatter*) formato da *spatter* saldati e caratterizzato da scarsa matrice cineritica e rari litici di natura lavica.

Il quarto ed ultimo deposito dell'unità della Breccia Museo è costituito da un deposito incoerente ricco in pomici (Flusso Pomiceo Superiore) e in matrice cineritica grossolana, con subordinati elementi litici di natura lavica e frequenti



Fig. 23 - Deposito cineritico con disperse pomici grossolane esposto nei pressi del porto di Procida. Sono evidenti numerose strutture di degassamento subverticali ricche in pomici grossolane e litici. Il deposito (Flusso Pomiceo Superiore) è associato all'eruzione del Tufo Grigio Campano - membro "Breccia Museo" Auct. (TGC₁).

strutture da degassamento (Fig. 23). Il deposito si presenta mal selezionato e mostra una leggera gradazione diretta sia degli elementi juvenili che degli elementi litici ed è a luoghi interstratificato con il sottostante orizzonte di breccia. Come per i depositi sottostanti, lo spessore è decisamente variabile, da un minimo di 1 m (loc. Punta della Lingua - Isola di Procida) fino ad un massimo di 7 m (loc. Scotto di Carlo - Isola di Procida).

La composizione chimica degli elementi juvenili dell'unità della Breccia Museo è costantemente trachitica-fonolitica, sebbene con qualche leggera variazione composizionale per i principali elementi maggiori ed in tracce. E' stata osservata una chiara tendenza verso termini meno evoluti nei depositi delle porzioni stratigraficamente più elevate dell'unità, ascritta alla presenza di una camera magmatica in cui si sarebbero verificati processi di stratificazione composizionale dei magmi (MELLUSO *et alii*, 1995; FEDELE *et alii*, 2008).

5. - SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (VEF)

Il sintema Vesuviano-Flegreo (cfr. Fogli 447 "Napoli" e 448 "Ercolano") è compreso tra la discontinuità erosiva (localmente di non deposizione) presente al tetto dei depositi del Tufo Grigio Campano e la superficie topografica. Esso comprende, dal basso verso l'alto, le piroclastiti di Torregaveta, il tufo di Trentaremi, il tufo di Solchiaro, il gruppo dell'isola di Procida, il Tufo Giallo Napoletano e il subsintema di Agnano-Soccavo ed il subsintema di Contrada Romano.

5.1. - PIROCLASTITI DI TORREGAVETA (PTV)

La formazione delle piroclastiti di Torregaveta è costituita da depositi piroclastici in facies prossimale la cui dispersione è estremamente ridotta, circoscritta alle porzioni continentali dell'area in esame (essenzialmente, l'intero tratto di costa che va dall'isola di S. Martino a Marina di Vitafumo). L'età dei depositi della formazione non è mai stata determinata direttamente attraverso metodologie radiometriche. D'altra parte, la sua posizione stratigrafica, tra il Tufo Grigio Campano (facies della Breccia Museo) e quella del tufo di Solchiaro consente di collocare l'evento eruttivo che ha determinato la messa in posto di tali prodotti in un intervallo di tempo compreso tra ~39 e ~22 ka. I depositi della formazione in esame possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 9, 10 e 11 di Figura 11b; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nella sezione D-D' di Figura 13b.

A Monte di Procida, a letto delle piroclastiti di Torregaveta affiora una successione di cineriti pedogenizzate che, a causa del suo esiguo spessore, è stata cartografata insieme alla succitata formazione. Lo spessore complessivo di queste

cineriti varia da circa 1 metro a 3 metri ed il numero dei livelli è compreso tra tre e cinque nelle diverse località.

La formazione delle piroclastiti di Torregaveta è costituita da un deposito stratificato incoerente formato da un'alternanza di strati decimetrici di scorie grossolane di colore scuro e strati centimetrici di cineriti fini con scorie disperse. Le scorie sono generalmente caratterizzate da una forma angolosa e mostrano una chiara diminuzione della granulometria man mano che ci si sposta verso sud rispetto al centro eruttivo, ubicato in prossimità della falesia di Torregaveta (vedi Foglio 447 "Napoli"). Allo stesso modo, gli spessori del deposito tendono a rastremarsi notevolmente procedendo verso sud, passando dai circa 40 m di spessore degli affioramenti più a ridosso del centro eruttivo, fino a circa 1-2 metri negli affioramenti delle località di Acquamorta e Marina di Vitafumo.

I prodotti della formazione delle piroclastiti di Torregaveta sono rappresentati da shoshoniti/latiti dalla composizione complessivamente omogenea.

5.2. - TUFO DI TRENTAREMI (TTR)

A Trentaremi (Posillipo) i depositi più antichi affioranti formano il bordo di un cratere (litosoma di Trentaremi) in parte sepolto dal Tufo Giallo Napoletano ed in parte distrutto dall'azione erosiva del mare. La descrizione riportata di seguito è basata su COLE *et alii* (1994). In letteratura non esistono dati di età assoluta relativi ai prodotti di tale formazione, comunemente collocata nell'intervallo di tempo compreso tra le eruzioni dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano (*i.e.*, 39-15 ka); i depositi associati a quest'ultima eruzione si rinvencono a tetto

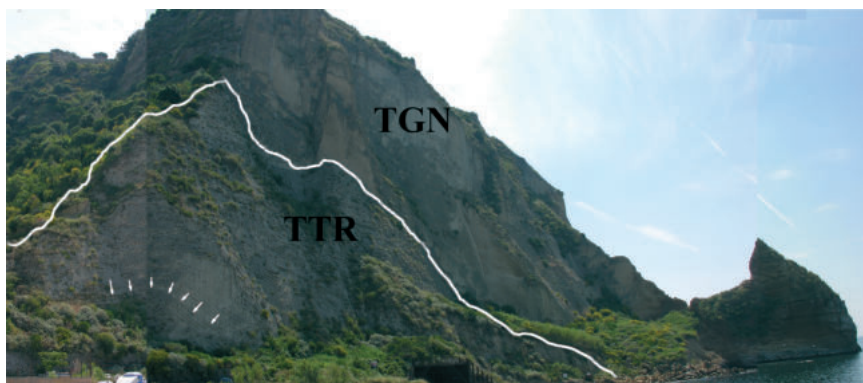


Fig. 24 - Contatto stratigrafico tra il tufo di Trentaremi (TTR sotto) e il Tufo Giallo Napoletano (TGN sopra) osservabile presso il promontorio di Posillipo. Le frecce rosse indicano l'andamento degli strati che cambiano di immersione passando dal lato esterno a quello interno dell'antico vulcano di Trentaremi.

dei prodotti del tufo di Trentaremi presso il promontorio di Posillipo (Fig. 24). Le datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effettuate nell'ambito del presente studio hanno fornito un'età pari a circa 22,3 ($22,3 \pm 0.239$ ka). La scelta di collocare nella colonna di Tabella 2 tali depositi a tetto di quelli delle piroclastiti di Torregaveta è scaturita, in assenza di evidenze stratigrafiche della loro posizione relativa, dalla osservazione delle piroclastiti di Torregaveta giacenti a letto del tufo di Solchiaro (e da queste separate da un sottile paleosuolo), di poco più recenti rispetto al tufo di Trentaremi (*i.e.*, ~22 ka; si veda il paragrafo 5.3 di questo capitolo). I depositi del tufo di Trentaremi possono essere osservati nella colonna stratigrafica 12 di Figura 11c.

Il bordo craterico è esposto a Punta del Cavallo, Cala Trentaremi e Coroglio. A Punta del Cavallo, la parte bassa della formazione, spessa circa 6 m, è formata da un tufo giallo sottilmente stratificato, caratterizzato da frequenti stratificazioni incrociate, dune e piccoli canali erosivi. A tetto di una superficie erosiva affiora, per uno spessore di 16 m, una successione formata da livelli decimetrici, da massivi a poco stratificati, che mostrano gradazione inversa e clasti pomicei e blocchi litici di origine balistica di 20 cm di diametro. Una possibile interpretazione dell'origine di questi livelli è che si siano formati da correnti piroclastiche dense durante la messa in posto di frammenti balistici. Verso l'alto, al di sopra di un paleosuolo, affiorano dei livelli stratificati formati da ceneri e lapilli pomicei. Impronte di impatto alla base di blocchi litici con un diametro di circa 40 cm indicano una sorgente all'interno del cratere di Trentaremi. La presenza di un paleosuolo tra le due parti della successione suggerisce che il vulcano di Trentaremi ha avuto più di una fase eruttiva, o che c'è stato un secondo cono sviluppato vicino al primo di cui non esiste attualmente alcuna evidenza morfologica. Lo spessore massimo della successione è pari a circa 60 m.

I prodotti della formazione del tufo di Trentaremi mostrano composizione trachitica.

5.3. - TUFO DI SOLCHIARO (SHI)

Appartengono a questa formazione i prodotti del più recente dei cinque centri eruttivi che costituiscono l'ossatura dell'isola di Procida. Il centro eruttivo (litosoma di Solchiaro) è ben visibile nella morfologia craterica localizzata tra Punta Solchiaro e Punta Pizzaco, dove sono ancora visibili le porzioni occidentale e settentrionale dell'apparato. Datazioni col metodo ^{14}C , su orizzonti pedogenizzati ritrovati alla base della sequenza dei depositi del tufo di Solchiaro, indicano un'età di messa in posto di 19-17 ka (ALESSIO *et alii*, 1976; LIRER *et alii*, 1991; età calibrate: $23,52 \pm 0,27$ ka e $20,74 \pm 0,18$ ka; età calibrata media: 22,13 ka), in accordo con la sua posizione stratigrafica, ben al di sopra dei depositi della Breccia



Fig. 25 - Relazioni stratigrafiche tra i depositi esposti lungo la falesia di Corricelle (Procida). La base della successione è formata dai depositi prossimali del Tufo Grigio Campano (membro “Breccia Museo” Auct., **TGC₁**). Seguono i depositi associati al vicino centro di Solchiaro (**SHI**). Numerose cineriti chiudono la sequenza (gruppo di Procida - **PA**).

Museo (39 ka) e poco al di sotto di quelli del Tufo Giallo Napoletano (15 ka). I depositi del tufo di Solchiaro possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8 di Figura 11a; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nelle sezioni A-A', B-B' e C-C' di Figura 13a.

A Procida, a letto dei depositi del tufo di Solchiaro affiora una successione di cineriti pedogenizzate che, a causa del suo esiguo spessore, è stata cartografata insieme alla succitata formazione. Lo spessore complessivo di queste cineriti varia da circa 1 metro a 3 metri ed il numero dei livelli è compreso tra tre e cinque nelle diverse località. Questa successione affiora anche alla base dei prodotti della formazione delle piroclastiti di Torregaveta presso Monte di Procida.

I depositi del tufo di Solchiaro costituiscono un livello continuo lungo le falesie di Procida (Fig. 25) e di Monte di Procida. Nelle aree immediatamente a ridosso del centro eruttivo i depositi si presentano costituiti da 3 unità distinte, indicate da DE ASTIS *et alii* (2004) come Solchiaro I, II e III. La più bassa di queste unità (Solchiaro I) è costituita da un tufo giallo stratificato e litificato (che passa verso l'alto ad una facies grigia non litificata) con bombe scoriacee che formano

frequenti strutture da impatto. L'aumento progressivo dei livelli di lapilli scoria-cei nelle porzioni superiori di tale unità indicherebbe una graduale transizione verso stili eruttivi di tipo magmatico, laddove le porzioni basali sembrerebbero più verosimilmente attribuibili ad attività di tipo idromagmatico. Le unità successive sono costituite da una fitta alternanza di livelli centimetrici/decimetrici di ceneri, lapilli scoria-cei e bombe scoria-tee, caratteristici di uno stile di attività di tipo stromboliano.

Negli affioramenti più distali e in quelli relativi alle porzioni continentali dell'area in esame, i depositi del vulcano di Solchiaro sono fittamente stratificati, costituiti da strati di scorie grigio scuro a spigoli vivi, cui si alternano livelli ricchi in matrice cineritica in cui sono disperse piccole scorie simili a quelle degli strati appena descritti.

La formazione del tufo di Solchiaro è chiusa verso l'alto, sia negli affioramenti "insulari" che in quelli delle aree continentali, da una successione di cineriti pedogenizzate a cui si intercala un deposito ben sortito, costituito da pomici di colore grigio chiaro ed a spigoli vivi. A causa del loro esiguo spessore, tali depositi sono stati cartografati insieme ai depositi del tufo di Solchiaro.

La composizione chimica dei prodotti juvenili del vulcano di Solchiaro varia da basalto shoshonitico a latite.

5.4. - GRUPPO DELL'ISOLA DI PROCIDA (PD)

Il rilevamento delle aree del Foglio "Isola di Procida" relativamente alle coperture piroclastiche stratigraficamente più alte ha comportato un problema di restituzione cartografica, poiché i depositi sono costituiti da sequenze di piroclastiti stratificate di età variabile, distali rispetto ai centri di emissione e diffusi sia sull'isola di Procida (età variabile tra 22 ka e l'attuale) sia sul promontorio di Monte di Procida (età post-15ka), oltre che nell'areale del Foglio 446-447 "Napoli", dove in alcuni affioramenti si osservano a tetto del Tufo Grigio Campano (39 ka). Tali depositi sono riferibili a varie unità stratigrafiche che afferiscono in massima parte all'attività vulcanica flegrea continentale e subordinatamente a quella ischitana. Il gruppo dell'isola di Procida è stato istituito per raggruppare i depositi di piroclastiti indifferenziate affioranti presso l'isola omonima comprendenti i depositi delle formazioni più recenti del tufo di Solchiaro, in accordo ai criteri illustrati nel paragrafo "Note sul rilevamento e sulla legenda adottata". Tali depositi sono caratterizzati da età variabili da 22 ka (età dei depositi del tufo di Solchiaro, i più recenti tra i depositi riconosciuti che costituiscono le sequenze stratigrafiche dell'isola) e ~4,1-3,5 ka (età dedotta dal ritrovamento di reperti risalenti all'età del bronzo; ROSI *et alii*, 1988; DE ASTIS *et alii*, 2004). Si tratta essenzialmente di livelli cineritici di spessore variabile da poche decine di centimetri a

2 metri, dall'aspetto massivo o stratificato, a luoghi rimaneggiati, caratterizzati da proporzioni variabili di clasti pomicei arrotondati.

5.5. - TUFO GIALLO NAPOLETANO (TGN)

La formazione del Tufo Giallo Napoletano è costituita dai depositi del secondo evento eruttivo, in termini di energia del fenomeno, volume di magma emesso e dispersione dei prodotti, dell'intera storia eruttiva del distretto dei Campi Flegrei. L'età stimata per la messa in posto dei depositi di tale eruzione risale a circa 15 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; DEINO *et alii*, 2004). Appare significativo osservare come le età ^{14}C fornite da ALESSIO *et alii* (1973) per i prodotti di tale eruzione (~11-12 ka) risultino decisamente più simili a quelle $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dopo la calibrazione (*i.e.*, tra $13,150 \pm 0,080$ e $14,400 \pm 0,260$ ka). A questo evento è associata la formazione di una depressione calderica il cui bordo sudoccidentale coincide con l'allineamento dei centri eruttivi di Baia e Fondi di Baia, Bacoli, Porto Miseno e Capo Miseno. I depositi di questa formazione possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 3, 9, 10 e 11 delle Figure 11a,b; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nella sezione D-D' di Figura 13b.

Il deposito si presenta stratificato e costituito da due membri distinti (in successione stratigrafica): membro A e membro B (SCARPATI *et alii*, 1993), non cartografati singolarmente. Il membro A ha uno spessore variabile da 1 a circa 10 m ed è costituito da livelli cineritici e livelli di lapilli pomicei da caduta. L'unità basale (A1) è costituita da un livello cineritico stratificato ascrivito ad un evento freatopliniano dalla notevole dispersione ($>1000 \text{ km}^2$; SCARPATI *et alii*, 1993). Il membro B, spesso circa 30 m, costituisce gran parte dello spessore complessivo della formazione, ed è caratterizzato da una granulometria generalmente più grossolana. L'unità è formata da livelli cineritici in cui sono disperse più o meno abbondanti pomici arrotondate. I livelli sono a luoghi caratterizzati da gradazioni interne ed ondulazioni. I depositi di tale membro sono tipicamente osservabili in due facies distinte: una prossimale, litificata, di colore giallo (tufo), più comune e caratteristica, l'altra, propria degli affioramenti più distali, incoerente (pozzolana), di colore grigio e tipicamente caratterizzata da spessori molto più ridotti. L'origine della facies litificata è stata ricondotta all'azione di processi di zeolitizzazione post-deposizionale (SCARPATI *et alii*, 1993; DE' GENNARO *et alii*, 2000). La transizione laterale tra le due facies può essere agevolmente osservata lungo tutta l'area del promontorio di Monte di Procida.

La composizione chimica degli elementi juvenili dell'eruzione del Tufo Giallo Napoletano varia essenzialmente da trachite a fonolite.

5.6. - SUBSISTEMA DI AGNANO-SOCCAVO (VEF₁₁)

Il subsistema di Agnano-Soccavo è compreso tra una discontinuità di origine vulcano-tettonica associata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano e uno spesso paleosuolo ocreo a letto dei soprastanti depositi del subsistema di Contrada Romano. I depositi che costituiscono le porzioni più alte delle sequenze stratigrafiche affioranti nelle aree continentali del Foglio Procida sono generalmente più recenti di 15 ka (età dei depositi del Tufo Giallo Napoletano) o successivi alla messa in posto dei litosomi di Baia e Fondi di Baia, Bacoli e Porto Miseno. Tali depositi costituiscono un insieme di formazioni non cartografabili e sono stati accorpatisi in un'unica unità subsistemica. Si tratta principalmente di livelli di cineriti indifferenziate e a luoghi rimaneggiate affioranti nelle aree continentali del Foglio Procida, dallo spessore variabile (da decimetrici fino ad un massimo di 1-2 metri) ed intervallati da orizzonti pedogenizzati.

5.7. - TUFO DI BAIA E FONDI DI BAIA (TBF)

La formazione del tufo di Baia e Fondi di Baia è essenzialmente rappresentata dai depositi di un apparato vulcanico (litosoma di Baia e Fondi di Baia), perfettamente conservato nella sua forma, costituito da tre crateri coevi, allineati in direzione N-S, ubicati quasi interamente nel Foglio 447 "Napoli". Soltanto la propaggine meridionale di questo centro vulcanico affiora a nord del Lago Miseno. Le datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effettuate nell'ambito di questo progetto indicano per questi depositi un'età di 9,6 ka (9.60 ± 0.51 ka). Allo stesso modo, le datazioni ^{14}C dei depositi pedogenizzati ritrovati a letto della sequenza hanno fornito un'età calibrata di circa 9,5 ka. Entrambe le datazioni sono in accordo con quanto riportato da DI VITO *et alii* (1999) e ORSI *et alii* (2004), che collocano i prodotti di tale eruzione nella II epoca di attività "recente" (compresa tra 8,6 e 8,2 ka, calibrate rispettivamente a $9,56 \pm 0,06$ e $9,24 \pm 0,10$ ka).

I depositi che formano il cratere sono litificati, stratificati, costituiti da un'alternanza di strati piano-paralleli, ricchi in pomici arrotondate immerse in scarsa matrice fine e livelli con matrice più abbondante in cui sono disperse pomici arrotondate. Nella parte bassa della successione sono frequenti blocchi pomicei di dimensioni molto maggiori rispetto al diametro medio delle pomici presenti. Nella parte intermedia della successione la stratificazione è a luoghi incrociata. Nelle aree più distali (area di Bacoli) il deposito è rappresentato da una facies differente da quella descritta, costituita da una cinerite incoerente con sparse piccole pomici arrotondate e sporadici litici lavici (entrambi di dimensioni poco più che centimetriche).

I prodotti juvenili del vulcano di Baia e Fondi di Baia mostrano prevalente-

mente composizione trachitica.

5.8. - TUFO DI BACOLI (TCF)

La formazione del tufo di Bacoli comprende i depositi dell'apparato omonimo (litosoma di Bacoli), situato in corrispondenza dell'attuale litorale del comune di Bacoli (spiaggia del Poggio), dove ne rimane ben preservata la porzione occidentale (la parte rimanente è stata demolita dall'erosione marina). Il vulcano di Bacoli, assieme ai vicini apparati di Porto Miseno e Capo Miseno, dà luogo ad un allineamento di vulcani monogenici orientati secondo una direttrice N-S, simile a quello identificato dai tre apparati che costituiscono il vulcano di Baia e Fondi di Baia. Non è possibile osservare i rapporti stratigrafici relativi rispetto agli edifici limitrofi di Porto Miseno e Capo Miseno, tuttavia, le datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effettuate indicano un'età di messa in posto pari a circa 8,6 ka (8.6 ± 0.6 ka). DI VITO *et alii* (1999) e ORSI *et alii* (2004) collocano il vulcano di Bacoli all'interno della I epoca di attività "recente" dei Campi Flegrei, tra 15 e 9,5 ka (età calibrate: 15 ka e $10,7 \pm 0,08$ ka, rispettivamente). La nuova datazione assoluta dei prodotti di Bacoli va inoltre ad inserirsi nell'intervallo di quiescenza tra la II e la III epoca di vulcanismo degli autori sopracitati, compresa tra $9,24 \pm 0,1$ e $5,56 \pm 0.06$ ka (età calibrate; età non calibrate 8,2 e 4,8 ka, rispettivamente).

La successione affiorante è interamente costituita da un deposito stratificato di piccole pomici e litici lavici (questi ultimi mediamente più grandi) immersi in abbondante matrice cineritica. La parte bassa del deposito, la cui base non è visibile in affioramento, si presenta maggiormente litificata, probabilmente per l'effetto di processi di zeolitizzazione resi evidenti dalla presenza di facies dalla colorazione gialla. Sono presenti numerose lenti pomicee e strutture da laminazione incrociata. Lo spessore totale è di circa 20 m.

La composizione chimica dei prodotti juvenili del vulcano di Bacoli varia essenzialmente da trachite a fonolite.

5.9. - TUFO DI PORTO MISENO (TPT)

La formazione è costituita dai depositi piroclastici che formano il vulcano di Porto Miseno (litosoma di Porto Miseno), un centro eruttivo a base quasi circolare piuttosto ben preservato nelle sue porzioni sud-occidentale (situata all'interno dell'attuale porto di Miseno) e nord-orientale (rappresentata dall'isola Pennata). La morfologia dell'apparato ne consente la classificazione come *tuff ring*. La messa in posto dei prodotti del vulcano di Porto Miseno, che insieme a quelli di Bacoli e Capo Miseno dà luogo ad un evidente allineamento N-S, è stata stimata

intorno a 6,5 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; INSINGA *et alii*, 2006). E' interessante notare come DI VITO *et alii* (1999) e ORSI *et alii* (2004) abbiano collocato tali depositi all'interno della I epoca di attività post-Tufo Giallo Napoletano (compresa tra 15 e 9,5 ka; età calibrate: 15 ka e $10,7 \pm 0,08$ ka). Come per il vulcano di Bacoli, il nuovo valore di età assoluta relativo al vulcano di Porto Miseno si colloca all'interno dell'intervallo di quiescenza tra la II e la III epoca di vulcanismo "recente" di DI VITO *et alii* (1999) e ORSI *et alii* (2004). I rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nella sezione E-E' di Figura 13b.

I depositi che costituiscono il vulcano di Porto Miseno sono costituiti da due distinte facies (non cartografate singolarmente), nettamente separate. La facies inferiore, che costituisce la gran parte dell'intera successione affiorante, si presenta costituita da un tufo giallo litificato, molto ricco in elementi juvenili (principalmente pomici grigie arrotondate debolmente vescicolate, e da meno abbondanti scorie) e litici (prevalentemente di natura lavica). Le dimensioni massime dei piroclasti raggiungono i 30-40 cm. La facies superiore è invece costituita da un deposito cineritico grigio incoerente, con meno abbondanti pomici e litici, dalle dimensioni mediamente meno grossolane rispetto a quelle della facies litificata. Entrambe le facies presentano una evidente stratificazione, da planare ad ondulata. Lo spessore massimo affiorante della formazione è di circa 30 m. La messa in posto dei depositi della formazione è stata attribuita all'azione di correnti piroclastiche prodotte da un singolo evento di tipo freatomagmatico (INSINGA *et alii*, 2006), come indicato anche la mancanza di orizzonti pedogenizzati tra i livelli della successione.

I prodotti juvenili del vulcano di Porto Miseno mostrano una composizione trachitica complessivamente piuttosto omogenea.

5.10. - SUBSISTEMA DI CONTRADA ROMANO

Il subsistema presenta alla base un paleosuolo ocra ed è costituito da una successione di depositi prevalentemente cineritici, finemente stratificati con intercalati livelli di lapilli pomicei. Nell'area rilevata il subsistema include, dal basso verso l'alto, il tufo di Capo Miseno ed il tufo di Nisida. Depositati di eruzioni avvenute tra circa 5 e 3,8 ka nell'area flegrea.

5.11. - TUFO DI CAPO MISENO (TCM)

La formazione comprende i depositi del vulcano di Capo Miseno, situato nell'area dell'omonimo promontorio. I dati morfometrici relativi al centro eruttivo (litosoma di Capo Miseno) ne consentono la classificazione come *tuff cone*,

sebbene gran parte dell'edificio originario è stato smantellato dall'erosione marina. Lungo il margine meridionale del promontorio omonimo è possibile osservare in esposizione parte del sistema di alimentazione, costituito da un sistema di dicchi sub-verticali che tagliano la successione piroclastica. La messa in posto dei prodotti del vulcano di Capo Miseno, allineato lungo una precisa direttrice N-S assieme agli apparti contigui di Bacoli e Porto Miseno, è stata valutata intorno a 5,1 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; INSINGA *et alii*, 2006), laddove DI VITO *et alii* (1999) e ORSI *et alii* (2004) li collocano nella I epoca di attività "recente" (*i.e.*, tra 15 e $10,7 \pm 0,08$ ka, età calibrate). I rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nella sezione E-E' di Figura 13b.

I depositi che costituiscono la formazione del tufo di Capo Miseno sono distinti in due facies (non cartografate singolarmente), la cui transizione avviene in maniera molto netta e chiaramente osservabile in affioramento. La facies inferiore, che costituisce la parte principale della successione, è costituita da un tufo giallo litificato da poco stratificato a massivo, con abbondanti pomici e litici lavici. Le dimensioni massime dei piroclasti raggiungono i 20-30 cm. La facies superiore è rappresentata da un deposito cineritico grigio incoerente, stratificato, complessivamente simile a quello sottostante ma caratterizzato da un minor contenuto in pomici e litici. Lo spessore massimo affiorante della formazione è pari a circa 160 m. L'assenza di orizzonti pedogenizzati suggerisce che i prodotti del vulcano di Capo Miseno siano stati messi in posto in seguito ad un singolo evento eruttivo (INSINGA *et alii*, 2006).

Gli elementi juvenili dei depositi del vulcano di Capo Miseno hanno una composizione che varia da trachite a fonolite.

5.12. - TUFO DI NISIDA (TNI)

La formazione del tufo di Nisida forma un centro eruttivo morfologicamente ben preservato ubicato nella parte orientale del Golfo di Pozzuoli. Tali depositi hanno fornito, nell'ambito di questo studio, un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di circa 3,9 ka ($3,92 \pm 0,09$ ka). Appare interessante notare come tale valore di età vada a collocarsi nell'intervallo di quiescenza vulcanica tra la III epoca di attività "recente" e l'eruzione storica di Monte Nuovo individuato da DI VITO *et alii* (1999) e ORSI *et alii* (2004), compreso tra $4,24 \pm 0,09$ ka (età non calibrata: 3,8 ka) e il 1538. Gli stessi autori collocavano i prodotti del tufo di Nisida all'interno della I epoca di attività post-Tufo Giallo Napoletano (*i.e.*, tra 15 e $10,700 \pm 0,080$ ka, età calibrate).

La formazione è costituita da una successione di livelli di tufo e pozzolana di spessore variabile da 1-2 m ad oltre 10 m. Tutti i livelli immergono radialmente verso l'esterno (giacitura quaquaversale). Entrambi i litotipi si ripetono più volte

nella successione. Il passaggio verticale da un litotipo all'altro può essere netto o senza soluzione di continuità. In alcune zone il passaggio da un litotipo all'altro è laterale. Dal basso verso l'alto la successione stratigrafica può essere schematicamente descritta come segue:

- deposito costituito da uno strato di tufo di colore giallo che decresce di spessore da 8 m a 0 m verso nord-ovest. Lo strato di tufo è massivo e costituito prevalentemente da una matrice cineritico-sabbiosa in cui sono disperse pomici arrotondate e subordinati frammenti litici di natura lavica. Le dimensioni medie di tali costituenti sono dell'ordine di pochi cm di diametro;
- deposito di colore grigio costituito essenzialmente da elementi juvenili (di origine magmatica) molto grossolani e saldati tra loro. Tale deposito, il cui spessore massimo è di circa 1 m, è molto discontinuo lateralmente, riducendosi in alcune zone ad un allineamento di clasti sulla superficie del tufo sottostante. I clasti juvenili che costituiscono questo strato sono densi, deformati e saldati ed il loro contorno esterno è sempre distinguibile. La loro forma è in genere affusolata e solo a volte appiattita. I frammenti litici sono poco abbondanti, come pure è scarso il contenuto in matrice fine;
- deposito di colore beige chiaro, stratificato e incoerente costituito da abbondante matrice cineritico-sabbiosa in cui sono immersi blocchi lavici. Questo deposito è caratterizzato da numerose strutture sedimentarie, rappresentate da pronunciate ondulazioni delle superfici che separano i vari strati e stratificazioni incrociate;
- deposito costituito da uno strato di tufo di colore giallo, interessato nella sua parte superiore da numerose fratture. La struttura di questo deposito è molto simile a quello dello strato di tufo basale in quanto esso si presenta massivo e costituito in prevalenza di matrice fine;
- deposito incoerente di colore beige chiaro, costituito da matrice fine pedogenizzata e probabilmente rimaneggiata nella parte superiore.

L'analisi delle strutture dei depositi piroclastici affioranti a Nisida, rivela che si tratta di un *tuff cone* che è stato edificato in conseguenza della sedimentazione di particelle trasportate da flussi piroclastici durante un'eruzione esplosiva di tipo freatomagmatico.

La composizione chimica dei prodotti che costituiscono l'apparato di Nisida varia da latite a fonolite.

6. - I DEPOSITI QUATERNARI EPICLASTICI

6.1. - DEPOSITO COLLUVIALE (**b₇**)

Depositi costituiti da materiale piroclastico generalmente dilavato. Si ritrovano talora intercalati livelli di piroclastiti in posto, non cartografabili, nonché sottili livelli di pomici mostranti gradi di alterazione variabile. Spessori variabili entro i 3-5 m.

6.2. - DEPOSITO LITORALE (**g₂**)

Sabbie vulcanoclastiche da fini a grossolane, originate dallo smantellamento dei depositi piroclastici circostanti. Sono costituite prevalentemente da pomici, scorie, frammenti lavici e cristalli sciolti di feldspato alcalino e clinopirosseno.

6.3. - DEPOSITO ANTROPICO (**h**) - OPERE DI DIFESA COSTIERA

Materiali di origine antropica costituiti da massi eterometrici fino a qualche m³, di natura eterogenea, tufacea, calcarea e lavica, utilizzati per opere di difesa costiera e/o strutture portuali.

VIII - PETROCHIMICA DEI PRODOTTI JUVENILI

1. - INTRODUZIONE

In questa sezione saranno analizzate in dettaglio le principali caratteristiche petrochimiche dei prodotti juvenili affioranti nell'area compresa nel Foglio "Procida". Le tipologie petrografiche e geochimiche dei prodotti vulcanici affioranti nell'area in esame spaziano all'interno dell'intero spettro individuato dai prodotti del distretto flegreo, facendo dell'area un settore estremamente rappresentativo per lo studio delle caratteristiche geochimiche globali dei Campi Flegrei.

2. - CARATTERISTICHE GENERALI

I prodotti juvenili che caratterizzano i depositi affioranti nell'area del Foglio "Procida" sono rappresentati principalmente da pomici e scorie. Molto più subordinati sono i prodotti a minor grado di vescicolazione quali *spatter* (CAS & WRIGHT, 1987), ossidiane e lave, queste ultime rappresentate esclusivamente dai prodotti della cupola lavica dell'isola di S. Martino e dalla colata lavica di Punta Ottimo. Nel complesso i prodotti juvenili mostrano una sostanziale omogeneità dei caratteri tessiturali e paragenetici, nonostante le evidenti differenze nel grado di vescicolazione dei vari elementi.

I campioni di pomici mostrano generalmente una tessitura da afirica a debolmente porfirica. La fase di gran lunga più ricorrente è rappresentata dal feldspato alcalino, presente in grossi fenocristalli euedrali (fino a 2 mm; Fig. 26a) dall'abito generalmente prismatico, frequentemente organizzato in strutture glomeriche mo-

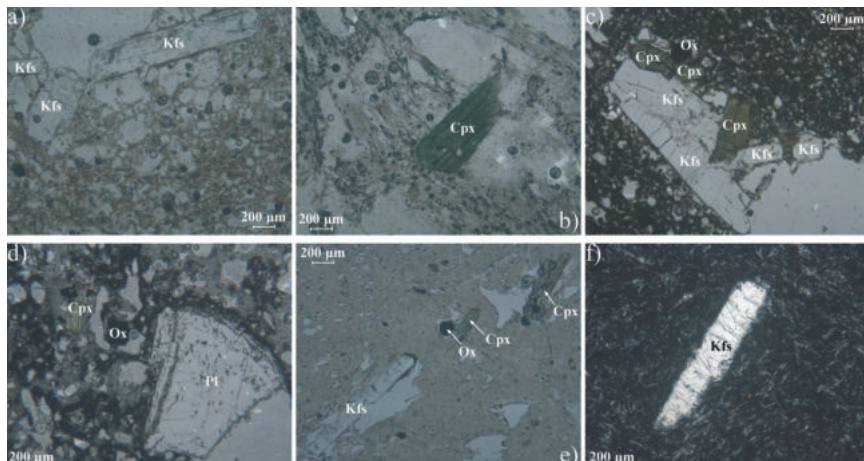


Fig. 26 - Principali caratteri petrografici relativi ai prodotti juvenili dei depositi affioranti nell'area del Foglio Procida: a) fenocristallo di feldspato alcalino (Kfs) in un campione di pomice (nicols paralleli); b) fenocristallo di clinopirosseno (Cpx) in un campione di pomice (nicols paralleli); c) glomerato policristallino (feldspati alcalini, clinopirosseni e ossidi opachi; Kfs, Cpx e Ox) in un campione di pomice (nicols paralleli); d) fenocristallo di plagioclasio (Pl) e microfenocristalli di clinopirosseno (Cpx) e di ossidi opachi (Ox) in un campione di pomice (nicols paralleli); e) fenocristalli di feldspato alcalino (Kfs), clinopirosseno (Cpx) ed ossidi opachi (Ox) in un campione di ossidiana (nicols paralleli); f) campione di lava, in evidenza un fenocristallo di feldspato alcalino (Kfs) immerso in una pasta di fondo microcristallina (nicols incrociati).

nominali. Le altre fasi presenti sono rappresentate da un clinopirosseno verde (Fig. 26b), solitamente osservabile in individui microfenocristallini dall'abito prismatico allungato, da subedrale ad euedrale, spesso occorrente all'interno di glomeri polimineralici (Fig. 26c). Più rari i microfenocristalli di plagioclasio, biotite ed ossidi opachi. L'apatite è spesso presente in microfenocristalli come fase accessoria. La pasta di fondo è quasi sempre completamente costituita da un vetro da incolore a marrone. Solo raramente è possibile osservare qualche fase microcristallina, verosimilmente costituita da piccoli individui di feldspato alcalino e plagioclasio.

I campioni di scorie mostrano generalmente un maggiore grado di porfiricità rispetto alle pomici, spesso accoppiato ad un carattere geochimico tendenzialmente meno evoluto. Nelle scorie meno evolute (appartenenti ai prodotti di Vivara, Fiumicello e Solchiaro) prevalgono i micro fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno (Fig. 26d), entrambe generalmente subedrali. Meno ricorrente è l'olivina, di solito completamente o quasi completamente alterata in iddingsite, e gli ossidi opachi, rappresentati da piccoli individui dall'habitus subedrale/anedrale. La pasta di fondo è in genere vetrosa, sebbene a luoghi sia possibile osservare anche una frazione microcristallina costituita da cristalli aciculari di plagioclasio

e sporadici clinopirosseni. Nelle scorie più evolute, invece, la fase più ricorrente è nuovamente il feldspato alcalino, rappresentato da individui euedrali sia in fenocristalli (dimensioni massime fino a 4-5 mm) che microfenocristalli che in glomeri mono- e policristallini (in questi ultimi associato a cristalli di clinopirosseno). Il clinopirosseno è una fase discretamente ricorrente, generalmente rappresentato da individui microfenocristallini verdi dall'abito subedrale/euedrale. Scarsa la presenza di biotite, rappresentata da sporadici microfenocristalli euedrali prismatici. Sono stati inoltre osservati piccoli individui di apatite, presenti come inclusioni in grossi fenocristalli di clinopirosseno. La pasta di fondo è quasi sempre vetrosa. Più raramente è possibile osservare qualche microcristallo aciculare di feldspato alcalino in una pasta di fondo vetrosa dal colore bruno.

I pochi campioni di ossidiane e *spatter* raccolti (appartenenti principalmente all'unità della Breccia Museo) presentano sostanzialmente le stesse caratteristiche delle scorie più evolute, fatta eccezione per un più alto grado di porfiricità e per una maggiore abbondanza ed un maggiore sviluppo dei fenocristalli di feldspato alcalino (che raggiungono dimensioni massime pari anche ad 1 cm; Fig. 26e).

Le lave affioranti nell'area sono scoriacee ed afriche, costituite da minuti microcristalli aciculari di feldspato immersi in una pasta di fondo vetrosa dalla colorazione marrone-bruna (Fig. 26f).

I dati relativi alle concentrazioni degli elementi maggiori dei campioni oggetto di studio sono stati utilizzati, normalizzati al 100% su base anidra, per la costruzione degli usuali diagrammi classificativi. I campioni studiati appartengono chiaramente ad una serie magmatica alcalina potassica, come è possibile osservare dalla loro proiezione nei diagrammi K_2O vs. Na_2O (MIDDLEMOST, 1975) e K_2O vs. SiO_2 (PECCERILLO & TAYLOR, 1976; Fig. 27). Nel diagramma classificativo TAS (LE BAS *et alii*, 1986) si può osservare una netta prevalenza dei prodotti differenziati, rappresentati principalmente da trachiti e fonoliti, sui prodotti meno differenziati, rappresentati dai meno abbondanti trachibasalti potassici, shoshoniti e latiti (Fig. 28). Le analisi relative ai campioni in esame ricadono esattamente all'interno del campo rappresentativo delle composizioni dei prodotti dell'intero distretto dei Campi Flegrei, riportato per confronto. E' interessante notare come alcuni campioni (appartenenti principalmente alle formazioni del tufo di Fiumicello di Procida e del tufo di Baia e Fondi di Baia) si proiettino quasi a ridosso o anche al di sotto della linea che separa i campi dei prodotti alcalini e subalcalini (IRVINE & BARAGAR, 1971). Appare verosimile ipotizzare che tali campioni abbiano subito delle modificazioni composizionali imputabili all'intervento di processi epigenetici, soprattutto in considerazione dell'abbondante presenza della frazione vetrosa, facilmente soggetta a tali processi secondari, nei campioni in esame. Tali fenomeni, pertanto, avrebbero selettivamente impoverito i campioni in alcali, arricchendoli indirettamente in SiO_2 . Ciò sembrerebbe supportato anche dai valori particolarmente elevati delle LOI (~4-12 wt.%) e degli elevati contenuti normati-

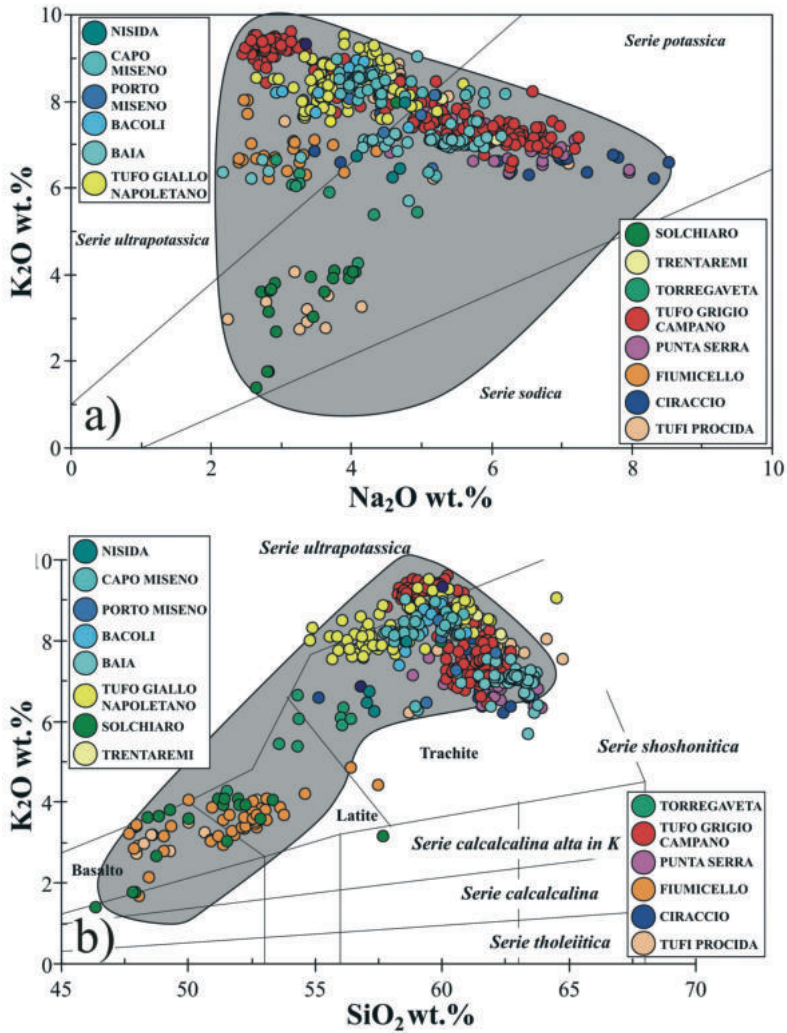


Fig. 27 - a) Diagramma K_2O vs. Na_2O (MIDDLEMOST, 1975) e b) diagramma K_2O vs. SiO_2 (PECCE-RILLO & TAYLOR, 1976) relativi ai prodotti juvenili dei depositi affioranti nell'area del Foglio Procida. Per le fonti bibliografiche dei dati chimici si vedano le Figg. 19-20-21. L'area grigia rappresenta il campo composizionale relativo a tutti i prodotti del distretto dei Campi Flegrei [dati da ARMIENTI et alii (1983), BARBERI et alii (1978), CIVETTA et alii (1997), D'ANTONIO & DI GIROLAMO (1994), D'ANTONIO et alii (1996, 1999), DE ASTIS et alii (2004), DE VITA et alii (1999), DI GIROLAMO (1970), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO et alii (1984), D'ORIANO et alii (2005), FEDELE et alii (2006, 2008), FOWLER et alii (2007), LUSTRINO et alii (2002), MELLUSO et alii (1995), ORSI et alii (1992, 1995), PABST et alii (2008), PAPPALARDO et alii (1999, 2002), ROSI & SBRANA (1987), SCARPATI et alii (1993)].

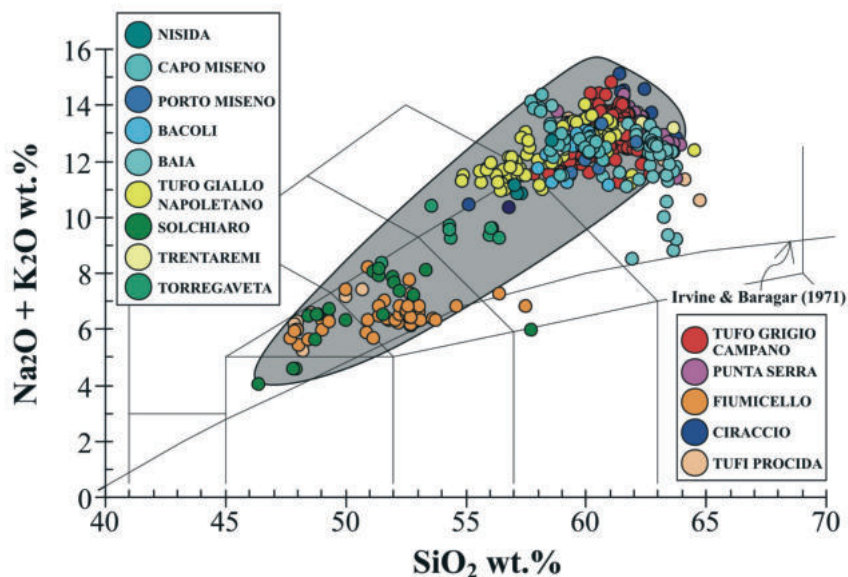


Fig. 28 - Diagramma TAS (LE BAS et alii, 1986) relativo ai prodotti juvenili dei depositi affioranti nell'area del Foglio Procida. La curva riportata separa i campi composizionali relativi ai prodotti subcalcinici ed alcalini [da IRVINE & BARAGAR, (1971)]. Per le fonti bibliografiche dei dati chimici si vedano le Figg. 19-20-21. L'area grigia rappresenta il campo composizionale relativo a tutti i prodotti del distretto dei Campi Flegrei [dati da ARMIENTI et alii (1983), BARBERI et alii (1978), CIVETTA et alii (1997), D'ANTONIO & DI GIROLAMO (1994), D'ANTONIO et alii (1996, 1999), DE ASTIS et alii (2004), DE VITA et alii (1999), DI GIROLAMO (1970), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO et alii (1984), D'ORIANO et alii (2005), FEDELE et alii (2006, 2008), FOWLER et alii (2007), LUSTRINO et alii (2002), MELLUSO et alii (1995), ORSI et alii (1992, 1995), PABST et alii (2008), PAPPALARDO et alii (1999, 2002), ROSI & SBRANA (1987), SCARPATI et alii (1993)].

vi in qz (~4-13 %), cor (~0,4-1,8 %) ed hy (~3-14 %) riscontrati negli stessi campioni. Simili peculiarità sono state segnalate per altri prodotti dei Campi Flegrei da ARMIENTI et alii (1983).

3. - TUFI DI PROCIDA (TBP)

I prodotti juvenili appartenenti alla formazione dei tufi di Procida sono rappresentati essenzialmente da scorie di colore nero/grigio scuro (Vivara) e lapilli pomicei (Pozzo Vecchio, Terra Murata, Vitafumo e Miliscola), cui si aggiungono la colata lavica di Punta Ottimo (litosoma Pozzo Vecchio) e la cupola lavica dell'isola di S. Martino. Le scorie mostrano generalmente una struttura da afirica

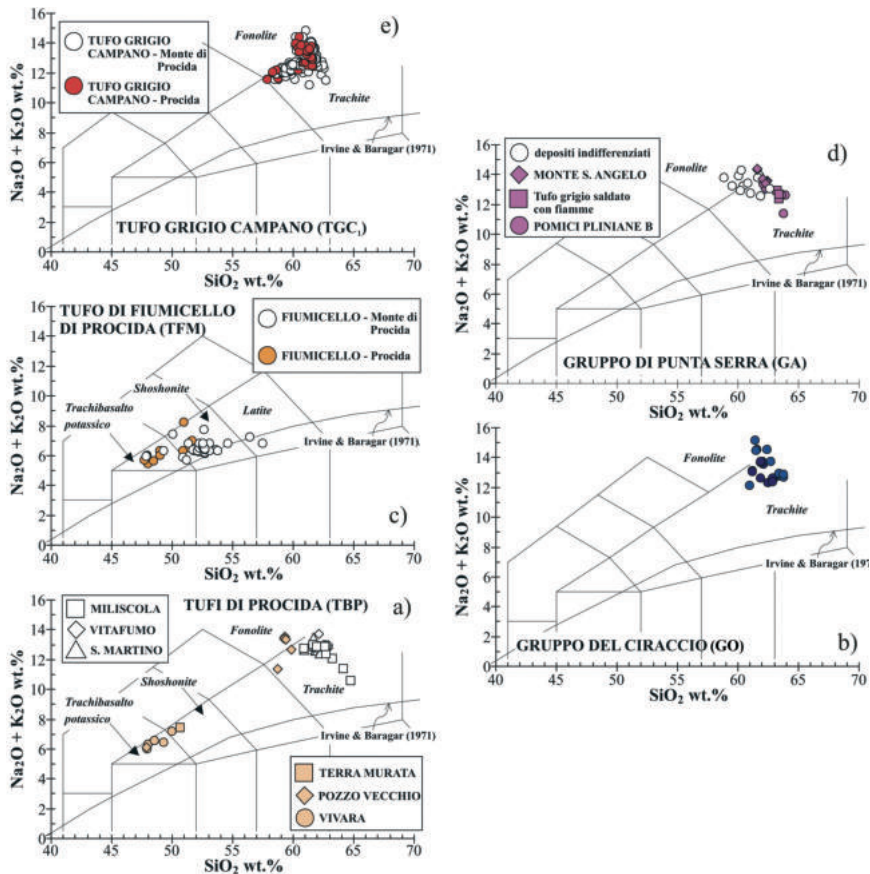


Fig. 29 - Diagramma TAS (LE BAS et alii, 1986) relativo ai prodotti juvenili dei depositi delle unità di a) tufi di Procida [dati da DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO et alii (1984), ROSI & SBRANA (1987), DE ASTIS et alii (2004), questo lavoro]; b) sintema di S. Nicola [dati da PAPPALARDO et alii (1999) e questo lavoro]; c) tufo di Fiumicello di Procida [dati da DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO et alii (1984), PAPPALARDO et alii (1999), DE ASTIS et alii (2004), FEDELE et alii (2006)]; d) piroclastiti di S. Nicola [dati da PAPPALARDO et alii (1999) e questo lavoro]; e) Tufo Grigio Campano, facies della Breccia Museo [dati da ROSI & SBRANA (1987), MELLUSO et alii (1995), FEDELE et alii (2008)], affioranti nell'area del Foglio Procida. La curva riportata separa i campi composizionali relativi ai prodotti subalcalini ed alcalini [da IRVINE & BARAGAR (1971)]. Nei vari diagrammi sono stati utilizzati simboli differenti per i campioni appartenenti a depositi eruttivi differenti oppure per differenziare i depositi prelevati presso l'isola di Procida e quelli presso l'area del promontorio di Monte di Procida.

a debolmente porfirica per fenocristalli di clinopirosseno ed olivina (quest'ultima meno abbondante e relegata ai prodotti caratterizzati dal minore grado di evoluzione). La pasta di fondo è generalmente vetrosa o ipocristallina, costituita da plagioclasio, clinopirosseno, olivina (solo nei prodotti meno evoluti), ossidi opachi e feldspato alcalino (soprattutto nei termini più evoluti). Le pomici hanno per lo più una struttura debolmente porfirica, nella quale prevalgono i fenocristalli di feldspato alcalino cui si aggiungono meno abbondanti fenocristalli di clinopirosseno e biotite. La pasta di fondo è vetrosa/ipocristallina, costituita essenzialmente dalle stesse fasi osservate tra i fenocristalli cui si aggiungono plagioclasio e ossidi opachi. I prodotti lavici, infine, presentano una struttura da africa a debolmente porfirica, con microfenocristalli di feldspato alcalino e più raro clinopirosseno immersi in una pasta di fondo microcristallina/ipocristallina caratterizzata dalle stesse fasi più plagioclasio ed ossidi opachi. I cristalli possono talora assumere un iso-orientamento che dà luogo a caratteristiche tessiture fluidali.

La composizione chimica dei prodotti di Vivara varia da trachibasalto potassico a shoshonite (Fig. 29a), con contenuti relativamente bassi in SiO_2 (tipicamente $\leq 50,0$ wt.%), Na_2O (3,27-3,67 wt.%), K_2O (2,72-3,50 wt.%) ed elementi incompatibili (e.g., Nb ~ 13 -19 ppm, Y ~ 26 -28 ppm) ed elevate concentrazioni di TiO_2 (1,39-1,59 wt.%), MgO (4,62-5,51 wt.%), CaO (9,41-11,0 wt.%), Sr (~ 880 -900 ppm) e Ba (~ 1000 -1200 ppm).

Tutti i prodotti juvenili del vulcano di Pozzo Vecchio (*i.e.*, sia le pomici che la lava) ricadono nel campo delle trachiti e delle fonoliti (Fig. 29a) e mostrano degli intervalli composizionali piuttosto ristretti, sia per gli elementi maggiori (e.g., SiO_2 59,3-59,9 wt.%, Fe_2O_3 4,12-4,21 wt.%, CaO 4,60-4,75 wt.%, MgO 0,61-0,66 wt.%) che per gli elementi in tracce (e.g., V ~ 35 ppm, Sr 337-355 ppm, Y ~ 35 ppm, Zr 356-371 ppm, Nb ~ 60 ppm).

Per quanto riguarda la composizione chimica della frazione juvenile dei prodotti di Terra Murata sono al momento presenti pochissimi dati di letteratura, che indicherebbero nel complesso una composizione shoshonitica (DI GIROLAMO & STANZIONE, 1973).

La cupola dell'isola di S. Martino mostra una composizione costantemente trachitica (Fig. 29a), caratterizzata da una sostanziale omogeneità delle concentrazioni degli elementi maggiori ed in tracce (e.g., SiO_2 61,3-62,3 wt.%, MgO 0,25-0,56 wt.%, CaO 1,99-2,20 wt.%, K_2O 7,56-8,51 wt.%, Sr 295-309 ppm, Y 43-47 ppm, Zr 398-419 ppm, Nb 56-61 ppm).

I prodotti del vulcano di Vitafumo mostrano una composizione trachitica piuttosto omogenea (Fig. 29a), caratterizzata da intervalli composizionali decisamente ristretti per tutti i principali elementi maggiori ed in tracce (e.g., SiO_2 62,0-62,9 wt.%, Fe_2O_3 3,1-3,7 wt.%, CaO 1,78-2,03 wt.%, K_2O 7,66-8,07 wt.%, Rb 266-308 ppm, Y 46-56 ppm, Zr 435-488 ppm, Nb 65-70 ppm). I campioni relativi ai prodotti del vulcano di Miliscola mostrano anch'essi una composizione trachitica

nel complesso omogenea (sebbene con qualche variabilità), attestata su valori simili a quelli osservati per i prodotti di Vitafumo (e.g., SiO_2 61,7-63,2 wt.%, Fe_2O_3 3,05-4,08 wt.%, K_2O 7,70-8,15 wt.%, Rb 267-307 ppm, Y 46-54 ppm, Zr 414-490 ppm) con la sola eccezione di un campione, prelevato da DI GIROLAMO *et alii* (1984) al top della successione, caratterizzato da una composizione leggermente meno evoluta (e.g., SiO_2 60,9 wt.%, CaO 2,47 wt.%, Rb 245 ppm). I due campioni caratterizzati dai contenuti in SiO_2 più elevati (>64 wt.%), cui si associano concentrazioni in alcali relativamente basse ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}<12$ wt.%), appaiono verosimilmente interessati da processi secondari che ne hanno modificato la composizione originaria (determinandone un complessivo impoverimento in alcali e un arricchimento indiretto in silice), come suggerito dagli elevati valori calcolati per la perdita a fuoco (LOI), dalla presenza di quarzo normativo e dalle concentrazioni degli elementi meno mobili, sostanzialmente identiche a quelle degli altri campioni.

4. - SINTEMA DEL RIFUGIO DI S. NICOLA (SNL)

4.1. - GRUPPO DEL CIRACCIO (GO)

I prodotti juvenili osservabili nei depositi del gruppo del Ciraccio sono costituiti da pomici da afiriche a debolmente porfiriche, caratterizzate da sporadici fenocristalli di feldspato alcalino e, più raramente, biotite e clinopirosseno. La pasta di fondo è per lo più completamente vetrosa.

Per quanto riguarda la composizione chimica, le poche analisi disponibili in letteratura per i prodotti di tale unità [essenzialmente da PAPPALARDO *et alii* (1999), cui si aggiungono quelle relative al presente lavoro)] indicano complessivamente una composizione che varia da trachitica a fonolitica (Fig. 29b). Per alcuni dei campioni provenienti dai depositi da caduta prelevati presso il promontorio di Monte di Procida, i valori relativamente elevati (rispetto alla maggior parte dei prodotti trachitici/fonolitici dei Campi Flegrei) delle concentrazioni in Na_2O (anche ≥ 7 wt.%) e TiO_2 (0,6-0,7 wt.%), unitamente al carattere leggermente peralcalino [AI 1,0-1,2; AI, indice agpaitico = $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$], sembrerebbero supportare le ipotesi (basate sulla dispersione dei prodotti) di una provenienza ischitana.

4.2. - TUFO DI FIUMICELLO DI PROCIDA (TFM)

Gli elementi juvenili che costituiscono i depositi dell'eruzione di Fiumicello sono rappresentati da scorie scure debolmente porfiriche per sparsi fenocristalli

di clinopirosseno e plagioclasio, cui si aggiungono più rari microfenocristalli di olivina. La pasta di fondo è generalmente vetrosa.

La composizione chimica della frazione juvenile varia essenzialmente da trachibasalto potassico a latite (Fig. 29c). Gli intervalli composizionali osservati sono piuttosto larghi, in particolar modo per gli elementi maggiori (SiO_2 50.9-57.5 wt.%, CaO 11.7-8.05 wt.%, K_2O 3.07-4.84 wt.%), probabilmente falsati dall'intervento di modificazioni epigenetiche che avrebbero determinato un complessivo impoverimento in alcali ed un indiretto arricchimento in silice. Tali modificazioni, suggerite dagli elevati valori delle LOI (~7-9 wt%) e dalla presenza di quarzo e iperstene normativi (rispettivamente, ~3-6% e ~6-11%), non avrebbero modificato sensibilmente la composizione degli elementi in tracce, i cui contenuti rimangono nel complesso costanti (e.g., Ni 20-38 ppm, Rb 123-166 ppm, Zr 128-227 ppm) data la loro sostanziale immobilità durante i processi secondari. E' stata osservata una tendenza dei prodotti juvenili ad assumere composizioni leggermente meno evolute nelle porzioni più elevate della sequenza stratigrafica, interpretabile come legata all'esistenza di una camera magmatica zonata (FEDELE *et alii*, 2006).

4.3. - GRUPPO DI PUNTA SERRA (GA)

Gli elementi juvenili presenti nei depositi del gruppo di Punta Serra sono rappresentati principalmente da pomici da variamente porfiriche ad afriche, caratterizzate da fenocristalli di feldspato alcalino, clinopirosseno, plagioclasio e biotite (in ordine di abbondanza decrescente). La pasta di fondo è generalmente vetrosa. A questi prodotti vanno aggiunte le fiamme del deposito del flusso di tufo grigio saldato, caratterizzate da una elevata porfiricità e da abbondanti fenocristalli di feldspato alcalino immerso in una pasta di fondo vetrosa.

Come già osservato per i prodotti del gruppo del Ciraccio, sono poche le analisi chimiche disponibili in letteratura per i prodotti del gruppo di Punta Serra [anche in questo caso ridotte essenzialmente a quelle di PAPPALARDO *et alii* (1999) e di questo lavoro]. La composizione dei prodotti varia da trachite a fonolite (Fig. 29d), con i prodotti di provenienza ischitana (*i.e.*, Pomici B e Monte S. Angelo) ancora una volta tendenzialmente caratterizzati da più elevato Na_2O (6,25-6,73 wt.% e 6,00-7,97 wt.%, rispettivamente) e TiO_2 (0,63-0,67 wt.% e 0,55-0,61 wt.%) rispetto alle "comuni" trachiti/fonoliti flegree e da un carattere leggermente peralcalino.

5. - TUFO GRIGIO CAMPANO - membro “Breccia Museo” *Auct.* (TGC₁)

I prodotti juvenili del Tufo Grigio Campano affioranti nell'area del Foglio “Isola di Procida” (membro “Breccia Museo”), sono rappresentati da pomici, scorie, *spatter* (CAS & WRIGHT, 1987) ed ossidiane che mostrano una sostanziale omogeneità dei caratteri petrografici. La tessitura varia da afirica a debolmente porfirica, con fenocristalli di feldspato alcalino, clinopirosseno, plagioclasio, ossidi opachi e biotite immersi in una pasta di fondo essenzialmente vitrofirica. I campioni caratterizzati dai più elevati valori dell'indice di porfirità (~15-20%) sono sistematicamente meno evoluti rispetto a quelli meno porfirici (indice di porfirità ~5-10%)

La composizione chimica degli elementi juvenili del Tufo Grigio Campano presenti nell'area è costantemente trachitica-fonolitica (Fig. 29e), sebbene sia possibile individuare un discreto intervallo composizionale per tutti i principali elementi maggiori (*e.g.*, SiO₂ 57,9-62,7 wt.%, MgO 0,05-2,0 wt.%, Fe₂O₃ 2,9-5,0 wt.%, K₂O 6,5-9,6 wt.%) ed in tracce (*e.g.*, V 15-89 ppm, Sr 17-873 ppm, Nb 19-132 ppm, Rb 195-478 ppm, Y 23-102 ppm, Zr 119-758 ppm). E' stata osservata una chiara tendenza verso termini meno evoluti nei depositi delle porzioni stratigraficamente più elevate della formazione, ascritta alla presenza di una camera magmatica in cui si sarebbero verificati processi di stratificazione composizionale dei magmi (MELLUSO *et alii*, 1995; FEDELE *et alii*, 2008).

6. - SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (VEF)

6.1. - PIROCLASTITI DI TORREGAVETA (PTV)

La frazione juvenile dei prodotti delle piroclastiti di Torregaveta è rappresentata da scorie nere generalmente afiriche, con sparsi microfenocristalli di clinopirosseno e plagioclasio immersi in una pasta di fondo essenzialmente vetrosa di colore bruno.

I prodotti mostrano un chimismo relativamente poco evoluto rispetto alle ben più ricorrenti trachiti flegree, caratterizzato da shoshoniti/latiti (Fig. 30a) dalla composizione complessivamente omogenea (*e.g.*, Fe₂O₃ 6,94-7,95 wt.%, MgO 2,41-2,92 wt.%, CaO 5,40-6,43 wt.%, K₂O 5,39-6,63 wt.%, Rb 153-229 ppm, Y 24-35 ppm, Zr 209-244 ppm, Nb 29-33 ppm).

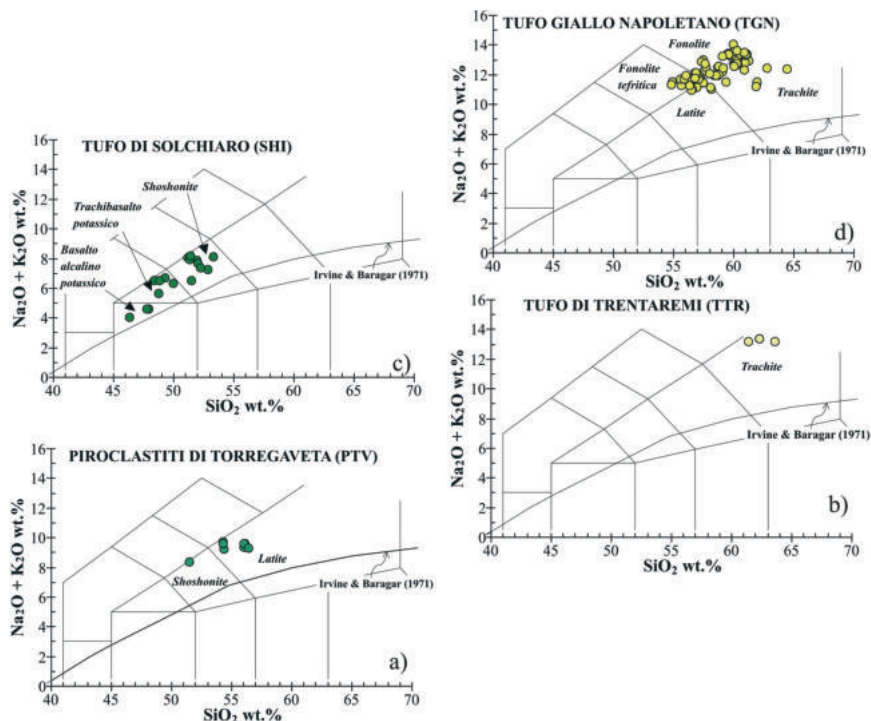


Fig. 30 - Diagramma TAS (LE BAS et alii 1986) relativo ai prodotti juvenili dei depositi delle unità di a) tufo di Torregaveta [dati da DI GIROLAMO et alii (1984), DE ASTIS et alii (2004), questo lavoro]; b) tufo di Trentaremi [dati da PAPPALARDO et alii (2002 b)]; c) tufo di Solchiaro [dati da DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO et alii (1984), DE ASTIS et alii (2004), questo lavoro]; d) Tufo Giallo Napoletano [dati da DI GIROLAMO et alii (1984), ORSI et alii (1992; 1995), SCARPATI et alii (1993)], affioranti nell'area del Foglio Procida. La curva riportata separa i campi composizionali relativi ai prodotti subalcalini ed alcalini [da IRVINE & BARAGAR (1971)].

6.2. - TUFO DI TRENTAREMI (TTR)

La frazione juvenile dei prodotti del tufo di Trentaremi è costituita per lo più da pomici di varie dimensioni, generalmente afiriche o debolmente porfiriche con sporadici fenocristalli di feldspato alcalino.

La composizione chimica dei componenti juvenili è costantemente trachitica (Fig. 30b), sebbene sia possibile riscontrare delle variazioni composizionali in alcuni elementi maggiori (e.g., SiO_2 59,5-63,7 wt.%, CaO 1,59-2,32 wt.% K_2O 7,10-8,60 wt.%) ed in traccia (Y 32-51 ppm, Zr 361-660 ppm, Nb 53-99 ppm).

6.3. - TUFO DI SOLCHIARO (**SHI**)

Gli elementi juvenili dei depositi appartenenti a questa formazione sono rappresentati per lo più da scorie scure tipicamente africane, con poco abbondanti microfenocristalli di clinopirosseno, plagioclasio e rara olivina immersi in una pasta di fondo vetrosa.

La composizione chimica dei prodotti del tufo di Solchiaro varia da basalto shoshonitico a shoshonite (Fig. 30c). Gli intervalli composizionali sono di conseguenza piuttosto ampi, ad es.: SiO_2 47,8-57,7 wt.%, MgO 3,32-8,50 wt.%, CaO 3,10-11,87 wt.%, K_2O 1,76-7,96 wt.%, Rb 57-136 ppm, Y 22-33 ppm, Zr 114-212 ppm, Nb 13-25 ppm.

6.4. - TUFO GIALLO NAPOLETANO (**TGN**)

Gli elementi juvenili dei depositi del Tufo Giallo Napoletano sono rappresentati essenzialmente da pomici da africane a debolmente porfiriche, caratterizzate da sparuti fenocristalli e micro fenocristalli di feldspato alcalino cui si aggiungono più rari clinopirosseni, plagioclasti, biotite ed apatite. La pasta di fondo è generalmente vetrosa.

La composizione chimica degli elementi juvenili varia essenzialmente da trachite a fonolite, sebbene sia presente anche un numero limitato di campioni a composizione latitica/tefrifonolitica (Fig. 30d). Gli elementi maggiori sono caratterizzati da una discreta variabilità composizionale (e.g., SiO_2 54,8-64,5 wt.%, MgO 0,23-2,05 wt.%, CaO 1,51-5,26 wt.%, K_2O 7,01-9,51 wt.%), riscontrabile anche per gli elementi in tracce (e.g., V 52-148 ppm, Y 27-105 ppm, Zr 241-345 ppm, Nb 22-734 ppm).

6.5. - TUFO DI BAIA E FONDI DI BAIA (**TBF**)

La frazione juvenile dei prodotti del tufo di Baia e Fondi di Baia è rappresentata da pomici per lo più africane, costituite da sporadici fenocristalli e micro-fenocristalli di feldspato alcalino (cui raramente si aggiungono clinopirosseni e biotite) immersi in una pasta di fondo vetrosa.

I prodotti mostrano prevalentemente una composizione trachitica (più rare fonoliti; Fig. 31a) caratterizzata da intervalli composizionali discretamente ampi per gli elementi maggiori (e.g., SiO_2 58,6-63,8 wt.%, MgO 0,08-0,65 wt.%, K_2O 5,69-9,01 wt.%), meno marcati per gli elementi in tracce (e.g., Y 51-65 ppm, Zr 580-726 ppm, Nb 67-96 ppm).

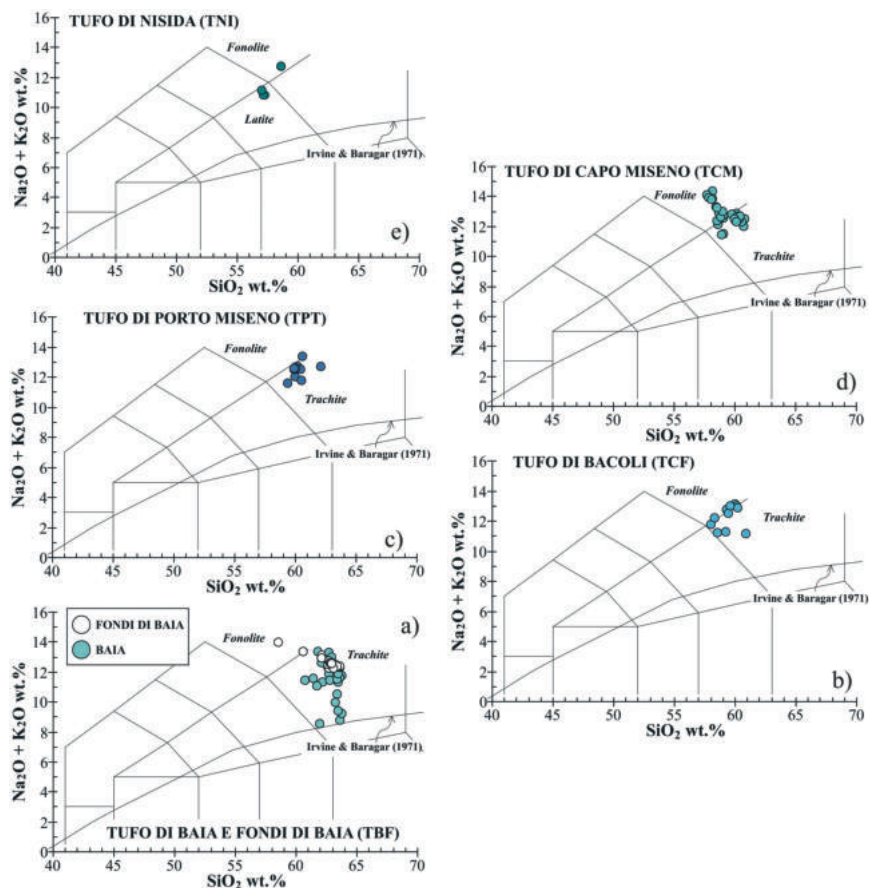


Fig. 31 - Diagramma TAS (LE BAS et alii, 1986) relativo ai prodotti juvenili dei depositi delle unità di a) tufo di Baia e Fondi di Baia [dati da DI GIROLAMO et alii (1984), ROSI & SBRANA (1987), D'ANTONIO et alii (1999), questo lavoro]; b) tufo di Bacoli [dati da DI GIROLAMO et alii (1984), D'ANTONIO et alii (1999), questo lavoro]; c) tufo di Porto Miseno [dati da DI GIROLAMO et alii (1984), D'ANTONIO et alii (1999), INSINGA et alii (2006)]; d) tufo di Capo Miseno [dati da DI GIROLAMO et alii (1984), D'ANTONIO et alii (1999), INSINGA et alii (2006)]; e) tufo di Nisida [dati da DI GIROLAMO et alii (1984), D'ANTONIO et alii (1999)], affioranti nell'area del Foglio Procida. La curva riportata separa i campi composizionali relativi ai prodotti subalcalini ed alcalini [da IRVINE & BARAGAR (1971)]. Nei vari diagrammi sono stati utilizzati simboli differenti per i campioni appartenenti a depositi eruttivi differenti.

6.6. - TUFO DI BACOLI (TCF)

Gli elementi juvenili che caratterizzano i prodotti del tufo di Bacoli sono rappresentati da pomici afiriche con microfenocristalli di feldspato alcalino immersi in una pasta di fondo vetrosa.

La composizione chimica dei prodotti varia essenzialmente da trachite a fonolite (Fig. 31b), caratterizzata da una poco marcata variabilità delle concentrazioni degli elementi maggiori (*e.g.*, SiO₂ 58,1-60,9 wt.%, MgO 0,56-1,39 wt.%, CaO 2,83-3,94 wt.%, K₂O 7,38-8,95 wt.%) ed in tracce (*e.g.*, Y 27-38 ppm, Zr 264-385 ppm, Nb 34-54 ppm).

6.7. - TUFO DI PORTO MISENO (TPT)

I depositi del tufo di Porto Miseno sono caratterizzati da una frazione juvenile costituita da pomici e scorie che variano da afiriche a debolmente porfiriche. La fase fenocristallina prevalente è il feldspato alcalino, cui raramente si possono aggiungere cristalli di plagioclasio e clinopirosseno. La pasta di fondo è vetrosa. Nel complesso non si osservano differenze petrografiche sostanziali tra i prodotti pomicei e quelli scoriacei.

I prodotti juvenili del vulcano di Porto Miseno mostrano una composizione trachitica complessivamente piuttosto omogenea (Fig. 31c), caratterizzata da poco marcate variazioni composizionali sia per gli elementi maggiori (*e.g.*, SiO₂ 59,9-62,2 wt.%, MgO 0,35-0,81 wt.%, CaO 2,05-3,39 wt.%) che per gli elementi in tracce (*e.g.*, Y 36-61 ppm, Zr 288-632 ppm, Nb 43-80 ppm).

6.8. - TUFO DI CAPO MISENO (TCM)

La frazione juvenile dei depositi di tale formazione è rappresentata da pomici afiriche/debolmente porfiriche, caratterizzate da rari fenocristalli di feldspato alcalino (cui si aggiungono sporadici fenocristalli e microfenocristalli di clinopirosseno e plagioclasio) immersi in una pasta di fondo vetrosa.

Gli elementi juvenili dei depositi del vulcano di Capo Miseno hanno una composizione che varia da trachite a fonolite (Fig. 31d). Gli intervalli composizionali osservabili per gli elementi maggiori sono discretamente ampi (*e.g.*, SiO₂ 57,7-60,9 wt.%, MgO 0,78-1,56 wt.%, CaO 2,52-3,72 wt.%, K₂O 6,27-8,96 wt.%), cui si contrappongono concentrazioni grossomodo costanti degli elementi in tracce (*e.g.*, Y 26-40 ppm, Zr 305-367 ppm, Nb 41-54 ppm).

6.9. - TUFO DI NISIDA (TNI)

Gli elementi juvenili dei depositi del tufo di Nisida sono costituiti principalmente da pomici afiriche, cui si aggiungono meno abbondanti scorie nere (presenti esclusivamente nel secondo dei 5 depositi che costituiscono la sequenza della formazione) ricche in fenocristalli di sanidino immersi in una pasta di fondo vetrosa.

La composizione chimica degli elementi juvenili varia da latite a fonolite (Fig. 31e), sebbene gli intervalli composizionali degli elementi maggiori ed in tracce non siano particolarmente ampi (*e.g.*, SiO_2 57,0-58,6 wt.%, K_2O 6,23-7,95 wt.%, Y 26-28 ppm, Zr 278-297 ppm).

IX - STRATIGRAFIA DELLE AREE MARINE

Il rilevamento diretto della fascia sommersa a profondità inferiore ai 30 m ha permesso di correlare le unità 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 o attraverso le analisi geochimiche effettuate.

Le caratteristiche stratigrafiche delle unità presenti sul fondo del mare nella fascia al di sotto dei 30 m, hanno permesso di suddividere le unità del substrato indifferenziato in unità carbonatiche e vulcaniche; è stata anche cartografata la distribuzione degli affioramenti. Unità marine relitte ($\mathbf{m}_{10}$) si ritrovano limitatamente in alcune aree del settore sud-occidentale.

La stratigrafia dei sedimenti sciolti, riferibili alla **Sequenza Depozionale Tardo-quadernaria**, è stata raggrupata seguendo i criteri presentati nel paragrafo 2.2.2.

In particolare, il rilevamento diretto della fascia costiera sommersa tra 0 e -30 m, effettuato alla scala di dettaglio 1:10.000, qui sintetizzato alla scala 1:25.000, ha permesso di evidenziare con maggiore precisione le caratteristiche stratigrafico - sedimentologiche dei fondi mobili di questo settore di costa. I differenti ambienti (litorali e di piattaforma interna prossimale) della fascia costiera sommersa sono stati suddivisi in relazione ai diversi processi sedimentari in atto (depositi in formazione), o non più attivi (depositi completamente formati). Nell'ambito dell'ambiente litorale è stato possibile individuare due sottoambienti, rappresentativi di coste alte e coste basse. Nel primo caso sono stati cartografati come depositi di piede di falesia ($\mathbf{g}_{15}$); nel secondo caso come spiagge sommerse ($\mathbf{g}_8$). Nell'ambiente litorale si ritrovano inoltre depositi di spiagge relitte subattuali ($\mathbf{m}_{10}$), depositi di *beach rock* ($\mathbf{g}_{10}$) completamente formati e depositi di frana sottomarina non più attivi ($\mathbf{g}_{17}$). Analogamente, nell'ambito dei depositi di piatta-

forma interna prossimale (g_{19}), è stato possibile caratterizzare areali differenti in rapporto alle associazioni di litofacies esistenti differenziabili sia dal punto vista granulometrico che compositivo, e individuando anche le aree a sedimentazione bioclastica (g_{12})

I dati ottenuti dalle indagini indirette, ecografiche e dirette (campionature del fondo e sottofondo) hanno permesso di caratterizzare le associazioni litologiche presenti nella fascia batimetrica al di sotto dei 30 m, corrispondente alla restante porzione della piattaforma interna ed alla piattaforma esterna, con depositi distinti in differenti associazioni di litofacies (g_{21}) e dei depositi di scarpata (m_{10}). All'interno dei depositi di piattaforma ricadono, in particolare, antichi edifici vulcanici relitti caratterizzati alla sommità da depositi bioclastici (g_{12}), in alcuni casi, descritti sedimentologicamente. Vengono inoltre cartografati i sedimenti relativamente alle fasi di *TST* e *LST*, questi si ritrovano in limitate aree nel settore occidentale del foglio.

1. - UNITÀ VULCANICHE QUATERNARIE DELLA FASCIA SOMMERSA (da 0 a -30 m)

Per le caratteristiche morfologiche della costa flegrea sia nei settori insulari che in terraferma, l'esposizione delle principali unità vulcaniche si riscontra prevalentemente lungo le falesie emerse dove le unità affioranti sono spesso caratterizzate da notevoli variazioni di spessore; si osservano inoltre discontinuità di importanza regionale, talora difficilmente cartografabili alla scala di dettaglio 1:10.000 e 1:5.000 (da cui derivano i rilevamenti). Queste caratteristiche contraddistinguono anche gli affioramenti presenti sotto il livello del mare che, pur se più discontinui, in quanto spesso sono drappeggiati da una sottile copertura di sedimenti sabbiosi olocenici, hanno contribuito a migliorare la loro interpretazione e la loro distribuzione areale. Vengono descritti di seguito, a partire dai più antichi ai più recenti, i depositi riferibili alle unità vulcaniche quaternarie privilegiando gli aspetti stratigrafici desunti dal rilevamento diretto subacqueo (litologie prevalenti, andamenti giaciture, contatti stratigrafici, distribuzione degli affioramenti, etc.), mentre per l'aspetto compositivo e le caratteristiche petrochimiche si fa riferimento alle analisi effettuate sui campioni prelevati visibili nel diagramma TAS presente nel campo carta.

Le unità relative all'attività iniziale del distretto vulcanico flegreo - **tufi di Procida (TBP)**, sono visibili in corrispondenza degli affioramenti che, lungo le falesie sommerse, individuano gli orli riesumati degli antichi crateri.

In particolare le falesie sommerse del Promontorio di Santa Margherita sono interamente intagliate nei depositi piroclastici del **litosoma Vivara (TVV)**; tali depositi presentano giaciture quaquaversali ed inclinazioni degli strati comprese

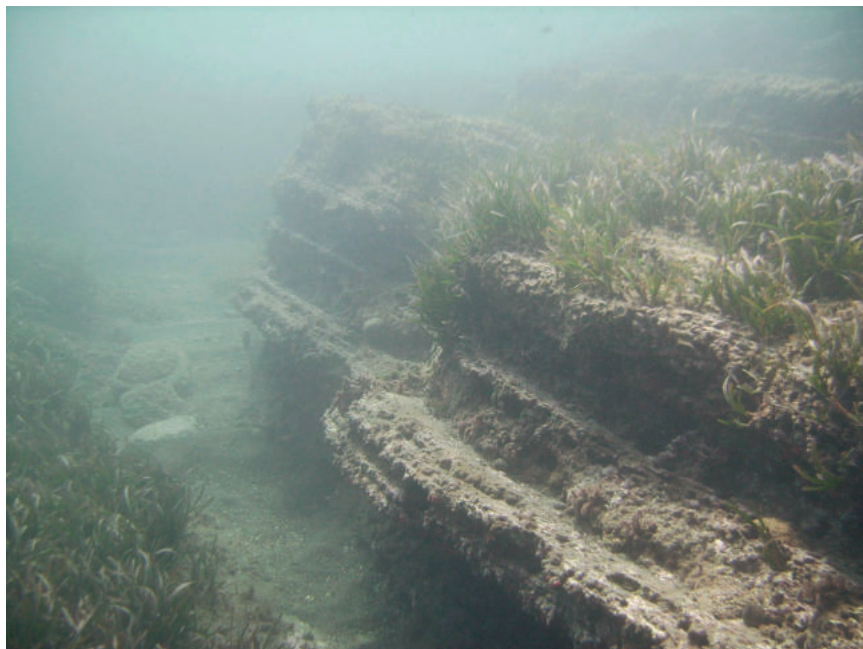


Fig. 32 - *Falesia sommersa di Punta Serra intagliata nei tufo stratificati di PVH.*

tra 35° e 40°, similamente a quanto visibile sulle falesie emerse.

Ottimi affioramenti sono presenti a Punta Serra e a Punta Ottimo dove i depositi riferibili all'unità del vulcano di **Pozzo Vecchio (PVH)**, sono ben visibili lungo le falesie sommerse e raggiungono la profondità di -18 m (Fig. 32). L'unità risulta costituita da tufo sottilmente stratificati con lapilli pomicei ed elementi litici di natura lavica. Le giaciture misurate nei rilievi sommersi permettono di ricostruire quasi completamente la rimanente parte sommersa dell'orlo del cratere.

Le falesie sommerse comprese tra Punta dei Monaci e Punta della Lingua sono costituite da tufo stratificati litificati, con sparsi lapilli pomicei e frammenti di ossidiane. Essi sono riferibili all'unità del vulcano di **Terra Murata (TMU)**. Le giaciture misurate presentano andamento variabile, in conformità con quanto osservabile lungo le falesie emerse; gli strati immergono verso ovest lungo il promontorio sommerso di Punta della Lingua e, poco più a nord, verso est, presentano una inclinazione massima di 20°. Piccoli affioramenti isolati e discontinui, talora non cartografabili, si ritrovano anche poco più a largo fino alle profondità di -18 m; tali affioramenti sono localizzati su un ripiano inclinato di 2°-3° e rappresentano elementi di discontinuità all'interno dei depositi sabbiosi di piattaforma (Fig. 33). Questo ripiano raggiunge la profondità di -25 m, oltre la quale è visibile

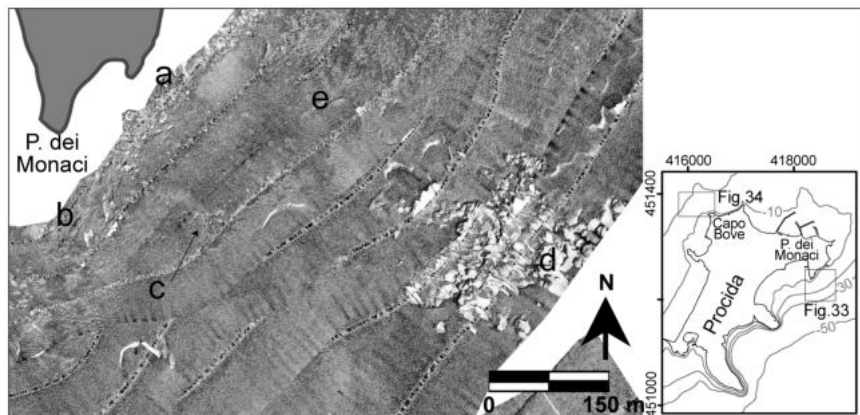


Fig. 33 - *Registrazione Multibeam Reason 8111(100KHZ). Fondali marini antistanti il Promontorio di Punta dei Monaci (Isola di Procida). a) blocchi franati; b) falesia sommersa intagliata nell'unità TMU; c) affioramenti isolati di TMU; d) affioramenti isolati di TGC₁; e) depositi sabbiosi di piattaforma interna prossimale.*

una scarpata tettonica (cfr. Cap.X, par.1.2.1.). Le caratteristiche morfostratigrafiche evidenziate durante il rilevamento nell'area permettono di ipotizzare che tale superficie spianata sia di origine erosiva, intagliata essenzialmente nei depositi di TMU che affiorano localmente.

Nei settori continentali, in prossimità dello scoglio di S. Martino, la falesia sommersa, in continuità con quella emersa, è intagliata nei depositi lavici massivi riconducibili al duomo lavico dell'**Isola di S. Martino (IMT)**; questi depositi affiorano anche lungo la falesia sommersa e raggiungono la profondità di circa -10 m. Poco più a largo (a circa -12/-13 m) si ritrovano piccoli affioramenti isolati costituiti da depositi scoriacei stratificati che sono stati interpretati, analogamente con la terra ferma, come le esigue coperture di questo duomo lavico.

Affioramenti di litotipi vulcanici compresi nel **sintema del Rifugio S. Nicola (SNL)** affiorano esclusivamente nell'area insulare, nei settori sommersi delle isole di Procida e Vivara. Essi comprendono esclusivamente la **formazione di Pignatiello Auct. (PPA₁)**, presente nel Golfo di Genito (non in carta), e il **tufo di Fiumicello di Procida (TFM)**. In particolare esigui affioramenti delle successioni che ricoprono **TVV** si rilevano all'interno del cratere nel Golfo di Genito: essi si ritrovano come affioramenti isolati all'interno dei depositi sabbiosi, qualche decina di metri a ovest del taglio del foglio (Foglio n. 464 - Isola di Ischia).

Depositi tufacei massivi in matrice grigio-giallastra con grosse scorie nere e litici lavici si ritrovano lungo le falesie sommerse di Punta Pioppeto; questi, verso Capo Bove, passano lateralmente a tufi stratificati con alternanze di lapilli scoriacei grossolani e livelli cineritici. Tali depositi, coerentemente con quanto

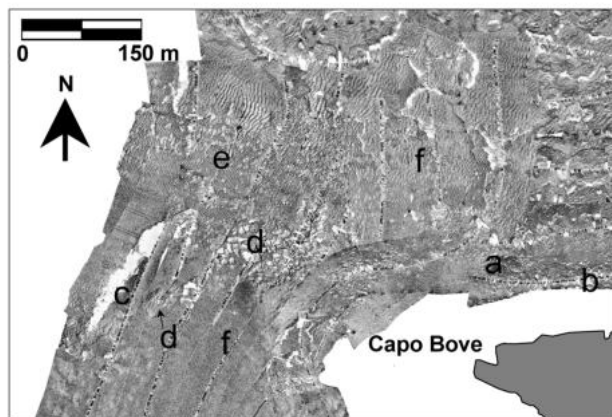


Fig. 34 - Registrazione Multibeam Reason 8111(100KHZ). Fondali marini antistanti Capo Bove (Isola di Procida). a) blocchi franati; b) falesia sommersa intagliata nell'unità **TFM**; c) affioramenti di **TFM**; d) affioramenti di **TGC₁**; e) aree a megaripples; f) depositi sabbiosi di piattaforma interna prossimale.

osservabile sulle falesie emerse e con quanto risulta dalle analisi dei campioni prelevati, sono attribuibili ai tufi di Fiumicello di Procida (**TFM**). In prossimità di Capo Bove presentano andamenti giacaturali con immersioni opposte verso sud e verso nord ed inclinazione di circa 10° . Affioramenti ascrivibili a tale unità si ritrovano anche in aree a largo di Capo Bove (Fig. 34) dove costituiscono una parete sub-verticale di circa 5 m di altezza che si eleva da una profondità di circa -15 m. Anche se tale scarpata, che ha direzione circa N30 ed appare molto erosa, è probabilmente di origine tettonica. Al tetto della scarpata è presente un ripiano a debole pendenza coperto da sedimenti sabbiosi di piattaforma; su questo ripiano, al di sopra dei depositi di **TFM**, si ritrovano, in contatto stratigrafico, depositi costituiti da scorie laviche attribuite alla formazione del Tufo Grigio Campano ed in particolare al membro “Breccia Museo” *Auct* (**TGC₁**) (Fig. 35) di seguito descritto. Altri affioramenti di **TFM** sono visibili a largo di Capo Bove dove l'omonima secca si eleva da un fondale posto alla profondità di circa -22 m fino a circa -7/-8 m. Le pareti di strato di questo alto strutturale sono costituite da una successione tufacea stratificata con immersione degli strati verso sud ed inclinazione di circa 15° . La successione risulta interessata da diaclasi orientate N30° ed E-O. In quest'area si ritrovano localmente grossi massi lavici, talora arrotondati che, in alcuni casi sembrano radicati e in contatto stratigrafico su **TFM**. Le analisi effettuate su questi blocchi non hanno permesso di risalire alla loro origine; per analogia con gli affioramenti più prossimi alla costa, si suppone che possano essere dei blocchi lavici presenti all'interno di depositi di **TGC₁**, successivamente rielaborati. I rilevamenti subacquei in quest'area hanno permesso di cartografare

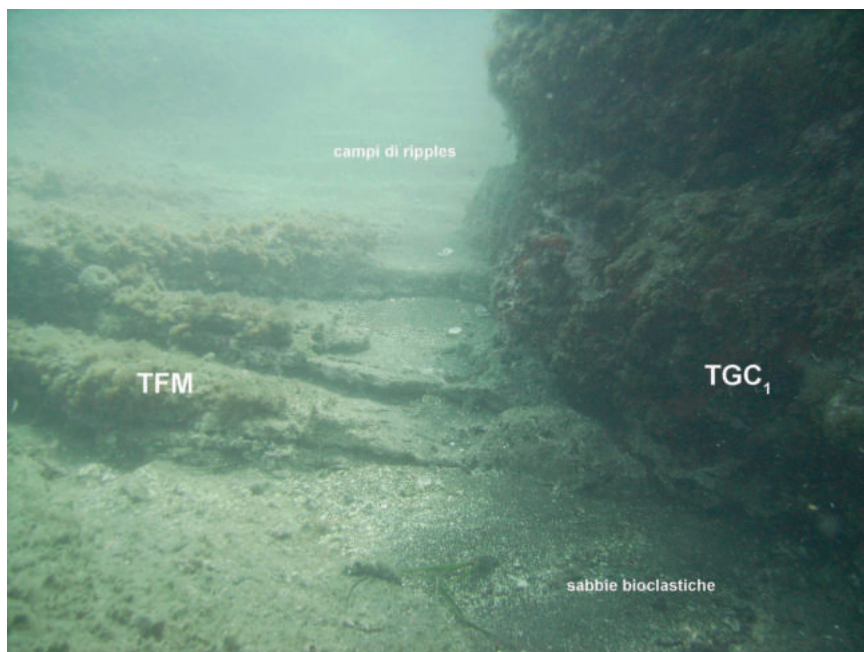


Fig. 35 - Fondali marini antistanti Capo Bove (Isola di Procida). Contatto stratigrafico tra TFM e TGC₁.

con maggior dettaglio l'orlo del cratere riferibile alle successioni di Fiumicello, attualmente completamente sommerso e, sotto costa, hanno evidenziato l'andamento dell'orlo in prossimità della falesia sommersa. La porzione più esterna dell'orlo del cratere di Fiumicello può essere ricondotta agli affioramenti rinvenuti nella secca a largo di Capo Bove.

Depositi costituiti da una breccia scoriacea scura - *spatter flow* saldati - in scarsa matrice cineritica, con elementi litici di natura lavica si ritrovano in diverse aree nei settori settentrionali dell'isola di Procida; le analisi in sezione sottile e quelle diffrattometriche hanno evidenziato una composizione chimica che ha permesso di attribuire tali depositi al **membro "Breccia Museo" Auct. (TGC₁)**. La caratteristica di questi depositi, che generalmente si presentano massivi, è che si ritrovano come affioramenti isolati all'interno dei sedimenti di piattaforma; talora conservano, a tetto e a letto, gli originari rapporti stratigrafici. In particolare questi depositi si ritrovano nel settore sommerso nord-occidentale, a Capo Bove, alla profondità di circa -10/-8 m, dove è ben visibile il contatto stratigrafico con i sottostanti tufi di Fiumicello di Procida (Fig. 35). Qui si ritrovano associati grossi blocchi lavici di dimensioni massime di circa 2-3 m. Gli affioramenti riferibili

a questo membro sono abbastanza estesi in questa località e si ritrovano inoltre come elementi isolati all'interno dei depositi di piattaforma (Fig. 36). Poco a est di Capo Bove, ancora in località Fiumicello, affioramenti lateralmente abbastanza continui marcano una fascia parallela alla costa, alla profondità di circa -15/-16 m; essi si ritrovano come affioramenti isolati all'interno dei depositi clastici di piattaforma. Nel settore nord-orientale, a Punta della Lingua, in prossimità degli scogli di “scotto del cannone”, alla profondità di circa -7 m, si ritrovano ammassi scoriacei allineati circa N-S. Al largo di Punta dei Monaci, poco sopra una scarpata di faglia (cfr Cap.X, par.1.2.1.), è presente un piccolo alto strutturale che si eleva dal fondo fino alla profondità minima di circa -7/-8 m; ha una estensione areale di più di 100 m (Fig. 33) ed è costituito da ammassi scoriacei molto fratturati al cui interno sono presenti anche elementi litici rappresentati da blocchi lavici di dimensioni di circa 2-3 m. In quest'area, anche se i contatti basali non sono direttamente visibili, tali depositi poggiano su un ripiano strutturale modellato su successioni riferibili a **TMU** (come precedentemente descritto). All'interno della baia di Chiaia è presente un piccolo alto strutturale che suddivide l'insenatura in due aree e che continua sotto il livello del mare; esso è costituito alla base (a circa -10 m) da ammassi scoriacei del **TGC₁**; qui i depositi presentano molti inclusi



Fig. 36 - Fondali marini antistanti Capo Bove (Isola di Procida) affioramenti isolati di **TGC₁**.

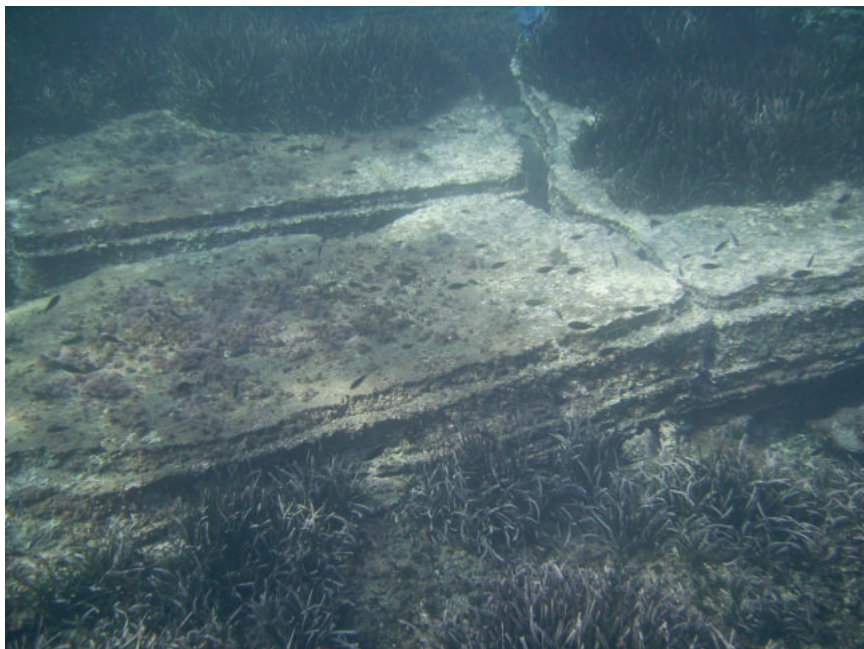


Fig. 37 - Fondali marini antistanti La Corricella (Isola di Procida) affioramenti di **SHI** ricoperti parzialmente da fanerogame marine.

lavici di piccole dimensioni (al massimo 15-20 cm). Al di sopra del **TGC₁** si ritrovano, in contatto stratigrafico, i depositi del **tufo di Solchiaro (SHI)** (Fig. 37) che verrà descritto successivamente.

Nel settore continentale, a Monte di Procida, gli unici affioramenti più recenti di **IMT**, sono riconducibili ai depositi del **TGC**. In particolare, nella insenatura presente tra lo scoglio di S. Martino e il porticciolo che delimita la spiaggia di Acquamorta, alla profondità di circa 6-7 m si ritrova un affioramento isolato, abbastanza esteso, che si eleva dal fondo di circa un metro e che appare spianato alla sommità, dove sono presenti marmitte di evorsione, evidenziando il modellamento ad opera del mare (cfr. Cap.X, par.1.2.2.1.). Questo affioramento risulta costituito da una breccia grossolana ricca in elementi litici; le campionature hanno mostrato una chiara affinità con il **membro “Breccia Museo” Auct. (TGC₁)**, presente anche lungo la falesia emersa.

Di particolare interesse sono i depositi riconosciuti in quest’area lungo il tratto compreso tra P.ta di Torre Fumo fino agli scogli “lo schiavone”. In questo tratto di costa affiorano in maniera discontinua depositi costituiti da tufi cineritici lapidei grigio scuri, con frequenti scorie grigie e nere e, subordinatamente, litici lavici e cristalli. Le campionature, sulle quali sono state effettuate analisi micro

e macroscopiche, hanno evidenziato affinità con depositi riferibili alla classica facies “coerente” del **Tufo Grigio Campano**, non affiorante in questo settore in terraferma. Tali depositi, che si ritrovano tra le profondità di -4 e -8 m, costituiscono affioramenti isolati, talora non cartografabili, che si elevano dal fondo anche solo di 50 cm e rappresentano elementi di separazione tra i depositi clastici di piattaforma e i depositi di spiaggia sommersa. La loro distribuzione evidenzia una morfologia articolata al tetto del TGC che risulta solo parzialmente sepolta in prossimità della costa.

Lungo il tratto prospiciente il promontorio di Posillipo, esigui affioramenti in prossimità di P.ta del Cavallo, lungo le falesie sommerse che delimitano la spiaggia di Trentaremi, sono attribuiti, per la loro continuità fisica lungo le falesie sommerse alla successione del **tufo di Trentaremi (TTR)**.

Depositati di tufi giallastri stratificati e litificati scoriacei, attribuiti al **tufo di Solchiaro (SHI)**, costituiscono le falesie sommerse da Punta Solchiaro a Punta Pizzaco. Essi sono talora caratterizzati da sistemi di fratture che, a Punta Pizzaco, sono orientate circa E-O. Sul versante sud occidentale di Punta Solchiaro, i depositi raggiungono la profondità di -25 m e sembrano interessati da lineamenti di faglia orientati N150. A Punta Pizzaco invece gli stessi depositi raggiungono profondità notevoli, fino a circa -90 m.

Affioramenti riferibili alle unità vulcaniche più recenti sono presenti esclusivamente nel settore continentale. In particolare lungo il promontorio di Capo Posillipo le falesie emerse e sommerse sono intagliate nei depositi del **Tufo Giallo Napoletano (TGN)** e sono costituite da tufi ben stratificati di colore giallo (facies litoide del TGN). Tali depositi costituiscono le falesie sommerse di tutto il litorale considerato, comprendendo anche il promontorio della Gaiola che si estende nella parte sommersa verso il largo per più di 800 m. Gli affioramenti in questa località raggiungono le profondità massime di circa 30 m. La porzione sommersa, molto più estesa di quella emersa, è caratterizzata da depositi tufacei con una generale immersione verso est ed inclinazione media di circa 20°; ripide pareti, in parte riconducibili a pareti di faglia, con direzione N-S, delimitano ad est e ad ovest il promontorio (cfr. Cap.X, par.1.2.2.2.). La parte sommitale sommersa dell'alto morfostrutturale della Gaiola risulta spianata a diverse altezze evidenziando superfici di origine marina poste tra le quote comprese tra -10 m e -5 m (cfr. Cap.X, par.1.2.2.2.). Al centro della baia di Posillipo si ritrovano, alla profondità di circa -34 fino a -20 m, affioramenti isolati; le campionature hanno permesso di attribuire anche questi depositi al TGN.

Depositati tufacei giallastri ben stratificati, ascrivibili al **tufo di Porto Miseno (TPT)**, si ritrovano nell'area circostante l'omonima area. Il porto di Miseno presenta ancora la caratteristica forma circolare dovuta al collasso craterico; in terraferma, da P.ta Terone a P.ta Pennata, è ancora possibile rintracciare l'orlo del cratere il cui prolungamento risulta ben visibile lungo le falesie sommerse.

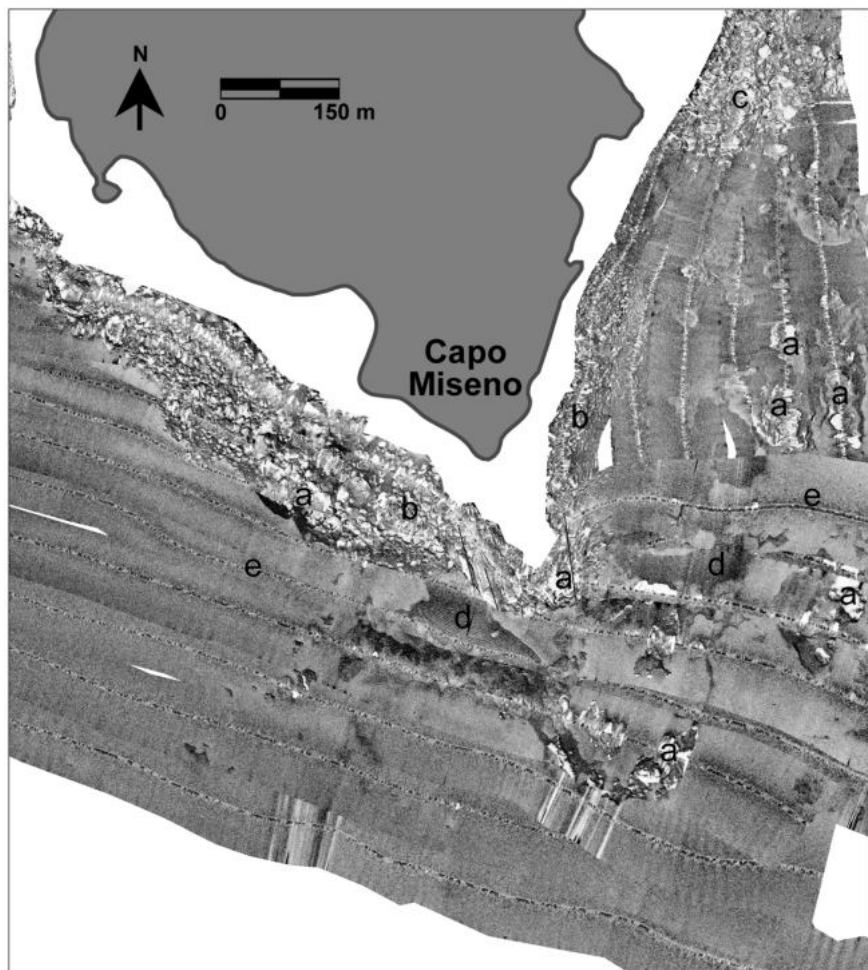


Fig. 38 - Registrazione Multibeam Reason 8111(100KHZ). Fondali marini antistanti il Promontorio di Capo Miseno. a) falesia sommersa intagliata nei depositi di TCM; b) blocchi franati; c) frana da crollo rielaborata; d) aree a megaripples; e) depositi sabbioso-pelitici di piattaforma interna prossimale.

A Punta Terone l'orlo del cratere presenta una maggiore continuità nella parte sommersa e raggiunge la profondità di circa -8 m, circoscrivendo, verso largo, il porticciolo di Miseno.

La falesia sommersa lungo il Promontorio di Capo Miseno che delimita ad est il tratto di Miliscola e a nord il Porto di Miseno, analogamente con quanto osservato in terra ferma, è interamente intagliata nei depositi tufacei giallastri litificati e ben stratificati ascrivibili al **tufo di Capo Miseno (TCM)**. Tali depositi raggiun-

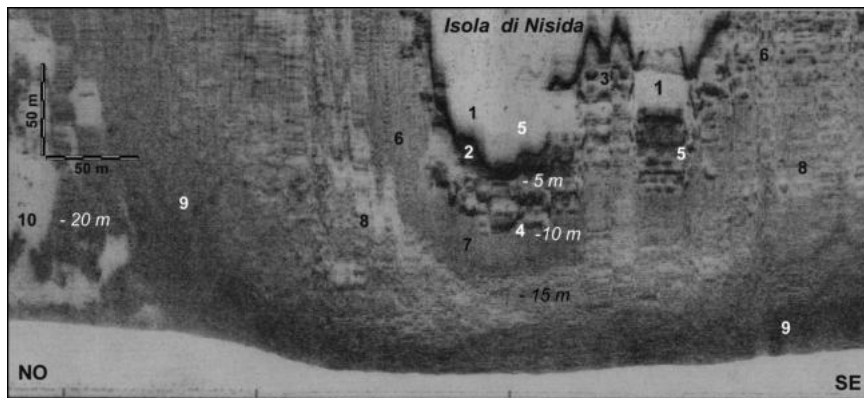


Fig. 39 - Registrazione Side Scan Sonar 100 khz - Fondali marini antistanti l'Isola di Nisida, piede di falesia. 1) profilo della linea di costa, sordo acustico; 2) piede di falesia a pareti sub-verticali; 3) bocca della baia craterica; 4) deposito frana di crollo a grandi blocchi sub-angolari; 5) terrazzi in roccia; 6) sabbie grosse e ghiaie litoclastiche; 7) campi di mega-ripples; 8) sabbie medie e fini debolmente pelitiche; 9) sabbie bioclastiche e biogeniche; 10) sabbie fini pelitiche.

gono, in prossimità del Capo, la profondità di 13 m; affioramenti isolati talora estesi si ritrovano in quest'area fino alla profondità di circa -25 m, all'interno dei sedimenti clastici di piattaforma (Fig. 38). La distribuzione degli affioramenti suggerisce un promontorio ben più ampio di quello attualmente osservabile; il suo smantellamento, imputabile al moto ondoso e a fenomeni di crollo (cfr. par.4.3.1.5) si è sviluppato in tempi relativamente recenti.

Analogamente a quanto si riscontra sulla terraferma, nel tratto prospiciente l'isola di Nisida le falesie sommerse che la circondano risultano interamente intagliate nel **tufo di Nisida (TNI)**. I depositi sono costituiti da tufi giallastri, massivi, con lapilli pomicei, in abbondante matrice cineritica. Essi raggiungono, poco ad est di Porto Paone (Fig. 39), la profondità massima di circa -17 m.

Di particolare interesse risultano gli affioramenti isolati presenti a largo di Porto Paone che individuano un alto morfostrutturale costituito da tufi giallastri ben stratificati con elementi pomicei in abbondante matrice cineritica (Fig. 40). L'analisi delle campionature effettuate in questi depositi, che appaiono molto alterati, non ha permesso una loro precisa attribuzione. Tali depositi si elevano da un fondale di circa -22 m e raggiungono la profondità minima di -14 m formando rilievi discontinui denominati localmente "mammelloni di Nisida". Nel complesso la ricostruzione planimetrica mostra una forma arcuata e disarticolata (Fig. 41). Le giaciture evidenziano immersioni degli strati verso ovest nei settori più prossimi alla terraferma e verso sud-est nei tratti più a largo, con inclinazioni variabili comprese tra 20 e 70°. Questo andamento delle giaciture consente di individuare una struttura nel suo complesso cupoliforme, attualmente frammentata da intensi

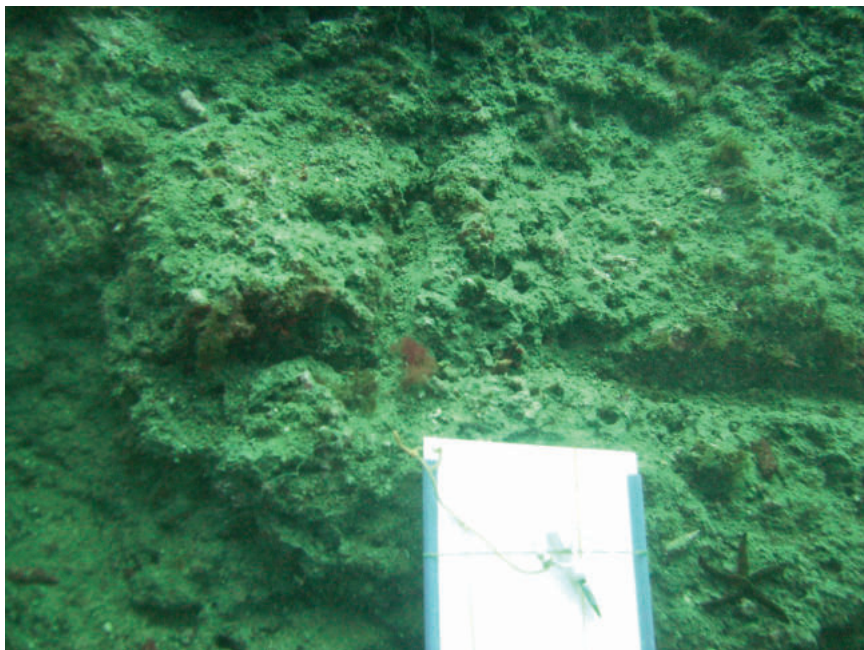


Fig. 40 - Fondali marini antistanti l'Isola di Nisida tipico aspetto dei tufi giallastri che costituiscono l'alto morfologico presente a largo di Porto Paone (Secca di Nisida) attribuiti al TNI.

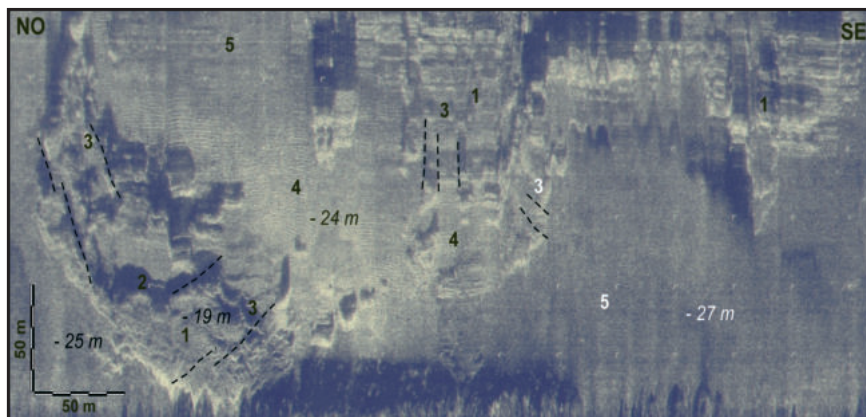


Fig. 41 - Registrazione Side Scan Sonar 100 khz, - Secca di Nisida, piattaforma prossimale. 1) affioramento roccioso, superficie di erosione sommitale; 2) pareti subverticali; 3) linee di frattura principali; 4) sabbie e ghiaie biogeniche interessate da mega-ripples; 5) sabbie bioclastiche

fenomeni di erosione marina e parzialmente erosa al tetto marcata da una superficie articolata, leggermente spianata. I depositi risultano interessati da sistemi di fratturazioni mediamente paralleli alla direzione degli strati.

Affioramenti con simile composizione litologica si ritrovano nel settore più settentrionale, a nord di Porto Paone fino in prossimità dello scoglio di Ponente, dalla profondità di -23 m fino a -10 m. In particolare si ritrovano su un ripiano a debole pendenza in cui si rilevano affioramenti di estensione limitata (al massimo di 2-3 m), ma arealmente si osservano lungo tutto il tratto in oggetto, caratterizzati da successioni tufacee stratificate con strati generalmente sub-orizzontali. Nel complesso la struttura rilevata consente di evidenziare la presenza di un ripiano interamente intagliato in questi depositi e ricoperto da uno spessore marcatamente discontinuo, non superiore a qualche metro, di sedimenti clastici di piattaforma. Tali depositi, che formano piccole ondulazioni o si presentano in forma di conetti, risultano ricoperti esteriormente da patine biancastre. Le analisi dei campioni hanno permesso di ipotizzare che tali patine siano il prodotto dell'alterazione idrotermale (cfr. par.5.4)

Allo stato attuale, sia i depositi presenti a largo di Porto Paone sia quelli del settore nord-occidentale dell'isola di Nisida sono stati cartografati come appartenenti alla successione di Nisida (**TNI**), anche se le caratteristiche morfostratigrafiche suggeriscono che possano essere depositati anteriormente a tale unità.

2. - UNITÀ LITOIDI E INCOERENTI DELL'AREA MARINA (da -30 m a -200 m)

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

Il substrato meso-cenozoico, cartografato in legenda come unità **sci**, è costituito da rocce carbonatiche e silicoclastiche di età meso-cenozoica. Nel settore sottocosta, antistante la Penisola Sorrentina è stato possibile caratterizzare l'affioramento con il prelievo diretto di campioni ed attribuirlo ai calcari a radioliti di (**RDT**) attribuiti al Turoniano-Santoniano. Sono presenti piccoli affioramenti carbonatici indifferenziati (**sci**) ad ovest della Penisola Sorrentina a profondità comprese tra 60 m e 65 m ed a profondità comprese tra 80 e 85 m. A NNO della Penisola Sorrentina è presente un affioramento isolato in corrispondenza di due alti batimetrici localizzati rispettivamente a 35 m e a 40 m di profondità ("Scoglio del Vervece"). Procedendo verso est sono presenti due affioramenti isolati dell'unità **sci** in corrispondenza delle isobate comprese tra -95 m e -105 m e di un alto batimetrico delimitato dall'isobata dei 100 m. Tali affioramenti sono probabilmente controllati da una faglia diretta ad andamento NO-SE.

Come evidenziato dall'interpretazione di profili sismici a riflessione, l'unità **sci** corrisponde al basamento acustico delle unità sedimentarie del Golfo di Napoli (Fig. 9). Sui profili sismici l'unità **sci** è caratterizzata da una facies sismica caotica e presenta una struttura monoclinale che dalla Penisola Sorrentina immerge verso NO. Le inclinazioni dei riflettori sismici nella sequenza carbonatica meso-cenozoica sono di circa 6-7°.

2.2. - SUBSTRATO VULCANICO INDIFFERENZIATO (**svi**)

Le unità vulcaniche dell'area marina costituiscono raggruppamenti di corpi vulcanici litoidi, distinti come basamento acustico vulcanico indifferenziato (**svi_a**) o come elementi non litoidi, in giacitura caotica (**svi_b**).

2.2.1. - *Unità vulcaniche indifferenziate* (**svi_a**)

Sono stati cartografati affioramenti di unità vulcaniche con andamento est-ovest tra Procida ed a nord-ovest del Banco di Nisida, a profondità comprese tra 45 m e 50 m.

Sono stati inoltre cartografati come unità **svi_a** gli affioramenti di unità vulcaniche indifferenziate in corrispondenza degli edifici vulcanici relitti dei Banchi di Nisida, Miseno e Pentapalumbo.

In particolare, è presente un esteso affioramento in corrispondenza dell'edificio principale del Banco Miseno, caratterizzato da due culminazioni principali poste a profondità comprese tra 30 m e 35 m. Nell'area del Banco Miseno (all'interno del limite morfologico del banco stesso) sono presenti anche affioramenti minori, localizzati ad ovest del banco stesso, fino a profondità comprese tra 60 e 65 m. E' inoltre presente un affioramento isolato a nord dell'edificio principale (procedendo verso Capo Miseno), a profondità d'acqua di circa 50 m.

Sono stati cartografati affioramenti vulcanici con andamento NO-SE in corrispondenza dell'edificio principale del Banco di Pentapalumbo, caratterizzato da una culminazione principale settentrionale posta a profondità di 55 m. Questi affioramenti vulcanici sono stati cartografati fino a profondità di circa 85 m sul fianco nord-occidentale dell'edificio e fino a profondità di 65 m sul fianco sud-orientale. Altri affioramenti vulcanici sono stati cartografati in corrispondenza delle culminazioni meridionali del banco stesso. In particolare, sono presenti tre affioramenti sulla prima culminazione meridionale, a profondità comprese tra 60 m e 65 m. Sulla seconda culminazione meridionale, localizzata a profondità comprese tra 65 m e 70 m sono stati cartografati tre affioramenti isolati, allineati secondo un andamento NE-SO, al bordo della scarpata che delimita il banco verso sud-ovest.

Sono stati anche cartografati affioramenti vulcanici in corrispondenza del Banco di Nisida. In particolare, in corrispondenza della sommità terrazzata del banco, a profondità di 70 m. Sono inoltre presenti affioramenti localizzati lungo la scarpata settentrionale del banco, a profondità comprese tra 80 m e 85 m, a profondità comprese rispettivamente tra 105 m e 115 m lungo la scarpata occidentale e a profondità di 85 m sulla scarpata orientale.

Sulla scarpata antistante l'isolotto di Nisida Sono presenti due affioramenti a profondità comprese tra 75 m e 95 m.

Sono stati infine cartografati come unità **svi_a** gli affioramenti vulcanici ubicati in prossimità del ciglio della piattaforma continentale tra i *canyon* Dohrn e Magnaghi, a profondità compresa tra 100 m e 140 m.

2.2.2. - Unità vulcano-sedimentarie legate all'attività recente del Somma-Vesuvio (**svi_b**)

Le aree vulcano-sedimentarie legate all'attività recente del Somma-Vesuvio sono state cartografate in un settore di piattaforma interna antistante il litorale vesuviano (ricadente nel foglio 466 "Sorrento") e proseguono fino al settore centrale del Golfo di Napoli (ricadente nel foglio 465 "Isola di Procida"). I depositi sono costituiti da peliti sabbiose con intercalazioni di sabbie vulcaniche con scarsi bioclasti, in giacitura caotica e con spessori che superano i 10 m nelle aree depocentrali. Le aree vulcano-sedimentarie (unità **svs_b**) sono geneticamente legate alla rielaborazione in ambiente marino dei flussi piroclastici dell'attività vesuviana recente (≤ 2 ka). Tale interpretazione è supportata dai dati di sismica a riflessione, calibrati con i dati di carotaggi (*piston corer*) prelevati nell'area

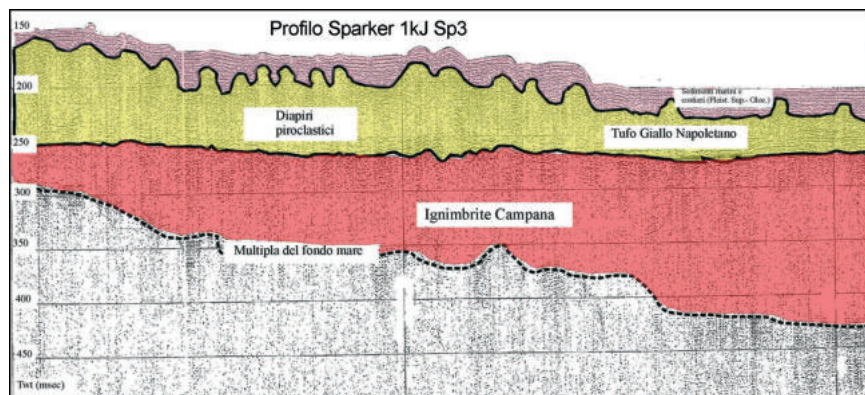


Fig. 42 - Profilo Subbottom Chirp SO18 mostrante l'unità caotica ricollegabile all'entrata in mare dei flussi piroclastici del Somma-Vesuvio (da AIELLO et alii, 2001).

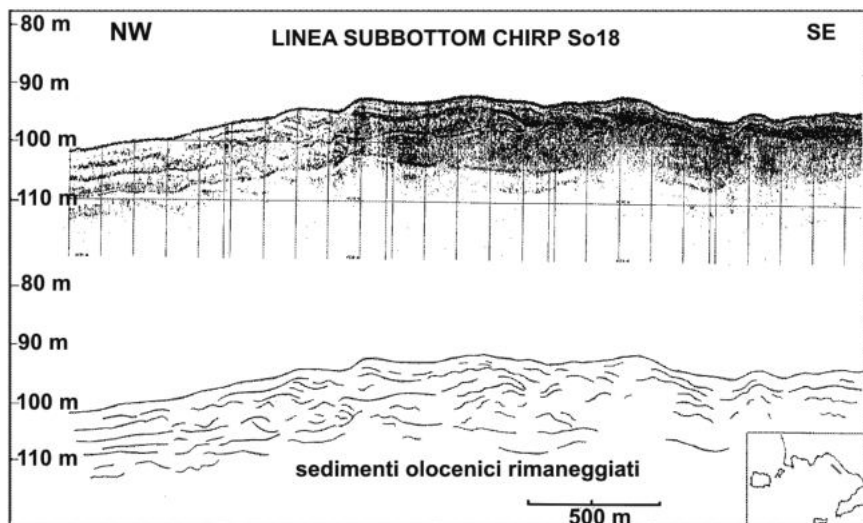


Fig. 43 - Profilo sismico Sparker SPK3 e corrispondente interpretazione geologica.

vulcano-sedimentaria e cartografati come unità **svi_b** (MILIA *et alii*, 2008). Questa unità è ampiamente presente sulla piattaforma continentale tra Torre del Greco e Napoli.

In particolare al piede della falesia di Posillipo è presente la sequenza tardo-quaternaria, corrispondente all'ultimo ciclo glacio-eustatico, caratterizzata da *systems tract* progradanti di regressione forzata al piede di scarpata, seguite da una sequenza retrogradante in piattaforma, che rappresenta il *transgressive system tract* e da depositi olocenici di *highstand*. Due principali unità sono presenti in quest'area, riconosciute in base all'analisi di profili *Subbottom Chirp* (AIELLO *et alii*, 2001), calibrata dall'analisi delle campionature di fondo mare. La prima unità (**svi_b**) è localizzata su un settore di piattaforma interna antistante il litorale vesuviano caratterizzato da deposizione di unità vulcano-sedimentarie rielaborate in ambiente marino prossimale. L'aspetto acustico dell'unità, caratterizzata da forte caoticità dei riflettori sismici (Fig. 42) suggerisce un forte controllo da parte di processi vulcano-sedimentari, che hanno controllato la messa in posto di depositi di tipo *lahars*, dovuti a episodi eruttivi o di tipo *mud flow*.

Verso ovest l'unità **svi_b** passa lateralmente ad un'ampia zona, localizzata sulla piattaforma esterna antistante la città di Napoli tra le isobate dei -140 m e dei -180 m (**svi_a**), caratterizzata da anomalie batimetriche di forma subcircolare, corrispondenti ad alti morfologici di forma bombata, con una facies acustica trasparente, affioranti al fondo mare o parzialmente ricoperti da sedimento. Tali strutture, caratterizzate da alternanze di sabbie vulcanoclastiche e di spessi livelli

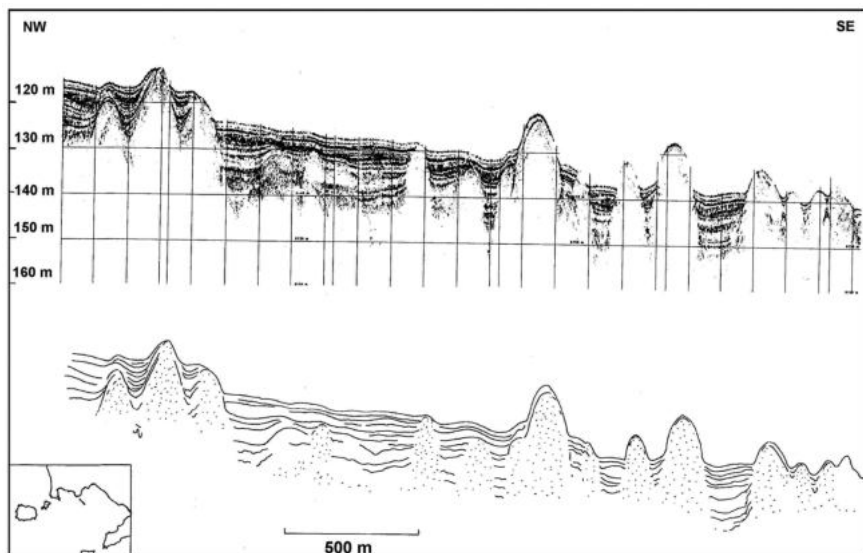


Fig. 44 - Profilo Subbottom Chirp SO07 mostrante i depositi dell'unità **TST** che si rinvergono sulla piattaforma continentale antistante la città di Napoli in un campo localizzato tra le isobate dei -140 m e dei -180 m di profondità.

pomicei (SACCHI *et alii*, 2000; AIELLO *et alii*, 2001) appaiono radicate nella parte sommitale dell'unità sismica corrispondente al Tufo Giallo Napoletano (TGN) (SCARPATI *et alii*, 1993) riconosciuta in questo settore del Golfo di Napoli (Fig. 43). L'unità, riferibile ai depositi di *systems tract* trasgressivo (**TST**), è caratterizzata da depositi rielaborati in ambiente marino di piattaforma continentale (Fig. 42, Fig. 44).

3. - DEPOSITO RELITTO (m_{10}) - UNITÀ MARINE RELITTE PLEISTOCENICHE

Le unità marine relitte pleistoceniche (m_{10}) costituiscono due relitti morfologici di ambiente di piattaforma continentale e di spiaggia ubicati in corrispondenza del ciglio della piattaforma e della testata del braccio orientale del *canyon* Dohrn (AIELLO *et alii*, 2001; si veda anche la mappa morfologica di Figura 10). Si tratta di depositi marini da grossolani a fini costituiti da sabbie e ghiaie ben cernite con frammenti bioclastici (tra cui gasteropodi e molluschi) e da sabbie medio-fini con frammenti di gasteropodi, lamellibranchi e briozoi, con copertura variabile, ma inferiore ai 2 m. **PLEISTOCENE MEDIO**

4. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

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

I depositi del *systems tract* di stazionamento basso (**LST**) sono depositi litorali relitti, rappresentati da sabbie e ghiaie ben cernite, contenenti bioclasti di varia natura (tra cui gasteropodi e altri molluschi) e concrezioni algali, e da sabbie medio-fini con frammenti di gasteropodi, lamellibranchi e briozoi. L'architettura stratigrafica di tali depositi è caratterizzata da prismi costieri in appoggio sulle progradazioni di margine di piattaforma in fasce subparallele alle isobate con una copertura pelitica di spessore variabile, ma comunque inferiore ai 2 m.

I depositi di questo *systems tract* affiorano sulla piattaforma continentale al largo della Penisola Sorrentina in una fascia compresa tra -110 m e -130 m di profondità. In particolare, procedendo dal settore settentrionale della piattaforma continentale (sezione 160 del foglio n. 465 in scala 1:10.000) sono presenti due affioramenti piuttosto estesi localizzati su alti morfologici in corrispondenza dei -120 m di profondità. Procedendo verso sud si osservano ampi affioramenti in corrispondenza dell'isobata dei -110 m, che ricalcano l'andamento convesso delle isobate stesse. Procedendo ancora verso sud, sono presenti ancora ampi affioramenti in corrispondenza di una fascia batimetrica localizzata tra i -110 m ed i -115 m di profondità. Altri affioramenti di estensione minore sono localizzati tra le isobate dei -120 e dei -125 m.

I depositi del *systems tract* di stazionamento basso sono interpretabili come palinsesti di ambiente di spiaggia. *PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE*

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

I depositi del *systems tract* trasgressivo (**TST**) sono rappresentati da accumuli di sabbie vulcanoclastiche e ciottoli in alternanza con spessi livelli pomicei, a luoghi in matrice pelitica; la frazione clastica, di natura prevalentemente piroclastica, è composta da scorie, pomici e ceneri. Gli accumuli corrispondenti ai depositi del *systems tracts* trasgressivo sono caratterizzati da morfologia esterna bombata e da facies acustica trasparente (Fig. 43, Fig. 44). Essi affiorano o sub-affiorano al fondo mare in un campo di forma subcircolare ubicato a profondità comprese tra -140 m e -180 m sulla piattaforma esterna antistante la città di Napoli. Da un punto di vista stratigrafico i depositi sono collocati nella fase trasgressiva dell'ultimo ciclo glacio-eustatico e sono stati probabilmente rielaborati in ambiente marino di piattaforma continentale. *PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE*

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

4.3.1. - *Ambiente litorale*

Nell'ambiente litorale vengono distinti differenti tipi di depositi che caratterizzano i settori di costa alta e di costa bassa. Quelli maggiormente rappresentativi nei settori di costa alta sono i depositi di piede di falesia e subordinatamente i depositi di frana sottomarina. Tali depositi costituiscono generalmente i termini di passaggio tra i sedimenti delle unità vulcaniche costituenti le falesie sommerse e i sedimenti sabbiosi e ghiaiosi di piattaforma interna prossimale, talora con l'interposizione di fasce sabbiose di spiaggia sommersa. In alcuni casi essi costituiscono residui corpi isolati (palinsesti) e non si ritrovano più raccordati con gli originari pendii alimentatori. Per i settori di costa bassa, i depositi di spiaggia sommersa sono rappresentati in misura maggiore dai sedimenti che caratterizzano la deposizione ancora in corso di formazione delle spiagge attuali. Essi costituiscono il naturale proseguimento nei settori sommersi dei depositi di spiaggia presenti lungo la fascia costiera emersa. Tali depositi si raccordano verso il largo con i sedimenti di piattaforma interna prossimale e talora si ritrovano in strette fasce interposte tra i depositi di piede di falesia e quelli di piattaforma prossimale. All'interno di questo ambiente si ritrovano anche depositi di spiaggia non più attivi.

4.3.1.1. - *beach rock* (**g₁₀**) - Deposito di *beach rock*

Si ritrovano esclusivamente in due aree del foglio, al largo della Baia di Ciccio (Procida), nel settore settentrionale, e nel Golfo di Genito (al largo del Promontorio di S. Margherita). Nella prima località affiorano depositi a composizione prevalentemente micro-conglomeratica, cementati, con granuli di piccola taglia ben arrotondati di natura vulcanica inglobati in una matrice sabbiosa generalmente scarsa, a cemento carbonatico. Nella matrice il contenuto fossilifero è rappresentato da bioclasti di echinidi, lamellibranchi e da abbondanti foraminiferi bentonici. Gli affioramenti sono limitati a bancate potenti circa 20-30 cm con inclinazione verso il largo di circa 2-3°, caratterizzati da laminazione piano-parallela. I depositi costituiscono affioramenti distribuiti parallelamente alla costa ad una profondità compresa tra -12 e -13 metri. Gli affioramenti si presentano isolati e spesso mascherati dalle sabbie attuali (Fig. 45a); talora si presentano colonizzati da *Posidonia oceanica* su matte.

Analoghi affioramenti, con tessiture più fini, si ritrovano nel Golfo di Genito (al largo del Promontorio di S. Margherita); qui risultano costituiti da arenarie

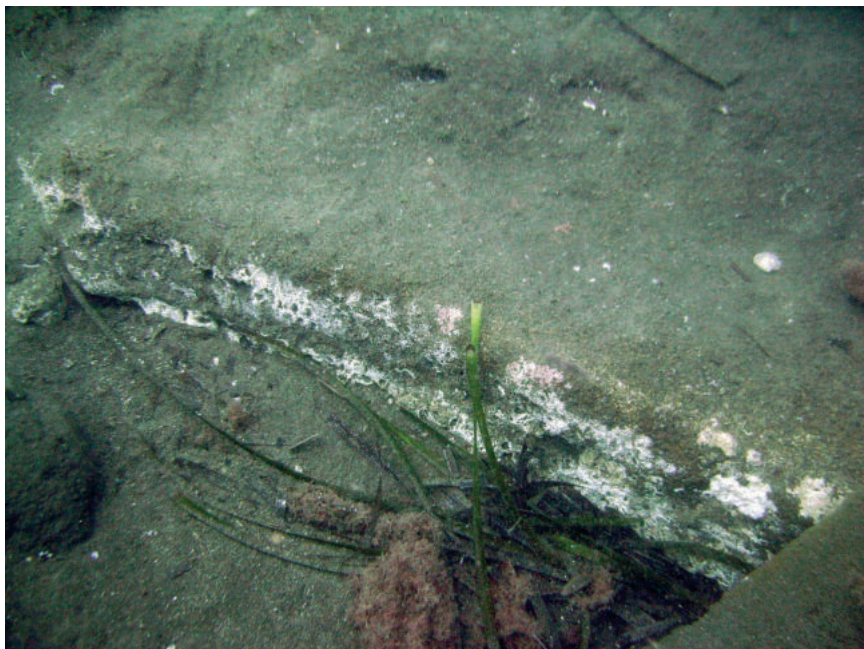


Fig. 45a - *Testata di strato della beach rock presente a largo di Ciraccio (Isola di Procida).*

medie e grosse di ambiente a bassa energia e si ritrovano a profondità di -6/-7 metri. Esse costituiscono una bancata di debole spessore che è in buona parte sepolta da prodotti di crollo (non cartografabili); lateralmente l'affioramento è mascherato da sabbie medie e fini e da biocostruzioni a *Posidonia oceanica* (L.) Delile e a *Cymodocea nodosa* (Ucria) Asch (Fig. 45b). Il contenuto fossilifero è modesto ed è limitato a pochi frammenti di echinodermi e rari frammenti di bentonici.

Nel complesso tali depositi sono indicativi di un ambiente deposizionale micritidale (DE MURO & ORRÙ, 1999), ed in alcuni casi comprendono livelli supratidali (KELLETAT, 2006).

L'analisi al microscopio ha permesso di evidenziare le diverse fasi di cementazione dei depositi (Fig. 46). Per quelli in località Ciraccio, il cemento carbonatico presenta tre generazioni di precipitazione: una prima precipitazione incrostante, a debole spessore, in facies aciculare a calcite magnesiaca in ambiente intertidale per l'interazione della falda marino-freatica con la falda vadoso-freatica. Un successivo riempimento micritico a struttura globulare, con tracce di attività biogenica in ambiente di spiaggia sommersa, una fase di dissoluzione parziale, che interessa buona parte dei resti organogeni, cui succede l'accrescimento cristallino di calcite idiomorfa e un ulteriore riempimento in calcite micritica e piccoli frammenti clastici.

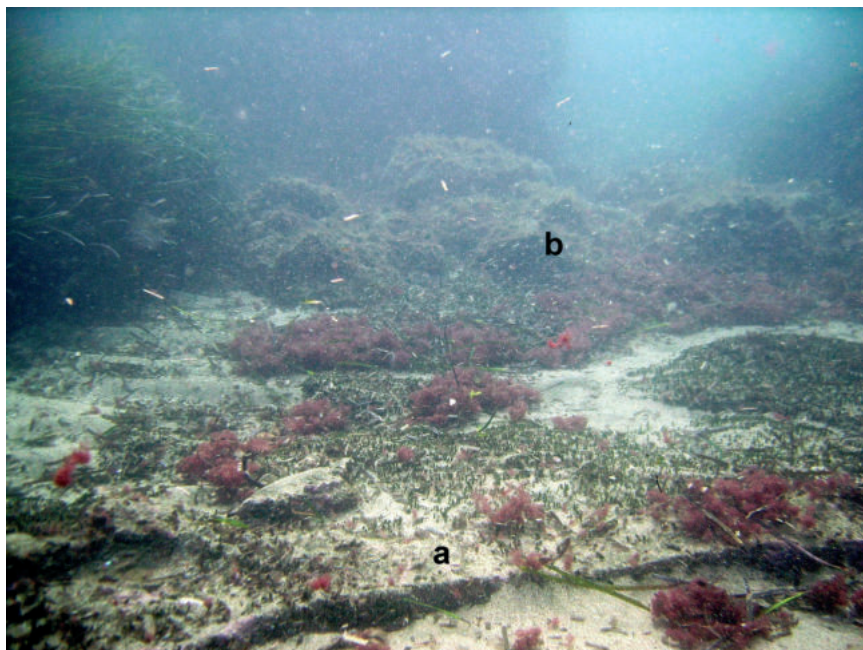


Fig. 45b - Fondali antistanti il promontorio di S. Margherita (Isola di Procida); a) testate di strato della beach rock parzialmente ricoperte da un drappeggio di sedimenti sabbiosi di spiaggia attuale; b) depositi da crollo che ricoprono non completamente le testate di strato di beach rock. I fondali sono caratterizzati dalla presenza di fanerogame a macchie.

Il modello diagenetico per i depositi affioranti nel Golfo di Genito presenta strette analogie con la *beach-rock* di Ciraccio; unica differenza è la maggiore evidenza dei processi di dissoluzione tardo-genetica cui è seguito l'accrescimento di calcite in *habitus* scalenoedrico; la minore percentuale di matrice micritico-globulare è in questo caso indicativa di un ambiente diagenetico orientato alla fascia intertidale. La successione delle facies di precipitazione dei cementi suggerisce un modello evolutivo legato a diverse pulsazioni, positive e negative che hanno interessato questi depositi litorali prima della definitiva sommersione.

La successione degli eventi diagenetici documenta l'avvenuta cementazione nel corso di pulsazioni all'interno dell'ultima risalita del livello marino, confermando l'attribuzione di questi litotipi alle facies di *beach-rock* in *s.s.* (DE MURO & ORRÙ, 1999; KELLETAT, 2006), con una sensibile dominante dell'ambiente subtidale ad elevata energia per quella presente a Ciraccio e un ambiente diagenetico intertidale per quella nel Golfo di Genito.

Il significato di questi depositi come indicatori di linea di riva durante la risalita del mare olocenico risulta di notevole importanza; tenendo conto delle nume-

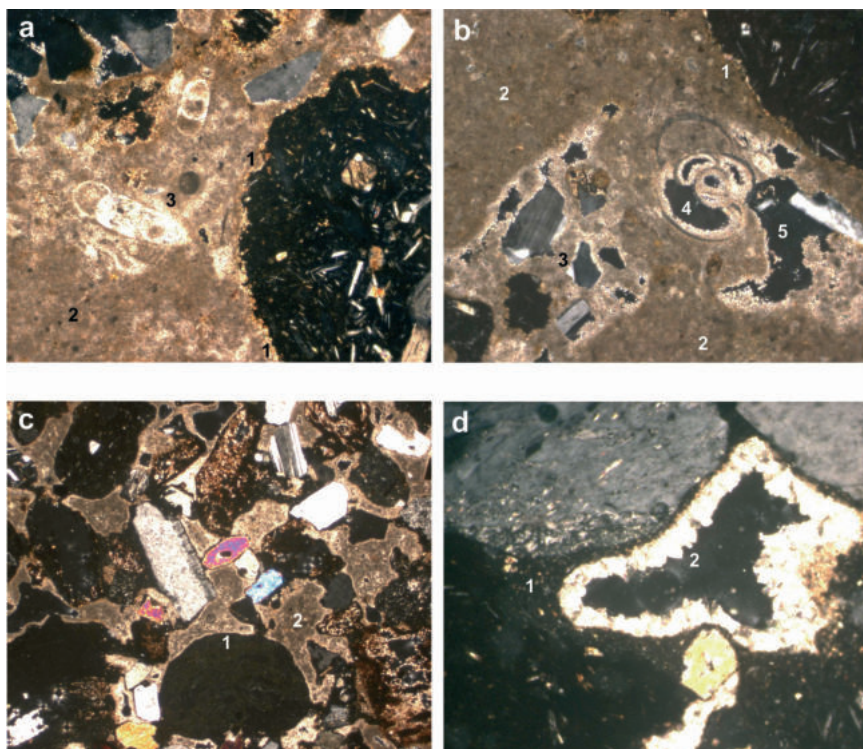


Fig 46 - *Microscopia delle beach rock*. a) Beach rock di Ciraccio, -12 metri – 1) sottile concrezione calcitico-magnesiaca aciculare; 2) cemento micritico a struttura globulare (pelletifera) biogenica (a probabile controllo cyanobatterico); 3) foraminifero bentonico con ricristallizzazione. N.I. x20; b) Beach rock di Ciraccio, -12 metri – Particolare – 1) rivestimento a calcite magnesiaca aciculare; 2) riempimento globulare micritico idem come sopra; 3) cavità di dissoluzione con riempimento secondario clastico- micritico; 4) accrescimento di calcite idiomorfa nella cavità interna di un foraminifero bentonico; 5) cavità di dissoluzione solo parzialmente riempita da calcite idiomorfa. N.I. x 40; c) Beach rock di Vivara, - 6 metri – 1) rivestimento calcitico-magnesiaco di clasti eterometrici sub-angolari, 2) scarsa matrice micritica di precipitazione biogenica; d) Beach rock di Vivara, -6 metri – Particolare – 1) riempimento micritico a struttura globulare biogenica; 2) cavità di dissoluzione con rivestimento a calcite in habitus scalenoedrico.

rose testimonianze in quest'area di antichi stazionamenti del l.d.m. con evidenze di tipo erosionale (piattaforme di abrasione in roccia, solchi di battigia ecc. cfr. Cap.X, par.1.2.1.) è possibile correlare quella presente a Ciraccio a un paleo livello di poco superiore alla quota di affioramento (-12/-11 metri, con tolleranza +1/- 4 m), livello che, tenendo presente i *trend* di abbassamento tettonico, i dati archeo-indicatori dell'area (PUTIGNANO *et alii*, 2009) e le curve di riferimento per il Tirreno centro-meridionale (LAMBECK *et alii*, 2004a), è riferibile all'età del Bronzo medio (4.5-3.8 ka B.P.).

Per i depositi presenti nel Golfo di Genito il paleo-livello di riferimento può essere indicato ad una profondità compresa tra -5 e -8 metri, correlabile con l'epoca romana (2.2-1.9 ka B.P.) (LAMBECK *et alii*, 2004b, PUTIGNANO *et alii*, 2009).
OLocene SUPERIORE

4.3.1.2. - Deposito di frana sottomarina (g₁₇) - Deposito di paleo frane costiere sottomarine

Depositi costituiti da blocchi eterometrici di dimensioni variabili da metriche a decimetriche, di natura vulcanica in scarsa matrice ghiaiosa e sabbiosa. Essi costituiscono relitti in mare di fenomeni franosi con aree di alimentazione dai settori emersi. Si ritrovano nel settore occidentale di Capo Miseno (Fig. 47), dove rap-

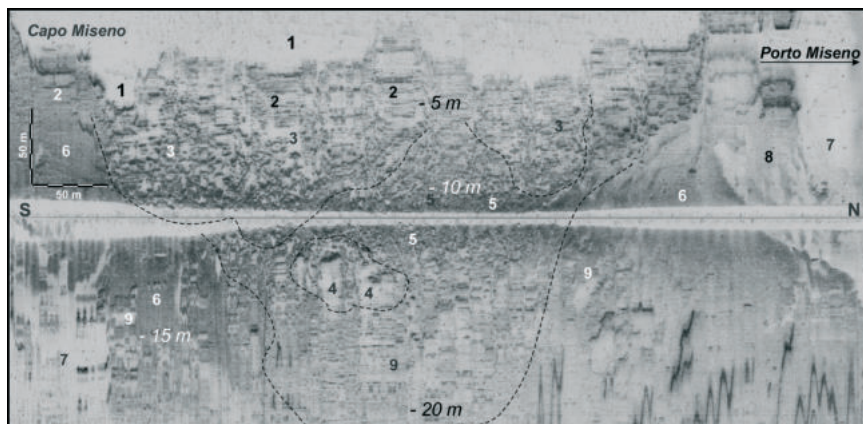


Fig. 47 - Registrazione Side Scan Sonar 100 khz – Fondali marini antistanti Capo Miseno, piede di falesia. 1) profilo della linea di costa, sordo acustico; 2) terrazzi in roccia del piede di falesia; 3) deposito di frana di crollo a blocchi sub angolari; 4) blocchi franati di maggiori dimensioni; 5) corpo di paleofrana rotazionale; 6) sabbie grosse, talvolta ghiaiose a mega ripples; 7) sabbie fini pelitiche; 8) strutture di selezione granulometrica; 9) biocostruzioni a Posidonia oceanica, matte morte.

presentano la porzione di accumulo di una grande frana rotazionale la cui nicchia di distacco è ancora evidente nella zona costiera; l'andamento della superficie di distacco indica un processo evolutivo in condizioni di livello marino notevolmente più basso rispetto all'attuale. Depositi di frana ricoperti parzialmente dai depositi attuali di piede di falesia si rilevano anche nell'area antistante Marechiaro (Posillipo). Qui i meccanismi evolutivi appaiono differenti ed in prevalenza legati a movimenti di crollo. *OLocene SUPERIORE*

4.3.1.3. - Deposito relitto (m_{10}) - Deposito di spiagge relitte

Depositi costituiti da ciottoli ben arrotondati, eterometrici, di natura vulcanica, immersi in matrice ghiaioso-sabbiosa, sciolti o talora cementati. Essi si ritrovano in una stretta fascia nell'area antistante Miliscola (Monte di Procida), ad una profondità compresa tra -4 m e -6 m. A volte si ritrovano delimitati da affioramenti del substrato roccioso della formazione del TGC. In particolare, le facies sono indicative di una prevalente deposizione in ambiente subtidale e pertanto non costituiscono chiari indicatori di paleo livelli; possono invece essere associati a depositi di spiaggia sommersa recente (sub-attuale). *OLOCENE SUPERIORE-ATTUALE*

4.3.1.4. - Deposito di spiaggia sommersa (g_8)

I depositi di spiaggia sommersa sono caratterizzati da differenti associazioni litologiche, con tessiture da ghiaiose a sabbiose medio-fini, i cui granuli di natura vulcanica sono sempre ben classati e arrotondati. Le notevoli variazioni granulometriche osservabili nei sedimenti di spiaggia sono da mettere in relazione con i regimi idrodinamici e con il moto ondoso. La distribuzione dei sedimenti di spiaggia è strettamente connessa alle caratteristiche morfologiche della costa: si ritrovano spiagge più estese esclusivamente nel settore occidentale, in località Ciraccio (Isola di Procida) e nel tratto antistante Acqua Morta e Miliscola (Monte di Procida). Ad esclusione della spiaggia al largo di Monte di Procida, tali depositi costituiscono generalmente spiagge di tipo *pocket beach*.

Associazioni ghiaiose, ghiaioso sabbiose e sabbiose grossolane con ciottoli in scarsa matrice sabbiosa medio-fine, talora assente, si ritrovano esclusivamente all'interno della spiaggia sommersa in località Pozzo Vecchio (isola di Procida). Le litofacies più frequenti sono costituite da sabbie da grosse a medie, talora ghiaiose con sparsi ciottoli e blocchi in matrice pelitica scarsa o assente; si ritrovano a Capo Miseno, nel tratto costiero compreso tra Nisida e Marechiaro, nell'isola di Procida ad ovest e ad est del porto e nella parte prossimale della spiaggia di Ciraccio. In quest'area la distribuzione verso il largo di questi sedimenti evidenzia la presenza di litofacies più sottili, costituite da sabbie da medie a fini che, in relazione alle correnti costiere, raggiungono anche il tratto prospiciente il promontorio di S. Margherita. Tali depositi presentano una matrice pelitica scarsa che può risultare più abbondante laddove prevale la decantazione delle particelle fini. Analoga associazione litologica si ritrova nella *pocket beach* in località Corricella (isola di Procida) e lungo la spiaggia che caratterizza il tratto tra Acqua Morta e Miliscola (Monte di Procida). Localmente la componente bioclastica si accumula in percentuale maggiore rispetto a quella litoclastica. Si associano a

questi sedimenti strutture sedimentarie di tipo *ripples* simmetrici di ampiezza da centimentrica a decimetrica. Tali depositi, spesso delimitati verso il largo da estese praterie a *Posidonia ocanica*, sono in contatto con sedimenti di spiagge antiche (g_{10}), subattuali (m_{10}), depositi di piede di falesia non più in raccordo con i pendii alimentatori (g_{15}) e corpi rocciosi del substrato (TGC e TGN). Nel complesso passano verso il largo a sedimenti di piattaforma prossimale.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE

4.3.1.5. - Deposito di piede di falesia (g_{15})

Blocchi eterometrici a spigoli vivi a composizione tufacea, di dimensioni variabili da metriche a decimetriche. Essi si ritrovano al piede delle falesie sommerse attive a costituire spesso falde detritiche che si estendono lateralmente con notevole continuità. A ridosso delle falesie sommerse si rilevano grossi blocchi sub-angolari legati a processi di scalzamento alla base che hanno portato a movimenti di crollo e crollo-ribaltamento; verso il largo le dimensioni dei blocchi



Fig. 48 - Fondali antistanti l'Isola di Nisida; depositi da crollo presenti al piede della falesia sommersa (a).



Fig. 49 - Fondali antistanti il promontorio di S. Margherita (Isola di Procida); depositi da crollo rielaborati che costituiscono sottili coperture al di sopra di terrazzi d'abrasione di origine marina (posto a quota circa -5.5 m).

di frana diminuiscono fino a pezzature decimetriche. La fascia esterna delle falde detritiche è anche sede di blocchi isolati di notevoli dimensioni messi in posto da movimenti di crollo-rotolamento. Questi depositi hanno spessori variabili, generalmente inferiori alla decina di metri e si rastremano rapidamente verso il largo. Cospicui sono gli accumuli detritici che si ritrovano lungo le falesie sommerse che circondano i Promontori di Capo Miseno, S. Margherita (Procida) e l'isolotto di Nisida (Fig. 48).

Il meccanismo di messa in posto di questi depositi è riconducibile a fenomeni franosi di tipo gravitativo, strettamente connessi all'azione erosiva del mare al piede delle falesie emerse, agevolati inoltre dai litotipi che caratterizzano le falesie e che risultano interessati da una intensa fratturazione.

Si ritrovano inoltre ghiaie eterometriche, scarsamente classate, con clasti di natura vulcanica, da poco elaborati a spigolosi, di dimensioni variabili da centimetriche fino a qualche metro. Tali associazioni costituiscono i termini di passaggio laterale e verso il largo dei depositi più grossolani. I depositi ghiaiosi si possono trovare in strette fasce allungate alla base delle falde di detrito, in piccoli affioramenti, talora alla base di grotte sommerse e/o costituiscono una sottile co-

apertura di sedimenti al di sopra di terrazzi di abrasione marina che interrompono le falesie sommerse. In questi depositi ghiaiosi si ritrovano a volte ciottoli decimetrici ben smussati (Fig. 49). Talora costituiscono anche corpi isolati non più collegati alla falesia sommersa, come è osservabile a Procida, in alcune aree, come ad est del porto, al largo di Ciraccio, nell'insenatura presente in località Pozzo Vecchio, ma anche a Monte di Procida, nell'area sommersa antistante Acquamorta. Quando questi depositi, che potrebbero essere indicativi di fenomeni di erosione delle falde detritiche, si ritrovano a diverse altezze, lungo le falesie o ai piedi di grotte sommerse, la presenza di ciottoli arrotondati evidenzia fenomeni di rielaborazioni legati al moto ondoso. La loro localizzazione, spesso non più raccordata con il pendio alimentatore, suggerisce depositi di piede di falesia non più attivi. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*

4.3.2. - Ambiente di piattaforma interna

La piattaforma interna è l'area, prevalentemente deposizionale, ubicata tra i depositi litorali ed il limite inferiore d'influenza delle onde di tempesta, fino ad oltre 40 m di profondità. All'interno di questo ambiente si ritrovano differenti associazioni di litofacies in relazione ai regimi idrodinamici e agli apporti sedimentari. Sono presenti a luoghi bande sabbiose allungate secondo le linee di maggiore pendenza dei fondali. Esse individuano la sedimentazione ancora in formazione in questo ambiente. Estesi campi di *ripples* e *megaripples* simmetrici e asimmetrici, sono particolarmente diffusi nella fascia batimetrica tra i 20 ed i 50 m di profondità. Vengono suddivisi in depositi di piattaforma interna (**g₁₉**) e depositi bioclastici (**g₁₂**) di seguito descritti.

4.3.2.1. Deposito di piattaforma interna (**g₁₉**)

I depositi di piattaforma interna sono prevalentemente lito-bioclastici con granuli, di origine vulcanica, costituiti da pomici intere o in frammenti, da subarrotondate a spigolose, frammenti di tufi e scorie a spigoli vivi e/o smussati e rari minerali. I bioclasti sono costituiti da frammenti di gusci di molluschi e di echinodermi e da foraminiferi bentonici. I campioni dei sedimenti sciolti prelevati durante il rilevamento subacqueo (Fig. 2) hanno permesso di cartografare differenti associazioni di litofacies nei settori prossimali della piattaforma interna.

In particolare si ritrovano associazioni di litofacies costituite da ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie grossolane, poco classate con matrice scarsa o assente. Nelle aree più prossimali, nella fascia compresa tra circa -10 e -20 m, laddove prevale l'apporto di sedimenti terrigeni ad opera delle correnti, questi depositi sono

prevalentemente litoclastici ma la percentuale dei bioclasti risulta localmente abbondante, in particolar modo nelle praterie a *Posidonia oceanica* e negli spazi liberi delle praterie stesse. Tali associazioni caratterizzano ampie aree della piattaforma che circonda l'isola di Procida; si ritrovano nel Canale di Procida, (dove la presenza di una estesa prateria a *Posidonia oceanica* evidenzia aree talora con elevate percentuali di bioclasti) e nell'area circostante l'isolotto di Nisida fino a Marechiaro.

Sono state osservate inoltre sabbie da medie a fini lito-bioclásticas con una componente limosa; i costituenti principali sono rappresentati da frammenti piroclastici (pomici e lapilli) e bioclasti talora abbondanti in scarsa matrice limosa cineritica. Tali depositi individuano ampie aree della restante parte della piattaforma prossimale interna caratterizzata da sedimentazione a bassa energia in fondali poco acclivi. Si rilevano talora discontinuità deposizionali dovute all'affioramento di substrati rocciosi come a sud di capo Miseno e ad est della Gaiola (Posillipo). Il passaggio da questi sedimenti alle contigue litofacies è netto. Nel Canale di Procida tali depositi si ritrovano in prossimità del limite inferiore della prateria a *Posidonia oceanica*.

Verso il largo e talora lateralmente, i sedimenti sabbioso-pelitici passano a peliti sabbiose e limose in fondali a debole pendenza che caratterizzano aree legate a processi per decantazione; la frazione sabbiosa è costituita da frammenti vulcanoclastici e da bioclasti. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*

4.3.2.2. - Deposito bioclastico (g_{12})

Nelle aree al di sopra dei 30 m di profondità, i depositi bioclastici passano lateralmente ai depositi litoclastici ghiaiosi. I depositi bioclastici sono costituiti da ghiaie eterometriche, sabbie ghiaiose e sabbie prevalentemente bioclastiche in scarsa o spesso assente matrice pelitica. Tali depositi costituiscono la tipica associazione della biocenosi di detritico costiero, in "facies di maerl" (*sensu* PERES & PICARD, 1964). Si individuano essenzialmente due facies: la prima è caratterizzata da detritico bioclastico "sciacquato" in cui abbondano frammenti di gasteropodi, echinodermi, briozoi, serpulidi, e foraminiferi bentonici. Nella frazione più grossolana si riconoscono spesso coralli (*Cladocora coespitosa* L.) presenti abbondantemente nei dintorni della secca delle Formiche, ma in particolare sono abbondanti i gasteropodi e i briozoi; localmente si ritrovano valve di lamellibranchi talora profondamente perforate e incrostate. I frammenti di briozoi e di lamellibranchi rivestiti da lamine di alghe rosse incrostanti talora costituiscono piccole rodoliti. Tali sedimenti sono spesso localizzati nell'intorno delle praterie a *Posidonia oceanica* e nelle intramatte delle praterie stesse, e/o in aree riparate in prossimità di substrati rocciosi (Baia della Corricella e al largo di Punta

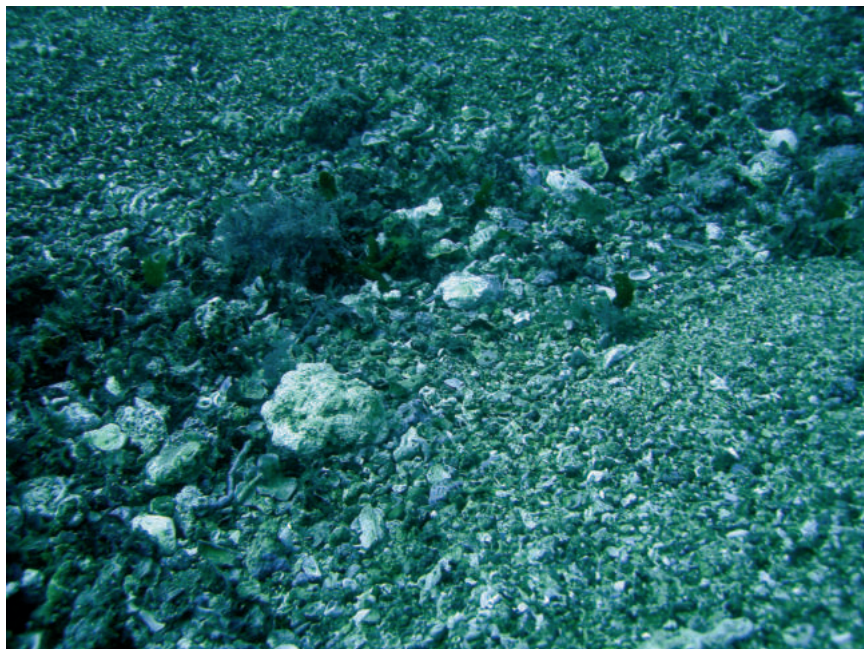


Fig. 50 - *Fondali antistanti la secca di Nisida; particolare delle ghiaie biogeniche.*

dei Monaci a Procida, al largo della Gaiola a Marechiaro); essi caratterizzano la fascia batimetrica tra -5 e -30 m. La seconda facies, generalmente più profonda, osservabile al di sotto dei -20 m, risulta simile alla prima nei componenti detritici essenziali ma se ne discosta per la presenza di elementi granulari di dimensioni anche pluricentriche costituiti da concrezioni biogeniche ad alghe rosse di tipo rodolitico (Fig.50). Questi ultimi depositi bioclastici individuano le tipiche “facies a praline” della biocenosi del detritico costiero, le cui tessiture sono spesso eterogenee e talora molto grossolane e favoriscono processi di selezione granulometrica dovuti alle correnti trattive di fondo, notevolmente attive nei settori di piattaforma interna (Secca al largo di Nisida). I sedimenti bioclastici sono frequentemente caratterizzati da grandi strutture a *mega-ripples* o a dune di selezione granulometrica ben visibili nei *sidescan sonar*. La loro distribuzione è pertanto articolata e non sempre facile da cartografare alla scala analizzata. Tali depositi si concentrano nelle aree in prossimità dei substrati rocciosi. Nell’area di Nisida tali sedimenti bioclastici sono stati prelevati per dettagliate analisi delle associazioni biologiche riportate in TOSCANO *et alii*, (2006).

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE?

4.3.3. - *Ambiente di piattaforma esterna*

La piattaforma esterna rappresenta l'area deposizionale compresa tra la fascia dei 40-50 m di profondità ed il ciglio della piattaforma continentale, che è localizzato, nel settore centrale del Golfo di Napoli, in corrispondenza delle testate in arretramento dei *canyon* Dohrn e Magnaghi. Tale area deposizionale comprende, da un punto di vista fisiografico, i Banchi di Nisida, Miseno e Pentapalumbo, dove è ben documentata la presenza di depositi bioclastici.

4.3.3.1. - Deposito di piattaforma esterna (g_{21})

I depositi di piattaforma esterna sono costituiti da peliti con frazioni variabili di sabbie medio-fini con vulcanoclasti e bioclasti. Subordinatamente sono presenti rizomi di fanerogame marine. Nei settori settentrionale e sud-orientale della piattaforma esterna sono riconoscibili lineazioni legate all'azione di correnti di fondo, con andamento sub-parallelo alle isobate. *OLOCENE*

4.3.3.2. - Deposito bioclastico (g_{12})

L'area deposizionale corrispondente ai depositi bioclastici di piattaforma è compresa tra i -50 m e i -80 m di profondità ed è caratterizzata da bassi tassi di sedimentazione silicoclastica. I depositi sono costituiti da sabbie e ghiaie bioclastiche e sabbie bio-detritiche in scarsa matrice pelitica, tali depositi sono contraddistinti dalla presenza di alghe calcaree ("*detritico costiero*" *Auct.*). I bioclasti sono costituiti da frammenti di briozoi, molluschi, rodoliti, echinidi e da frammenti di alghe ramose; la coltre detritica, spesso da alcuni centimetri fino a vari decimetri poggia su fondali prevalentemente pelitici.

In corrispondenza dei banchi flegrei i depositi bioclastici sono presenti a profondità comprese tra - 60 m e - 90 m, mentre nel settore della piattaforma continentale antistante la Penisola Sorrentina (a nord di Punta Campanella) si rinven- gono a profondità comprese tra - 55 m e - 135 m.

In particolare, sia sul Banco di Pentapalumbo, che sul Banco di Nisida, che sul Banco di Miseno, il bioclastico affiora in corrispondenza delle culminazioni principali del banco ed appare in contatto con gli affioramenti vulcanici (unità **svi**) e con sabbie bioclastiche detritiche in abbondante matrice pelitica ("*detritico costiero*").

Subordinatamente, sulla piattaforma continentale antistante la Penisola Sorrentina ed in prossimità dei depositi del *systems tract* di stazionamento basso (**LST**) sono presenti aree deposizionali contrassegnate da depositi detritici de-

rivanti dallo smantellamento di biocostruzioni algali precedentemente deposte.

Va segnalata la presenza di facies interpretabili come “detritico costiero” alla sommità del Banco di Fuori, a profondità di circa -140 m, insolitamente elevate per la distribuzione ecologica di tali depositi. *OLOCENE*

4.3.4. - *Ambiente di scarpata*

La scarpata è rappresentata dalla fascia a valle del ciglio della piattaforma, caratterizzata da pendii acclivi e testate di *canyon*, alcune delle quali in arretramento. La scarpata continentale è caratterizzata dalla presenza delle due unità morfologiche e fisiografiche dei *canyon* Dohn e Magnaghi, che si dipartono dal ciglio della piattaforma continentale, localizzato in corrispondenza dei -140 m di profondità. L'andamento dei *canyon* è condizionato dalla presenza dei principali lineamenti morfo-strutturali, come il Banco di Fuori, che delimita l'intero sistema del *canyon* e l'alto strutturale di Capri, localizzato a sud del *canyon* Dohrn, presso la sua confluenza con la piana batiale verso est. Sia il *canyon* Magnaghi che il braccio occidentale del *canyon* Dohrn mostrano evidenze morfologiche di testate di *canyon* in arretramento. Sul braccio occidentale del *canyon* Dohrn la presenza di alcuni orli di terrazzo, localizzati a profondità d'acqua comprese tra -320 m e -520 m, suggeriscono la presenza di varie fasi di erosione e di deposizione nel sistema del *canyon* (AIELLO *et alii*, 2001; D'ARGENIO *et alii*, 2004; RUGGIERI *et alii*, 2007).

Una densa rete di canali tributari, non noti prima dell'acquisizione del rilievo *Multibeam* ELAC del Golfo di Napoli eseguito dall'IAMC-CNR di Napoli per il progetto CARG, alimenta lateralmente il braccio orientale del *canyon* Dohrn. Due canali tributari principali si dipartono dal ciglio della piattaforma continentale tra i due *canyon* e decorrono lungo la scarpata, alimentando probabili conoidi torbiditiche, evidenti dalla organizzazione delle isobate. Un complesso sistema di canali tributari, localizzato a profondità d'acqua comprese tra -200 m e -500 m si congiunge all'asse orientale del *canyon* Dohrn a partire dal ciglio della piattaforma continentale in corrispondenza della Penisola Sorrentina. I quattro canali più meridionali, che presentano un andamento rettilineo in pianta, sono probabilmente controllati da faglie dirette ad andamento anti-appenninico NE-SO. Canali tributari fossili, che non presentano un diretto collegamento con il *thalweg* principale del *canyon*, testimoniano fasi di rapida re-incisione, che hanno interrotto l'alimentazione da parte delle sorgenti laterali e provocato la formazione di valli sospese.

4.3.4.1. - Deposito di scarpata (m_2)

I depositi sono rappresentati da peliti e peliti sabbiose. La componente sabbiosa, più abbondante in corrispondenza dei *canyon* e dei canali tributari, è costituita da vulcanoclasti e da bioclasti. I depositi di scarpata affiorano al fondo mare in corrispondenza dei *canyon* Dohrn e Magnaghi, che si dipartono dal ciglio della piattaforma continentale verso il largo. Nel settore interno ai *canyon* Dohrn e Magnaghi sono prevalenti i depositi pelitici. *OLOCENE*.

5. PROCESSI GEOLOGICI E SEDIMENTOLOGICI PARTICOLARI

5.1.- PRATERIE A FANEROGAME MARINE

I fondali marini pericostieri sono colonizzati in modo cospicuo da fanerogame marine, soprattutto dalla specie endemica del Mediterraneo, *Posidonia oceanica*, e in misura minore da prati formati da altre due specie di piante quali la *Cymodocea nodosa* e la *Nanozostera noltii* (Horneman). La loro diffusione è regolata dalla morfologia, dal tipo di substrato e dalla profondità; lo sviluppo si ha, mediamente, nella fascia batimetrica tra -5 m e -35 m se pur la profondità del limite inferiore e superiore risulta molto variabile da zona a zona. Lungo la fascia costiera le praterie formano una banda continua che segue il litorale del settore occidentale dell'isola di Procida, il Golfo di Genito, il litorale che lambisce il promontorio di Monte di Procida e tutto il Canale di Procida; fanno eccezione alcune aree situate nel Canale e in Acquamorta. Nelle aree rimanenti si presentano con una struttura a macchia e spesso risultano non cartografabili. Dai rilievi subacquei, diretti ed indiretti, è stato possibile evidenziare le condizioni di stabilità delle praterie, in particolare quella a *Posidonia oceanica*. Le praterie favoriscono l'accumulo dei sedimenti bioclastici ed i loro apparati radicali si sviluppano verticalmente sotto forma di "matte". La tipologia a matte di modesto spessore risulta essere molto diffusa lungo tutto il tratto di costa mentre quella a mosaico è frequente nelle aree dove il substrato è in affioramento. Entrambe accolgono inoltre un ecosistema molto diversificato e costituiscono delle zone essenziali di nidificazione e di frequentazione per la fauna acquatica.

La mappatura riportata nel Foglio si è basata sui dati presenti in letteratura (Carte delle Fanerogame marine pubblicate dalla Regione Campania nel Piano di Tutela della Acque) aggiornati al 2005 e sui dati bibliografici ricavati da recenti lavori effettuati dalla Stazione Zoologica "Anton Dohrn" (GAMBI & TERLIZZI, 1998; BUIA *et alii*, 2001, 2003; GAMBI & BUIA, 2003; GAMBI *et alii*, 2003) per l'isola di Procida. Inoltre, dai rilievi subacquei diretti e dall'analisi dei sonogram-

mi *Sidescan sonar*, è stato possibile evidenziare particolari situazioni di dettaglio. La mappatura delle fanerogame marine è stata sintetizzata riportando in un unico areale sia le zone a prateria sia quelle a macchia.

5.2. - CARATTERI SEDIMENTOLOGICI E PALEONTOLOGICI DEI SEDIMENTI BIOCLASTICI DEI BANCHI DI MISENO E PENTAPALUMMO

Lo studio sedimentologico e paleontologico condotto sui sedimenti superficiali dei banchi vulcanici di Pentapalummo e di Miseno ha messo in evidenza la presenza di depositi costituiti prevalentemente da sabbie bioclastiche (alghe coralline, briozoi, gasteropodi, bivalvi ed echinodermi) con un'associazione a foraminiferi bentonici caratterizzata principalmente da specie epifite.

I sedimenti sono stati campionati con *Box-corer* in 7 stazioni ubicate sul Banco di Pentapalummo e sul Banco di Miseno. Per le analisi granulometriche e paleontologiche sono stati analizzati sub-campioni prelevati dai primi 3 cm di sedimento. Le coordinate dei campioni, le profondità ed il tipo di sedimento (SHEPARD, 1954) sono riportati nella Tabella 3.

analisi granulometriche

Per lo studio granulometrico i campioni sono stati trattati con acqua ossigenata e successivamente lavati ed asciugati a temperature di circa 40°C. La frazione granulometrica maggiore di 1000 μ è stata analizzata per mezzo di pila di setacci; la frazione inferiore a 1000 μ è stata analizzata con un analizzatore laser. I sedimenti sono stati classificati utilizzando il diagramma ternario di SHEPARD (1954) che mostra una prevalenza delle sabbie per entrambe le aree e subordinatamente

Tab. 3 - *Sedimentologia dei Banchi di Miseno e di Pentapalummo.*

Campione	Latitudine	Longitudine	Profondità (m)	Sabbie %	Fanghi %	SHEPARD '54
Mis1	40°45'51.08"	14°05'18.05"	58,8	20,61	79,39	Fanghi
Mis2	40°45'38.13"	14°05'27.09"	47,9	94,24	5,757	Sabbie
Mis3	40°45'33.00"	14°05'24.00"	47,5	91,51	8,491	Sabbie
P_1 bis	40°45'12.28"	14°08'08.58"	53,5	99,44	0,559	Sabbie
P_2	40°45'05.00"	14°08'01.00"	71,5	60,70	39,30	Sabbie fangose
P_3	40°44'38.34"	14°08'43.39"	63,5	94,89	5,106	Sabbie
P_5	40°44'26.35"	14°08'18.63"	77,2	76,05	23,95	Sabbie

sabbie siltose per il Banco di Pentapalumbo e silt per il Banco di Miseno (Fig. 51). La frazione sabbiosa è caratterizzata principalmente da bioclasti, pomici, frammenti vulcanici e pirosseni. I litoclasti sono costituiti in prevalenza da pomici monogeniche.

I primi studi qualitativi sui foraminiferi bentonici del Golfo di Napoli sono stati realizzati da HOFKER (1930; 1932; 1960) e da BUCHNER (1940) mentre analisi quantitative sono state condotte da MONTCHARMONT-ZEI (1964) sui campioni del Golfo di Pozzuoli. Un lavoro di dettaglio sull'ecologia e la sistematica è stato invece realizzato per il Golfo di Napoli da SGARRELLA & MONTCHARMONT-ZEI (1993).

Per l'attribuzione del significato ecologico alle varie specie si è fatto riferimento ai lavori di MONTCHARMONT-ZEI (1964), BLANC-VERNET (1969), BLANC-VERNET *et alii* (1979), SGARRELLA & MONTCHARMONT-ZEI (1993).

Il residuo biogenico è costituito principalmente da alghe calcaree, briozoi, gasteropodi, bivalvi ed echinodermi. Ostracodi, spicole di spugne e scafopodi sono presenti occasionalmente e in scarsa percentuale. Resti di fanerogame marine si riscontrano solo nei campioni del Banco di Miseno.

Tab. 4 - Nella tabella sono riportati i campioni in ordine di profondità crescente. Per ogni campione viene dato il valore di ogni singola specie bentonica come percentuale del numero totale di foraminiferi (X = percentuale inferiore a 0,5%).

AREA	Banco di Penta Palummo				Banco di Miseno		
	P_1bis	P_3	P_2	P_5	Mis2	Mis3	Mis1
CAMPIONI							
PROFONDITA' (m)	-53,5	-63,5	-71,5	-77,2	-47,9	-49,4	-58,8
AMBIENTE BATIMETRICO	Circa	Circa	Circa	Circa	Infra	Infra	Circa
HORMOSINIDAE							
<i>Reophax nanus</i> RHUMBLER				0,6			4,9
SPIROPLECTAMMINIDAE							
<i>Spiroplectinella wrighti</i> (SILVESTRI)	X			5,7	0,7	0,8	
TEXTULARIIDAE							
<i>Bigenerina nodosaria</i> d'ORBIGNY				1,3			
<i>Textularia calva</i> LALICKER	5,0	4,1	2,8	3,5	2,5	6,2	
<i>Textularia pala</i> CZJZEK			1,9				4,9
PSEUDOGAUDRYNIDAE							
<i>Connemarella rudis</i> (WRIGHT)	4,8	5,8	5,0	1,9	5,1	2,9	
NUBECULARIIDAE							
<i>Spiroloculina depressa</i> d'ORBIGNY			X	1,7		X	
<i>Spiroloculina excavata</i> d'ORBIGNY	X	0,6		0,6	0,7	0,8	
<i>Spiroloculina rostrata</i> REUSS	X	1,1	0,6			0,8	
MILIOLIDAE							
<i>Adelosina elegans</i> (WILLIAMSON)	0,5	2,8		0,6			
<i>Adelosina intricata</i> (TERQUEM)	0,7		0,6				
<i>Adelosina italica</i> (TERQUEM)			1,9	0,6			
<i>Pyrgo anomala</i> (SCHULMBERGER)	X	0,6	0,6				
<i>Quinqueloculina contorta</i> d'ORBIGNY	1,4	3,0	1,2	1,9	1,5	2,1	
<i>Quinqueloculina disparilis</i> d'ORBIGNY	X		X		3,7		
<i>Quinqueloculina lata</i> TERQUEM	0,7						
<i>Quinqueloculina milleti</i> (WIESNER)	0,5						
<i>Quinqueloculina padana</i> PERCONING			0,6	X			
<i>Quinqueloculina pulcella</i> d'ORBIGNY				0,9			
<i>Quinqueloculina stelligera</i> SCHLUMBER-	0,7						
<i>Quinqueloculina ondulata</i> d'ORBIGNY	0,7	1,7	1,9	X	1,7		
<i>Quinqueloculina vulgaris</i> d'ORBIGNY	1,9	2,5					
<i>Sigmoilina costata</i> SCHLUMBERGER			X				
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (SILVESTRI)			0,6	X			
<i>Triloculina plicata</i> TERQUEM	0,5		0,6	X			
NODOSARIIDAE							
<i>Lenticulina peregrina</i> (SCHWAGER)				X			
<i>Lenticulina rotulata</i> LAMARCK			X				
UVIGERINIDAE							
<i>Uvigerina mediterranea</i> HOFKER			X	2,2			
DISCORBIDAE							
<i>Buccella granulata</i> (DI NAPOLI ALLIATA)			X	X		1,0	
<i>Gavelinopsis praegeri</i> (HERON ALLEN & EARLAND)		X	1,2				
<i>Rosalina bradyi</i> (CUSHMAN)	18,9	4,4	0,9	3,5		2,6	2,4
<i>Rosalina obtusa</i> d'ORBIGNY	5,3	6,1	7,7	1,3	6,4	9,1	

<i>Valvulineria bradyana</i> (FORNASINI)					X	0,5	14,6
ASTERIGERINIDAE							
<i>Asterigerinata mamilla</i> (WILLIAMSON)				X			
ROTALIIDAE							
<i>Ammonia beccarii</i> (LINNEO)					3,4	1,8	51,2
<i>Ammonia parkinsoniana</i> (d'ORBIGNY)	6,0	2,5			5,1	7,5	
ELPHIDIIDAE							
<i>Elphidium complanatum</i> (d'ORBIGNY)			X	X			
<i>Elphidium crispum</i> (LINNEO)	11,5	40,3	43,0	42,3	53,7	25,2	9,8
<i>Elphidium granosum</i> (d'ORBIGNY)				X			
<i>Elphidium macellum</i> (FICHTEL & MOLL)			X	2,5			
<i>Elphidium punctatum</i> (TERQUEM)	2,9	5,0	5,3	4,1	5,1	7,0	2,4
EPONIDIDAE							
<i>Eponides repandus</i> (FICHTEL & MOLL)	3,8	8,6	7,1	3,8	2,0		
CIBICIDIDAE							
<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER & JACOB)	28,7	9,1	11,1	7,3	7,6	24,2	2,4
PLANORBULINIDAE							
<i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'ORBIGNY	4,3	1,7	0,6	0,9	0,5	4,2	
ANOMALINIDAE							
<i>Hanzawaia rhodiensis</i> (TERQUEM)						1,8	2,4
<i>Heterolepa pseudoungeriana</i> (CUSHMAN)			0,9	1,6			
<i>Melonis barleanum</i> (WILLIAMSON)			1,2	2,2		1,3	4,9

Le associazioni a foraminiferi riconosciute nei campioni analizzati sono riportate di seguito.

Zona infralitorale

Sabbie

(Mis3; -47.5 m)

Associazione: *Elphidium crispum* (Linneo) (25.2%), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob) (24.2%), *Rosalina obtusa* d'Orbigny (9.1%), *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny) (7.5%), *Elphidium punctatum* (Terquem) (7%), *Textularia calva* Lalicker (6.2%), *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny (4.2%).

Mis2 (-47.9 m)

Associazione: *Elphidium crispum* (Linneo) (53.7%), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob) (7.6%), *Rosalina obtusa* d'Orbigny (6.4%), *Connemarella rudis* (Wright) (5.1%), *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny) (5.1%) *Elphidium punctatum* (Terquem) (5.1%), *Quinqueloculina disparilis* d'orbigny (3.7%), *Ammonia beccarii* (Linneo) (3.4%).

L'associazione del piano infralitorale è dominata da *Elphidium crispum* associata ad altre specie tipiche dei fondi detritici con copertura vegetale (*Cibicides lobatulus*, *Rosalina obtusa*, *Textularia calva* e *Planorbulina mediterraneensis*) e da specie caratteristiche dei fondali sabbiosi (*Ammonia beccarii*, *Ammonia parkinsoniana* e *Elphidium punctatum*). Alcune specie come *Quinqueloculina disparilis*, *Textularia calva*, *Elphidium crispum* e *Connemarella rudis*, presentano gusci erosi e/o rotti.

Zona sopra-circalitorale

Sabbie

P_1bis (-53.5 m)

Associazione: *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob) (28.7%), *Rosalina bradyi* (Cushman) (18.9%), *Elphidium crispum* (Linneo) (11.5%), *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny) (6.0%), *Rosalina obtusa* d'Orbigny (5.3%), *Textularia calva* Lalicker (5.0%), *Connemarella rudis* (Wright) (4.8%), *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny (4.3%), *Eponides repandus* (Fichtel & Moll) (3.8%).

P_3 (-63.5 m)

Associazione: *Elphidium crispum* (Linneo) (40.3%), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob) (9.1%), *Eponides repandus* (Fichtel & Moll) (8.6%), *Rosalina obtusa* d'Orbigny (6.1%), *Connemarella rudis* (Wright) (5.8%), *Elphidium punctatum* (Terquem) (5%), *Rosalina bradyi* (Cushman) (4.4%), *Textularia calva* Lalicker (4.1%), *Quinqueloculina contorta* d'Orbigny (3%).

P_5 (-77.2 m)

Associazione: *Elphidium crispum* (Linneo) (42.3%), *Spiroplectinella wrighti* (Silvestri) (5.7%), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob) (7.3%), *Elphidium punctatum* (Terquem) (4.1%), *Eponides repandus* (Fichtel & Moll) (3.8%), *Textularia calva* Lalicker (3.5%), *Rosalina bradyi* (Cushman) (3.5%).

Sabbie siltose

P_2 (-71.5 m)

Associazione: *Elphidium crispum* (Linneo) (43%), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob) (11.1%), *Rosalina obtusa* d'Orbigny (7.7%), *Eponides repandus* (Fichtel & Moll) (7.1%), *Elphidium punctatum* (Terquem) (5.3%), *Connemarella rudis* (Wright) (5%).

Silt

Mis1 (-58.8 m)

Associazione: *Ammonia beccarii* (Linneo) (51.2%), *Valvulineria bradyana* (Fornasini) (14.6%), *Elphidium crispum* (Linneo) (9.8%), *Reophax nanus* Rumbler (4.9%), *Textularia pala* Czjzek (4.9%), *Melonis barleanum* (Williamson) (4.9%).

L'associazione del circa-litorale superiore per il Banco di Pentapalumbo é dominata da specie tipiche dei fondali detritico/sabbiosi o sabbioso-siltosi con copertura vegetale. Le specie dominanti sono: *Elphidium crispum* e *Cibicides lobatulus*, a cui sono associate *Rosalina obtusa*, *Textularia calva* e *Eponides repandus*. La presenza di *Eponides repandus* nei sedimenti del Banco di Pentapalumbo può essere legata alla presenza di fondali detritici caratterizzati da un elevato idrodinamismo; nel Golfo di Napoli questa specie si ritrova confinata ad aree caratterizzate da correnti di fondo (Canale di Procida, Canale di Ischia e Bocca Piccola; SGARRELLA & MONTCHARMONT, 1993).

L'associazione riscontrata nel campione Mis1 é caratterizzata da specie tipi-

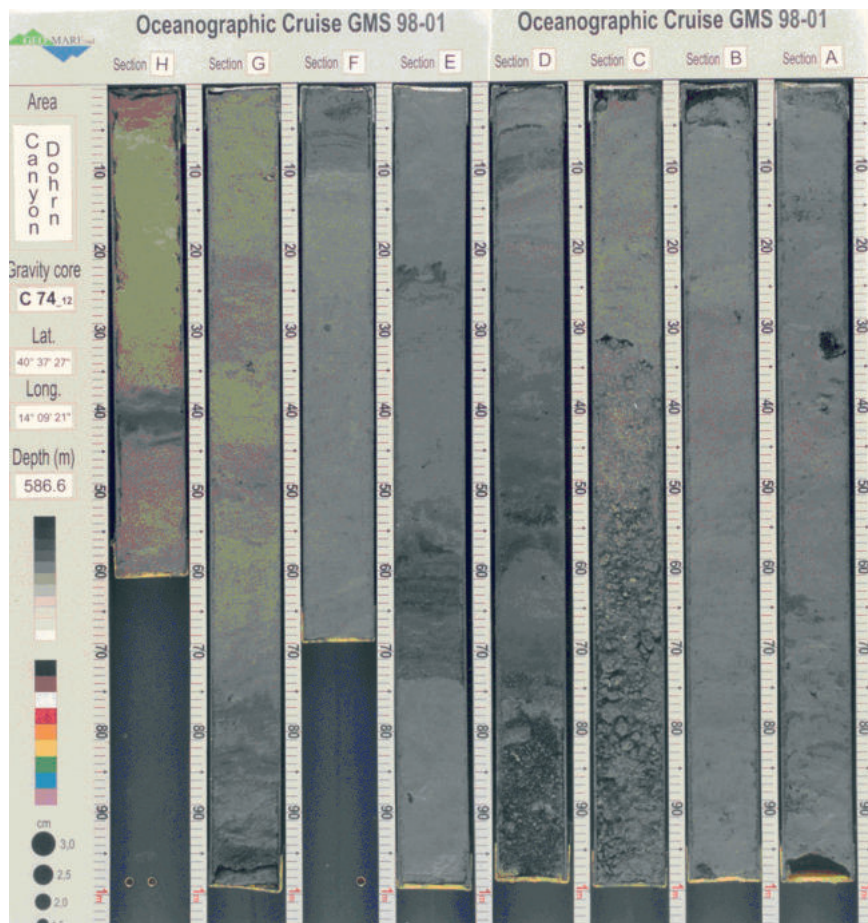


Fig. 52 - Stratigrafia della carota C76_12m, campionata alla base del braccio orientale del canyon Dohrn (Golfo di Napoli).

che dei fondali pelitici con *Ammonia beccarii* associata a *Valvulineria bradyana*. Quest'ultima si ritrova con un'ampia distribuzione nel Mediterraneo nell'ambiente circalitorale caratterizzato da fondali pelitici con copertura vegetale (BLANC-VERNET, 1969). Alcune specie come *Eponides repandus*, *Textularia calva* e *Ammonia beccarii* presentano gusci usurati e/o rotti.

5.3. - ANALISI DELLA CAROTA C74_12

La carota C74_12 è stata campionata alla base del braccio orientale del *canyon* Dohrn durante la crociera oceanografica GMS98-01 a bordo N/O Urania alla profondità di 586,6 m (Fig. 52). Il carotiere *piston corer* ha permesso di recuperare 721 cm di depositi emipelagici alternati a depositi da flusso gravitativo di spessore vario da pochi centimetri ad alcuni decimetri. La carota è stata campionata ogni 6 cm per analisi granulometrica. Un successivo infittimento della campionatura si è basato sull'evidenza delle strutture sedimentarie riconosciute e sui passaggi litologici, per un totale di 81 campioni.

I sedimenti della carota C74_12 sono costituiti prevalentemente da emipelagiti (65%) e subordinatamente da depositi da flusso gravitativo (35%). La frazione predominante è il silt da medio a sottile, mentre la frazione sabbiosa costituisce il 22% e quella ghiaiosa il 4 %. Ad eccezione di alcuni livelli costituiti in prevalenza da sabbie fangose e da ghiaie (160-170 cm, 372-530 cm), la sedimentazione è per lo più caratterizzata da fanghi sabbiosi e da fanghi argillosi.

L'analisi sedimentologica della carota C76_12 ha consentito di distinguere sei intervalli torbiditici *s.s.* e due intervalli da colata (*debris flow*), costituiti quasi esclusivamente da sedimenti di origine vulcanica (pomici, scorie, k-feldspati, pirosseni, vetri vulcanici) da poco a moderatamente assortiti e di forma da subangolare a subarrotondata nella frazione sabbiosa e ghiaiosa; a volte sono presenti pomici chiare ben arrotondate con una patina di ossidazione (ossidi di ferro) spesso associati a minerali rimaneggiati (pirosseni) e rare faune di mare basso (foraminiferi bentonici, frammenti di gusci).

Le emipelagiti, costituite da silt e silt argillosi, sono a volte interrotte da sottili intervalli centimetrici più sabbiosi, probabili code di torbiditi sottili distali (correnti di torbida "diluite"?), ed il loro spessore varia da un massimo di 130 cm ad un minimo di 10 cm, mostrando una diminuzione nello spessore con l'aumentare dei depositi gravitativi (es. al 370-530 m).

Le facies individuate negli intervalli depostisi in seguito ai flussi gravitativi sono prevalentemente torbiditi s.l. e *debris flow*: 1) (**Sequenza tipo T_a di Bouma**) - base erosiva, sabbie vulcaniche massive (t_6), o silt sabbiosi massivi, leggermente *coarsening upward* alla base; al top è presente una sottile lente di sabbie pomicee (facies E di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) (t_5); 2) (**Sequenza tipo T_{a-b} di Bouma**) - superfici nettamente erosive si riconoscono alla base di sabbie vulcaniche leggermente gradate o di silt sabbiosi massivi, che passano a sabbie e silt sabbiosi con una leggera laminazione parallela (t_1 , t_2 , t_3); talora la base è caratterizzata da gradazione inversa per pochi centimetri (t_2); talora sono presenti frammenti semiconsolidati di argille siltose sparsi (t_1) ed al top sono presenti sottili lenti di sabbie siltose vulcaniche inglobate in depositi pelitici (facies E di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975); 3) (**Sequenza tipo T_{b-c} di Bouma**) base erosiva,

silt sabbiosi con laminazione da parallela ad incrociata, con al top una sottile lente di sabbie pomicee (facies E di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) (t_4); 4) (*Debris flow* - *Colate sabbiose fangose e ciottolose*) sabbia vulcanica con ciottoli pomicei da subangolari a subarrotondati, rari inclusi pelitici e pomici arrotondate con patina di ossidazione e rari frammenti di gusci rimaneggiati (D_1) e ghiaie sabbiose pomicee subangolari fino a sabbie pomicee, con ciottoli pomicei da subangolari a subarrotondati in matrice > 15 %, leggermente *fining upward* (D_2) (Facies A_2 di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975).

5.4. - MANIFESTAZIONI VULCANICHE SECONDARIE

Nell'area rilevata sono state individuate manifestazioni sottomarine gassose fredde e non, sia diffuse che puntuali, talora associate a manifestazioni idrotermali, legate ad attività vulcanica (per l'ubicazione vedi carta geologica). Le aree di interesse sono localizzate nei settori continentali della fascia costiera sommersa e la maggior parte di queste risultano note e catalogate dall'Osservatorio Vesuviano; lo stato di attività è ovviamente riferito al periodo di rilevamento (dic. 2006 - gen. 2007).



Fig. 53 - Fondali antistanti Punta Pennata; area interessata da manifestazioni gassose.

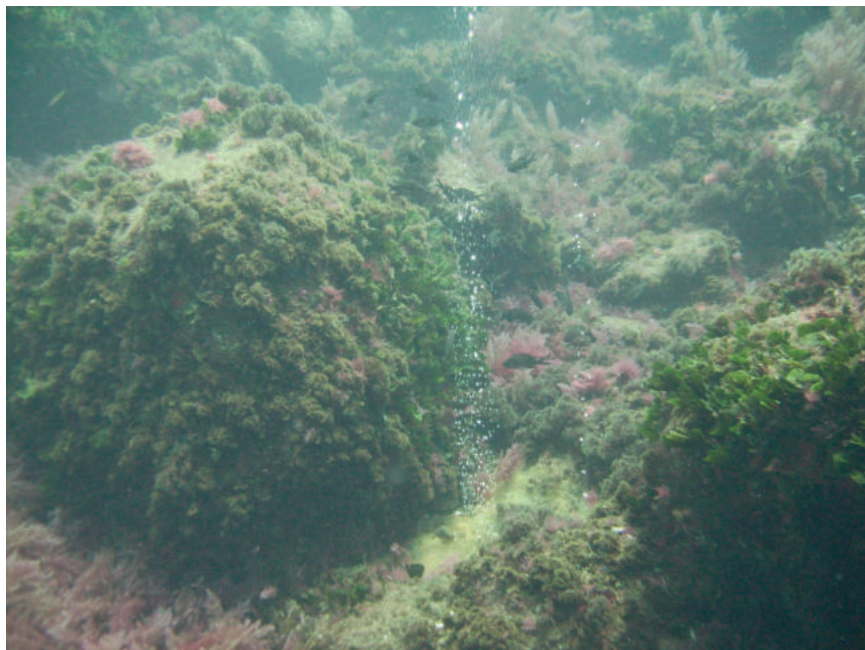


Fig. 54 - Fondali antistanti l'isola di Nisida; area interessata da manifestazioni gassose e idrotermali con la presenza di patine di zolfo.

In particolare, nella zona circostante il promontorio di Capo Miseno, le manifestazioni sono risultate particolarmente attive. Esse si possono rilevare sia lungo il versante sommerso occidentale che lungo quello orientale: generalmente fuoriescono dal fondo sabbioso a profondità rispettivamente inferiore di 5 m e di circa 15 m. Nei dintorni di Cala Moresca, le emissioni gassose risultano fuoriuscire anche dalle numerose fratture presenti lungo le falesie sommerse. In prossimità del Capo si rilevano inoltre manifestazioni idrotermali puntuali parzialmente inattive; l'area, che risulta circoscritta ad una profondità di 15 m, si ritrova all'interno dei depositi detritici di piede di falesia dove sono state rilevate puntuali precipitazioni di zolfo.

Nell'area del porto di Miseno, in prossimità dell'ingresso, sono presenti, alla profondità di circa 10/12 m (Fig. 53), aree limitate con diffuse manifestazioni fredde. All'interno del porto è ben nota la "grotta dello zolfo", impostata su una zona di intensa fratturazione e sul cui fondo (-2 m) sono presenti manifestazioni idrotermali con precipitazioni di zolfo.

Nei dintorni dell'isolotto di Nisida, nella porzione nord-occidentale, sono state rilevate estese aree in cui, sui depositi tufacei attribuiti a **TNI**, sono presenti patine biancastre e manifestazioni idrotermali ad alta temperatura, attualmente non

attive. Sul lato orientale dell'isolotto, all'interno dei depositi di piede di falesia, è stata rilevata una estesa area caratterizzata da emissioni gassose fredde; localmente sono state rilevate concrezioni di zolfo associate a manifestazioni idrotermali a carattere diffuso (Fig. 54).

Anche nell'area di Marechiaro ma su una estensione areale ridotta, sono state ritrovate zone caratterizzate da emissioni gassose fredde.

X - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MARINA

1. - I FONDALI PERICOSTIERI (da 0 a -30 m)

Le aree di fondale marino antistanti la costa al di sopra dei 30 m di profondità possono essere considerate la naturale prosecuzione geologica e geomorfologica della fascia costiera emersa. Con tali settori presentano infatti analogie morfologiche e strutturali, oltre che affinità di carattere litologico (cfr. Cap.IX, par.1.). La sommersione di parti significative di coste italiane ha avuto corso in epoche relativamente recenti, durante il Post-Glaciale; inoltre a luoghi nell'area campana vi sono state ripetute fasi di esposizione subaerea legate a motivi tettonici e vulcanici.

Un primo controllo sulla fisiografia, strutturazione ed evoluzione dei fondali è dato dalla tipologia costiera: risulta pertanto evidente che una ricostruzione morfologica e morfostrutturale di tali settori parta dalle caratteristiche riscontrate nei settori di costa emersa. Vengono di seguito descritte le peculiarità della fascia costiera dei settori insulari e di quelli continentali ed i principali elementi morfostrutturali e morfostratigrafici.

1.1. - LA FASCIA COSTIERA

1.1.1. - *Il settore insulare: l'isola di Procida - Promontorio S. Margherita*

L'isola Procida e il Promontorio di S. Margherita sono caratterizzati prevalen-

temente da coste alte; esse costituiscono falesie emerse, prevalentemente attive, che proseguono nella porzione sommersa costituendone la naturale continuità. In particolare l'isola di Procida è caratterizzata da scarpate ripide sub-verticali osservabili lungo tratti di costa che sono, nel lato nord-orientale, il tratto tra Punta della Lingua e Punta dei Monaci, nel lato sud-orientale, il promontorio di Punta Pizzaco e a sud il promontorio di Santa Margherita. Nel lato nord-occidentale tale situazione si riscontra nel tratto compreso tra Capo Bove e Punta Serra ed in brevi tratti della costa settentrionale, ad est di Punta Pioppeto. Tratti di costa alta con pendenze meno acclivi, comprese tra circa 30° e 40° e che individuano spesso versanti di strato, caratterizzano le coste della baia di Solchiaro posta a sud-est, tra l'omonimo promontorio e Punta Pizzaco e la porzione settentrionale di costa che circonda Punta Pioppeto.

Per tutti questi tratti di costa emersa la porzione sommersa delle falesie presenta analoghe caratteristiche di pendenza. Nel settore settentrionale, compreso tra Punta Serra e Punta dei Monaci, il piede della falesia sommersa è ad una profondità variabile tra -9 e -15 m; solo nella porzione sommersa della falesia del promontorio di Punta Serra si raggiunge una profondità di circa -18 m. Nella porzione meridionale, compresa tra Punta Pizzaco e il promontorio di Santa Margherita, le falesie sommerse raggiungono profondità anche elevate, superiori a 30 m. Ciò è osservabile nella parte più esterna del promontorio di Punta Pizzaco e Punta Solchiaro, che raggiungono profondità di circa -90 m. All'interno della baia di Solchiaro la falesia sommersa è molto articolata e risulta spesso coperta da depositi detritici; il piede raggiunge profondità variabili tra -18 e -25 m. Nella rimanente parte meridionale dal versante del promontorio di Solchiaro fino al promontorio di Santa Margherita, il piede della falesia si attesta ad una profondità compresa tra -15 e -10 m.

I rimanenti tratti della costa sono occupati da strette fasce litoranee sabbiose, poco estese sia arealmente che in profondità, alle cui spalle si ritrovano talora falesie non più attive; esse sono individuabili nella baia di Chiaia, dove la falesia presenta una forma leggermente arcuata, separata al suo interno da un relativo alto strutturale sommerso che la suddivide in due calette; nel tratto di costa rettilineo compreso tra Ciraccio e Ciracciello, nell'area settentrionale ad est del porto marittimo e nell'area all'interno della cala a forma semicircolare che circonda il promontorio di Punta Serra e Punta Ottimo.

Nei tratti di costa relativamente bassi, il fondale scende dolcemente verso le profondità maggiori con pendenze che risultano inferiori ad 1°.

Tre aree costiere dell'isola sono occupate da infrastrutture marittime: la più estesa si trova nel lato settentrionale e costituisce il porto principale di Procida mentre all'interno della baia di Chiaia (località la Corricella) e a sud nell'insenatura della Chiaiolella si ritrovano aree utilizzate per attività di pesca e diporto. A parte la cala della Corricella, le rimanenti aree non sono state oggetto di rilievi subacquei.

1.1.2. - *Il settore continentale: i Promontori di Monte di Procida e di Capo Posillipo*

Per il taglio del Foglio geologico a scala 1:50.000 le coste del settore continentale sono solo quelle dei due promontori che delimitano il Golfo di Pozzuoli nella loro porzione più esterna; il Promontorio di Monte di Procida e il Promontorio di Capo Posillipo.

Promontorio di Monte di Procida: la fascia costiera emersa del Promontorio di Monte di Procida ricadente nel foglio è caratterizzata da coste prevalentemente alte non direttamente esposte all'erosione del mare per l'interposizione di una stretta fascia di spiaggia. Nell'area prospiciente sommersa si riscontra una morfologia con pendenze inferiori ad 1° che caratterizzano la parte sommersa delle spiagge attuali. Rilievi isolati di piccole dimensioni che si elevano anche solo di pochi metri costituiscono gli unici elementi che articolano questo settore (cfr. Cap. IX, par.1.). Tale area è delimitata a est dall'alto morfostrutturale rappresentato dal promontorio di Capo Miseno. Esso è caratterizzato per contro da ripide falesie emerse direttamente esposte al moto ondoso, che sono interessate da una forte instabilità come si evince dalle distribuzioni puntuali delle frane che interessano questo tratto di costa; attualmente i depositi di frana che raggiungono il settore sommerso sono inglobati nei sedimenti di piede di falesia ad eccezione di un corpo di paleo-frana (cfr. Cap. IX, par.4.3.1.5.). Le falesie sommerse con pendenze di circa 30-40° sono sepolte dai sedimenti di spiaggia nel settore prossimo al litorale di Miliscola dove raggiungono le profondità minime di circa -3/-4m; il piede di falesia gradualmente si approfondisce fino a risultare completamente esposto nel settore meridionale in prossimità del faro di Capo Miseno dove raggiunge la profondità massima di circa -15 m. Analoga situazione si riscontra sul versante orientale del promontorio, dove il settore che va da Punta Pennata fino a sud di Bacoli è caratterizzato da coste alte con pendenze anche superiori a 40°; le rispettive falesie sommerse risultano ricoperte da sedimenti sabbiosi il cui piede da circa -8 m raggiunge, in prossimità di Bacoli, la profondità di circa -4/-5 m.

In questo tratto sono presenti inoltre aree costiere occupate da infrastrutture portuali e aree caratterizzate da opere di difesa costiera (in prossimità di Miliscola) non rilevate.

Il promontorio di Capo Posillipo: la fascia costiera compresa tra Nisida e Marechiaro è caratterizzata prevalentemente da coste alte; esse individuano falesie emerse, in genere attive, che proseguono nella porzione sommersa e ne rappresentano la naturale continuità; esclusivamente nel tratto prospiciente Marechiaro la costa risulta intervallata da piccole insenature di notevole bellezza che individuano spiagge di tipo *pocket beach*. Questo tratto di costa risulta delimitato dai due alti strutturali corrispondenti all'isolotto di Nisida ad ovest e dal prolungamento in mare del promontorio della Gaiola ad est; tale assetto morfostrutturale

favorisce l'accumulo dei sedimenti in quest'area caratterizzata da fondali sabbiosi e ghiaiosi.

L'isolotto di Nisida, che costituisce nel suo complesso la bocca di un cratere, è contraddistinto in particolare da coste alte direttamente esposte all'erosione del mare. I versanti emersi esterni del cratere sono molto acclivi, con pendenze anche superiori ai 40°. Il piede della falesia sommersa risulta coperto da sedimenti sabbiosi e limosi nell'area a nord che si affaccia sulla baia di Bagnoli. Per la rimanente parte si attesta generalmente alla profondità di circa -12 m e risulta coperto da un cospicuo volume di depositi da crollo che generalmente lo mascherano. Solo a sud-est, in prossimità dell'ingresso di Porto Paone, il piede della falesia raggiunge la profondità massima di -17 m; qui una stretta fascia di sedimenti sabbiosi di piattaforma separa la falesia sommersa di Nisida dai rilievi presenti poco più a largo (cfr. Cap.IX, par.1.) Il tratto ad est di Nisida, comprendente la località di Marechiaro, risulta caratterizzato da fondali con pendenze molto basse, che degradano dolcemente fino alla profondità di -30 m. Solo in un settore a sud-est di Nisida quest'area sub-pianeggiante è interrotta dalla presenza di rilievi rocciosi. La rimanente parte, corrispondente all'area di Posillipo, è costituita da coste alte con pendenze variabili. Lungo il prolungamento del promontorio della Gaiola la falesia sommersa raggiunge profondità elevate con piede della falesia da circa -20 m fino ad un massimo di circa -27 m. La rimanente parte della falesia sommersa si attesta su profondità in genere comprese tra -10 e -13 m.

1.2. - CARATTERISTICHE MORFOLOGICO - STRUTTURALI

1.2.1. - *Il settore insulare: l'Isola di Procida - Promontorio Santa Margherita - Canale di Procida*

Le numerose insenature semicircolari che orlano l'Isola di Procida le conferiscono una morfologia costiera piuttosto articolata. Tali baie coincidono con i relitti degli edifici vulcanici, le cui forme in alcuni casi proseguono sotto il livello del mare, parzialmente o totalmente erose dal moto ondoso. La loro parziale assenza in ambiente sottomarino è imputabile anche a motivi strutturali, come nel caso di Vivara-Promontorio S. Margherita o di Terra Murata, dove faglie con andamenti diversi hanno disarticolato i crateri, o all'*infill* sedimentario delle morfostrutture negative, come nel caso di Solchiario. Ben conservati anche sotto il livello del mare risultano i crateri di Pozzo Vecchio, perfettamente preservato nel settore nord-ovest, a ridosso della costa, e quello di Fiumicello, che risulta parzialmente eroso e la cui porzione più al largo è osservabile esclusivamente a nord di Capo Bove, nel settore settentrionale dell'isola.

L'isola di Vivara, che nella cartografia a scala 1:50.000 è ubicata nel Foglio 464 - Isola d'Ischia, è caratterizzata da una forma semicircolare, che interessa anche la parte corrispondente al promontorio di Santa Margherita, riconducibile alla sua genesi vulcanica. Nell'area emersa è infatti possibile tracciare parte dell'orlo del cratere, esumato a seguito dello smantellamento erosivo delle coperture piroclastiche più recenti. L'insenatura del Golfo di Genito rappresenta la parte centrale del cratere attualmente sommersa. Il cratere, aperto a sud, è in realtà comunicante anche verso nord con l'area della Baia di Ciraccio.

L'assetto attuale dell'isola di Procida è legato ai numerosi collassi vulcano-tettonici, coevi alla formazione di altri edifici vulcanici. Contribuiscono allo smantellamento degli apparati, inoltre, le faglie che bordano l'alto strutturale di Procida (Tav. I)

I principali lineamenti morfostrutturali evidenziati dall'andamento batimetrico dei fondali che circondano l'isola sono riconducibili a famiglie di faglie e fratture orientate parallelamente a tratti rettilinei di costa. Nel settore orientale, in particolare, sono individuabili lineamenti prevalentemente orientati secondo gli andamenti NNE-SSO e NE-SO (Tav. I). Quest'ultima famiglia è per esempio rappresentata dalla faglia antistante l'area di Punta dei Monaci, ben visibile a circa 25 m di profondità, caratterizzata da una scarpata di circa 4-5 m ricoperta da depositi sabbiosi di esiguo spessore.

Nella porzione settentrionale predominano lineamenti orientati intorno a N100-120°, segmentati da discontinuità disposte in senso meridiano. Più in generale, però, il Canale di Procida è bordato da lineamenti con orientazione NNE-SSO (Tav. I). Nel settore occidentale, al pari di quello orientale e del canale, è infatti riconoscibile una famiglia di faglie orientate secondo la classe azimutale N20-30°. Una modesta parete corrispondente ad una scarpata di faglia con tale andamento è stata osservata a circa 15 m di profondità a largo di Capo Bove (cfr. Cap.IX, par.1.). Un simile *trend* si riscontra anche per la costa a ridosso della spiaggia della Chiaiolella, la più ampia dell'isola, che sembrerebbe pertanto di origine tettonica. A questa famiglia si associa un *set* di strutture, interpretabile come di secondo ordine rispetto all'andamento predominante, in direzione all'incirca N-S (Tav. I).

Il canale di Procida è orlato su entrambi i fianchi da scarpate controllate da faglie con direzione N20-30° ed è attraversato nella sua porzione più orientale da faglie orientate all'incirca N50-60°. Infine, morfolineamenti in direzione EO separano il canale dalla porzione settentrionale dell'Isola di Procida.

Analogamente con quanto osservabile nel Canale di Ischia e nei dintorni di Vivara (Foglio n. 464 - Isola di Ischia), le faglie presentano scarpate più ripide nei settori orientali, evidenziando una generale asimmetria dell'alto morfostrutturale, con fondali che verso est degradano più rapidamente verso profondità maggiori.

Intorno all'alto strutturale di Procida i fondali pericostieri sono caratterizzati

dalla presenza di diversi ordini di superfici piane sommerse, con pendenze variabili inferiori a 3°. I rilievi di dettaglio mostrano che molti di questi ripiani sono intagliati nelle unità vulcaniche. Ciò permette di evidenziare una paleomorfologia dell'isola con estensioni ben maggiori degli apparati vulcanici. Tali superfici sono interpretabili nella maggior parte dei casi come superfici terrazzate di origine marina legate a paleolivelli di base dell'erosione. Le superfici sub-orizzontali sono infatti prevalentemente erosionali e solo in subordine possono avere un'origine strutturale, analogamente a quanto osservato nell'isola di Vivara, (PUTIGNANO *et alii*, 2009).

Le superfici presentano la tipica forma e continuità di terrazzi marini, soprattutto nel settore occidentale e nord-occidentale, e sono perfettamente correlabili con quelle che circondano l'Isola di Vivara (Foglio geologico contiguo). Particolarmente sviluppati sono i terrazzi posti alle profondità di -20/-21.5 m, -18/-20 m e -14/-16 m, tutti visibili a largo di Ciraccio. Terrazzi a profondità minori si ritrovano a -13/-14 m, ben espressi nel Canale di Procida. A quest'ultimo ordine si associano elementi erosionali a scala minore, quali solchi di battigia, osservabili in località Fiumicello e piccole piattaforme di abrasione marina, poco ampie, ma che presentano continuità areale in tutta la baia di Solchiaro, talora ricoperte da depositi detritici. Lembi di piattaforme di abrasione marina intagliate prevalentemente nelle unità vulcaniche si ritrovano a -9/-10 m nella baia di Solchiaro. Le piattaforme di abrasione arealmente più rappresentative, corodate di marmite di abrasione e testimonianze archeologiche, si ritrovano a quota -5.5/-6 m nelle zone di Fiumicello (a Punta Faro), nella baia di Solchiaro e lungo il promontorio di Santa Margherita (Fig. 49). Altre evidenze geomorfologiche sono inoltre riferibili a lembi di piattaforme di abrasione marina a profondità di -3.5 m, come documentabile ancora a Punta Faro. La sintesi di tali elementi è riportata in PUTIGNANO *et alii* (2009).

Il Canale di Procida costituisce un'ampia area sub-pianeggiante che collega le isole di Procida e Vivara alla terraferma. L'area è caratterizzata da una serie di superfici sub-orizzontali, organizzate in più ripiani compresi tra i -6 m e i -15 m. Questa quota rappresenta la profondità massima del canale (Tav. I). Più precisamente, le aree terrazzate sono poste a -13/-15 m, - 9/-11 m e -6/-8 m. Lungo la scarpata che delimita il canale ad ovest, si osserva inoltre un ripiano posto a circa -20 m, che tuttavia - almeno in questa zona - appare un elemento ribassato del paesaggio sommerso, forse correlabile con le superfici immediatamente superiori. Ripiani posti a quote simili sono comunque largamente osservabili anche lungo la costa occidentale di Procida e ad ovest di Vivara. L'assetto morfologico sub-pianeggiante che caratterizza tutta l'area è, in buona sostanza, imputabile a processi erosionali e/o di trasporto che hanno appianato le morfostrutture preesistenti; ciò è supportato dalla interpretazione di una linea sismica che lo attraversa.

Nella parte centrale del canale, una faglia con direzione all'incirca N120° separa i ripiani più profondi dalle superfici che li bordano "a gradinata". Fa ecce-

zione un piccolo lembo corrispondente ad una secca allungata, ricoperta da sedimenti sabbiosi di piattaforma e da biocostruzioni a fanerogame marine, bordata a sud-ovest dalla faglia sopra citata.

1.2.2. - *Il settore continentale*

1.2.2.1. - Il Promontorio di Monte di Procida - Capo Miseno

La morfologia dei fondali costieri tra l'Isola di S. Martino e Capo Miseno è caratterizzata da vasti tratti sabbiosi con deboli pendenze, con aree sia di accumulo che di trasporto di sedimenti. Il promontorio di Capo Miseno ne costituisce il limite orientale. L'assetto morfologico sub-pianeggiante, analogamente al Canale di Procida che lo delimita, presenta delle peculiarità. Locali affioramenti rocciosi vulcanici (cfr. Cap.IX, par.1.) osservabili lungo tutto il litorale, evidenziano la presenza di un substrato duro nell'immediato sottofondo. I sedimenti dei fondi mobili che hanno ricoperto e livellato le strutture di origine vulcanica, seppellendole quasi totalmente, potrebbero pertanto avere spessori molto variabili. L'unità vulcanica in affioramento, che circonda il canale di Procida, lo circonda e lambisce il litorale di Monte di Procida, è costituita da depositi riferibili al **TGC** (cfr. Cap.IX, par.1.), che potrebbero rappresentare il substrato del canale di Procida fino al Monte di Procida. Si può supporre pertanto che questo settore abbia subito un ribassamento relativo rispetto all'isola di Procida.

Lungo le falesie sommerse del promontorio di Capo Miseno sono talora intagliati terrazzi di abrasione marina di piccola estensione, posti alle quote di circa -10 m, -8 m e circa -6 m; solchi di battente si ritrovano lungo le falesie di Cala Moresca alla profondità di circa -3 m e a P.ta Torrione a circa -7.5 m.

Dei tre crateri ubicati in terraferma, riferibili alle attività recenti dei Campi Flegrei, solo quello relativo all'eruzione dei tufi di Porto Miseno (**TPT**) può essere ricostruito dall'andamento delle falesie sommerse nell'area di Punta Pennata. L'assetto morfobatimetrico suggerisce la presenza di morfolineamenti con varie orientazioni, da N140° a N170° e da N10° a N120°, che circondano il promontorio di Capo Miseno. L'esistenza di alcuni di questi elementi strutturali, interpretabili come fratture, è corroborata dall'allineamento secondo gli stessi andamenti di punti di emissioni gassose (cfr. Cap.IX, par.5.4.).

1.2.2.2. - Nisida - Marechiaro

Questa porzione dei fondali pericostieri continentali è caratterizzata da una morfologia piuttosto articolata per la presenza, nei settori sommersi, di affiora-



Fig. 55 - Fondali ad ovest della Gaiola (Capo Posillipo); forme alveolari legate all'azione erosiva del mare presenti su un terrazzo marino posto a quota circa -6 m.

menti di piroclastiti. La porzione emersa dell'isolotto di Nisida costituisce quasi per intero l'orlo del cratere omonimo, che risulta aperto solo in un limitato settore corrispondente all'ingresso di Porto Paone, la cui quota è posta a circa -10 m. Nell'area prospiciente l'isolotto, a partire dalla profondità di -27 fino a -21 m si rileva in più zone la presenza di una superficie con una pendenza di circa $2-3^\circ$, forse interpretabile come un terrazzo di abrasione marina in roccia. Lembi di superfici terrazzate si ritrovano alle profondità di -21/-23 m, -19/-20 m, -14/-16 m e -13/-15 m. Quelli riferibili alle ultime due quote individuano le superfici sommitali dei rilievi presenti a sud di Porto Paone e si rilevano anche sul prolungamento a mare del promontorio della Gaiola. A profondità minori si ritrovano, alle quote di -9/-10 m, -7/-8 m, -5/-6 m, terrazzi di abrasione marina intagliati nelle falesie sommerse (Fig. 55) e presenti anche lungo il promontorio della Gaiola; talora risultano associati alla presenza di marmitte di eversione.

L'assetto morfobatimetrico è condizionato dalla presenza di una famiglia predominante di strutture fragili, con direzione $N50-60^\circ$ (Tav. II), che costituisce una morfostruttura interpretabile come una gradinata di faglie. Sul lato occidentale, sommerso, del promontorio della Gaiola si osserva una faglia orientata all'incirca N-S, responsabile del ribassamento del lembo occidentale, che sembra più

giovane della famiglia rappresentata dalla classe azimutale N50-60°. Le fratture alla mesoscala mostrano direzioni N50°, congruenti con le strutture maggiori, ed EO.

2. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMOSTRATIGRAFICHE DEI FONDALI MARINI - (da -30 m a -200 m)

2. 1. - GENERALITÀ

Il settore nord-orientale

Il settore nord-orientale del foglio n. 465 “Procida” (scala 1: 25.000) presenta, come principale unità morfologica e deposizionale la piattaforma continentale della città di Napoli, fino alla collina di Posillipo, dove il ciglio della piattaforma presenta un probabile controllo tettonico e si trova in corrispondenza dei -90 m di profondità.

Il limite dell’isobata dei -200 m coincide con la testata del canale de “l’Ammontatura”, geneticamente collegato con il braccio occidentale del *canyon* Dohrn e caratterizzato da un fondo piatto e da argini asimmetrici. In corrispondenza dell’Ammontatura è presente un bacino di piattaforma esterna-scarpata superiore, caratterizzato da basse pendenze e da un regime deposizionale complesso, con alternanze di intervalli risedimentati e di *tephra* vulcanici (INSINGA, 1999). La formazione del canale dell’Ammontatura pre-data la formazione dell’edificio vulcanico relitto del Banco di Nisida, come evidenziato dalla brusca terminazione del Canale dell’Ammontatura contro il banco stesso (AIELLO *et alii*, 2001).

Il settore sud-orientale

Il settore sud-orientale del foglio n. 465 “Procida” presenta, come principale elemento morfologico e deposizionale, la piattaforma continentale ad ovest della Penisola Sorrentina; il ciglio della piattaforma continentale è ubicato in corrispondenza dell’isobata dei -140 m di profondità. Questa zona è caratterizzata dalla presenza, nel sottofondo marino ed al fondo mare di affioramenti sabbiosi relitti, depositi durante la regressione *wurmiana* (18 ka) affioranti a fondo mare o ricoperti da un sottile drappaggio di sedimenti olocenici. Sono inoltre presenti affioramenti rocciosi delle unità carbonatiche meso-cenozoiche, geneticamente collegati all’alto strutturale della Penisola Sorrentina (“Scoglio del Vervece”) ed altri affioramenti minori (**sci**).

Il taglio del foglio in oggetto coincide con il braccio orientale del *canyon* Dohrn, che decorre lungo l’isobata dei -200 m di profondità. Questo braccio è alimentato lateralmente da numerosi canali tributari, alcuni dei quali appaiono tettonicamente controllati (Fig. 10). Evidenze di carattere sismo-stratigrafico sug-

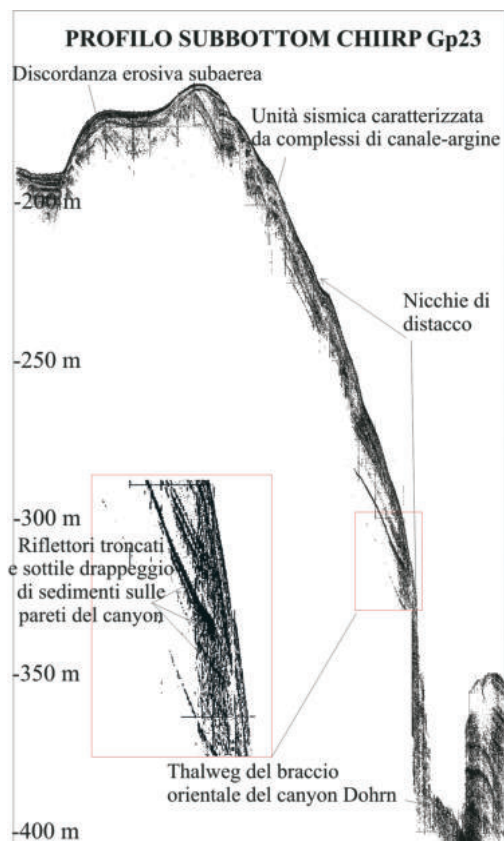


Fig. 56 - Profilo Chirp dal relitto morfologico della piattaforma continentale medio-tardo pleistocenica fino al thalweg del braccio orientale del canyon Dohrn (Golfo di Napoli).

geriscono un collegamento genetico tra questo braccio del *canyon* ed il sistema di paleo-drenaggio del fiume Sarno durante periodi di abbassamento eustatico del livello marino. Va inoltre menzionata la presenza, in corrispondenza della testata del braccio orientale, di morfologie relitte della piattaforma continentale medio-tardo pleistocenica, caratterizzate da orizzonti ascrivibili al cuneo progradante alimentato dal paleo Sarno, ampiamente documentato in base ai profili sismici nel settore orientale del Golfo di Napoli (MILIA, 1996; AIELLO *et alii*, 2001; MARSELLA *et alii*, 2002). Appartengono alle unità marine relitte pleistoceniche (**m₁₀**) attribuite al Pleistocene medio (precedente i depositi della sequenza tarco-quaternaria). I depositi si rinvengono in corrispondenza di due relitti morfologici alla testata del braccio orientale del *canyon* Dohrn e costituiscono dei palinsesti di ambiente di piattaforma e di spiaggia (Fig. 56).

I settori sud-occidentale e nord-occidentale

I settori sud-occidentale e nord-occidentale del foglio n. 465 “Procida” comprendono la piattaforma continentale dei Campi Flegrei ed il settore esterno del Golfo di Pozzuoli. L’unità fisiografica del Golfo di Pozzuoli rappresenta una zona di sprofondamento vulcano-tettonico, caratterizzata da fratture anulari e radiali, geneticamente collegata alla ampia struttura calderica (della caldera flegrea).

Da un punto di vista fisiografico il Golfo di Pozzuoli (BERNABINI *et alii*, 1973a, b; DE PIPPO *et alii*, 1984a; 1984b; 1992; COCCO *et alii*, 1992; BRAVI *et alii*, 2003; BERRINO *et alii*, 1994;) è una baia di modeste dimensioni delimitata verso il largo da una serie di banchi sommersi, di natura vulcanica. In particolare, l’unità fisiografica del Golfo di Pozzuoli è caratterizzata dalle seguenti unità morfologiche:

- una **piattaforma litoranea**, ubicata nel settore settentrionale, il cui ciglio è ubicato a circa 50 m di profondità che passa, attraverso una scarpata a debole pendenza, ad:
- un **bacino centrale**, che si sviluppa fino a circa 100 m di profondità, circoscritto verso il largo da:
- una **cintura di edifici vulcanici sommersi** (Banco di Miseno, Banco di Pentapalumbo e Banco di Nisida). Ancora più al largo si passa ad una piattaforma continentale esterna, che, con una pendenza dell’1% raggiunge al suo ciglio una profondità di 140/160 m.

In base all’analisi di profili sismoacustici *Subbottom* 3.5 kHz, *Surfboom* e *Sparker* 6000 J sono state riconosciute tre principali unità sismiche, separate da superfici di discordanza, il cui significato è di particolare importanza nella ricostruzione degli eventi geologici che hanno condizionato l’evoluzione del Golfo di Pozzuoli (PESCATORE *et alii*, 1984).

La superficie A (PESCATORE *et alii*, 1984), che si rinviene solo nella parte interna del Golfo, viene correlata ad un evento vulcano-tettonico datato a 5000-6000 anni dal presente. Tale evento ha dato luogo ad un sollevamento testimoniato dai depositi di un terrazzo marino (“La Starza”), sul quale è ubicato l’abitato di Pozzuoli e che si trova ad una quota di circa 30 m sul livello del mare attuale. La superficie B (PESCATORE *et alii*, 1984), viene riferita alla superficie corrispondente alla regressione *wurmiana* (18 ka). Nella parte esterna del Golfo tale orizzonte corrisponde all’attuale piattaforma continentale mentre nel settore interno è ribassato da una serie di faglie ad andamento E-O. Le unità fisiografiche del Golfo di Pozzuoli, dei banchi vulcanici sommersi di Pentapalumbo, Nisida e Miseno e della piattaforma continentale sembrano costituire un’unica struttura tettonica delimitata da due importanti faglie: la prima corrispondente al margine della piattaforma esterna e l’altra ad andamento EO, ubicata a terra a nord di Pozzuoli. A partire da 12-10 ka B.P. il Golfo di Pozzuoli è invece soggetto a subsidenza recente, con deposizione di sedimenti marini recenti.

Il profilo sismico *Subbottom Chirp* GP23 (Fig. 56) attraversa il relitto morfo-

logico ubicato alla testata del braccio orientale del *canyon* Dohrn (per l'ubicazione del relitto morfologico si veda la carta geomorfologica di Figura 10). Un sottile velo di sedimenti emipelagici drappeggia l'intero sistema dei *canyon* del Golfo di Napoli, come evidenziato dall'analisi dei profili sismici a riflessione, suggerendo la loro attuale inattività, causata sia dagli scarsi apporti vulcanoclastici in tempi recenti che dall'alto relativo del livello marino.

Il limite inferiore del foglio geologico corrisponde alla parte settentrionale del **Banco di Fuori**, un importante alto morfo-strutturale ubicato al centro del Golfo di Napoli, tra le isole di Capri e Ischia, che presenta un allungamento NE-SO. La parte inferiore del banco ricade all'interno del foglio geologico n. 484 "Capri", che copre anche la parte inferiore del *canyon* Dohrn, corrispondente al *thalweg* profondo del *canyon*. Il Banco di Fuori è denominato (sulla cartografia nautica dell'Istituto Geografico Militare) anche "Banco di Bocca Grande", in contrappo-

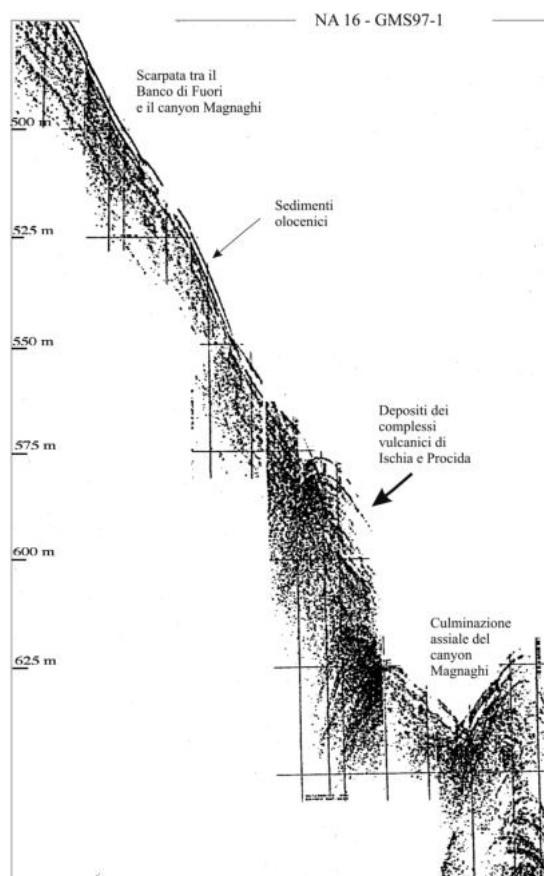


Fig. 57 - Profilo sismico di altissima risoluzione Subbottom Chirp NA16, acquisito dall'IAMC-CNR di Napoli durante la crociera GMS97-01. Il profilo decorre dalla scarpata tra il Banco di Fuori ed il canyon Magnaghi fino al *thalweg* del canyon stesso. Si noti la risposta acustica sorda, che evidenzia la presenza di basamento acustico vulcanico in subaffioramento lungo la scarpata.

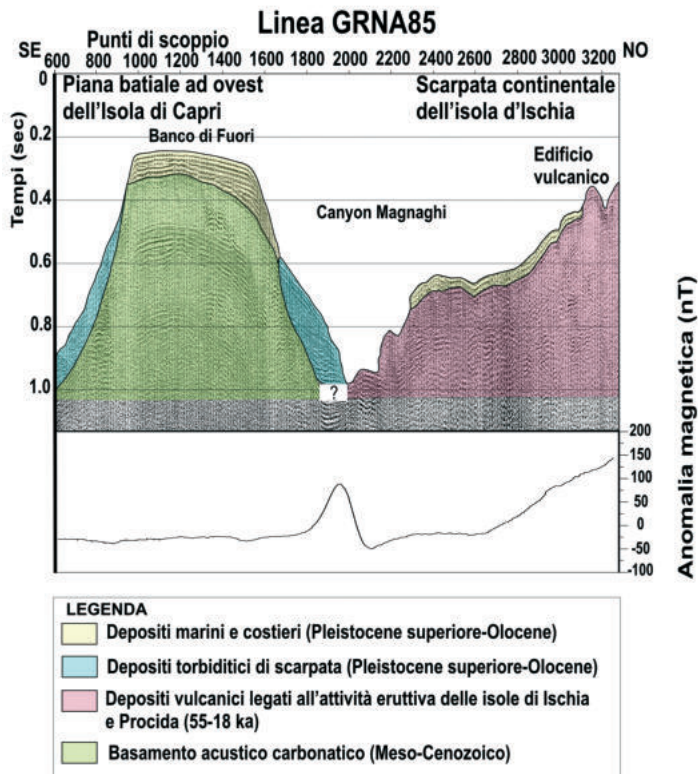


Fig. 58 - Profilo sismico Watergun GRNA85, acquisito dall'IAMC-CNR di Napoli durante la crociera GMS00-05. Il profilo attraversa importanti morfostrutture del Golfo di Napoli; decorre infatti dall'asse del canyon Dohrn ad ovest dell'isola di Capri attraverso l'alto morfostrutturale del Banco di Fuori e relativa interpretazione geologica del profilo sismico GRNA85 con la corrispondente linea magnetica. Si noti la transizione dalle unità sedimentarie (a sinistra nella sezione) in corrispondenza dell'alto morfostrutturale del Banco di Fuori alle unità vulcaniche (sulla destra nella sezione) separate dal canyon Magnaghi.

sizione al “Banco di Bocca Piccola”, che è la soglia morfostrutturale che separa l'isola di Capri dalla Penisola Sorrentina.

Questo banco raggiunge alla sua sommità la profondità minima di 130 m ed è ricoperto da quasi 100 m di sedimenti olocenici; il banco si presenta come una dorsale asimmetrica, con il fianco sud-orientale più acclive di quello nord-occidentale; il suo fianco meridionale appare interessato da una faglia diretta con andamento N10°. Il Banco di Fuori rappresenta un alto morfo-strutturale, formato da un blocco ruotato di carbonati mesozoici, risultante dal sollevamento e dalla rotazione a scala regionale del basamento acustico carbonatico.

Questa interpretazione è suggerita da varie evidenze, in primo luogo evidenze di carattere geologico regionale, dato che il Banco è ubicato in corrispondenza dell'allineamento strutturale Capri-Penisola Sorrentina, caratterizzato dalla presenza in affioramento di carbonati meso-cenozoici; in secondo luogo, da evidenze di carattere sismostratigrafico. L'analisi di profili sismici a riflessione di alta risoluzione acquisiti dall'IAMC-CNR di Napoli nell'ambito del progetto CARG (sorgente sismica Watergun) ha infatti evidenziato che questa struttura è caratterizzata da facies acustiche trasparenti, che suggeriscono appunto la presenza di un basamento carbonatico (Fig. 57; 58)

2.2 - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMOSTRATIGRAFICHE DEGLI EDIFICI VULCANICI RELITTI

Il settore occidentale del Golfo di Napoli è caratterizzato dalla presenza di numerosi banchi vulcanici, associati ad anomalie magnetiche positive (CALLIGARIS *et alii*, 1972; NAPOLEONE *et alii*, 1984), alcuni dei quali situati all'interno della piattaforma continentale (**Banco di Pentapalumbo**, **Banco di Nisida**, **Banco Miseno**) ed altri all'imbocco della scarpata del Golfo, nella zona mediana tra i *canyon* Dohrn e Magnaghi (**Banco Gaia** e tre banchi minori ubicati ad ovest dello stesso; **Monte Dolce**; **Secca del Pampano**). Altri relitti di apparati vulcanici sottomarini sono presenti tra le isole di Procida e di Ischia (**Formiche di Vivara**; **La Catena**; **Il Pertuso**; **Banco d'Ischia**; LATMIRAL *et alii*, 1971; DI GIROLAMO & ROLANDI, 1975; DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003; BUDILLON *et alii*, 2003b). Alcune morfologie relitte vulcaniche (es. Banco di Pentapalumbo, Banco di Ischia) si presentano totalmente erose e sono caratterizzate da superfici erosive di carattere policiclico intagliate nei prodotti vulcanici ed affioranti al fondo mare, al di sotto di un sottile drappaggio di sedimenti olocenici (Fig. 59). In altri casi i banchi vulcanici, pur avendo un carattere di morfologie vulcaniche relitte sono coperti da una spessa sedimentazione olocenica (Banchi di Nisida e di Miseno). Va ricordato che il limite della caldera flegrea verso mare riferibile al TGN è stato ipotizzato da vari autori (PESCATORE *et alii*, 1984; ROSI & SBRANA, 1987) come coincidente con i banchi di Miseno e di Pentapalumbo, più antichi dei vulcani di Nisida, Capo Miseno e Banco di Nisida e pertanto appartenenti all'attività pre-calderica.

Evidenze di depositi costieri sono state osservate sui profili di altissima risoluzione *Subbottom Chirp* al margine nord-orientale dei banchi vulcanici di Nisida e di Pentapalumbo. Tali depositi, organizzati con geometrie clinoformi sigmoidali costituiscono dei terrazzi deposizionali sommersi, i cui cigli si rinvergono rispettivamente a -140 m ed a -75 m. Tali terrazzi testimoniano episodi di breve stazionamento del livello del mare, nel corso di una fase generale probabilmente trasgressiva, le cui quote assolute e la cui età rimangono tuttora incerte.

BANCO DI PENTAPALUMMO
(Golfo di Napoli)

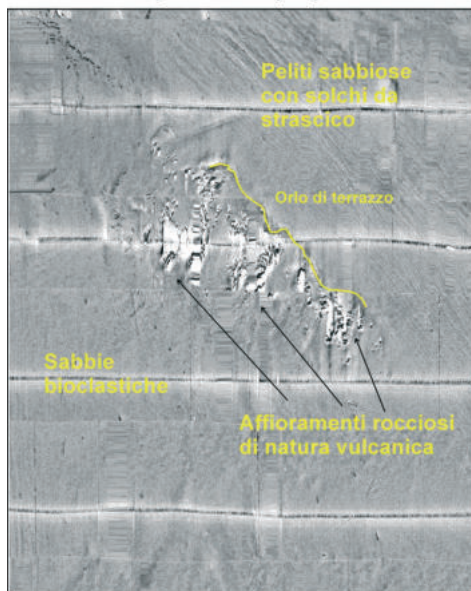


Fig. 59 - Particolare delle facies acustiche Sidescan Sonar sul Banco di Pentapalumbo. Si noti la presenza di affioramenti rocciosi di natura vulcanica in corrispondenza della sommità del banco. E' chiaramente individuabile l'orlo di terrazzo al bordo degli affioramenti vulcanici. La facies acustica visibile in alto a destra nel fotomosaico è interpretata come peliti sabbiose. Le caratteristiche lineazioni parallele individuabili sul fotomosaico rappresentano solchi della pesca a strascico, intensamente praticata nella zona del banco. La facies acustica visibile in basso a sinistra corrisponde alle sabbie bioclastiche presenti sulla sommità del banco e ben documentate dall'analisi di campionature del fondo.

Il Banco di Pentapalumbo è caratterizzato dalla presenza, in subaffioramento nella sua parte centrale, del basamento acustico vulcanico. La natura e l'età di tale basamento non sono tuttavia ben noti, in quanto non è possibile campionarlo direttamente, per la presenza di un drappeggio di depositi olocenici.

La stratigrafia del Banco di Pentapalumbo è illustrata dalla sezione geologica riportata in Figura 60, costruita in base all'interpretazione del profilo *Sparker* SPK8, acquisito dall'IAMC-CNR di Napoli durante la crociera oceanografica GMS98-01. Il profilo presenta un andamento NO-SE e decorre dalla piattaforma continentale antistante l'apparato vulcanico monogenico di Capo Miseno attraverso l'edificio vulcanico relitto del Banco di Pentapalumbo.

La sezione geologica costruita in base all'interpretazione del profilo sismico SPK8 illustra i rapporti stratigrafici tra il basamento acustico vulcanico del Banco di Pentapalumbo e la sequenza tardo-quadernaria, ben riconoscibile su entrambi i fianchi dell'edificio vulcanico (Fig. 60).

L'età del basamento vulcanico del banco non risulta chiara; i depositi vulcanici che lo costituiscono sembrano connessi con la fase di attività vulcanica pre-calderica nel Golfo di Napoli (ROSI *et alii*, 1983; ROSI & SBRANA, 1987) e comunque risultano precedenti la messa in posto dei depositi del Tufo Giallo Napoletano (15 ka, DEINO *et alii*, 2004). Il basamento acustico vulcanico del Banco di Pentapalumbo è delimitato alla sua sommità da una *unconformity* erosiva irre-

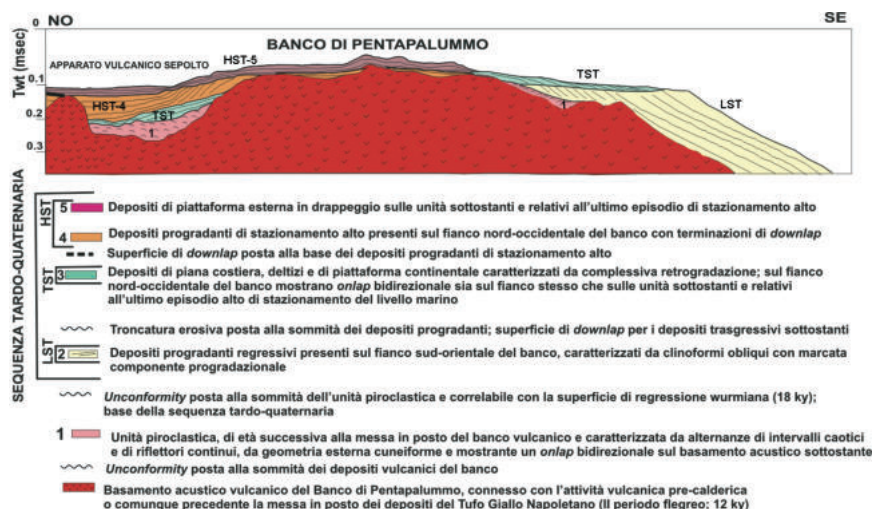


Fig. 60 - Sezione geologica in chiave stratigrafico-sequenziale lungo il Banco di Pentapalumbo. La sezione è stata costruita in base all'interpretazione del profilo Sparker SPK8 (crociera GMS98-01). Si noti la presenza della sequenza tarso-quaternaria ai margini del Banco di Pentapalumbo, poggiate sul basamento acustico vulcanico del banco.

golarmente articolata, probabilmente policiclica. Nella depressione intra-bacina presente sul fianco nord-occidentale dell'edificio si deposita un'unità piroclastica, di età successiva alla messa in posto del banco vulcanico, caratterizzata da alternanze di intervalli caotici e di riflettori continui, da geometria esterna cuneiforme e mostrante un *onlap* bidirezionale sul basamento acustico sottostante. L'unità mostra spessori minori anche sul fianco sud-orientale del banco stesso. Come è spesso caratteristico delle piroclastiti, tale unità si è depositata all'interno delle depressioni morfologiche e delle canalizzazioni di natura erosiva che interessano il *top* del basamento acustico, probabilmente precedentemente esposto in ambiente subaereo. Al *top* dell'unità piroclastica è presente una superficie di *unconformity*, che, per la sua posizione stratigrafica, risulta correlabile con la superficie di regressione wurmiana e che segna la base della sequenza tarso-quaternaria.

Come mostrato dalla sezione geologica SPK8, la sequenza tarso-quaternaria risulta ben sviluppata sul fianco sud-orientale del banco, dove sono riconoscibili i depositi di *LST/FST*, *TST* e *HST*. Al contrario, sul fianco nord-occidentale, i depositi di *LST/FST* (che formano uno spesso cuneo sedimentario progradante sul fianco sud-orientale) sono praticamente assenti. I depositi progradanti regressivi (*LST/FST*) presenti sul fianco orientale del banco sono caratterizzati da clinoformi obliqui con una marcata componente di progradazione laterale. La parte sommitale dei clinoformi (*topset*), a monte dei paleocigli di piattaforma, risulta

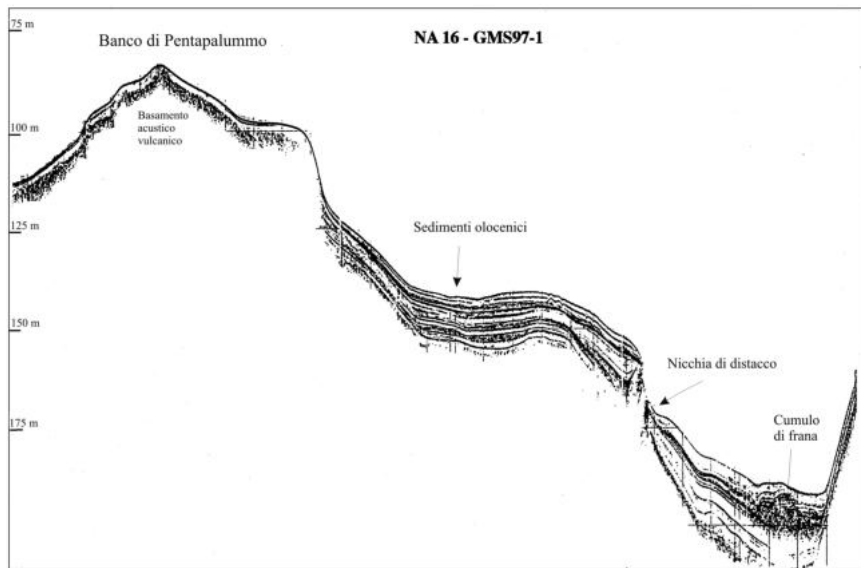


Fig. 61 - Profilo sismico Subbottom Chirp NA16 (crociera GMS97-01) acquisito dal Banco di Pentapalumbo verso la scarpata nord-orientale. Si noti la presenza del basamento acustico vulcanico in subaffioramento in corrispondenza del banco e di una superficie terrazzata ad una profondità di circa 140 m in corrispondenza della prima rottura di pendenza del banco. Si noti inoltre la nicchia di distacco al piede della superficie terrazzata ed il cumulo di frana (evidenziato da facies sismica caotica) sotto un drappeggio di depositi olocenici.

comunque erosa, evidenziando che il cuneo progradante di stazionamento basso/regressione forzata è stato eroso in ambiente subaereo. Ciò è evidenziato anche dalla morfologia terrazzata della superficie di *unconformity* presente al *top* del cuneo progradante.

Il **TST** è riconoscibile sia sul fianco nord-occidentale che su quello sud-orientale dell'edificio vulcanico. Il *systems tract* è caratterizzato da depositi di piana costiera, deltizi e di piattaforma continentale caratterizzati da una complessiva retrogradazione. Sul fianco nord-occidentale del banco i depositi del **TST** mostrano un *onlap* bidirezionale sia sul fianco stesso che sulle unità sottostanti; essi sono relativi all'ultimo episodio di stazionamento alto del livello marino. Il *top* dei depositi di **TST** (e base dei depositi di **HST**) è caratterizzato da una superficie di *downlap* posta alla base dei depositi progradanti di stazionamento alto. Il cuneo progradante di stazionamento alto è riconoscibile solo sul fianco nord-occidentale del Banco di Pentapalumbo, dove è caratterizzato da clinoformi progradanti obliqui con *topset* erosi mostranti terminazioni di *downlap* sulla superficie sottostante; tali clinoformi passano lateralmente a riflettori sismici piano-paralleli in corrispondenza dell'apparato vulcanico adiacente Capo Miseno. Infine, i depositi di

piattaforma esterna poggiano in drappoggio sulle unità sottostanti e sono relativi all'ultimo episodio di stazionamento alto del livello marino.

Interessanti informazioni di carattere morfologico e sulla stratigrafia del primo sottofondo del Banco di Pentapalummo e della piattaforma continentale antistante i Campi Flegrei e la città di Napoli sono fornite dai profili *Subbottom Chirp* NA16 e NA18, acquisiti dall'IAMC-CNR di Napoli sulle stesse linee di navigazione della batimetria *Multibeam* (Fig. 61).

Il profilo NA16 decorre dalla sommità del banco lungo la scarpata nord-orientale del Banco di Pentapalummo. Il basamento acustico vulcanico è presente in subaffioramento in corrispondenza del banco, al di sotto di un sottile drappoggio di sedimenti olocenici. Al piede del banco è presente una superficie terrazzata, posta ad una quota di circa -140 m). Qui lo spessore dei depositi olocenici aumenta fino ad una decina di metri. Al piede della superficie terrazzata (probabilmente corrispondente ad un lembo di un terrazzo post-*wurmiano*) è presente una nicchia di distacco, a valle di questa, un cumulo di frana, drappeggiato dai depositi olocenici (Fig. 62).

Questo tratto del profilo NA16 decorre lungo la scarpata sud-occidentale del Banco di Pentapalummo, che appare caratterizzata da un drappoggio di depositi

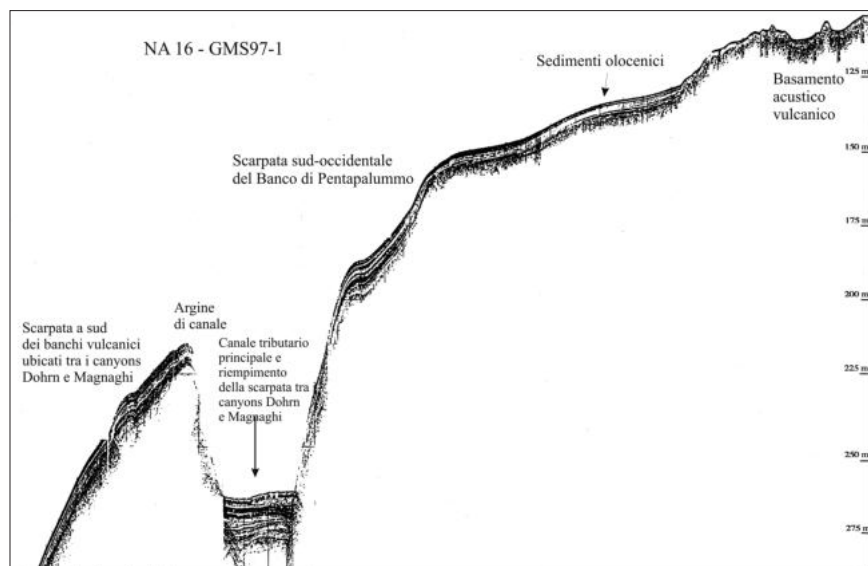


Fig. 62 - Profilo sismico Subbottom Chirp NA16 (crociera GMS97-01) acquisito dal Banco di Pentapalummo verso la scarpata sud-occidentale. Il basamento acustico vulcanico del banco è drappeggiato da qualche metro di depositi olocenici. Il profilo decorre attraverso un canale tributario principale posto al ciglio della piattaforma tra i canyon Dohrn e Magnaghi, che presenta un riempimento spesso una decina di metri.

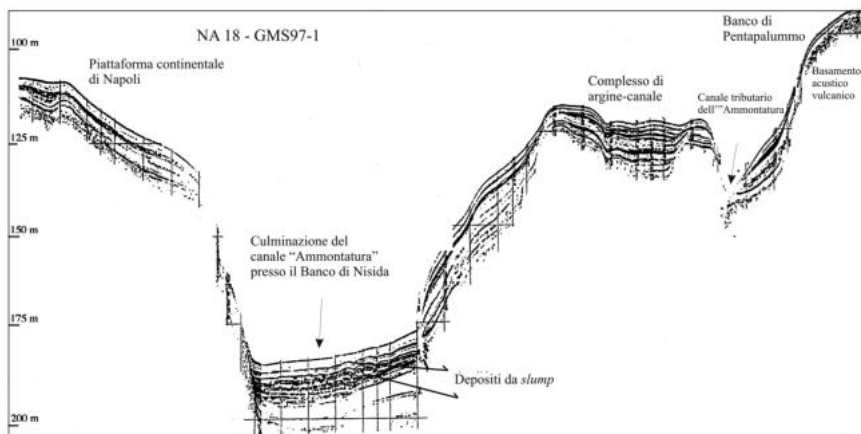


Fig. 63 - Profilo sismico Subbottom Chirp NA18 (crociera GMS97-01) acquisito dal Banco di Pentapalumbo verso la piattaforma continentale di Napoli. La sezione attraversa un canale tributario del canyon de l'Ammontatura, delimitato da un complesso di argine-canale, caratterizzato da alternanze di riflettori sismici piano-paralleli ed intervalli trasparenti. La sezione attraversa la terminazione del canyon de l'Ammontatura (un vecchio braccio del canyon Dohrn) presso il Banco di Nisida. Il riempimento del canale è caratterizzato dalla presenza di depositi da slump, evidenziati da riflettori caotici. Sulla sinistra nella sezione la piattaforma continentale di Napoli.

olocenici. Lembi del terrazzo post-wurmiano sono presenti a quote comprese tra -140 m e -160 m. La scarpata sud-occidentale del Banco di Pentapalumbo si presenta piuttosto acclive e raccorda l'edificio vulcanico con un canale tributario principale, che decorre dal ciglio della piattaforma continentale tra i *canyons* Dohrn e Magnaghi verso il bacino di scarpata centrale del Golfo di Napoli. Il fondo del canale presenta un riempimento spesso una decina di metri, caratterizzato da intervalli caotici separati da riflettori continui. La presenza di intervalli caotici suggerisce una attività di risedimentazione legata ad un probabile trasporto di sedimenti da parte di correnti di torbida, attive in corrispondenza della scarpata. Il riempimento del canale poggia su un'unità sismica trasparente che corrisponde probabilmente a depositi vulcanici. Il canale, localizzato in prossimità di alcuni edifici vulcanici relitti posti in prossimità del ciglio della piattaforma (si veda anche la mappa morfologica di Figura 10), è delimitato da un argine che sembra individuato al di sopra di depositi vulcanici, come suggerito dalla facies acustica trasparente dell'unità sottostante l'argine.

Il profilo NA18 decorre dal Banco di Pentapalumbo verso la piattaforma continentale di Napoli attraverso la culminazione del *canyon* de l'Ammontatura presso il Banco di Nisida (Fig. 63). Al piede del Banco di Pentapalumbo il profilo ha attraversato un canale tributario principale, che alimenta lateralmente il *canyon* de l'Ammontatura, drenando gli apporti sedimentari e/o vulcanoclastici-

ci provenienti dalla piattaforma continentale di Napoli. Un ampio complesso di depositi di canale-argine delimita lateralmente il canale. La scarpata verso il *canyon* dell'Ammontatura presenta uno spessore di sedimenti olocenici dell'ordine della decina di metri, evidenziando la presenza di consistenti apporti sedimentari nell'area in studio. Un'unità caotica corrispondente a depositi da *slump* è stata identificata all'interno del riempimento del *canyon* dell'Ammontatura, evidenziando l'attività di processi di instabilità gravitativa e di risedimentazione anche in tempi passati (Fig. 63).

Il Banco d'Ischia rappresenta un importante edificio vulcanico monogenico localizzato a sud del Canale tra Ischia e Procida ("Canale d'Ischia") ed a ovest del *canyon* Magnaghi. Il taglio del Foglio geologico n. 465 "Isola di Procida" ne contiene solo la parte orientale, quella occidentale rientra nel Foglio geologico n. 464 "Isola di Ischia". Il *top* del banco, posto a profondità comprese tra 28 e 35 m presenta una caratteristica forma tronco-conica, che ricorda il Banco di Nisida, che presenta una forma simile, ma è posto a -70 m di profondità.

L'interpretazione geologica del DTM di Procida e Ischia ha evidenziato come al banco principale sia associato un cono avventizio. La sommità del banco è caratterizzata dalla presenza di estese praterie a *Posidonia oceanica* (COLANTONI *et alii*, 1982). Campionature dell'IAMC-CNR hanno evidenziato la presenza sul banco di sabbie bioclastiche leggermente infangate e di ghiaie e sabbie vulcanoclastiche e bioclastiche con abbondanti alghe rosse, frammenti di molluschi, echinidi e briozoi (IAMC-CNR di Napoli, dati inediti), che formano una caratte-

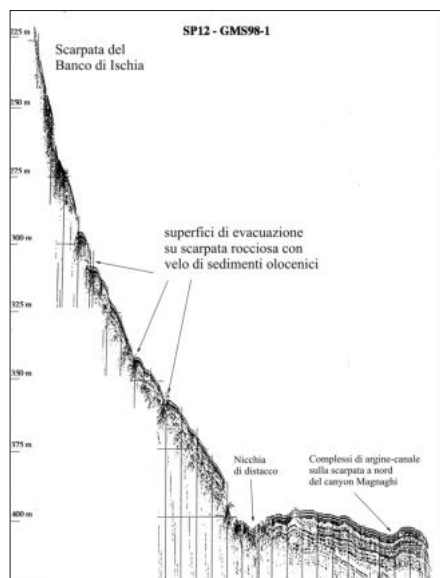


Fig. 64 - Profilo Subbottom Chirp SP12 (Banco d'Ischia - Canyon Magnaghi) e corrispondente interpretazione geologica.

ristica biocenosi di tipo *Rhodalgae*, caratteristica di ambienti di piattaforma aperta (*open shelf*).

Lineamenti di instabilità gravitativa sul Banco di Ischia sono stati inoltre evidenziati dal profilo Chirp SP12, acquisito durante la crociera GMS98-01. La sezione attraversa la scarpata in corrispondenza del banco, incisa nei depositi vulcanici e caratterizzata da un sottile drappeggio olocenico; la scarpata presenta numerose superfici di evacuazione, indicative di processi di *mass-wasting*. Al piede della scarpata è presente un ampio complesso di argine-canale, caratterizzato da alternanze di riflettori continui piano-paralleli ed intervalli trasparenti. La scarpata a sud del Banco di Ischia è invece caratterizzata da un basamento acustico vulcanico in subaffioramento e da assenza di copertura sedimentaria, come evidenziato dall'interpretazione di altri profili *Subbottom Chirp*. Inoltre, sulla scarpata sono state identificate varie superfici di evacuazione. Un ampio canale tributario, che alimenta il *canyon* Magnaghi si rinviene al piede di scarpata; esso delimita lateralmente un'unità caotica corrispondente a depositi da *slump* (Fig. 64).

2.3. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMOSTRATIGRAFICHE DEI *CANYON* DEL GOLFO DI NAPOLI

I *canyon* Dohrn e Magnaghi (Golfo di Napoli) rappresentano un sistema di drenaggio di estensione chilometrica, che incide profondamente la piattaforma esterna e la scarpata del Golfo di Napoli, la cui attività è strettamente collegata agli intensi apporti vulcanoclastici innescati dai complessi vulcanici dei Campi Flegrei e delle isole di Ischia e Procida durante il tardo Quaternario. I rilievi batimetrici *Multibeam* (Fig. 65) hanno evidenziato un assetto morfologico complesso, caratterizzato da una fitta rete di canali tributari, non noti prima e da una varietà di ambienti deposizionali e morfologie, controllati dalle interazioni tra vulcanismo, tettonica e sedimentazione (AIELLO *et alii*, 2001, 2004; D'ARGENIO *et alii*, 2004).

La correlazione con i principali lineamenti morfologici è resa possibile da una fitta maglia di profili sismoacustici di altissima risoluzione *Subbottom Chirp*, acquisita sia nel 1997 seguendo le stesse linee di navigazione della batimetria *Multibeam*, che nel 1998 e nel 2000 in crociere oceanografiche successive.

L'analisi morfobatimetrica dei *canyon* Dohrn e Magnaghi è dettagliata dall'interpretazione di una fitta maglia di profili sismoacustici di alta risoluzione e sonogrammi *Sidescan Sonar*, oltre che da un rilievo dei *canyon* eseguito nel 1998 con il *deep-towed Sidescan Sonar* TOBI nel quadro di un progetto di ricerca sui processi di instabilità sottomarina svolto in cooperazione tra l'IGAG-CNR di Roma e l'IAMC-CNR di Napoli (CHIOCCI *et alii*, 1998). Sono inoltre disponibili nell'area dei *canyon* del Golfo di Napoli dati di campionature, sia del fondo che del sottofondo.

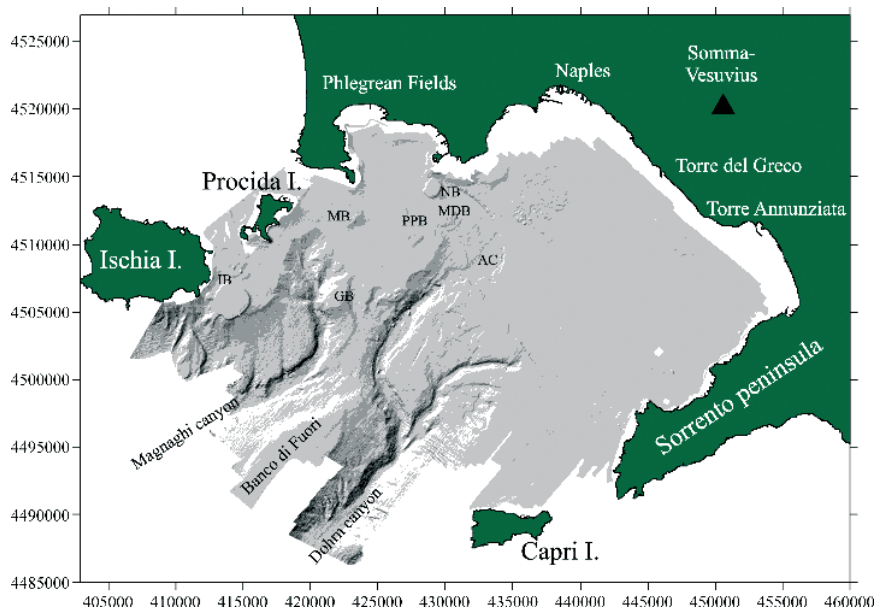


Fig. 65 - Mappa shaded relief della batimetria Multibeam (ELAC BottomChart MK2; Golfo di Napoli; AIELLO et alii, 2001; D'ARGENIO et alii, 2004). MB: Banco Miseno. PPB: Banco di Pentapalumbo. NB: Banco di Nisida. MD: Banco Monte Dolce. GB: Banco Gaia. AC: Canale dell'Ammontatura. IB: Banco d'Ischia.

L'analisi sedimentologica di carotaggi (cfr. Cap.IX, par.5.3.) ha evidenziato nel *canyon* Dohrn l'alternanza di sedimenti emipelagici e di depositi da flusso gravitativo (AIELLO et alii, 2001).

L'ampiezza del *canyon* Dohrn varia da poche centinaia di metri a più di un chilometro; la sua profondità oscilla tra 250 m al margine di piattaforma a più di 1300 m nella piana batiale; la pendenza delle sue pareti raggiunge i 35° nei settori più acclivi. Il braccio occidentale del *canyon* (Fig. 65) si congiunge alla piattaforma continentale attraverso un canale ampio 1.5 km e profondo dai 20 ai 40 m (canale de l'Ammontatura) ubicato lungo l'isobata dei -200 m e caratterizzato da un fondo piatto e da argini asimmetrici e da una forma curva in pianta. L'origine del canale dell'Ammontatura può essere tentativamente correlata con il regime idrodinamico indotto dal braccio occidentale del *canyon* Dohrn. La formazione del canale dell'Ammontatura sembra post-datare le fasi terminali di erosione e trasporto nel *canyon* e pre-datare la formazione degli edifici vulcanici più recenti nel Golfo di Pozzuoli, come suggerito dalla sua brusca terminazione verso l'edificio vulcanico sottomarino del Banco di Nisida.

Il braccio orientale del *canyon* Dohrn mostra un andamento meandriforme e si diparte dal ciglio della piattaforma continentale al largo della Penisola Sorrentina,

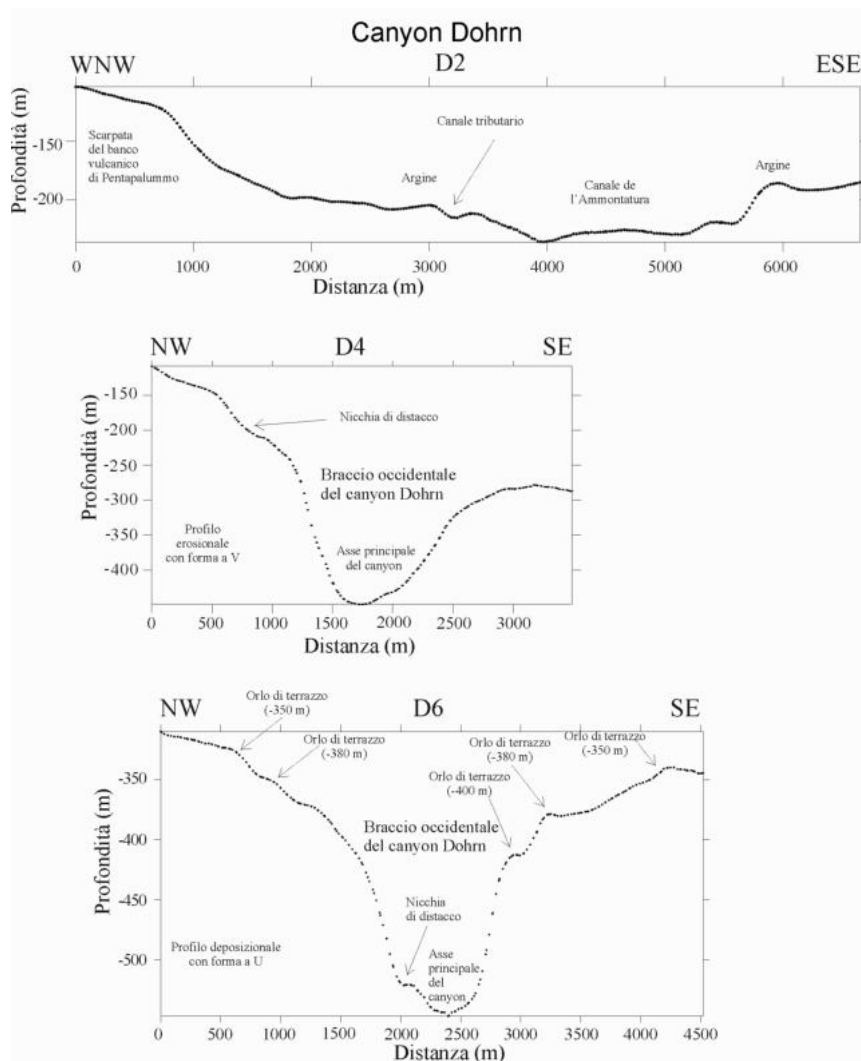


Fig. 67 - Profili batimetrici serati lungo il Canale dell'Ammontatura ed il braccio occidentale del canyon Dohrn e corrispondente interpretazione geologica schematica.

modo da effettuare un'analisi morfobatimetrica di dettaglio dei profili erosionali (profili a V) o deposizionali (profili a U) dei *thalweg* dei canyon Dohrn e Magnaghi (Fig. 67 e Fig. 68).

Il Canale dell'Ammontatura appare caratterizzato da un fondo piatto e da argini asimmetrici ed è attualmente la sede di un bacino di intra-scarpata, caratterizzato da un riempimento di depositi marini e dall'attività di processi di risedimen-

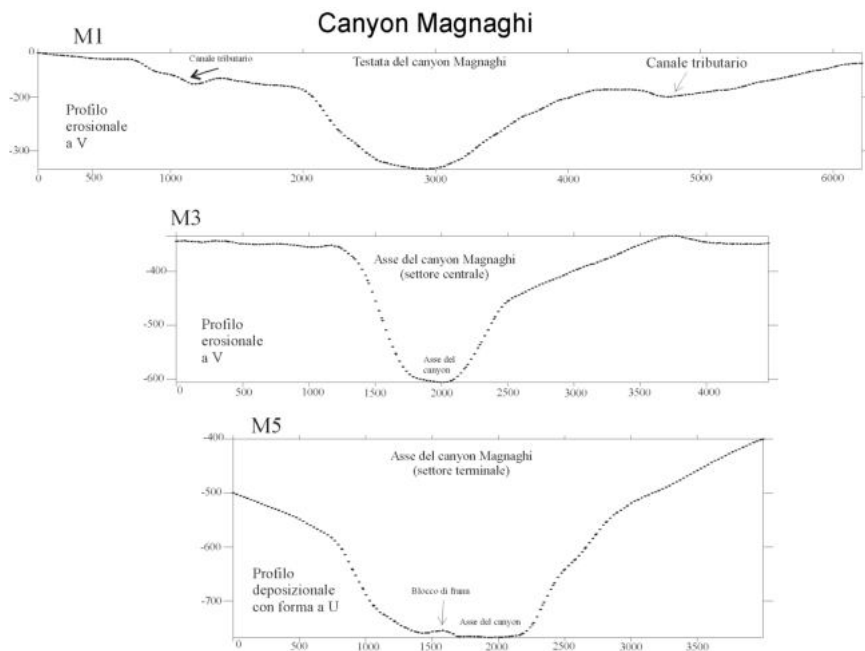


Fig. 68 - Profili batimetrici seriati lungo il canyon Magnaghi e corrispondente interpretazione geologica schematica

tazione, come evidenziato da facies sismiche caotiche intercalate a varie altezze stratigrafiche, ben evidenti dalla sismica a riflessione.

Una relativa abbondanza di profili erosionali (con forma a V) è stata osservata in entrambi i bracci del *canyon* Dohrn. I profili morfologici con forma a U, che suggeriscono fasi relativamente recenti di riempimento, si rinvenivano principalmente nel settore meridionale del braccio occidentale del *canyon* Dohrn ed alla confluenza tra i due bracci, in prossimità del *thalweg* (Fig. 66).

L'erosione ed il trasporto degli apporti vulcanoclastici nel settore occidentale del Golfo (al largo delle isole di Ischia e Procida) ha agito lungo gli assi del *canyon* Magnaghi. La sua testata è tipicamente trilobata, con tre principali canali tributari che si uniscono verso bacino nell'asse principale. Le mappe *shaded-relief* della batimetria *Multibeam* mostrano la presenza di fasi erosionali che hanno agito in tempi recenti sulla scarpata continentale ubicata a sud-est dell'isola di Procida e di *debris "outrunner blocks"* (PRIOR *et alii*, 1984), pochi chilometri a sud dell'edificio vulcanico del Banco di Ischia.

Nel sistema del *canyon* Magnaghi si osserva l'evoluzione da profili erosionali in corrispondenza della testata in arretramento del *canyon*, alimentata da tre cana-

li tributari che si uniscono in corrispondenza del *thalweg* principale del *canyon*, localizzato a sud-est dell'isola di Procida (profilo M1).

Le morfologie appaiono prevalentemente a controllo erosionale anche nel settore centrale del *canyon* (profilo M3).

La parte terminale del *thalweg* appare invece caratterizzata da un tipico profilo a U, che indica la prevalenza di processi deposizionali (profilo M5).

XI - ELEMENTI TETTONICI DELL'AREA RILEVATA

I principali elementi strutturali individuati nell'area rilevata si riferiscono a processi vulcano-tettonici che hanno fortemente condizionato l'assetto e la morfologia del distretto flegreo. Come descritto precedentemente, nei Campi Flegrei sono stati riconosciuti due bordi calderici associati rispettivamente alle formazioni del Tufo Grigio Campano e del Tufo Giallo Napoletano. I limiti di entrambe le caldere attraversano l'area rilevata anche se ci sono scarse evidenze di scarpate verticali associabili a questi bordi. Nella parte occidentale dei Campi Flegrei, la sequenza piroclastica più antica (tufi di Procida, formazione di Pignatiello, tufo di Fiumicello di Procida e sintema del Rifugio di S. Nicola) affiora esclusivamente lungo le falesie del Monte di Procida e sull'isola di Procida. Questa distribuzione, insieme con le caratteristiche della facies prossimale del Tufo Grigio Campano, quali il diametro elevato dei piroclasti, l'abbondanza di clasti litici e la presenza di orizzonti saldati per alta temperatura, suggeriscono che la parte nordorientale del Monte di Procida sia collassata dopo la messa in posto del Tufo Grigio Campano (ROSI & SBRANA, 1987). La mancanza del bordo morfologico potrebbe essere dovuta al successivo seppellimento sotto la spessa sequenza del Tufo Giallo Napoletano. Ancora meno chiara è la posizione della caldera del Tufo Giallo Napoletano. Anche in questo caso i prodotti a letto di questa formazione sono confinati nel settore sudoccidentale del Monte di Procida. Dati geocronologici e stratigrafici stabiliscono che le rocce vulcaniche della parte rimanente (NE) del Monte di Procida siano considerevolmente più giovani del Tufo Giallo Napoletano, che quindi giacerebbe sepolto sotto questi prodotti. Si può presumere, in accordo con SCARPATI *et alii* (1993), che l'allineamento dei centri vulcanici monogenici più recenti (da Bacoli a Capo Miseno) approssimi la posizione del bordo calderico, evidenziando una relazione genetica tra deformazione e vulcanismo.

XII - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - STABILITÀ DEI VERSANTI

1.1. - GENERALITÀ

La conformazione dell'isola di Procida e del promontorio di Monte di Procida consente di associare gran parte dei locali problemi di instabilità dei versanti con i rispettivi perimetri costieri. Infatti, in entrambi i casi si tratta di alti morfologici delimitati da scarpate bordiere ad alta acclività, che per l'intera isola di Procida e per la parte meridionale del Monte di Procida coincidono con falesie attive o riattivabili. Per tale ragione, i fenomeni franosi sono da considerare, per entrambi i contesti, un significativo agente modellatore tra quelli che identificano la dinamica morfoevolutiva costiera; si tratta tuttavia di fenomeni di estensione limitata e pertanto non cartografabili alle scale 1:25.000 e 1:50.000.

Limitata e recente è la letteratura scientifica che ha trattato le frane di Procida e Monte di Procida. Nel primo caso, DUCCI & NAPOLITANO (1991; 1994) hanno di fatto portato all'attenzione generale le problematiche geologico-tecniche dell'isola di Procida, con particolare riguardo per l'instabilità dei versanti. Nel primo dei due lavori, gli autori segnalano circa 50 frane, ascrivibili per lo più a crolli e ribaltamenti. Nello stesso lavoro, grazie ad un confronto cartografico, si evidenzia una significativa progradazione delle linea di riva tra il 1974 ed il 1986 per le spiagge di Ciraccio, Ciracciello, Pozzo Vecchio e Chiaia (in media 0,5 m/anno): tale evidenza è stata attribuita alla protezione offerta da interventi costieri e dal concomitante apporto di sedimenti ad opera di frane e fenomeni erosivi a

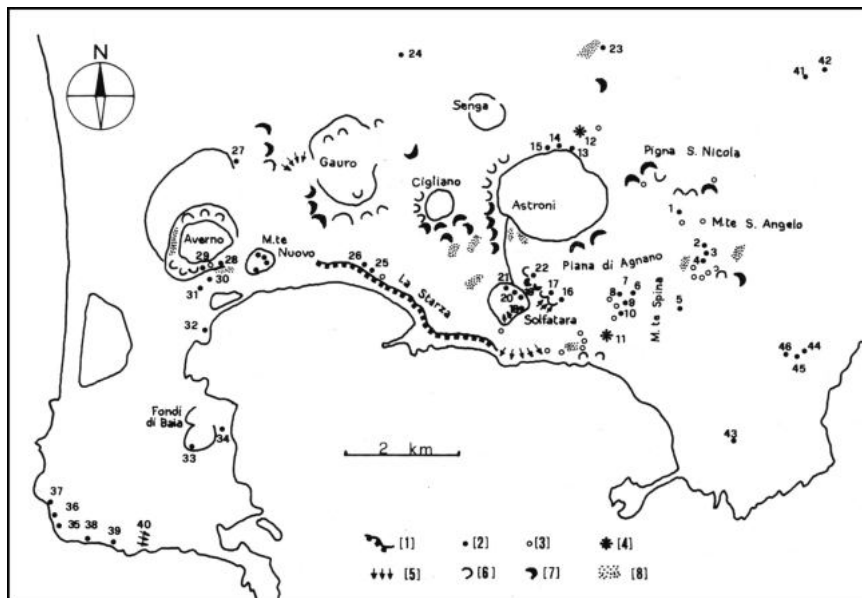


Fig. 69 - Carta dei fenomeni di erosione in massa dell'area flegrea (BENEDUCE et alii, 1988). 1) Orlo di terrazzo; 2) Frana in atto del tipo earth rapid flow; 3) Frana in atto del tipo debris slide non cartografabile; 4) Frana in atto del tipo earth slump; 5) Frana antica e/o recente del tipo rock fall; 6) Area di denudazione per processi di erosione in massa antichi; 7) Area di denudazione per processi di erosione in massa antichi condizionati da processi di erosione lineare; 8) Decorticazione superficiale.

spese delle retrostanti falesie. Nella nota del 1994, invece, DUCCI & NAPOLITANO si soffermano sulla stabilità di due tratti della costa orientale dell'isola, evidenziando un grado di instabilità maggiore per i tufi di Terra Murata rispetto a quelli di Solchiaro, in virtù di alcuni fattori predisponenti (acclività, stato di fratturazione, caratteristiche geomeccaniche).

Il caso del Monte di Procida è invece discusso in un lavoro di BENEDUCE *et alii* (1988) dedicato alla morfodinamica dei versanti dell'area flegrea (Fig. 69). In tale nota, gli autori descrivono i fenomeni d'instabilità del distretto flegreo continentale nel tentativo di individuare possibili relazioni con l'attività bradisismica. In particolare, lungo il perimetro costiero di Monte di Procida sono segnalati alcuni fenomeni, classificati in prevalenza come *earth rapid flows*, tra Marina di Vita Fumo e Miliscola. CALCATERRA *et alii* (2003) si soffermano invece sulla franosità costiera dei Campi Flegrei e delle isole flegree, dedicando particolare attenzione alle fonti d'archivio, che hanno consentito di individuare eventi franosi risalenti alla metà del XIX secolo per il settore costiero continentale ed al XVI-XVII secolo per Procida.

1.2. - PROCIDA

L'isola di Procida ha una linea di costa sviluppata per circa 16 km. La sua forma è per lo più ereditata da relitti di antichi centri eruttivi (Solchiaro, Pozzo Vecchio, Vivara, ecc.), ed è caratterizzata da falesie verticali attive o riattivabili, al cui piede, in alcuni casi, si sviluppano spiagge del tipo *pocket beach*, di ampiezza di norma inferiore ai 20 m.

Le più antiche segnalazioni di dissesti gravitativi a Procida sono riportate in BARBA *et alii* (1994). Si tratta di fenomeni di dissesto che hanno coinvolto le strutture insediative del promontorio di Terra Murata (e.g., abbazia di Santa Margherita Nuova e strada di accesso alla Torre Tabaia) e più in generale della fascia costiera compresa tra Punta dei Monaci e Punta Lingua che, tra il XVI ed il XVII secolo, hanno compromesso la stabilità degli edifici dell'area.

In tempi recenti, a causa della forte urbanizzazione che ha interessato quasi tutta la fascia costiera dell'isola, i fenomeni di dissesto hanno prodotto danni alle infrastrutture viarie ed alle abitazioni attualmente presenti sul ciglio delle falesie.

Le tipologie di frana più diffuse lungo il perimetro costiero dell'isola sono rappresentate da crolli e ribaltamenti, favoriti dai peculiari assetti litostratigrafici e strutturali (Fig. 70). Infatti, l'alternanza di livelli a differente grado di addensa-



Fig. 70 - Frane costiere dell'isola di Procida (CALCATERRA *et alii*, 2003). 1) Crollo; 2) Scorrimento-colata.

mento, da litoidi a sciolti, causa un'erosione differenziale lungo la falesia, con la formazione di mensole a sbalzo in equilibrio precario. Dal punto di vista strutturale, invece, le falesie sono per lo più interessate da sistemi di fratture verticali e parallele alle scarpate, la cui genesi è da mettere in relazione ad azioni di detensione dell'ammasso. A luoghi le falesie presentano un profilo più articolato che consiste in uno "zoccolo" basale tufaceo subverticale su cui si sviluppa un versante con acclività di 35-45° in depositi piroclastici sciolti cineritico-pomici (e.g., località Fiumicello - Punta Solchiaro - Vivara) che si raccorda con la spianata sommitale. In questo caso, oltre ad eventi di crollo di ridotte dimensioni che si innescano nei depositi tufacei dello zoccolo basale, è possibile rilevare anche fenomeni del tipo scorrimento - colata che coinvolgono le piroclastiti sciolte a copertura del basamento sottostante. Tali fenomeni, in genere, interessano la coltre più superficiale ed alterata dei depositi di copertura i quali, imbibiti d'acqua durante gli eventi meteorici (cfr. gli eventi in località Fiumicello del settembre 2001), scivolano lungo superfici di neoformazione.

1.3. - MONTE DI PROCIDA

Crolli e scorrimenti-colate punteggiano il perimetro costiero del Monte di Procida (Fig. 71), che, con i suoi 145 m s.l.m., domina il braccio di mare che separa la terraferma dall'isola di Procida. In questo settore, dove affiorano i termini più antichi della sequenza vulcanoclastica flegrea, i fenomeni franosi insidiano la sicurezza sia dell'abitato di Monte di Procida, estesi sino al ciglio della falesia, che delle attività che si svolgono ai suoi piedi: il borgo marinaro di Miliscola, le

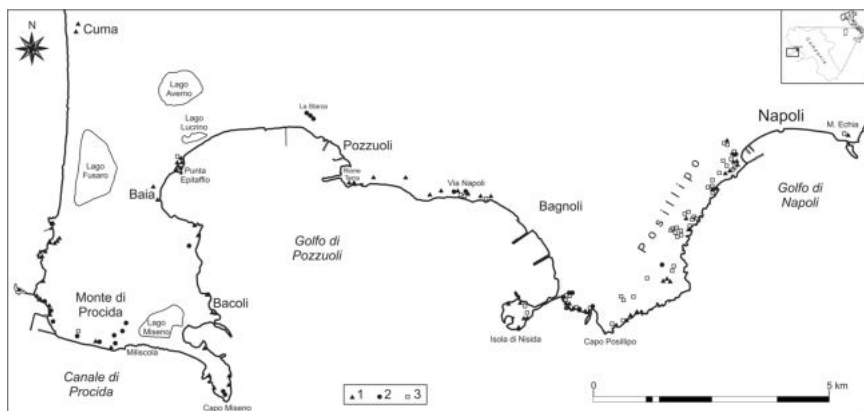


Fig. 71 - Frane costiere del distretto flegreo continentale (CALCATERRA et alii, 2003). 1) Crollo; 2) Scorrimento, scorrimento-colata; 3) Frana non classificata.

insenature di Acquamorta e Torre Fumo ed i rispettivi approdi sono sovente recapito di cumuli di frana, di solito di modesta volumetria, mobilitizzati per lo più in occasione di eventi meteorici di particolare intensità.

1.4. - SETTORE NISIDA - CAPO POSILLIPO

La collina di Posillipo è senza dubbio l'ambito morfologico "epicentrale" per quanto riguarda i fenomeni d'instabilità della costa napoletana (Fig. 71). Nell'arco di oltre 100 anni, infatti, si sono annoverati numerosi eventi (Fig. 72), con una certa concentrazione nei primi decenni del XX secolo, quando ci fu una decisa ripresa nell'urbanizzazione della collina, associata all'apertura di importanti assi viarii (CALCATERRA *et alii*, 2002). Nello stesso periodo, buona parte delle circa 25 cave napoletane destinate all'estrazione del TGN erano ubicate nell'ambito della collina di Posillipo (DELL'ERBA, 1923).

Le fenomenologie di frana prevalenti sono rappresentate da crolli e ribaltamenti, che coinvolgono il TGN, e da scorrimenti-colate nelle piroclastiti sciolte post-TGN. Tra i fenomeni complessi si segnala quello verificatosi nella notte tra

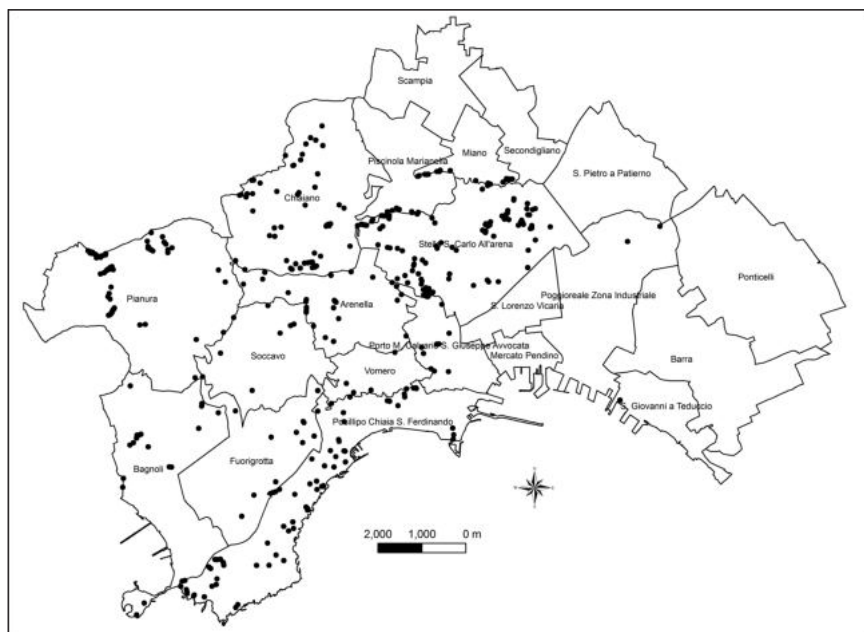


Fig. 72 - Ubicazione delle frane storiche (1886-1996) della città di Napoli (CALCATERRA *et alii*, 2002).

il 26 ed il 27 aprile 1961, quando 40-50.000 m³ di materiale si staccarono dal versante meridionale della collina, raggiungendo la baia di Trentaremi ed il molo di Nisida.

1.5. - SUSCETTIBILITÀ E RISCHIO DA FRANA

La già richiamata conformazione del perimetro costiero di Procida, di Monte di Procida e del settore napoletano compreso tra Nisida e Capo Posillipo, caratterizzato da alte falesie con arenili poco sviluppati, costituisce un intrinseco fattore predisponente per l'identificazione della suscettibilità da frana.

Per quanto concerne la propensione all'innescò, lì dove l'acclività superi i 40-45° è da ritenere che siano endemiche le condizioni favorevoli all'instabilità (Fig. 73). Inoltre, per numerose frane è stata riconosciuta una marcata tendenza retro-



Fig. 73 - Località Ciraccio (isola di Procida), in evidenza numerosi cumuli di frana al piede della falesia.

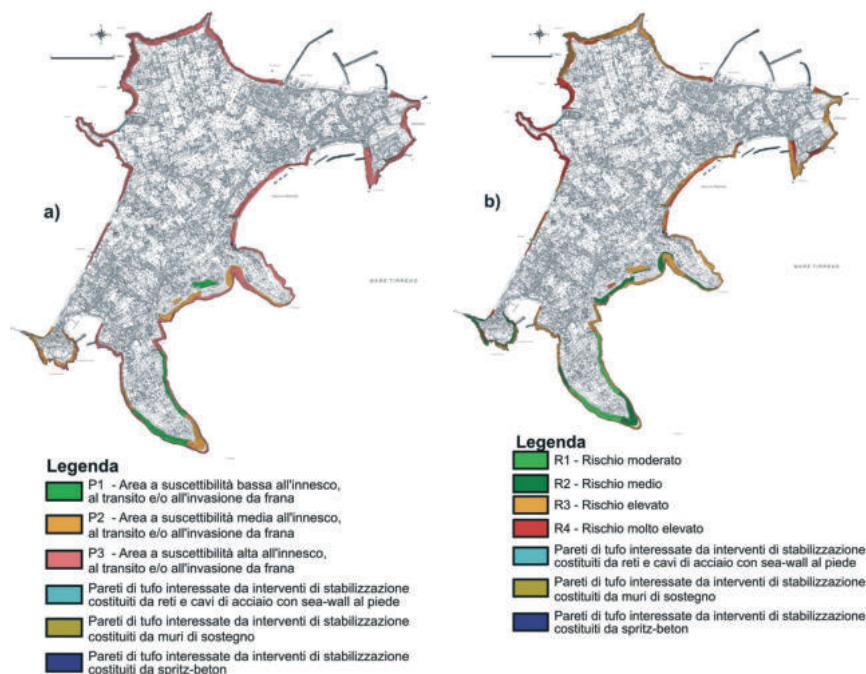


Fig. 74 - Carte della pericolosità relativa (a) e del rischio (b) da frana dell'isola di Procida (AA.VV., 2002).

gressiva, con arretramenti recenti dei cigli sommitali valutati nell'ordine di 5-6 m per i tufi e fino ad una decina di metri nel caso dei prodotti piroclastici sciolti.

In termini di potenziale d'invasione, i cumuli di frana hanno infatti quasi sempre raggiunto e superato la linea di costa. Pertanto, tutte le spiagge, localizzate alla base di falesie con elevata propensione all'innesco, sono da ritenersi suscettibili a possibili invasioni.

Le condizioni di diffusa instabilità delle coste ricomprese nel foglio trovano inequivocabile riscontro nella cartografia ufficiale del rischio da frana, redatta nel 2002 dall'Autorità di Bacino Nord Occidentale della Campania (AA. VV., 2002). Come può infatti evincersi dalle Figure 74a, 75a e 76a la classe a più alta pericolosità relativa (P3) domina nettamente lungo gli ambiti costieri in parola. Analoga considerazione può trarsi dall'esame della conseguente Carta del rischio da frana (Figure 74b, 75b, 76b), in cui spicca la netta prevalenza della classe di rischio R4.

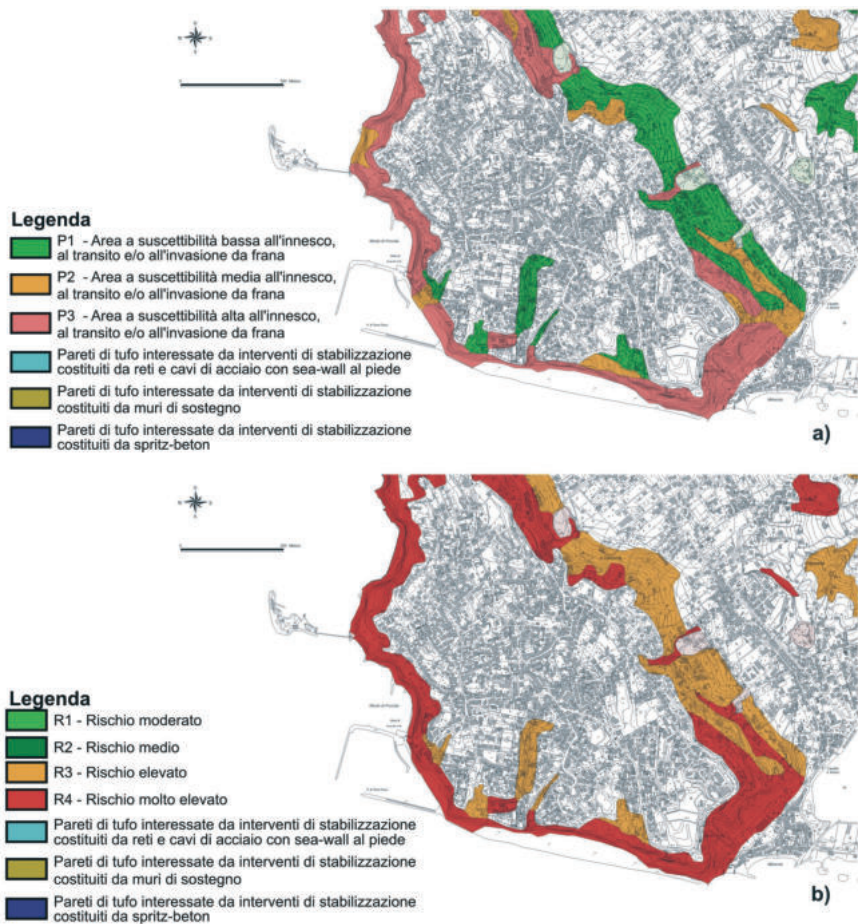


Fig. 75 - Carte della pericolosità relativa (a) e del rischio (b) da frana del promontorio di Monte di Procida (AA.VV., 2002).

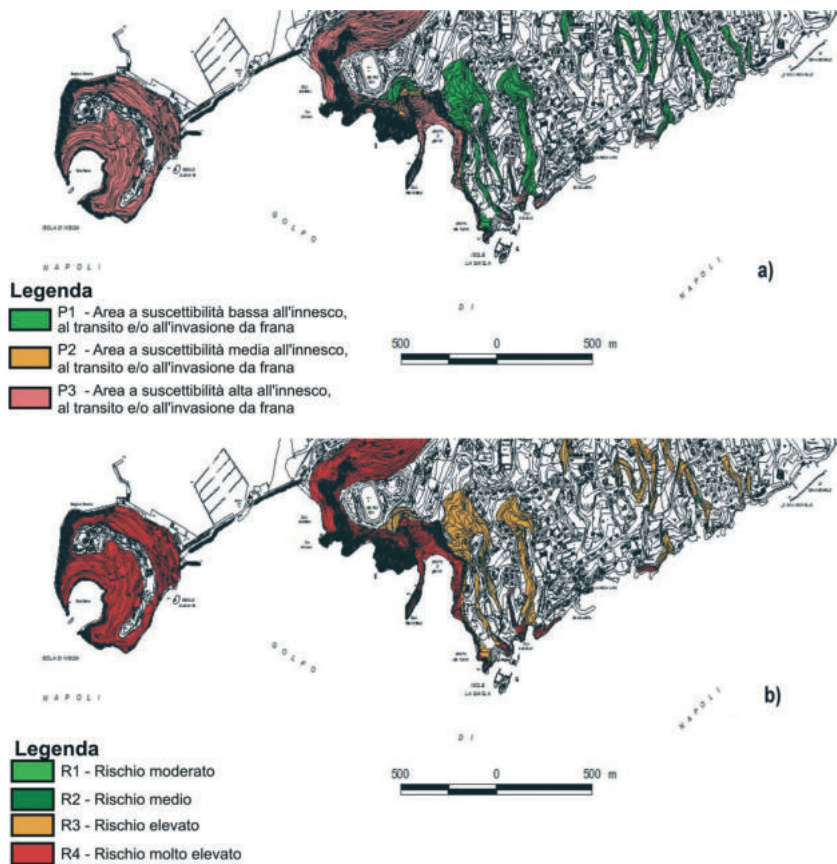


Fig. 76 - Carte della pericolosità relativa (a) e del rischio (b) da frana del settore Nisida - Capo Posillipo (AA.VV., 2002).



Fig. 77 - Localizzazione delle più importanti cave, documentate, in regione flegrea (dati da CARDONE & PAPA, 1993).

2. - GEORISORSE

PENTA (1935), nella sua fondamentale monografia sui materiali da costruzione dell'Italia meridionale, dedica poche righe all'isola di Procida, dove, *“oltre le pozzolane ed i soliti lapilli pomicei, sono utilizzati localmente dei tufi coerenti basaltici di color giallo (cave presso le Centane) ed il tufo trachitico giallo chiaro di Terra Murata presso Sancio Cattolico”*. Lo stesso autore descrive con maggiore dettaglio i materiali dell'area flegrea continentale, nel quale ambito si rinviene una menzione per la lava e per le pozzolane “idrauliche” del Monte di Procida.

Il tema dell'attività estrattiva nell'area flegrea continentale è ripreso da CARDONE & PAPA (1993), i quali, grazie ad un'accurata indagine bibliografica riportano l'ubicazione delle principali cave note per l'area di studio (Fig. 77). In merito alle cosiddette pozzolane “idrauliche”, gli autori confermano che le cave più importanti erano ubicate in prossimità della costa tra Baia e Monte di Procida, in quanto il loro trasporto avveniva soprattutto via mare. Nel lavoro citato, oltre ad alcuni siti destinati all'estrazione dei materiali pozzolanici, lungo il settore costiero del Monte di Procida sono segnalate alcune cave di tufo giallo ed una di trachite.

Nel Piano Regionale delle Attività Estrattive della Campania (REGIONE CAMPANIA, 2006) non sono riportate cave né per l'isola di Procida né per il promontorio di Monte di Procida.

Per quanto riguarda, infine, le risorse idriche sotterranee, dalla cartografia ufficiale disponibile (AA. VV., 2004) si evince che i settori costieri del Monte di Procida e di Nisida - Capo Posillipo non sono sede di corpi idrici sotterranei significativi. Analoga considerazione vale per l'isola di Procida, ove si rinviene una modesta lente di acqua dolce galleggiante sull'acqua del mare.

XIII - CENNI SULLA PERICOLOSITÀ VULCANICA NELL'AREA

I Campi Flegrei sono una regione vulcanica attiva da circa 100.000 anni. A differenza dal Somma-Vesuvio che rappresenta un tipico apparato centrale, i Campi Flegrei sono un campo vulcanico, in cui ogni nuova eruzione si manifesta in un luogo diverso producendo così, in funzione dello stile e della grandezza dell'eruzione, una varietà di piccoli e grandi edifici vulcanici monogenici. Essi sono stati la sede di rare eruzioni effusive (cupole laviche o lave) e di numerose eruzioni esplosive. Queste ultime variano da piccola magnitudo (*e.g.*, Monte Nuovo nel 1538), ad elevata magnitudo (Pomici Principali, <15ka) fino alle catastrofiche ignimbriti associate alle eruzioni dell'Ignimbrite Campana (39 ka) e del Tufo Giallo Napoletano (15 ka). La presenza di due caldere di oltre 10 km di diametro che includono tutta l'area che va da Cuma a Monte di Procida fino a parte della città di Napoli testimonia ulteriormente dell'imponenza dei fenomeni vulcanici che possono manifestarsi in questa regione. La storia recente dei Campi Flegrei, con le crisi bradisismiche degli anni '70 ed '80 e la parziale evacuazione di Pozzuoli, testimonia drammaticamente della natura vulcanica di un territorio dove vivono centinaia di migliaia di persone. Buona parte dell'urbanizzazione flegrea si è sviluppata all'interno delle caldere o comunque a breve distanza da esse. Poiché, come illustrato precedentemente, la storia eruttiva flegrea è fortemente dominata dalle eruzioni esplosive, è lecito aspettarsi un tale stile anche in futuro. In uno scenario eruttivo che considera come prototipo un'eruzione di piccola intensità (come ad esempio quella del Monte Nuovo del 1538) le conseguenze possono essere significative per la popolazione residente. L'eruzione può essere accompagnata da terremoti e deformazione del suolo localmente intensi. La caduta di ceneri e lapilli anche se non procura crolli degli edifici può causare notevoli problemi alla viabilità per l'accumularsi di questi prodotti nelle strade.

L'eventuale propagazione di correnti piroclastiche può avere effetti localmente devastanti. E' evidente che in caso di eruzioni da intermedie fino a pliniane l'impatto delle varie fasi eruttive sul territorio aumenterebbe esponenzialmente sia in termini di area investita che di danno procurato.

L'area di Monte di Procida e l'isola di Procida, ai limiti o ben al di fuori della caldera associata al Tufo Giallo Napoletano, non sono considerate le più probabili per l'apertura di una bocca eruttiva. Tuttavia, è possibile che siano investite dagli effetti di un'eruzione che si origina nella baia di Pozzuoli (luogo dei più intensi fenomeni bradisismici durante le due ultime crisi).

Recentemente sono state proposte diverse valutazioni della pericolosità vulcanica dei Campi Flegrei. Le valutazioni si basano su approcci diversi, probabilistici (ALBERICO *et alii*, 2002; MASTROLORENZO *et alii*, 2006) oppure sulla distribuzione e la frequenza dei prodotti eruttati negli ultimi cinquemila anni (ORSI *et alii*, 2004). Tutti i modelli proposti considerano i due principali tipi di *hazard* vulcanico (*i.e.*, prodotti da caduta e correnti piroclastiche) in funzione di eruzioni di magnitudo variabile da VEI (indice di esplosività vulcanica) 1 a VEI 5. Nel caso dei prodotti da caduta, le aree ad elevato rischio, ovvero quelle in cui si eccede il carico critico delle strutture, sono confinate a pochi chilometri dal centro eruttivo, e quindi generalmente nei limiti calderici. Data la prevalente direzione orientale dei venti stratosferici nell'area campana, l'area rilevata (isola di Procida, Monte di Procida e area Trentaremi-Nisida) è esposta ad una bassissima probabilità di essere soggetta a significativi danni per accumulo di prodotti da caduta. Anche per quanto riguarda l'impatto di correnti piroclastiche tutti i modelli suggeriscono che per eruzioni con VEI fino a 4 (corrispondenti alla maggioranza delle eruzioni post Tufo Giallo Napoletano) l'effetto di barriere morfologiche anche di limitate dimensioni restringerebbe l'area soggetta a danni alla parte centrale della caldera flegrea. Pertanto, l'area rilevata potrebbe essere significativamente danneggiata da correnti piroclastiche formate solo a seguito di eruzioni con VEI 5 o 6, eruzioni che avrebbero quindi un impatto di carattere regionale.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2002). *Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico - Autorità di Bacino Nord Occidentale della Campania*. 4 voll., TPS - SELCA, Napoli.
- AA.VV. (2004). *Piano di Tutela delle Acque - Autorità di Bacino Nord Occidentale della Campania*. 5., TPS - SELCA, Napoli
- AGIP (1981) - *Carta magnetica - Anomalie del campo magnetico residuo - scala 1: 500.000*. S. Donato Milanese, Italy.
- AIELLO G., ANGELINO A., D'ARGENIO B., MARSELLA E., PELOSI N., RUGGIERI S. & SINISCALCHI A. (2005) - *Buried volcanic structures in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy) resulting from high resolution magnetic survey and seismic profiling*. *Annals of Geophysics*, **48**, 1-15, Roma.
- AIELLO G., ANGELINO A., MARSELLA E., RUGGIERI S. & SINISCALCHI A. (2004) - *Carta magnetica di alta risoluzione del Golfo di Napoli (Tirreno meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **123**, 333-342, Roma.
- AIELLO G., BARRA D., DE PIPPO T., DONADIO C. & PETROSINO C. (2007). *Geomorphological evolution of Phlegrean volcanic islands near Naples, southern Italy*. *Z. Geomorph. N. F.*, **51**, 165-190.
- 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 Naples*. In: FARANDA F.M., GUGLIELMO L. & SPEZIE G. (Eds.): *Structures and processes of the Mediterranean ecosystems*. Springer-Verlag Italy, 1-8, Milano.
- AIELLO G., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., DI RAZZA O., DE LAURO M., MARSELLA E., PELOSI N., PEPE F., SACCHI M. & TONIELLI R. (1997a) - *Seismic exploration of the perityrrhenian basins in the Latium-Campania offshore*. Abstract International Cong. "ILP Task Force: Origin of Sedimentary Basins", 5-6, Torre Normanna (Palermo, Italy).
- AIELLO G., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., FERRANTI L., MARSELLA E., PAPPONE G. & SACCHI M. (1997b) - *Late Neogene tectonics and basin evolution of the Southern Italy Tyrrhenian margin*. Abstract International Cong. "ILP Task Force: Origin of Sedimentary Basins", 6-7, Torre Normanna (Palermo, Italy).
- ALBERICO I., LIRER L., PETROSINO P. & SCANDONE R. (2002) - *A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy)*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **116**, 63-78.
- ALESSIO M., BELLA F., IMPROTA S., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CORTESI C. & TURI B. (1973) - *University of Rome Carbon-14 dates X*. *Radiocarbon*, **15**, 165-178.
- ALESSIO M., BELLA F., IMPROTA S., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CORTESI C. & TURI B. (1976) - *University of Rome Carbon-14 dates XIV*. *Radiocarbon*, **18**, 321-349.
- APAT (2003) *Guida Italiana alla classificazione ed alla terminologia stratigrafica*. Quaderni serie III, vol. 9, 155, Roma.
- APRILE F. & ORTOLANI F. (1978) - *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a sud-est del fiume Volturno*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **97**, 591-608.
- ARMIENTI P., BARBERI F., BIZOUARD H., CLOCCHIATTI R., INNOCENTI F., METRICH N., ROSI M. & SBRANA A. (1983) - *The Phlegrean Fields: magma evolution within a shallow chamber*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 289-311.
- BARBA M., DI LIELLO S. & ROSSI P. (1994) - *Storia di Procida*. Electa, Napoli.
- BARBERI F., CASSANO E., LA TORRE P. & SBRANA A. (1991) - *Structural evolution of Campi Flegrei in light of volcanological and geophysical data*. *J. Volcanol. Geothermal Research*, **48**, 33-50.
- BARBERI F., INNOCENTI F., LIRER L., MUNNO R., PESCATORE T.S. & SCANDONE R., (1978): *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the neapolitan area (Italy)*. *Bull. Volcanol.*, **41**, 10-22.
- BARTOLE R. (1984) - *Tectonic structure of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian sea)*. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, **3**, 197-230.

- BARTOLE R., SAVELLI C., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy*. Mar. Geol., **55**, 163-180.
- BELLUCCI F. (1994) - *Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo del settore meridionale della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. Ital., **113**, 395-420.
- BENEDUCE P., D'ELIA G. & GUIDA M. (1988) - *Morfodinamica dei versanti dell'area flegrea (Campania): erosione in massa ed erosione lineare*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 949-961.
- BERNABINI M., LATMIRAL G., MIRABILE L. & SEGRE A.G. (1973a) - *Alcune prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. Rapp. CIESM, **21**, 929-934, Monaco.
- BERNABINI M., LATMIRAL G., MIRABILE L. & SEGRE A.G. (1973b) - *Prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. Boll. Soc. Geol. Ital., **90**, 163-172.
- BERRINO G., CORRADO G., LUONGO G. & TORO B. (1984) - *Ground deformation and gravity changes accompanying the 1982 Pozzuoli uplift*. Bull. Volcanol., **47**(2), 187-200.
- BERTOTTI G., MARSELLA E., PELOSI N., PEPE F., TONIELLI R. & THE SISTER99 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1999) - *Sister99: a seismic campaign to investigate the kinematics of South Tyrrhenian extensional regions*. Giornale di Geologia, **61**, 25-36.
- BLANC-VERNET L. (1969) - *Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée*. Thèse de Doctorat d'Etat Trav. Stat. Mar. Endoume, Marseille, **48**, 281 pp.
- BLANC-VERNET L., CLAIREFOND P. & ORSOLINI P. (1979) - *Les foraminifères*. Géol. Médit., **6** (1), 171-209.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNER P., PERRONE V. (1992) - *Il Complesso Ligure Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. Ital., **41**, 17-35.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1992) - *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 83-86.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Estratto da "ASSETTO FISICO E PROBLEMI AMBIENTALI DELLE PIANURE ITALIANE". Mem. Soc. Geogr. Ital., **53**, 313-336.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines*. Zeisch fur Geomorphology, **82**, 47-58.
- BRAVI S., FUSCALDO M., GUARINO P.M. & SCHIATTARELLA M. (2003) - *Evoluzione sedimentaria olocenica dell'area dell'antico Porto di Cumae (Campi Flegrei, Italia meridionale)*. In: LIVADIE S. & ORTOLANI F. (Eds.) "Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene". Edipuglia, 23-64, Bari.
- BREISLAK S. (1801) - *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie; suivis d'un mémoire sur la constitution physique de Rome*. Two volumes. XVI 300, 323 pp. + 8 pp., Paris, Dentu, An IX.
- 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.
- BUCHNER P. (1940) - *Die Lagenen des Golfes von Neapel und der marinen Ablagerungen auf Ischia (Beitrage zur Naturgeschichte der Insel Ischia I)*. Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, **9**, **62**, 363-560.
- BUDILLON F., DE ALTERIIS G., FERRARO L., MOLISSO F., MARSELLA E., TONIELLI R. & VIOLANTE C. (2003a) - *I fondali dell'Isola d'Ischia: morfo-batimetria e geologia tra Punta del Chiarito e Punta S. Pancrazio*. In: GAMBI M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat., **5**, 83-102, Napoli.
- BUDILLON F., VIOLANTE C. & DE LAURO M. (2003b) - *I fondali delle isole flegree: geologia e morfologia*. In: GAMBI M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio

- delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat., **5**, 45-66, Napoli.
- BUIA M.C., GAMBI M.C., LORENTI M., DAPPIANO M. & ZUPO V. (2003) - *Aggiornamento sulla distribuzione e sullo stato ambientale dei sistemi a fanerogame marine (Posidonia oceanica e Cymodocea nodosa) delle isole flegree*. In: GAMBI M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat., **5**, 163-186.
- BUIA M.C., GAMBI M.C., TERLIZZI A. & GAZZELLA E. (2001) - *Colonization of Caulerpa racemosa along the southern Italian coast: distribution, phenological variability and ecological role*. In: GRAVEZ R., RUITTON S., BOUDORESQUE C.F., LE DIREACH L., MEINESZ A., SCABIA G. & VERLAQUE M. (Eds.): "Fourth International Workshop on Caulerpa taxifolia". GIS Posidonie Publ., 352-360, Fr.
- CALCATERRA D., DE RISO R., NAVE A. & SGAMBATI D. (2002) - *The role of historical information in landslide hazard assessment of urban areas: the case of Naples (Italy)*. Proc. 1st European Conference on Landslides, 129-135, Swets & Zeitlinger, Lisse, The Netherlands.
- CALCATERRA D., DEL PRETE S. & MELE R. (2003) - *L'influenza dei fenomeni franosi sugli insediamenti costieri del distretto flegreo (Campania, Italia)*. Proc. Intern. Conf. CITTAM 2003 "The requalification of Mediterranean coasts among tradition, development and sustainability", Naples, June 26-28, 2003, Arte Tipografica Ed., 524-534, Napoli.
- CALLIGARIS D., MORELLI C. & PISANI M. (1972) - *Rilievo gravimetrico e magnetico*. In: VERSINO L. (Ed.): "Relazione sui rilievi effettuati nell'area Flegrea nel 1970-72". CNR, Quad. Ric. Sci., **83**, 72-81, Roma.
- CAPPELLETTI P., CERRI G., COLELLA A., DE'GENNARO M., LANGELLA A., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2003) - *Post-eruptive processes in the Campanian Ignimbrite*. Mineral. Petrol., **79**, 79-97.
- CARATORI TONTINI F., FAGGIONI O., GIORI I. & STEFANELLI P. (2003) - *La nuova carta aeromagnetica d'Italia. Confronto con i principali lineamenti tettonico-strutturali*. Atti 22° Convegno Nazionale Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida (GNGTS). 3° Convegno Nazionale EAGE-SEG, CNR, 19-21 novembre 2003. Roma.
- CARBONE A., LIRER L. & MUNNO R. (1984) - *Caratteri petrografici dei livelli piroclastici rinvenuti in alcuni gravity cores del Golfo di Pozzuoli*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 195-204.
- CARDONE V. & PAPA L. (1993) - *L'identità dei Campi Flegrei*. CUEN, Napoli, 299 pp.
- CAS R.A.F. & WRIGHT J.V. (1987) - *Volcanic Successions, ancient and modern*. Unwin Hyman, 528 pp.
- CHANG K.H. (1975) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **86**, 1544-1552.
- CHIOCCI F.L. & DE ALTERIIS G. (2006) - *The Ischia debris avalanche: first clear submarine evidence in the Mediterranean of a volcanic island prehistorical collapse*. Terra Nova, **18**, 202-209.
- CHIOCCI F.L., MARTORELLI E., SPOSATO A., AIELLO G., BARAZA J., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., ERCILLA G., ESTRADA F., FARRAN M., GAMBERI F., MARANI M., MILIA A., MONTELLA R., ROMAGNOLI C., SENATORE M.R., TOMMASI P. & TONIELLI R. - (1998) - *Prime immagini TOBI del Tirreno centro-meridionale*. Geologica Romana, **34**, 207-222.
- CINQUE A., ALINAGHI H.H., LAURETI L. & RUSSO F. (1987) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione geomorfologica della Piana del Sarno (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **10**, 161-174.
- CINQUE A., AUCELLI P.P.C., BRANCACCIO L., MELE R., MILIA A., ROBUSTELLI G., ROMANO P., RUSSO F., RUSSO M., SANTANGELO N. & SGAMBATI D. (1997) - *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the Bay of Napoli*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**, 123-141.
- CIVETTA L., ORSI G., PAPPALARDO L., FISHER R.V., HEIKEN G. & ORT M. (1997) - *Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes - the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **75**, 183-219.

- CNR - COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **1**, 203 pp.
- COCCO E. & D'ARGENIO B. (1988) - *L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale*. Guida all'Escursione del 74° Congresso Nazionale della Soc. Geol. It., Sorrento, settembre 1988, 257.
- COCCO E., DE MAGISTRIS M.A. & DE PIPPO T. (1992) - *Distribuzione e dispersione dei sedimenti della piattaforma costiera del Golfo di Pozzuoli*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 983-993.
- COLANTONI P., DEL MONTE M., FABBRI A., GALLIGNANI P., SELLI R. & TOMADIN L. (1972) - *Ricerche geologiche nel Golfo di Pozzuoli*. CNR, Quaderni De La Ricerca Scientifica., **83**, Roma.
- COLANTONI P., GALLIGNANI P., FRESI E. & CINELLI F. (1982) - *Patterns of Posidonia oceanica (L) Delile beds around the Island of Ischia (Gulf of Naples) and in adjacent waters*. Marine Ecology, **3**, 53-74.
- COLE P., PERROTTA A. & SCARPATI C. (1994) - *The volcanic history of SW part of the city of Naples*. Geol. Mag., **131**, 789-799.
- CONTICELLI S., D'ANTONIO M., PINARELLI L. & CIVETTA L. (2002) - *Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany*. Mineral. Petrol., **74**, 189-222.
- D'ANTONIO M., CIVETTA L., ORSI G., PAPPALARDO L., PIOCHI M., CARANDENTE A., DE VITA S., DI VITO M.A. & ISAIA R. (1999). *The present state of the magmatic system of the Campi Flegrei Caldera based on a reconstruction of its behaviour in the past 12 ka*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 247-268.
- D'ANTONIO M. & DI GIROLAMO P. (1994). *Petrological and geochemical study of mafic shoshonitic volcanics from Procida-Vivara and Ventotene Islands*. Acta Vulcanol., **5**, 69-80.
- D'ANTONIO M., TILTON G.R. & CIVETTA L. (1996) - *Petrogenesis of Italian Alkaline Lavas Deduced From Pb-Sr-Nd Isotope Relationships*. In: BASU A. & HART S. (eds.): "Earth processes: reading the isotopic code". Washington D.C., American Geophysical Union Monograph Series, **95**, 253-267.
- 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., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Quad. **183**, 220-248.
- D'ORIANO C., POGGIANTI E., BERTAGNINI A., CIONI R., LANDI P., POLACCI M. & ROSI M. (2005) - *Changes in eruptive style during the A.D. 1538 Monte Nuovo eruption (Phlegrean Fields, Italy): the role of syn-eruptive crystallization*. Bull. Volcanol., **67**, 601-621.
- DE ALTERIIS G. & TOSCANO F. (2003) - *Introduzione alla geologia dei mari circostanti le isole flegree di Ischia, Procida e Vivara*. In: GAMBI M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat., **5**, 3-25.
- DE ASTIS G., PAPPALARDO L. & PIOCHI M. (2004) - *Procida volcanic history: new insights into the evolution of the Phlegraean Volcanic District (Campanian region, Italy)*. Bull. Volcanol., **66**, 622-641.
- DE LAURO M., BUDILLON F., FERRARO L., MOLISSO F., VIOLANTE C., SPINELLI D. & MUSELLA S. (2003) - *Cenni sulle metodologie impiegate per la realizzazione della cartografia tematica delle aree marine costiere delle isole Flegree*. In: GAMBI M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di

- Sc. Fis. e Mat., **5**, 27-44, Napoli.
- DE LORENZO G. (1904) - *L'attività vulcanica dei Campi Flegrei*. Rend. Acc. di Sci. FF MM, serie 3, **10**, 203-221.
- DE MURO S. & ORRÙ P. (1999) - *Il contributo delle beach rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach rock post-glaciali della Sardegna nord orientale*. Il Quaternario, **11**, 19-39.
- DE PIPPO T., DI CARA A., GUIDA M., PESCATORE T. & RENDA P. (1984a) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: lineamenti di geomorfologia*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 151-159.
- DE PIPPO T., DI CARA A., GUIDA M., PESCATORE T. & RENDA P. (1984b) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: aspetti tessiturali dei sedimenti superficiali*. Mem. Soc. Geol. Ital., **27**, 161-170.
- DE VITA S., ORSI G., CIVETTA L., CARANDENTE A., D'ANTONIO M., DEINO A., DI CESARE T., DI VITO M.A., FISHER R.V., ISAIA R., MAROTTA E., NECCO A., ORT M., PAPPALARDO L., PIOCHI M. & SOUTHTON J. (1999) - *The Agnano-Monte Spina eruption (4100 years BP) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 269-301.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian Volcanic Plain (Italy)*. Mineral. Petrol., **73**, 47-65.
- DE'GENNARO M., CAPPELLETTI P., LANGELLA A., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2000) - *Genesis of zeolites in the Neapolitan Yellow Tuff: geological, volcanological and mineralogical evidence*. Contrib. Mineral. Petrol., **139**, 17-35.
- DEINO A.L., ORSI G., DE VITA S. & PIOCHI M. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**, 157-170.
- DELL'ERBA L. (1923) - *Il Tufo Giallo Napoletano. Studio scientifico-tecnico esteso alle cave e frane*. Ed. R. Pironti, Napoli, 106.
- DI GIROLAMO P. (1970) - *Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nella "Ignimbrite Campana"*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **26**, 3-44.
- DI GIROLAMO P., GHIARA M.R., LIRER L., MUNNO R., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 349-413.
- DI GIROLAMO P., MELLUSO L., MORRA V. & SECCHI F.G.A. (1995) - *Evidence of interaction between mafic and differentiated magmas in the youngest phase of activity at Ischia Island (Italy)*. Per. Mineral., **64**, 393-411.
- DI GIROLAMO P. & ROLANDI G. (1975) - *Vulcanismo sottomarino latitebasaltico-latitico (serie potassica) nel Canale d'Ischia (Campania)*. Rend. Accad. Sc. Fis. e Mat. in Napoli, s. 4, **42**, 561-596.
- DI GIROLAMO P. & ROLANDI G. (1979) - *Vulcani shoshonitici nell'area flegrea*. Per. Mineral., **48**, 93-114.
- DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1973) - *Lineamenti geologici e petrologici dell'Isola di Procida*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **29**, 81-126.
- DI VITO M.A., ISAIA R., ORSI G., SOUTHTON J., DE VITA S., D'ANTONIO M., PAPPALARDO L. & PIOCHI M. (1999) - *Volcanism and deformation since 12000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 221-246.
- DI VITO M., LIRER L., MASTROLORENZO G. & ROLANDI G. (1987) - *The 1538 Monte Nuovo eruption (Campi Flegrei, Italy)*. Bull. Volcanol., **49**, 608-615.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for kinematic modeling of W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian-Appenines system*. Terra Nova, **3**, 426-434.
- DRUITT T.H. & SPARKS R.S.J. (1982) - *A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **13**, 147-171.
- DUCCI D. & NAPOLITANO P. (1991) - *Le condizioni di stabilità delle coste dell'isola di Procida (Golfo di Napoli)*. Atti I Conv. Naz. Giovani Ric. In Geol. Appl., Gargnano (BS), Ric. scient. ed educ. perman., suppl. **93**, 97-106, Milano.
- DUCCI D. & NAPOLITANO P. (1994) - *Franosità e caratterizzazione geomeccanica delle facies litoidi*

- delle Formazioni di Solchiaro e Terra Murata (isola di Procida). *Geologica Romana*, **30**, 97-104.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geological evolution of the pery-Tyrrhenian sedimentary basins*. In: WEZEL F.C. (Ed.): "Sedimentary basins of the Mediterranean margins". 21-30, Tecnoprint, Bologna.
- FEDELE L., MORRA V., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2006) - *Volcanological and geochemical features of the products of the Fiumicello eruption, Procida island, Campi Flegrei (southern Italy)*. *Per. Mineral.*, **75**, 43-72.
- FEDELE L., SCARPATI C., LANPHERE M., MELLUSO L., MORRA V., PERROTTA A. & RICCI G. (2008) - *The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption*. *Bull. Volcanol.*, **70**, 1189-1219.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1974) - *Eplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **16** (62-63), 175-222.
- FISHER R.V., ORSI G., ORT M. & HEIKEN G. (1993) - *Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacment of the Campanian Ignimbrite, Italy*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **56**, 205-220.
- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.-U. (1984) - *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, 472 pp.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. *Journ. Geol.*, **62**, 344-359.
- FOWLER S.J., SPERA F.J., BOHRSON W.A., BELKIN H.E. & DE VIVO B. (2007) - *Phase equilibria constraints on the chemical and physical evolution of the Campanian Ignimbrite*. *J. Petrol.*, **48**, 459-493.
- FUSI N. (1996) - *Structural settings of the carbonatic basement and its relationships with magma uprising in the Gulf of Naples (Southern Italy)*. *Annali di Geofisica*, **39** (3), 493-509.
- FUSI N., MIRABILE L., CAMERLENGHI A. & RANIERI G. (1991) - *Marine geophysical survey of the Gulf of Naples (Italy): relationship between submarine volcanic activity and sedimentation*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**, 95-114.
- GAMBI M.C. & BUIA M.C. (2003) - *Sintesi delle conoscenze sugli aspetti biologici ed ecologici dei popolamenti marini delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara - Golfo di Napoli)*. In: GAMBI M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". *Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. Acc. Sc. Fis. Mat.*, **5**, 111-132, Napoli.
- GAMBI M.C., DAPPIANO M., LANERA B. & IACONO B. (2003) - *Biodiversità e bionomia dei popolamenti bentonici dei fondi duri delle isole flegree: analisi di diverse metodologie di studio*. *Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli, Mem. Acc. Sc. Fis. Mat.*, **5**, 133-162, Napoli.
- GAMBI M.C. & TERLIZZI A. (1998) - *Record of a large population of *Caulerpa racemosa* in the Gulf of Salerno*. *Biologia Marina Mediterranea*, **5** (1), 553-556.
- HEIKEN G.H. (1971) - *Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake valley basin, South Central Oregon*. *J. Geophys. Res.*, **75**, 5615-5626.
- HOFKER J. (1930) - *Notizen über die Foraminiferen des Golfes von Neapel*. *Pubbl. Staz. Zool.*, **10** (3), 366-406, Napoli.
- HOFKER J. (1932) - *Notizen über die Foraminiferen des Golfes von Neapel. III Die Foraminiferen-fauna der Ammontatura*. *Pubbl. Staz. Zool.*, **122** (1), 61-144, Napoli.
- HOFKER J. (1960) - *Foraminiferen aus dem Golf von Neapel*. *Paläont. Zeitschrift*, **34** (3-4), 233-262.
- INSINGA D. (1999) - *La sedimentazione recente nel Golfo di Napoli: studi stratigrafici e petrochimici di livelli piroclastici*. *Tesi di Laurea, Università degli Studi di Napoli "Federico II", Istituto di Ricerca "Geomare Sud"*, 113 pp.
- INSINGA D., CALVERT A.T., LANPHERE M., MORRA V., PERROTTA A., SACCHI M., SCARPATI C., SABURO-MARU J. & FEDELE L. (2006) - *The Late-Holocene evolution of the south-western sector of Campi Flegrei as inferred by stratigraphy, petrochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating*. In: DE VIVO B. (Ed): "Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites". Elsevier, Amsterdam, in the series *Developments in Volcanology*, **9**, 97-125.

- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971) - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Can. J. Earth Sci., **8**, 523-548.
- JOHNSTON-LAVIS H.J. (1888) - *Excavation near Naples*. In: Report of the committee appointed for the investigation of the volcanic phenomena of Vesuvius and its neighbourhood. Spottiswoode and Co., 1-7, London.
- KELLETAT D. (2006) - *Beach rock as Sea-Level Indicator? Remarks from a geomorphological Point of View*. Journ. of Coast. Res., **22** (6), 1558-1564, West Palm Beach, (Florida).
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL F. & SILENZI S. (2004a) - *Sea level change along the Italian coast for the past 10.000 yr*. Quat. Sc. Reviews, **23**, 1567-1598.
- LAMBECK K., ANZIDEI M., ANTONIOLI F., BENINI A. & ESPOSITO A. (2004b) - *Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change*. Earth and Planetary Science Letters, **224**, 563-575.
- LATMIRAL G., SEGRE A., BERNABINI M. & MIRABILE I. (1971) - *Prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. Boll. Soc. Geol. Ital., **90**, 163-172.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. J. Petrol., **27**, 745-750.
- LIRER L., LUONGO G. & SCANDONE R. (1987) - *On the volcanological evolution of Campi Flegrei*. EOS, **68**, 226-227.
- LIRER L., ROLANDI G. & RUBIN M. (1991) - *¹⁴C Age of the "Museum Breccia" (Campi Flegrei) and its relevance for the origin of the Campanian Ignimbrite*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **48**, 223-227.
- LUONGO G., CUBELLIS E., OBRIZZO F. & PETRAZZUOLI S.M. (1991) - *A physical model for the origin of volcanism of the Tyrrhenian margin: the case of the neapolitan area*. J. Volcanol. Geoth. Res., **48**, 173-185.
- LUSTRINO M., MARTURANO A., MORRA V. & RICCI G., (2002). *Volcanological and geochemical features of young pyroclastic levels (<12 ka) in the urban area of Naples (S.Italy)*. Per. Mineral., **71**, 241-253.
- MARIANI M. & PRATO R. (1992) - *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismo-stratigrafico*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 519-531.
- MARSELLA E., AIELLO G., ANGELINO A., BRUNO P.P.G., DI FIORE V., GIORDANO F., PELOSI N., SINISCALCHI A., D'ISANTO C. & RUGGIERI S. (2002) - *Shallow geological structures and magnetic anomalies in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy). An integrated analysis of seismic and magnetometric profiles*. Boll. Geof. Teor. Appl., **42** (1/2), 292-297.
- MASTROLORENZO G., PAPPALARDO L., TROISE C., ROSSANO, S., PANIZZA, A. & DE NATALE G. (2006) - *Volcanic hazard assessment at Campi Flegrei caldera*. In: TROISE C., DE NATALE G. & KILBURN C.R.J. (Eds). "Mechanisms of activity and unrest at large calderas". Geological Society, London, Special Publications, **269**, 159-171.
- MELLUSO L., MORRA V., BROTZU P., TOMMASINI S., RENNA M.R., DUNCAN R.A., FRANCIOSI L. & D'AMELIO F. (2005) - *Geochronology and petrogenesis of the Cretaceous Antampombato-Ambatovy complex and associated dyke swarm, Madagascar*. J. Petrol., **46**, 1963-1996.
- MELLUSO L., MORRA V., PERROTTA A., SCARPATI C. & ADABBO M. (1995) - *The eruption of the Breccia Museo (Campi Flegrei, Italy): fractional crystallization processes in a shallow, zoned magma chamber and implications for the eruptive dynamics*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **68**, 325-339.
- MIDDLEMOST E.A.K. (1975). *The basalt clan*. Earth Sci. Rev., **11**, 337-364.
- MILIA A. (1996) - *Evoluzione tettono-stratigrafica di un bacino peri-tirrenico: il Golfo di Napoli*. PhD Thesis, Università di Napoli "Federico II", 184 pp.
- MILIA A. (1998a) - *The influence of volcanism on sequences and system tracts development: examples from the Naples Bay (Italy)*. Proceedings of the SEPM/IAS Research Conference "Strata and sequences on shelves and slopes", September 15-19, 1998, Sicily, Italy.
- MILIA A. (1998b) - *Le unità piroclastiche tardo-quaternarie del Golfo di Napoli*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **21**, 147-153.
- MILIA A. (1998c) - *Stratigrafia, strutture deformative e considerazioni sull'origine delle unità deposi-*

zionali oloceniche del Golfo di Pozzuoli. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 777-787.

- MILIA A. (1999a) - *Aggrading and prograding infill of a peri-Tyrrhenian basin (Naples Bay, Italy)*. Geomarine Letters, **19**, 237-244.
- MILIA A. (1999b) - *The geomorphology of the Naples Bay continental shelf*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **22**, 73-88.
- MILIA A. (2000) - *The Dohrn canyon formation: a response to the eustatic fall and tectonic uplift of the outer shelf (Eastern Tyrrhenian sea margin, Italy)*. Geomarine Letters, **20** (2), 101-108.
- MILIA A. & GIORDANO F. (2002) - *Holocene stratigraphy and depositional architecture of eastern Pozzuoli Bay (Eastern Tyrrhenian sea margin, Italy): the influence of tectonics and wave-induced currents*. Geomarine Letters, **22**, 42-50.
- MILIA A., MOLISSO F., RASPINI A., SACCHI M. & TORRENTE M. M. (2008) - *Currents entering the sea: the AD 79 eruption of Vesuvius, Bay of Naples, Italy Syneruptive features and sedimentary processes associated with pyroclastic*. Journal of the Geological Society **165**, 839-848.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1997) - *Evoluzione tettonica della Penisola Sorrentina (margine peritirrenico campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 487-502.
- MONTCHARMONT-ZEI M. (1964) - *Studio ecologico sui Foraminiferi del Golfo di Pozzuoli*. Pubbl. Staz. Zool. Napoli, **34**, 160-184.
- MONTI L., DONADIO C., PUTIGNANO M.L. & TOCCACELI R.M. (2003) - *Linee guida al Rilevamento geologico subacqueo (scala 1:10.000) - Progetto CARG, REGIONE CAMPANIA* (Ed.), 93 pp, Napoli.
- MUTTI E. & RICCI-LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations*. In: MUTTI E., PAREA G.C., RICCI-LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G. & IACCARINO S. (Eds.): "Examples of Turbidite Facies Associations from Selected Formations of Northern Apennines", IX Int. Congr. I.A.S., Nice, France, Field Trip, Guidebook **A11**, 21-36.
- NAPOLIONE G., RIPEPE M. & RUGGIERO E. (1984) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: strutture episupefficiali dedotte dal rilievo magnetico*. Mem. Soc. Geol. Ital., **27**, 205-212.
- ORSI G., CIVETTA L., D'ANTONIO M., DI GIROLAMO P. & PIOCHI M., (1995). *Step-filling and development of a three-layer magma chamber: the NYT case history*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **67**, 291-312.
- ORSI G., D'ANTONIO M., DE VITA S. & GALLO G., (1992). *The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreato-plinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **53**, 275-287.
- ORSI G., DE VITA S. & DI VITO M. (1996) - *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **74**, 179-214.
- ORSI G., DI VITO M.A. & ISAIA R. (2004) - *Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera*. Bull. Volcanol., **66**, 514-530.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1985) - *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 195-206.
- PABST S., WÖRNER G., CIVETTA L. & TESORO R. (2008) - *Magma chamber evolution prior to the Campanian Ignimbrite and Neapolitan Yellow Tuff eruptions (Campi Flegrei, Italy)*. Bull. Volcanol., **70**, 961-976.
- PAPPALARDO L., CIVETTA L., D'ANTONIO M., DEINO A., DI VITO M., ORSI G., CARANDENTE A., DE VITA S., ISAIA R. & PIOCHI M. (1999) - *Chemical and Sr-isotopic evolution of the Phlegrean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 141-166.
- PAPPALARDO L., CIVETTA L., DE VITA S., DI VITO M., ORSI G., CARANDENTE A. & FISHER R.V., (2002). *Timing of magma extraction during the Campanian Ignimbrite eruption (Campi Flegrei Caldera)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **114**, 479-497.
- PASQUARÈ G., ABBATE E. & BOSI C. (1992) - *Carta geologica d'Italia 1:50000 Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni. Serie, III, **1**.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematics relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.

- PECCERILLO A. (2005) - *Plio-Quaternary volcanism in Italy: Petrology, geochemistry, geodynamics*. Springer, Berlin., 365 pp.
- PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976) - *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey*. Contrib. Mineral. Petrol., **58**, 63-81.
- PENTA F. (1935) - *I materiali da costruzione dell'Italia meridionale. Vol. I - Generalità e Campania*. Fond. Politecnica del Mezzogiorno, 248 pp, Napoli.
- PERES J. M. & PICARD. J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Mediterranee*. Extrait du Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume, **31**(47), 137 pp.
- PERROTTA A. (1992) - *Evoluzione vulcanologica dei Campi Flegrei tra 20.000 e 12.000 anni e dinamica dell'eruzione della Breccia Museo*. Unpublished Ph.D. Thesis, Università di Napoli, 103 pp.
- PERROTTA A. & SCARPATI C., (1994) - *The dynamics of Breccia Museo eruption (Campi Flegrei, Italy) and the significance of spatter clasts associated with lithic breccias*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **59**, 335-355.
- PERROTTA A. & SCARPATI C. (2003) - *Volume partition between the plinian and co-ignimbrite air-fall deposits of the CI eruption*. Mineral. Petrol., **79**, 67-78.
- PERROTTA A., SCARPATI C., LUONGO G. & MORRA V. (2006) - *The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples*. In: DE VIVO B. (Ed) "*Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites*". Elsevier, in the series Developments in Volcanology, **9**, 85-96, Amsterdam.
- PESCATORE T., DIPLOMATICO G., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & MIRABILE L. (1984) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: aspetti stratigrafici e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 133-150.
- POLI S., CHIESA S., GILLOT P.Y., GREGNANIN A. & GUICHARD F. (1987) - *Chemistry versus time in the volcanic complex of Ischia (Gulf of Naples, Italy): evidence of successive magmatic cycles*. Contrib. Mineral. Petrol., **95**, 322-335.
- PUTIGNANO M.L., CINQUE A., LOZEJ A. & MOCHEGANI CARPANO C. (2009) - *Late Holocene ground movements in the Phlegrean Volcanic District (Southern Italy): new geoarchaeological evidence from the islands of Vivara and Procida*. Méditerranée, **112**, 43-50.
- REGIONE CAMPANIA (2006) - *Piano Regionale Attività Estrattive della Campania*. Disponibile su http://www.sito.regione.campania.it/lavoripubblici/Elaborati_PRAE_2006.
- RICCI G. (2000) - *Il distretto vulcanico dei Campi Flegrei: petrologia e geochimica dei depositi di breccia e dei prodotti piroclastici associati*. Unpublished PhD. Thesis, Università di Napoli., 95 pp.
- RITTMANN A. (1950) - *Sintesi geologica dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. Ital., **69**, 117-128.
- ROMANO P., SANTO A. & VOLTAGGIO M. (1994) - *L'evoluzione morfologica della Pianura del fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene superiore-Olocene)*. Il Quaternario, **7**, 41-56.
- ROSI M. & SBRANA A. (1987) - *The Phlegrean Fields*. C.N.R. Quaderni de "La ricerca scientifica", **114**, **9**, 175 pp.
- ROSI M., SBRANA A. & PRINCIPE C. (1983) - *The Phlegrean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanism*. Journ. of Volcanol. and Geoth. Res., **17**, 249-271.
- ROSI M., SBRANA A. & VEZZOLI L. (1988) - *Stratigrafia delle isole di Procida e Vivara*. Boll. GNV, **4**, 500-525.
- ROSI M., VEZZOLI L., ALEOTTI P. & DE CENSI M. (1996) - *Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegrean Fields, Italy*. Bull. Volcanol., **57**, 541-554.
- RUGGIERI S., AIELLO G. & MARSELLA E. (2007) - *Integrated marine geophysical data interpretation of the Naples Bay continental slope (southern Tyrrhenian sea, Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **48** (1), 1-24.
- SACCHI M., D'ARGENIO B., MORRA V., PETRAZZUOLI S., AIELLO G., BUDILLON F., SARNACCHIARO G. & TONIELLI R. (2000) - *Pyroclastic lumps: rapidly deforming sedimentary structures beneath the*

- sea floor off the Naples Bay (Italy)*. Geophys. Res. Abstracts, International Conference European Geophysical Society General Assembly (2000), Nice (France), April 2000 (Abstract).
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**, 232-237.
- SCANDONE R. (1979) - *Origin of Tyrrhenian sea and Calabrian arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.
- SCANDONE R., BELLUCCI F., LIRER L. & ROLANDI G. (1991) - *The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **48**, 1-31.
- 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.
- 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 del Golfo di Pozzuoli*. Istituto Idrografico della Marina, Genova, F.C. **1053**, 12, Genova.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio n. 184 Napoli* - II Edizione, Roma.
- SGARRELLA F. & MONTCHARMONT-ZEI M. (1993) - *Benthic Foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleont. It., **32** (2), 145-264.
- SHEPARD F.P. 1954 - *Nomenclature based on sand-silt-clay ratios*. Journ. Sed. Petrol., **24** (3) 151-158.
- SINISCALCHI A., ANGELINO A., RUGGIERI S., AIELLO G., MARSELLA E. & SACCHI M. (2002) - *High resolution magnetic anomaly map of the Bay of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **42**, 99-104.
- TOSCANO F., VIGLIOTTI M. & SIMONE L. (2006) - *Variety of coralline algal deposits (rhodalgial facies) from the Bays of Naples and Pozzuoli (northern Tyrrhenian Sea, Italy)*. In: PEDLEY, H. M. & CARRANNANTE, G. (Eds): "*Cool-Water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls*." Geological Society, London, Special Publications, **255**, 85-94.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian basin*. Geomarine Letters, **7**, 1-6.
- VEZZOLI L. (1988) - *Island of Ischia*. C.N.R. Quaderni de "La ricerca scientifica", 114, **10**, 134 pp.
- WALTHER J. (1886) - *I Vulcani sottomarini del Golfo di Napoli*. Boll. Com. Geol. It., **17**, 360-369.
- WENINGER B., JÖRIS O. & DANZEGLOCKE U. (2008) - *CalPal-2007. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package*. <http://www.calpal.de>.

EXTENDED ABSTRACT

An up-to-date stratigraphy of Procida and Nisida Islands and of some facing inland areas (Monte di Procida, the SW part of Posillipo hill and part of the Sorrento Peninsula) and the marine sectors of the Gulf of Naples are here after reported as an illustration of a new geological map.

The geological field survey of the emerged area, mostly volcanic in nature, was carried out at a 1:5.000 scale. Furthermore, a detailed stratigraphic analysis of over fifty measured vertical sections was performed at a 1:10 scale.

Criteria used to define stratigraphy and to map rock units in this volcanic area are based both on the classic lithostratigraphic reconnaissance and on the Unconformity Bounded Units (UBU, CHANG, 1975; SALVADOR, 1987). Where it is not possible to map the single lithostratigraphic units, they are grouped together in a group. In the field survey eruptive units that represent the product of single eruptions have been identified. Eruptive units are defined as a volcanic rock or a succession of them bounded by paleosols or erosional surfaces indicating a significant break in the volcanic activity. Eruptive units in turn are grouped into the lithostratigraphic assemblages outlined on the geological map. In this way a single formational unit is composed of one or more eruptive units. We use lithosomes as informal stratigraphic units in order to evidence volcanic centres that are still morphologically recognizable (PASQUARÈ *et alii*, 1992). Several unconformities can be found in the volcanic successions as a consequence of the episodic nature of the eruptive events. They have different space and time significance, and are related to volcanic activity, volcano-tectonic events or volcanoclastics reworking processes, where the areal extent of the related unconformities is the most significant criterion to be used for mapping. Unconformities (angular unconformities or paraconformities) have enabled the introduction of two major unconformity bounded stratigraphic units (UBSU), the Rifugio di S. Nicola and the Vesuvian-Phlegrean synthems. Numerous detailed stratigraphic sections have been logged along the cliffs of Procida, Monte di Procida and Posillipo, where the products related to the oldest Campi Flegrei eruptions outcrop, and well-exposed vertical sections are recognizable. The general stratigraphy is synthesized in several composite stratigraphic columns that are correlated on the basis of their lithostratigraphic and eruptive units.

The complex volcanic history of this area is characterized by the superposition of minor effusive, main explosive and some reworked volcanic products, together with the presence of volcano-tectonic structures (caldera rims) and several monogenetic volcanoes.

The stratigraphic relationships between autochthonous volcanic products and pyroclastic products erupted from different source areas (e.g., Ischia Island) are taken into account. The volcanological evolution of this area is the result of con-

structive time intervals, during which volcanic products were emplaced in a short time span, and reworking stages, which are characterised by erosion in marine and subaerial realms.

The ancient volcanism is represented by scattered evidences, normally with no overlapping among them. Conversely, numerous tephra erupted from other sectors of Campi Flegrei and Ischia Island in different times are widely distributed and form widespread marker horizons. In the study area, a diffusely occurring deposit that consists of horizons of lithic breccias and welded coarse spatter closely related to a gas-pipe rich ash and pumice flow beds crops out along the margins of Campi Flegrei ("Breccia Museo" *Auct.*). It has an $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ average age of 39 ka (RICCI *et alii*, 2000; DE VIVO *et alii*, 2001) and is associated to the Campania Ignimbrite eruption. This caldera-forming deposit is the Tufo Grigio Campano (Campanian Ignimbrite) formation. The volcanic activity then resumes around 15 ka (DEINO *et alii*, 2004) with the Tufo Giallo Napoletano (i.e., Neapolitan Yellow Tuff) eruption producing a new caldera which is nested in the older Ignimbrite Campana (Campanian Ignimbrite) caldera. The south-western rim of this caldera is tentatively located along the eastern shore of Monte di Procida, presently buried under younger deposits (SCARPATI *et alii*, 1993). The younger activity, ranging from about 9.6 ka (Baia and Fondi di Baia) to 3.9 ka (Nisida Island) forms an alignment of yellow tuff volcanic centres. This eruption produced a new caldera, which is nested in the older Campanian Ignimbrite caldera. The related deposits form the Neapolitan Yellow Tuff formation (Tufo Giallo Napoletano). The younger activity, ranging from about 9 ka (Fondi di Baia) to 3.8 ka (Nisida Island) forms an alignment of yellow tuff volcanic centres.

Marine area

The submerged area illustrated in the geological map has been investigated through indirect and direct methods. The basic cartography of the sea bottom has been carried out both at the scale 1:25.000 and 1:10.000 through Multibeam bathymetric surveys (ELAC MK2). During the acquisition also the Chirp Sub-bottom profiler system has been used in order to calibrate the morpho-structures occurring at the sea bottom. The acquisition of nearshore Multibeam bathymetry have been realised using the RESON Seabat 8125 Multibeam system. The eco-graphic surveys have been carried out through the DF1000 Sidescan Sonar system or, alternatively, through the Sidescan Sonar option of RESON Seabat 8125 Multibeam system, allowing for a total coverage of the investigated marine belt. A grid of multichannel (Airgun seismic source) seismic reflection profiles has been also used both for a characterization of the sub-bottom and for a reconstruction of the stratigraphic and structural setting of the Naples Bay at an intermediate and deep scale. Moreover, a densely-spaced grid of Watergun multichannel seismic reflection profiles has been recorded for the stratigraphic and structural

reconstruction at a shallow scale. Subbottom Chirp and magnetometric profiles have been recorded on the same navigation lines of multichannel seismics.

Underwater geological surveys at the scale 1:10.000 have been carried out up to the -30 m water depth, for a detailed mapping of the volcanic units cropping out along the emerged coastal cliffs of the submerged coastal belt. The underwater geological survey has contributed to a better knowledge of the distribution of the volcanic units and to evidence morpho-stratigraphic and relevant morpho-structural aspects. During the surveys samples both of the mobile sea bottoms and of the rocky substratum have been collected and grain-size and geochemical analyses have been respectively carried out on them.

Under the -30 m of water depth samples have been drawn both through box-corer and Shipex Bucket, while the stratigraphy of the immediate subbottom has been studied through gravity and/or piston coring. The outcrops of rocky bodies have been sampled by dredging. The grain size analyses of unwelded samples have been carried out according FOLK (1954).

The seismo-stratigraphic analysis has allowed for the distinction of the main seismic units which, in the Naples Bay, are both of volcanic and sedimentary nature, and are separated by tectonic and/or eustatic regional unconformities. The seismic units constitute depositional sequences separated by Type 1 or Type 2 unconformities, or by local unconformities, mainly at the top of relic volcanic edifices or volcanic seismic units. The Naples Bay is crossed by two main NE-SW (anti-Apenninic) lineaments: the Phlegrean Fields-Ischia fault and the Capri-Sorrento Peninsula fault. In correspondence to these faults strong downthrows of the Meso-Cenozoic sequences, mainly carbonatic in nature and representing the acoustic basement, have been observed. The volcanic activity played a relevant role in this region during the Quaternary, significantly controlling the stratigraphic architecture of the sedimentary basins. This architecture is depicted by the multichannel seismic profile reported also on the layout of the geological map (acquisition by Geomare Sud, CNR, Naples).

The sedimentary basin filling, composed of seismic sequences separated by regional unconformities, overlies the acoustic basement correlated to the Meso-Cenozoic carbonates, widely cropping out onshore in the Sorrento Peninsula and in the Capri island. Two relic prograding wedges, probably Pleistocene in age, have been recognised. The basal one, unconformably overlying the acoustic basement is tectonically dislocated, together with the acoustic basement. A transgressive onlapping unit is moreover interposed between the two wedges.

A Late Quaternary depositional sequence has been individuated at the top of the Pleistocene remnant marine units. The basal deposits of this sequence are represented by relic littoral sediments (Lowstand Systems Tract- *LST*) which form coastal prisms overlying the shelf margin progradations. They occur both as small prograding wedges on the continental shelf and/or on the flanks of the

buried volcanic edifices or as fillings of intra-basinal depressions. The **LST** deposits grades laterally, in facies heteropy, into to the volcanic deposits of the Ischia and Procida offshore. This **LST** unit has given origin to relic morphologies, located in proximity of the present-day shelf break and in correspondence to the Dohrn canyon eastern branch, cropping out at the sea bottom below a thin drape of Holocene deposits.

The deposits of the Transgressive System Tract (**TST**) have been outlined on the base of seismic lines and form wedge-shaped accumulations characterised by a mounded external morphology and by an acoustically-transparent seismic facies. They crop out at the sea bottom and show a sub-circular shape in plan view, and are located on the outer shelf surrounding the Naples town.

The main stratigraphic units cropping out at the sea bottom belong to the Highstand Systems Tract (**HST**). In the latter one, the space and time evolution and the lateral and vertical migration of the marine continental shelf (coastal and slope depositional environments) during the Holocene have been recognised. The lithofacies associations, whose grouping form depositional systems (portions of systems tract) have been mapped. They show relationship with the morpho-structural lineaments recognised through the geological interpretation of the geophysical data and the evolutive dynamics of the sedimentary environments. The littoral and inner shelf proximal deposits have been recognized in the underwater surveys, which have allowed to evidence their peculiar stratigraphic-sedimentologic characteristics.

LEGEND

coastal defence works (h)

Carbonatic and/or lavic heterometric blocks up to few meters in size used for coastal defence works and/or submerged harbour structures

beach deposits (g₂)

Volcanoclastic sands, sands, from fine- to coarse-grained, originated from the reworking of the pyroclastic deposits. The deposits are mainly made of pumices, scoriae, lava fragments and loose crystals of alkali-feldspar and clinopyroxene. *UPPER HOLOCENE to PRESENT*

colluvial deposits (b₇)

The deposits are made of transported pyroclastic material. *UPPER HOLOCENE to PRESENT*

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE DEPOSITIONAL SEQUENCE OF THE MARINE AREAS

LITTORAL ENVIRONMENT

toe of coastal cliffs deposits (g₁₅)

Heterometric blocks varying in size from metric to decametric, volcanic in nature (prevalently tuffaceous), with sharp corners; poorly classed heterometric gravel of heterogeneous texture, composed of volcanic clasts, mainly tuffaceous, from rounded to sharp and dimensions varying from centimetric to metric *LATE HOLOCENE to PRESENT*

submerged beach deposits (g₈)

Gravels, sandy gravels and coarse-grained sands with pebbles prevalently formed by tuffs and subordinately by lavas and by pyroclastic fragments: pumices and scorias, from rounded to sub-rounded, in scarce middle-fine grained sandy matrix; coarse to middle-grained sands sometimes with gravels; in addition, scattered tuffaceous and subordinately lavic pebbles and blocks occur. The pelitic matrix is scarce or lacking. Middle to fine-grained sands, with pyroclastic fragments, abundant in protected areas where processes of decantation prevail. *LATE HOLOCENE to PRESENT*

relic deposits (m₁₀)

Well rounded heterometric pebbles, volcanic in nature immersed in a gravelly-sandy matrix forming sediments of relic beaches. *LATE HOLOCENE to PRESENT*

deposits of submarine slide (g₁₇)

Deposits of old submarine slides made of heterometric blocks varying from metric to decametric, volcanic in nature, in a scarce gravelly and sandy matrix, sometimes prevalent. *LATE HOLOCENE*

beach rocks (g₁₀)

Sandstones and heterometric conglomerates of *beach rock*. *LATE HOLOCENE*

INNER SHELF ENVIRONMENT**inner shelf deposits (g₁₉)**

Gravels, sandy gravels and litho-bioclastic coarse-grained sands, from poorly to scarcely classed. The lithic component is constituted of volcanic grains, prevalently tuffs and pyroclastic fragments: sub-rounded to sub-angular pumices and scorias. The bioclastic component is formed prevalently of fragments of Molluscs and Echinoderms. The sandy matrix is scarce or absent; middle to fine-grained litho-bioclastic sands often with a pelitic cineritic component. The main components are constituted by pyroclastic fragments (pumices and lapilli) and bioclasts often abundant, in a scarce cineritic matrix. The sandy fraction is composed of pyroclastic and organogenic fragments (bioclasts). *LATE HOLOCENE* to *PRESENT*

bioclastic deposits (g₁₂)

Heterometric gravels, gravelly sands with gravels and bioclastic sands in a scarce pelitic matrix. *LATE HOLOCENE* to *PRESENT*

OUTER SHELF ENVIRONMENT**outer shelf deposits (g₂₁)**

Pelites with variable fractions of fine-grained volcanoclastic sands (scorias, micropumices and lithics) and subordinately bioclastic sands. Abundant rhizoms of marine Fanerogams also occur. *HOLOCENE*

bioclastic deposits (g₁₂)

Organogenic sands and gravels with scarce pelitic matrix, bio-detritic coarse-grained sands with scarce pelitic matrix ("coastal detritics" *Auct.*, forming drapes centimetric to decimetric in thickness on pelitic and sandy-pelitic sea bottoms. Pelites with bioclastic gravels and sands ("buried coastal detritic" *Auct.*). Subordinate pelitic sands, sands and bioclastic sands and gravels derived from the degradation *in situ* of organogenic-sessile elements in the outer sectors of the continental shelf. *HOLOCENE*

SLOPE ENVIRONMENT

continental slope deposits (m_2)

Pelites sometimes with variable fractions of volcanoclastic and bioclastic sands; pelites with major fractions of sands diffused at the canyons' heads.

HOLOCENE

Transgressive systems tract (TST)

Volcanoclastic sands and pebbles alternating with thick pumice levels, sometimes in a pelitic matrix; the clastic fraction, prevalently pyroclastic in nature, is composed of scorias, pumices and ashes. These deposits have a mounded external morphology and acoustically-transparent seismic facies, and crop out or sub-crop out at the sea bottom at water depths ranging from - 140 m and - 180 m on the outer shelf of the Naples town. These deposits have been probably reworked on the continental shelf. *LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE*

Lowstand systems tract (LST)

Relic littoral deposits, composed of well sorted sands and gravels with bioclastic fragments, organised in coastal prisms overlying the shelf margin in prograding belts sub-parallel to the isobaths, with a pelitic cover of variable thickness, not exceeding 2 meters.

LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE

Pleistocene relic marine units (m_{10})

Coarse to fine-grained marine deposits composed of well sorted sands and gravels with bioclastic fragments and by middle to fine-grained sands, with a pelitic cover of variable thickness, not exceeding 2 meters, localised in two morphological highs on the head of the Dohrn canyon eastern branch and on the shelf break in the central sector of the Naples Bay, forming palimpsests of beach and continental shelf environments. *MIDDLE PLEISTOCENE*

VOLCANIC UNITS

Vesuviano-Flegreo synthem (VEF)

The Vesuviano-Flegreo Synthem (cfr. Foglio 464 "Isola d'Ischia") is placed between the erosional disconformity (locally non-depositional) marking the top of the *Tufo Grigio Campano* deposits and the topographic surface. From bottom to top it includes the *piroclastiti di Torregaveta*, the *tufo di Trentaremi*, the *tufo di Solchiaro*, the *gruppo dell'isola di Procida*, the *Tufo Giallo Napoletano*, the *Agnano-Soccavo* subsynthem and the *Contrada Romano* subsynthem.

Contrada Romano subsynthem (VEF₁₂)

The subsynthem is placed above an ochre paleosoil and is made of a succession of mainly cineritic deposits, finely stratified and with intercalations of pumiceous lapilli levels. In the area of the *Foglio Isola di Procida* the subsynthem includes, from bottom to top, the *Tufo di Capo Miseno* and the *Tufo di Nisida*. Volcanic deposits attributed to eruptions occurred in the phlegrean area between 5 and 3.8 ka.

tufo di Nisida (TNI)

The deposit of this formation is made of a succession of massive yellow tuff layers (*tufo*) with pumice lapilli and lava lithics dispersed within abundant cineritic matrix and stratified unlithified light grey cineritic layers (*pozzolana*) varying in thickness from 1-2 m up to >10 m. The two lithotypes alternate with each other several times in the whole succession and are characterized by a vertical transition which can be both sharp or continuous. In the eastern part of the Gulf of Pozzuoli the tuff-ring generated by the explosive phreatomagmatic volcanism which emplaced the deposit of this unit is still well-preserved. Juvenile elements range in composition from latite to phonolite. Age of emplacement: 3.8 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)

tufo di Capo Miseno (TCM)

The deposits of this formation are represented by two distinctive facies, characterized by a sharp transition easily observed on the field. The lower facies, accounting for most of the entire sequence, is a massive to crudely stratified lithified yellow tuff with abundant pumices and lava lithics. The upper facies, on the contrary, is a stratified, unlithified grey cineritic deposit very similar to the underlying unit but poorer in pumices and lithics. This formation is ascribed to the explosive phreatomagmatic Capo Miseno tuff-cone. The juvenile fraction has a trachitic to phonolitic composition. Age of emplacement: 5.1 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; INSINGA *et alii*, 2006).

Agnano-Soccavo subsynthem (VEF₁₁)

The *Agnano-Soccavo* subsynthem is placed between a volcano-tectonic disconformity associated with the *Tufo Giallo Napoletano* eruption and a thick ochre paleosoil underlying the overlying deposits of the *Contrada Romano* subsynthem.

In the continental portions of the *Foglio Isola di Procida*, the topmost deposits are generally younger than 15 ka (age of the *Tufo Giallo Napoletano* deposits) or younger than the deposits of the *Baia* and *Fondi di Baia*, *Porto Miseno*, *Bacoli* and *Porto Miseno* volcanoes. These deposits cannot be reported on map as single formations and so they were reported together in a subsynthem unit. The unit is essentially made of levels of indifferiated cineritic deposits, occasionally re-

worked, cropping out in the continental portions of the area, displaying a variable thickness (from a few decimeters up to 1-2 metres) and locally with paleosol horizons.

tufo di Porto Miseno (TPT)

It is a pyroclastic deposit consisting of two distinctive facies. The lower one, accounting for most of the entire deposit, is a lithified yellow tuff extremely rich in grey pumices (and subordinate scoriae) and lava lithic fragments. The upper facies is a grey unlithified cineritic deposit with less abundant pumices and lithics, both showing smaller average sizes with respect to the deposits of the lower facies. Both the lower and upper facies show a very evident wavy to plane-parallel bedding. The formation is ascribed to the explosive phreatomagmatic Porto Miseno tuff-ring. The juvenile components have a very homogeneous trachytic composition. Age of emplacement: 6.5 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; INSINGA *et alii*, 2006).

tufo di Bacoli (TCF)

It is a stratified tuff deposit with small pumices and lava lithics set into abundant cineritic matrix. The lower part of the deposit is more intensively lithified due to the effect of zeolitization processes (witnessed by the occurrence of yellow facies deposits). The formation is ascribed to the explosive phreatomagmatic Bacoli tuff-cone. The juvenile fraction shows a trachytic-phonolitic composition. Age of emplacement: 8.6 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

tufo di Baia e Fondi di Baia (TBF)

The unlithified pyroclastic deposits of this formation are made by an alternation of layers rich in rounded pumices with scarce fine matrix and layers with abundant cineritic fraction and dispersed rounded pumices. These deposits represent the distal facies of the Baia and Fondi di Baia polycentric tuff-cone. The composition of the juvenile fraction is mainly trachytic. Age of emplacement: 9.6 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

Tufo Giallo Napoletano (TGN)

It consists of a stratified pyroclastic deposit made by two distinctive members (not individually mappable) named A and B (from bottom to top). Member A ranges in thickness approximately from 1 to 10 meters and is made of cineritic and pumiceous lapilli fall layers. The basal unit of this member is a stratified cineritic layer interpreted as an ash fall deposit associated with a large phreatoplinian event (whose deposit crops out over an area of $>1000\text{ km}^2$). Overlying member B represents the main part of the succession (typically showing a thickness of 30 m), generally characterized by coarser elements with respect to member A. The unit is represented by a sequence of cineritic levels with dispersed rounded pumices,

locally characterized by internal gradations and wavy structures. The deposit of member B are typically found in two distinctive facies: a proximal, lithified yellow one (*tufo*) and a distal, unlithified grey one (*pozzolana*). The estimated volume of erupted magma is of $\sim 50 \text{ km}^3$ (SCARPATI *et alii*, 1993). The composition of the juvenile fraction ranges essentially from trachytic to phonolitic, although a limited number of latitic samples was also recognized. Age of emplacement: 15 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; DEINO *et alii*, 2004).

Isola di Procida group (PD)

This unit is represented by cineritic levels or layers of variable thickness, from a few centimeters up to 2 m. Single levels are massive or stratified, occasionally reworked, and show variable contents of rounded pumiceous clasts. The deposits belonging to this group encompass a time interval going from 22 ka (age of the Solchiaro deposits) to the Present.

tufo di Solchiaro (SHI)

In the immediate proximities of the ancient eruptive center (on the Procida island) the deposits of this formation are represented by 3 distinctive units, the lowermost of which is a stratified lithified yellow tuff. The overlying units are represented by narrow alternations of centimetric to decimetric layers of cinder, scoriaceous lapilli and scoriaceous bombs. In the distal outcrops the formation is represented by a finely stratified deposit characterized by an alternation of dark grey angular scoriae layers and cineritic layers. The juveniles range in composition from shoshonitic basalt to latite. Age of emplacement: 22 ka (^{14}C).

tufo di Trentaremi (TTR)

The oldest cropping out deposits of this formation constitute the border of a tuff ring, partially buried below the *Tufo Giallo Napoletano* deposits and partially destroyed by sea-water erosion. The bottom of the formation is made by a narrowly stratified yellow tuff with recurrent cross-bedding and dune structures and small erosional channels. A succession of massive to crudely stratified decimetric layers with pumices and ballistic blocks is found above an erosional surface. The overlying deposits are represented by a stratified sequence of cineritic and pumiceous lapilli levels, lying above a well-developed paleosoil horizon. Juvenile elements have a trachytic composition. Age of emplacement: 22.3 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

piroclastiti di Torregaveta (PTV)

The unlithified stratified deposit of this formation is made of an alternation of decimetric coarse dark scoria and layers and centimetric fine cineritic layers with dispersed fine scoriaceous lapilli. The composition of the juvenile fraction is latitic. The age of emplacement ranges between 39 and 22 ka.

Tufo Grigio Campano (TGC)

Grey cineritic tuff with sparse black scoriae and lava lithics. The deposit crops out only in the submerged area of Acquamorta. The composition of the juvenile fraction is trachytic. Age of emplacement: 39 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; DE VIVO *et alii*, 2001).

“Breccia Museo Auctt.” member (TGC₁)

This member is made by a sequence of four pyroclastic deposits representing part of the complex succession which constitutes the proximal facies of the *Ignimbrite Campana* eruption. The lowest of these horizons is a pumice-rich deposit with scarce lithic fragments and abundant cineritic matrix. The overlying deposit is made of a coarse lithic-rich breccia with fragments of various nature (*i.e.*, lavic, tuffaceous, intrusive, carbonatic). The lower and intermediate portions of this horizon are interstratified with the third horizon, a welded spatter deposit with scarce cineritic matrix and rare lava lithics. The fourth horizon is an unlithified pumice-rich deposit with subordinate lava lithics, abundant coarse cineritic matrix and degassing pipe structures. The juvenile fraction has a trachytic/phonolitic composition. Age of emplacement: 39 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; RICCI, 2000; DE VIVO *et alii*, 2001; FEDELE *et alii*, 2008).

Rifugio di S. Nicola synthem (SNL)

The *Rifugio di S. Nicola* synthem (see Foglio 464, Isola di Ischia) is delimited by regional disconformities easily observable on the Procida and Ischia islands, as well as on the continental portion of the Campi Flegrei. At the base it is marked by the angular erosional disconformity placed between the products of the Ciraccio group and the lithosomes of the *tufi di Procida* group. The disconformity at the top of the synthem has a volcano-tectonic origin and it is associated with the *Tufo Grigio Campano*. The *Rifugio di S. Nicola* synthem includes, from bottom to top, the Ciraccio group, the *tufi di Fiumicello di Procida* and the Punta Serra group.

Punta Serra group (GA)

This group is represented by a succession of several pyroclastic deposits (both lithified and unlithified) of various nature (*i.e.*, both fall and flow deposits) and lithology (pumiceous, scoriaceous, cineritic), most belonging to the Ischia island activity and separated by paleosol horizons. The topmost deposit [corresponding to the *Pomici Pliniane B* deposit of the *Pignatiello* formation of VEZZOLI (1988)] is a fall deposit which mantles the underlying topography and is diffusively found in the whole studied area. The deposit is massive, made of white angular pumices, completely free of a cineritic fraction. The overlying deposit is a stratified grey tuff made of alternations of small scoria and sandy levels (Canale d'Ischia Superiore unit). Along the Monte di Procida cliffs and above the “*pomici*

B'' deposits, a deposit of very local areal dispersion (basically limited to the Isola di S. Martino area and surrounding) can be found, represented by a welded grey tuff with abundant fiammae. The succession continues with a deposit made of a pumiceous lapilli layer overlain by a lithic breccia laterally passing to a different facies, mainly made by sporadic rounded pumiceous and lithic lapilli dispersed in abundant sandy matrix. (*Breccia de Il Porticello*). Above this deposit lies a cineritic deposit with undulose layers in its basal part and a massive structure in the upper part (Tufo Verde dell'Epomeo; 55 ka; VEZZOLI, 1988). The succession ends with a deposit made of stratified pyroclasts, represented by well-sorted pumiceous lapilli layers in alternation with cineritic levels with dispersed pumices and thin cineritic levels. The composition of the juvenile components of the group is essentially trachytic/phonolitic (occasionally showing a slightly peralkaline affinity). Age range: 74-39 ka.

tufo di Fiumicello di Procida (TFM)

The proximal facies deposits of this formation are found only on the Procida island, represented by a massive lithified tuffaceous deposit with big black scoriae and lava lithic fragments set into abundant grey to yellow cineritic matrix. On the contrary, the distal facies deposits diffusely crop out on the whole continental portion of the studied area, represented by a regular alternation of black scoriaceous lapilli layers (with subordinate lava lithics) and cineritic layers. The juvenile fraction ranges in composition essentially from potassic trachybasalt to latite. Age range: 74-60 ka.

Ciraccio group (GO)

From bottom to top, the Ciraccio group is made by the deposits of the *Piroclastiti del Canale d'Ischia Inferiore* and, mainly, by the deposits of the Pignatiello formation. The group is a succession of pyroclastic deposits of various nature (*i.e.*, fall, flow, etc.) and lithology, separated by paleosol horizons. Most of these deposits are ascribable to the activity of Ischia island and possibly to an eruptive center located in the marine area which separated the Ischia and Vivara islands.

formazione di Pignatiello Auct. (PPA) - Baia del Porticello member (PPA₁)

It is a succession made by several pumiceous fall deposits (total thickness >10 m), mantelling the underlying topography, ascribable to plinian and subplinian eruptions occurred on the Ischia island. The deposits are commonly massive (though some of them occasionally show plane-parallel stratification), well-sorted, consisting of grey angular pumices with no cineritic matrix. The lithic portion is made by lava and obsidian fragments with subordinate hydrothermally altered clasts. Pumice layers are generally separated by paleosol horizons and angular unconformities. The juvenile fraction shows an essentially trachytic/phonolitic

composition (occasionally coupled with a slightly peralkaline affinity), with the only exception of two latitic levels representing the base of the “continental” sequence. Age range: 74-60 ka.

tufi di Procida (TBP)

This formation includes the deposits of the Procida eruptive centers of Vivara, Pozzo Vecchio and Terra Murata, the continental tuff cones of Vitafumo and Miliscola and the S. Martino lava dome, individually represented by the homonymous lithosomes. With the only exception of the Miliscola deposits, clearly lying above the Vitafumo ones, the products of these edifices are in equivalent stratigraphic position. The deposit are mainly represented by lithified tuffs in a typical proximal facies, witnessing for an ancient volcanic field with mainly explosive and phreatomagmatic eruptions, with the rare effusive event emplacing the S. Martino lava dome. As regards the composition of the juvenile components, with the only exception of the products of Vivara (ranging from potassic trachybasalt to shoshonite) and Terra Murata (shoshonite), the great majority of the volcanic products of this formation have a trachytic/phonolitic composition. Age of emplacement older than 75 ka.

Miliscola lithosome (LMI)

Four different units can be recognized (from base to top): a dark grey cineritic deposit, a whitish cineritic deposit, a cineritic deposit with dispersed pumiceous clasts and a stratified sequence made of alternances of cineritic and pumice and cinder deposits. The top of the sequence shows a continuous, well-developed plane-parallel bedding, with massive, well-sorted pumice lapilli layers and rarer cineritic layers. The composition of the juveniles is trachytic.

Vitafumo lithosome (LVF)

It is represented by a stratified cineritic deposit with a juvenile fraction mainly represented by centimetric to decimetric pumices. Lithic elements are mainly represented by lava fragments (with subordinate yellow tuffs) of variable sizes. The sequence is closed by a thick deposit made of weathered reddish pumices with a humified top. The juvenile components show an homogeneous trachytic composition.

Isola di S. Martino lithosome (IMT)

It is made by a massive lava deposit covered by a stratified scoriaceous deposit. The lava has a characteristic fluidal (“trachytic”) structure and is weakly porphyritic with rare alkali-feldspar phenocrysts set into a hypocrySTALLINE ground-mass (with alkali-feldspar, plagioclase and rarer opaque oxides microcrysts). The composition is trachytic. Age of emplacement: 77 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

Terra Murata lithosome (TMU)

The basal part of the sequence representing this lithosome is characterized by a stratified lithified tuff with sparse fine pumiceous lapilli, obsidian fragments, scoriaceous bombs and lava lithics, set into abundant yellow cineritic matrix. In the upper part of the succession the deposit is less stratified and shifts progressively to less lithified deposits (finally turning to a completely unlithified unit). The juvenile fraction has a shoshonitic composition.

Pozzo Vecchio lithosome (PVH)

The basal part of the sequence representing this lithosome is made of a finely stratified tuff with pumiceous lapilli and lava lithics dispersed within abundant yellow cineritic matrix. The overlying layer is a dark scoriae deposit, followed by the Punta Ottimo lava flow, the only effusive event of Procida volcanism. The composition of the juveniles ranges from trachytic to phonolitic.

Vivara lithosome (TVV)

It is made by lithified tuff deposits with abundant black/grey scoriaceous lapilli and lava lithics set into a yellow cineritic matrix. The composition of the juvenile fraction ranges from potassic trachybasalt to shoshonite.

MARINE AREAS

Undifferentiated volcanic substratum (svi)

Subdivided in two lithofacies associations (**svi_a**) suggesting the outcrop of volcanic acoustic basement; (**svi_b**) volcano-sedimentary deposits constituted of sandy pelites with intercalations of volcanic sands with a chaotic acoustic facies and thickness exceeding 10 meters in the depocentral areas; linked to the deposition of the pyroclastic fluxes of the recent vesuvian activity in a subaqueous environment (< 2 ky). *HOLOCENE*

Undifferentiated meso-cenozoic substratum - (sci)

Meso-Cenozoic carbonatic and siliciclastic rocks; corresponding to the acoustic basement of the sedimentary units, as well as outcrops of Meso-Cenozoic carbonatic and siliciclastic rocks.

