

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II



**Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra,
dell'Ambiente e delle Risorse XXX ciclo**

**Elementi geomorfologici e geoarcheologici per la
valutazione dei moti verticali recenti del paesaggio
costiero della Campania**

**Geomorphological and geoarchaeological indicators of
vertical ground motions to reconstruct landscape
morphoevolution of Campania**

Tutor

Ch.mo Prof. Carlo Donadio

Dottorando

dott. Corrado Stanislao

Co-Tutor

Ch.ma Prof.ssa Micla Pennetta

Co-Tutor-Supervisor

Ch.mo Prof. John Peter Oleson

Coordinatore del Dottorato di Ricerca

Ch.mo Prof. Maurizio Fedi

*“Ogni scoperta è l’inizio di una ricerca.
Ed ogni ricerca suggerisce nuovi percorsi
interpretativi della realtà”*

Giovanni Bignami

Come citare questo lavoro

Stanislao, C., (2017). Geomorphological and geoarchaeological indicators of vertical ground motions to reconstruct landscape morphoevolution of Campania. Dipartimento della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse. PhD. thesis, xxx cycle, 275.

INDICE

INTRODUZIONE	pag.	1
CAPITOLO 1: Scopo del lavoro	pag.	4
CAPITOLO 2: Moti verticali del suolo e variazioni relative del livello marino	pag.	8
Movimenti verticali del suolo	pag.	8
Cause delle variazioni	pag.	9
1. Aggiustamento glacio-idro-isostatico	pag.	9
2. Tettonica e deformazione sismica	pag.	11
3. Vulcano-tettonica	pag.	12
4. Subsidenza s.s.	pag.	12
5. Bradisismo	pag.	14
6. Variazione del carico atmosferico	pag.	14
7. Attività antropica	pag.	14
8. Processi idrogeologici	pag.	15
9. Frane e instabilità gravitazionale	pag.	15
CAPITOLO 3: Metodologie d'analisi	pag.	17
Metodologie d'analisi per la valutazione dei moti verticali del suolo.	pag.	17
Criteri per la valutazione dei markers archeologici, morfologici e biologici	pag.	27
1. Opere Portuali	pag.	27
2. Ville e Opere Marittime	pag.	33
3. Impianti idraulici	pag.	42
4. Archi	pag.	44
5. Strade	pag.	45
6. Cave costiere	pag.	48
Elementi geomorfologici e biologici come indicatori del livello marino Olocenico	pag.	53
1. Solchi di battente	pag.	53
2. Piattaforma d'abrasione marina	pag.	56
3. Indicatore Stratigrafico	pag.	57
4. Biocostruzioni del Mar Mediterraneo	pag.	59
5. Frange a Litodomi	pag.	62
6. Frange a Litophagella	pag.	63
7. Frange a Balanidi	pag.	64
CAPITOLO 4: Inquadramento geologico-geomorfologico della Campania	pag.	67
Inquadramento morfo-strutturale della Piana Campana	pag.	68
Inquadramento morfo-strutturale della litorale Falerno-Domitio	pag.	70
Inquadramento geomorfologico della Costa Flegrea-Napoletana	pag.	73
Inquadramento dell'Isola d'Ischia	pag.	76

Inquadramento dell'Isola di Procida	pag. 78
Inquadramento geomorfologico della Costa Vesuviana	pag. 80
Inquadramento geologico-strutturale della Penisola Sorrentina	pag. 83
Inquadramento geomorfologico dell'Isola di Capri	pag. 86
CAPITOLO 5: CASI STUDIO	pag. 88
Siti archeologici dell'area del Golfo di Gaeta (I)	pag. 88
Sito archeologico dell'area di Sinuessa (Mondragone)	pag. 88
Siti archeologici dell'area di Torregaveta	pag. 100
Siti archeologici della Costa Flegreo-Partenopea (II)	pag. 106
Porto di Miseno	pag. 109
<i>Lacus Baianus</i>	pag. 116
<i>Villa maritima</i> dei Pisoni	pag. 117
c.d. Ninfeo di Claudio	pag. 118
<i>Villa Protiro</i>	pag. 119
Secca delle Fumose	pag. 120
<i>Portus Iulius</i>	pag. 123
<i>Macellum</i> – c.d. Tempio di Serapide	pag. 126
Area archeologica dell'Isola di Nisida	pag. 127
Area Marina Protetta della Gaiola	pag. 128
Palazzo degli Spiriti	pag. 130
Sito di Marechiaro	pag. 135
Cala san Basilio	pag. 136
Palazzo Donn'Anna	pag. 139
Castel dell'Ovo	pag. 143
Piazza Municipio	pag. 147
Siti archeologici delle Isole Flegree (III)	pag. 149
Sito archeologico di Punta Mezzogiorno	pag. 149
Sito archeologico di Cartaromana	pag. 152
Siti archeologici della Costa Vesuviana (IV)	pag. 155
Siti archeologici della Penisola Sorrentina e Isola di Capri (IV)	pag. 155
<i>Villa</i> del Pezzullo	pag. 156
<i>Villa</i> Agrippa Postumo	pag. 157
<i>Villa</i> del Capo di Sorrento	pag. 160
Sito archeologico di Palazzo a Mare	pag. 161
Siti archeologici della Grecia	pag. 166
Porto di Hersonissos	pag. 166
Porto di Falasarna	pag. 168
Porto di Ierapetra	pag. 169
CAPITOLO 6 Discussioni	pag. 171
Dinamica delle variazioni dei moti verticali del suolo	pag. 172
Siti archeologici dell'area del Golfo di Gaeta (I)	pag. 176
Sito archeologico dell'area di Sinuessa (Mondragone)	pag. 177

Siti archeologico dell'area di Torregaveta	pag. 184
Siti archeologici della Costa Flegreo-Partenopea (II)	pag. 185
Porto di Miseno	pag. 185
<i>Lacus Baianus</i>	pag. 187
<i>Villa maritima</i> dei Pisoni	pag. 187
c.d. Ninfeo di Claudio	pag. 189
<i>Villa Protiro</i>	pag. 190
Secca delle Fumose	pag. 190
Portus Iulius	pag. 191
<i>Macellum</i> – c.d. Tempio di Serapide	pag. 192
Area archeologica dell'Isola di Nisida	pag. 194
Area Marina Protetta della Gaiola	pag. 194
Palazzo degli Spiriti	pag. 197
Sito di Marechiaro	pag. 199
Sito archeologico di Cala san Basilio	pag. 200
Palazzo donn'Anna	pag. 201
Castel dell'Ovo	pag. 202
Piazza Municipio	pag. 202
Siti archeologici delle Isole Flegree (III)	pag. 203
Sito archeologico di Punta Mezzogiorno	pag. 203
Sito archeologico di Cartaromana	pag. 203
Siti archeologici della Costa Vesuviana (IV)	pag. 205
Siti archeologici della Penisola Sorrentina e Isola di Capri (IV)	pag. 206
Villa del Pezzullo	pag. 206
Villa Agrippa Postumo	pag. 206
Villa del Capo di Sorrento	pag. 207
Sito archeologico di Palazzo a Mare	pag. 208
Siti archeologici della Grecia	pag. 212
Analisi della dinamica dei vari settori della Campania	pag. 213
CONCLUSIONI	pag. 218
BIBLIOGRAFIA	
GLOSSARIO	
ABBREVIAZIONI	
ALLEGATI	
Scheda delle strutture archeologiche emerse di Cala San Basilio	pag. i
Scheda delle strutture archeologiche emerse di Cala San Basilio	pag. vii
Tavola I	pag. xviii

RINGRAZIAMENTI

Al termine di questi tre anni di dottorato desidero ringraziare tutte le persone che a vario titolo mi hanno accompagnato in questo percorso e senza le quali questo lavoro di tesi non sarebbe stato possibile realizzare.

Sono grato al Prof. Carlo Donadio per essere stato sempre disponibile e per aver creduto in me e nelle mie capacità. È stato, ed è, per me una vera e propria guida scientifica, il mio mentore. Di lui ho conosciuto le capacità professionali, ma soprattutto le sue doti di uomo. Ho fatto insieme a lui tante escursioni, rilievi e campionamenti che ci hanno portato a trascorrere intense giornate lavorative in molti siti della Campania. Nelle tante immersioni, mi è stato sempre vicino e con la sua notevole esperienza, mi ha messo in guardia sui pericoli, trasmettendomi sicurezza. Lo ringrazio anche per aver cancellato, fin dai primi giorni, quell'invisibile linea di confine tra il tutor ed il dottorando.

Un ringraziamento lo dedico alla Prof.ssa Micla Pennetta per il grande contributo teorico e metodologico offertomi, per la sua dedizione nel seguirmi nella mia ricerca e per essersi prodigata all'avvio del mio progetto di ricerca.

Un omaggio va al Co-tutor *supervisor* Prof. John Oleson per il suo autorevole parere su alcuni temi della ricerca e per le sollecite risposte ai numerosi quesiti.

Ringrazio affettuosamente il Prof. Leonidas Stamatopoulos per aver ricambiato la stima ed essere riuscito a rendere il breve periodo trascorso presso l'Università di Patrasso ricco di stimoli e di conoscenze utili alla mia preparazione.

Ai *referees*, nelle persone del Prof. Marco Anzidei e della Prof.ssa Alessandra Benini, va il mio riconoscimento per i loro preziosi commenti e riflessioni che hanno contribuito a migliorare notevolmente la mia tesi di Dottorato di Ricerca.

Infine, un ringraziamento al coordinatore Prof. Maurizio Fedi per il costante sostegno all'attività dei dottorandi con valide iniziative didattiche, scientifiche ed editoriali.

Abstract

Geoarchaeological and geomorphic surveys in progress along the submerged coastland of Campania are contributing to evaluate type, entity and rate of ground vertical movements responsible of archaeological heritage submersion, as well as of littoral erosion. Discrimination of vertical motions linked to bradyseismic, tectonic, volcano-tectonic and subsidence phenomena, sometimes mutually interacting each other, play a key role to understanding coastal morphoevolutionary dynamics since the last 3000 years. The ancient sea levels registered along the regional waterscapes show geomorphologic elements related to their settlement phases during the Holocene. Palaeo shorelines are often located at different depths, so they supply information about sea-level changes due to tectonic-eustatism and volcano-tectonic interactions. The study of archaeological structures, currently at depth not compatible with the sea level of their age, allows to deduce both palaeo sea-level traces and ground vertical deformations in the analyzed case studies. In particular, different sectors of the Gulf of Naples were surveyed, among which (i) the Gulf of Gaeta (Torregaveta and Sinuessa), (ii) the Neapolitan-Phlegrean Fields area (Cape Miseno-Castel dell'Ovo), (iii) the Phlegrean Islands (Procida, Vivara and Ischia), (iv) the Vesuvius coast (Portici-Castellammare di Stabia), and finally (v) the Sorrento Peninsula and Island of Capri. Results highlight differential vertical movements mainly linked to tectonic (i), volcano tectonics (iii-iv) bradyseismic, (ii) complex vertical motions (bradyseism, subsidence, tectonics and volcano-tectonics interplay), and (5) coseismic or landsliding displacement. The highest values registered (*i.e.*, -4.3 m along the Vesuvius coast, -4.5/-12 m along the Neapolitan-Phlegrean Fields coast, -3.5/-7 m at Torregaveta-Sinuessa, -9/-4.5 m in the islands of Vivara and Ischia, respectively), and recently -4.2 m in the Island of Capri, vary in the different morphostructural sectors of the gulfs of Naples and Gaeta, resulting higher than 0.2 mm/y which represents the average subsidence rate during the last 125 kyr. Among the case studies, the underwater survey of Sinuessa was particularly interesting: actually, it was possible to reconstruct the coastline morphoevolution phases through the identification of submerged geoarchaeological markers as a millstone carved into the Campanian Ignimbrite, 24 Roman *pilae* and the ruin of a stone-paved road. The highest value of ground vertical downlift (-7 m) likely indicates recent tectonic activity. The rise in sea level is not homogeneous throughout the Gulf of Naples due to different bradyseismic entity. Therefore, the relative downlift of Miseno, Bacoli, Baia and Gaiola are different, with maximum subsidence rate between Secca delle Fumose and Island of Nisida. The

Sorrento Peninsula is relatively stable and the sea-level rise can be attributed only to the glacio-hydro-isostatic post-glacial component. In the carbonate Island of Capri, the Roman ruins of a Tiberius' *villa maritima* lies down to -4.20 m depth. Even considering the sea level during Roman age (-1.25 m lower than the present-day), the downlift is incongruent with the general island uplift of ~1.5 m due to tectonics, marked along the cliffs by the current elevation of the palaeo-sea notch modeled at 5.5 m ~125 kyr BP (MIS 5.5 high stand, Tyrrhenian). Therefore, a rapid displacement due to coseismic or landslide phenomena during post-Roman age occurred. The analysis of the ports of the island of Crete highlights the presence of typical architectural features of port of the Phlegrean area, therefore the geoarchaeological markers can be considered valid for the all Mediterranean Sea. The validity of these geoarchaeological markers was supported by the minero-petrographic analysis of the Greek ports. The analysis highlighted the use of the same mix design to the Greek and the Phlegrean ports, as proof of the rigid manufacturing criteria used by the Romans.

Finally, the systematic study of the coastal ruins of Campania has improved the knowledge of the geoarchaeological markers for the reconstruction of the ancient sea levels, introducing new parameters related to the geomorphological and the morphoclimatic features.

Keywords: geoarchaeological markers, sea level rise, Campania.

INTRODUZIONE

Gli aspetti geomorfologici e l'evoluzione del paesaggio costiero durante il Quaternario ed in particolare l'Olocene, soprattutto in epoca storica e recente, sono di grande importanza al fine della comprensione delle strette relazioni intercorse tra l'uomo ed il territorio. Inoltre, la definizione delle tendenze evolutive dei vari settori costieri, desunta dall'analisi della fisiografia e della dinamica morfoevolutiva, consente anche d'individuare i principali fattori geoambientali che concorrono alla quantificazione del grado di criticità costiera.

La Campania può, a tutti gli effetti, essere considerata una regione di particolare interesse geoarcheologico, dove l'area sommersa, a differenza delle terre emerse di questa regione, è stata solo parzialmente studiata e, i dati scientifici sono esigui ed ormai datati.

In un'ottica di gestione costiera di lungo periodo e di *coastal hazard*, la variazione della linea di riva, può essere utilizzata per calibrare gli scenari previsionali di variazione del livello marino, tenendo in considerazione anche le peculiarità tettoniche dei margini costieri. Una corretta gestione costiera dovrebbe infatti, tenere in considerazione sia le previsioni delle variazioni globali di sollevamento marino, sia le componenti geologiche locali che ne possono modificare, anche sensibilmente, le entità. Le stesse interazioni, tra dinamiche globali e locali, hanno contribuito a modificare la morfologia della fascia costiera durante gli ultimi 10.000 anni e a delinearne l'attuale conformazione. Nel rapporto IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2016) è stato indicato come le variazioni del livello marino nel Mar Mediterraneo siano notevolmente svincolate dalle tendenze globali, essendo sensibilmente legate alle caratteristiche climatiche regionali e geologiche. Gli scenari dell'IPCC tengono conto solo della risalita del livello del mare, ma non considerano i movimenti verticali della crosta terrestre che possono causare aumenti o diminuzioni relative del livello marino, non legati allo scioglimento dei ghiacci, quali i movimenti isostatici, tettonici, bradisismici e vulcano-tettonici.

La Campania rappresenta una dimostrazione di come gli effetti di tutti i movimenti citati, creano una dinamica complessa e difficilmente discriminabile. Le moderne tecniche di misurazioni, come l'*Interferometria SAR* (IFSAR), le livellazioni di precisione e i dati DGPS (*Differential Global Positioning System*), possono misurare i moti relativi con notevole precisione, fino al millimetro, con serie temporali molto brevi, dell'ordine di anni, ma non possono fornire dati precedenti all'ultimo ventennio, trattandosi di tecniche molto recenti. Per risalire a dati precedenti e ricostruire dinamiche del passato, utili per comprendere la

modellazione ad opera di moti verticali, si usano inoltre, i dati ricavati dalla geoarcheologia che, attraverso la disposizione spaziale di elementi archeologici abbinati allo studio geomorfologico, restituiscono informazioni affidabili sulla morfoevoluzione del paesaggio dall'epoca greco-romano all'attuale.

Lo stato dell'arte, per ciò che riguarda gli aspetti geoarcheologici dell'ambiente sommerso, a differenza dell'area emersa, è rappresentato da un esiguo e discontinuo insieme di dati e ciò spinge verso la realizzazione di regesti e studi sistematici nelle aree in cui le informazioni sono più lacunose.

L'esigenza di estendere il campo di indagine al mondo subacqueo è presente già nel XV secolo: fin dai primi avventurosi tentativi, la ricerca appare strettamente legata alla sperimentazione tecnica e alla realizzazione pratica di mezzi e strumenti adatti a consentire all'uomo la permanenza e il lavoro sott'acqua, nell'ostile ambiente iperbarico. Per tale finalità, appaiono degni di nota i tentativi di recupero, effettuati a più riprese tra il 1928 e il 1932, delle due grandi navi imperiali romane affondate nel Lago di Nemi. Furono impiegate grandi zattere munite di ingegnosi sistemi di sollevamento ed utilizzate le prime campane batoscopiche. Nei secoli XVII e XVIII, grazie proprio al perfezionamento della campana batoscopica, si ebbe la felice conclusione di alcune imprese subacquee, tra cui il recupero della maggior parte dei 64 cannoni bronzei dal relitto del galeone svedese "Vasa", affondato nel porto di Stoccolma.

La possibilità di effettuare ricerche archeologiche, scavi e prospezioni subacquee divenne più agevole con l'invenzione dell'autorespiratore ad aria, progettato e realizzato, nel 1942, da J.Y. Cousteau ed E. Gagnan. Questo sistema, in seguito continuamente perfezionato, determinò un vero e proprio salto di qualità nell'esplorazione subacquea, permettendo ad un numero sempre maggiore di persone di immergersi in sicurezza con un'attrezzatura notevolmente semplificata (maschera, pinne, muta in neoprene, cintura di zavorra), rispetto a quella ingombrante e pesante dei palombari. La prima sperimentazione archeologica con l'autorespiratore ad aria venne condotta nel 1948 per il recupero di una nave mercantile greca, affondata nel I secolo a.C., nei pressi della città tunisina di Mahdia. Pressappoco negli stessi anni veniva definitivamente raggiunta la consapevolezza, per l'archeologia subacquea, che gli scavi e le ricerche dovessero rispondere agli stessi criteri di correttezza scientifica delle indagini condotte in terraferma.

I primi studi svolti nell'area dei Campi Flegrei, nell'ottica della comprensione delle relazioni dei ruderi con l'evoluzione dinamica del paesaggio, si ebbero agli inizi del '700, grazie al

naturalista Ferber il quale ipotizzò che il cosiddetto Tempio di Serapide di Pozzuoli fosse stato originariamente fondato ad una quota maggiore di quella da lui osservata, in quanto notava che alcune antichità, denominate Tempio di Nettuno e Tempio di Adriano, molto prossime all'edificio in oggetto, si trovavano ad una quota considerevolmente più elevata. Pertanto, ritenne che il Serapeo fosse sprofondato al di sotto del livello del mare a seguito di un terremoto e che, successivamente, fosse riemerso dalle acque a causa di una generale subsidenza del livello marino. Il primo studioso ad impostare in maniera analitica il problema di come le colonne del Serapeo fossero state perforate dai litodomi fu l'Abate Scipione Breislak nel 1792. Egli infatti, ritenne che tale fenomeno si fosse verificato a seguito di variazioni del livello del mare oppure del suolo.

Il primo che fornì dati sistematici dell'ambiente sommerso dell'area flegrea fu il bibliotecario inglese R.T. Gunther agli inizi del '900. Pur non immergendosi, ma osservando con l'ausilio di una rudimentale maschera e un batoscopico i ruderi ed acquisendo informazioni dai pescatori locali, realizzò un pregiato regesto che, a tutt'oggi, risulta essere la base per gli studi moderni ed unico riferimento dell'ubicazione di alcuni siti oblitterati da recenti costruzioni.

Lo sviluppo dei sistemi informatici di questi ultimi anni, inoltre, ha aperto nuove possibilità di gestione, elaborazione ed archiviazione delle immagini. Di grande importanza è l'impiego, introdotto e sperimentato già a partire dagli anni Settanta, di un sistema di rilevamento indiretto basato su fotogrammetria mediante sonogrammi restituiti da un *Side-Scan Sonar*. Recenti rilievi topografici ad alta risoluzione con *Laser scanner*, sono stati effettuati nell'area del Parco Archeologico Sommerso di Baia ed hanno permesso di formulare nuove considerazioni sullo stato di conservazione dei ruderi subacquei.

Questi dati, pur essendo utilissimi, non possono tuttavia prescindere dalle ispezioni visive *in situ* che, a fronte di un forte impegno economico e tecnologico, forniscono tuttora il miglior metodo per valutare la qualità del dato ed osservare le condizioni al contorno.

CAPITOLO 1 : SCOPO DEL LAVORO

Il presente lavoro di Dottorato di Ricerca, si è prefisso quale obiettivo finale la valutazione dei tipi, delle entità e dei tassi dei moti verticali recenti del suolo, responsabili della sommersione dei beni archeologici e dell'erosione costiera nel territorio campano. Ciò è stato condotto attraverso lo studio sistematico del paesaggio costiero, tramite l'analisi di elementi geomorfologici e geoarcheologici datati della regione Campania, al fine di:

- aggiornare e/o costruire mappe delle curve di variazioni verticali del suolo;
- discriminare le cause imputabili alla sommersione delle strutture archeologiche;
- analizzare, studiare ed identificare gli interventi di mitigazione a basso impatto per i beni archeologici attualmente sommersi d'età greco romana e successiva.

Per il raggiungimento di tali obiettivi sono state utilizzate le seguenti metodologie:

- rilievi geoarcheologici per l'identificazione di *markers* geoarcheologici, morfologici e biologici, idonei alla stima delle variazioni verticali del suolo;
- tecniche dirette *in situ*, che consentono di osservare le condizioni al contorno dell'affioramento roccioso sui cui fonda o in cui è modellata la struttura archeologica e valutare la qualità del dato;
- acquisizione di informazioni di letteratura tecnico-scientifica e da immagini satellitari sui moti verticali del suolo e mareali;
- elaborazione di dati *Side-Scan Sonar* e *Sub Bottom Profiler*.

In considerazione della notevole estensione del territorio da esaminare ed il grande bagaglio archeologico che possiede la regione Campania, si è cercato di iniziare la ricerca su aree bibliograficamente lacunose e sulle zone in cui è stata ipotizzata un'anomalia o carenza nei dati relativi ai moti verticali recenti del suolo. Il lavoro si è quindi, concretizzato nello studio e nelle analisi dei siti archeologici sommersi, lungo la fascia costiera che si estende dal Litorale Falerno-Domitio alla costa della Penisola Sorrentina, isole del Golfo di Napoli comprese (fig.1.1, tab.1.1). Per ottenere un quadro, quanto più significativo possibile, sono stati analizzati 25 siti che hanno permesso di ottenere un'ampia conoscenza e valutazione dei moti verticali del suolo di quel settore della costa Campana preso in esame. Di questi, solo 3 sono segnalati in letteratura e mancanti di rilievi scientifici. Il sito di Cala San Basilio, per esempio, non risulta tra quelli

annoverati nella documentazione della Soprintendenza per i Beni Architettonici, Paesaggistici, Storici, Artistici ed Etnoantropologici per Napoli e Provincia, per cui si è provveduto alla sua completa analisi geomorfologica e archeologica.

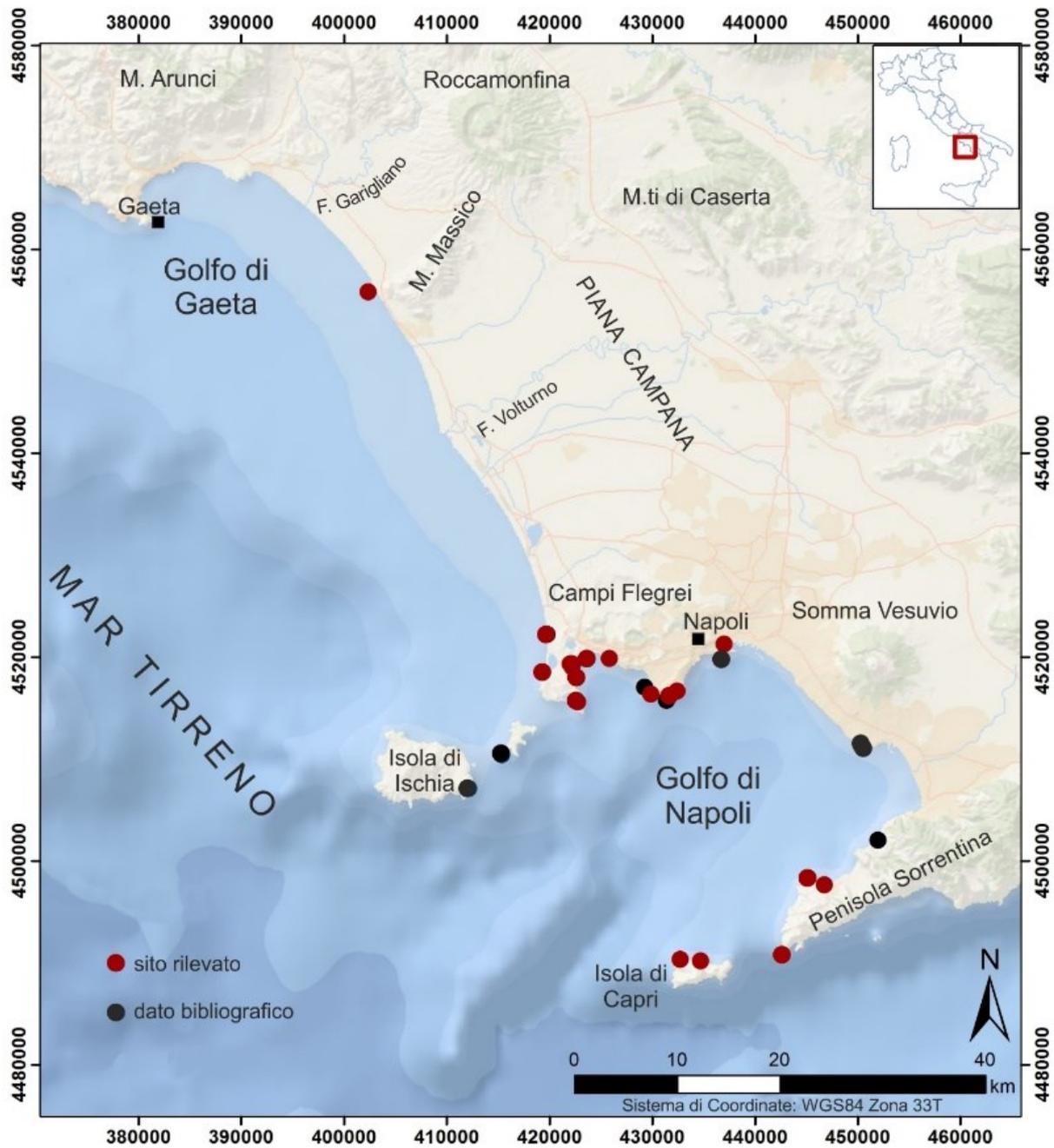


Figura.1.1: Ubicazione dei siti archeologici sommersi della Campania analizzati in questo lavoro.

Tabella 1.1: Siti analizzati in questo lavoro con la modalità di acquisizione del dato, la c; r.d., rilievo diretto; r.i., rilievo indiretto; d.b., dato bibliografico.

Sito archeologico	Cronologia (Periodo di frequentazione dell'area)	Acquisizione informazione
Sinuessa	III a.C. - II d.C.	r.d. - r.i.
Torregaveta - Servilio Vatia	I a.C. - I d.C.	r.d. - d.b.
Miseno - Porto militare romano	I a.C. - I d.C.	r.d. - d.b.
Baia –Lacus <i>Baianus</i>	I a.C. - I d.C.	r.d. - d.b.
Baia - <i>villa maritima dei Pisoni</i>	I d.C. - II d.C.	r.d. - d.b.
Baia – c.d. Ninfeo di Claudio	I d.C. - II d.C.	r.d. - d.b.
Baia - <i>villa a Protiro</i>	I d.C. - II d.C.	r.d. - d.b.
Baia - Secca delle Fumose	I d.C. - II d.C.	r.d. - r.i.- d.b.
Baia - Portus Iulius	I a.C. - I d.C.	r.d. - d.b.
Pozzuoli – c.d. Tempio di Serapide	I d.C. - II d.C.	r.d. - d.b.
Isola di Nisida - <i>pilae</i>	I a.C. - II d.C.	r.d. - d.b.
Area Marina Protetta di Gaiola	I a.C. - II d.C.	r.d. - d.b.
Posillipo – Palazzo degli Spiriti	I a.C. - I d.C.	r.d. - d.b.
Posillipo - Marechiaro	I a.C. - I d.C.	r.d.
Posillipo - Cala San Basilio	I a.C. - I d.C.	r.d. - r-i-
Napoli - Castel dell'Ovo	V a.C. - I d.C.	r.d.
Napoli - Piazza Municipio	V a.C. - I d.C.	d.b.
Torre del Greco - Torre Scassata	I a.C. - I d.C.	d.b.
Torre del Greco - Punta Riveccio	I a.C. - I d.C.	d.b.
Vico Equense - <i>villa Pezzolo</i>	I a.C. - I d.C.	r.d. -r.i. -d.b.
Sorrento - <i>villa Agrippa Postumo</i>	I a.C. - I d.C.	r.d. - d.b.
Sorrento - <i>villa Pollio Felice</i>	I a.C. - I d.C.	r.d. - d.b.
Capri - Bagni di Tiberio	I a.C. - I d.C.	r.d. - d.b.
Ischia - Cartaromana	III a.C. - II d.C.	d.b.
Vivara- scala micenea	XVIII - XIII a.C.	d.b.

La ricerca ha avuto inizio con l'analisi critica della letteratura tecnico-scientifica al fine di acquisire informazioni relative allo stato dell'arte, nonché censire e classificare i ruderi dall'epoca Greca e Romana all'attuale, nell'area oggetto dello studio.

Al fine di migliorare le informazioni geoarcheologiche, con la conseguente valutazione di moti verticali del suolo, sono stati effettuati rilievi su alcuni porti scelti per la loro lontananza all'area flegrea e con un'ampia letteratura scientifica. Ciò, al fine di comprendere se gli indicatori geoarcheologici sono legati allo stile costruttivo delle maestranze locali o possono essere rappresentativi di altri Paesi che si affacciano sul Mediterraneo.

Pertanto, sono stati analizzati tre siti archeologici aventi contesti socio-economici e militari sostanzialmente diversi da quelli prestigiosi dell'area flegrea.

Sulla base dello studio bibliografico, inoltre, sono state individuate le aree critiche dove avviare i rilievi geomorfologici e geoarcheologici subacquei sia con osservazioni dalla superficie, sia con tecniche apneistiche a bassissima profondità sia, infine, con A.R.A (autorespiratore ad aria compressa) a profondità maggiori, di solito inferiori a 15 m.

Nei capitoli successivi verranno illustrate le metodologie utilizzate ed i risultati conseguiti con i rilevamenti e le osservazioni geoarcheologiche eseguite nei siti d'interesse.

CAPITOLO 2: MOTI VERTICALI DEL SUOLO E VARIAZIONI RELATIVE DEL LIVELLO MARINO

MOVIMENTI VERTICALI DEL SUOLO

Le variazioni del livello del mare lungo le coste italiane e più in generale del Mar Mediterraneo, dipendono dalla interazione di fenomeni astronomici, geologici e climatici a scala globale e regionale che, variando in intensità, portano alla modificazione sostanziale di ambienti suscettibili come quello costiero.

L'alternanza delle fasi climatiche fredde (glaciazioni) con fasi più calde (periodi interglaciali) provocano rispettivamente l'accrescimento e la riduzione delle calotte polari con conseguenti variazioni del livello degli oceani: si tratta, quindi, di fenomeni a scala globale.

I movimenti a scala continentale o regionale dipendono principalmente dalle variazioni glacio-idro-isostatiche, dalla tettonica, dalle variazioni nella forza di gravità, dalla subsidenza s.s. e, negli ultimi secoli, da cause antropiche.

A scala locale sono inoltre possibili variazioni di breve periodo (da secondi a giorni) prevalentemente correlate a cause meteomarine e meteorologiche (maree, venti predominanti, variazioni di pressione atmosferica).

La quantificazione di queste variazioni risulta estremamente complessa in quanto, i tassi dei movimenti verticali del suolo, ad eccezione delle aree caratterizzate da una subsidenza s.s. particolarmente veloce, sono dell'ordine del mm/anno, ossia quasi un ordine di grandezza più piccolo rispetto a quelli orizzontali (Serpelloni *et al.*, 2013).

Inoltre, mentre le velocità orizzontali sono state largamente utilizzate per spiegare la cinematica delle placche, la geodinamica e la tettonica attiva, l'uso delle velocità verticali è ancora limitato.

CAUSE DELLE VARIAZIONI

Vari sono i processi che causano la deformazione verticale del suolo, si può affermare pertanto, che la componente verticale del campo di velocità della superficie terrestre rappresenta un'importante osservabile per analizzare tali fenomeni; tra i più significativi vi sono:

1. Aggiustamento glacio-isostatico (GIA);
2. Tettonica e deformazione sismica;
3. Vulcanico-tettonica;
4. Subsidenza s.s.;
5. Bradisismo
6. Cause meteomarine e metereologiche.
7. Attività antropica
8. Processi idrogeologici
9. Frane e instabilità gravitazionale;

1. Aggiustamento glacio-idro-isostatico

Tale fenomeno si manifesta in risposta alle modifiche globali che agiscono sulle decine e le centinaia di migliaia di anni, innescate da variazioni orbitali della terra (Adem, 1989; Hays *et al.*, 1976; Milankovič *et al.*, 1938) e dell'attività solare (Scafetta, 2013).

Queste modifiche si ripercuotono sulle variazioni del livello marino connesse principalmente ai cambiamenti tra volumi relativi di acqua e ghiaccio, che avvengono per accrescimento o fusione delle coltri glaciali.

Dopo lo scioglimento delle calotte glaciali del tardo Pleistocene (circa 12.000 anni fa): la superficie terrestre, liberata dal peso del ghiaccio, sta lentamente ritornando al proprio equilibrio, generando una componente denominata glacio-isostatica (Maclaren, 1842).

Se la Terra fosse solida ed elastica, lo scioglimento del ghiaccio avrebbe prodotto spostamenti minimi e contemporanei alla deglaciazione ma, dato che il mantello sottostante la litosfera si comporta come un fluido viscoso su grandi scale di tempo, si osserva che il tempo necessario al raggiungimento dell'equilibrio risulta proporzionale alla viscosità del mantello sublitosferico. Infatti, dopo un rapido innalzamento la velocità di risalita è scesa esponenzialmente fino ai livelli attuali dell'ordine di 1 cm/anno o meno. In questo processo il ruolo del mantello inferiore è preponderante rispetto a quello di altri fattori come la viscosità del mantello superiore e lo

spessore della litosfera elastica. Precisamente, si osserva che modelli reologici, caratterizzati da un'elevata viscosità del mantello inferiore, tendono a produrre velocità di spostamento maggiori (Stocchi & Spada, 2009).

Questo effetto, che tende ad essere trascurabile verso l'equatore, viene sovrastato dalla componente idro-isostatica, connessa alle variazioni del fondale marino dovute all'incremento (o decremento) della colonna d'acqua, a sua volta causato dallo scioglimento (accrescimento) dei ghiacci in conseguenza del riscaldamento (raffreddamento) globale, generando risentimenti crostali dovuti alla idro-isostasia.

Alle medie latitudini (Mediterraneo) vengono sommate le due componenti, isostatica e idrostatica.

L'effetto glacio-idro-isostatico per il Mediterraneo centrale (Lambeck & Bard, 2000; Lambeck & Johnston, 1995), e quindi per la penisola italiana (Lambeck *et al.*, 2004b), si traduce in un processo di subsidenza s.s. con tassi variabili da Nord a Sud, con ordini di grandezza compresi tra 0.2 e 0.8 mm/anno (Lambeck *et al.*, 2004; Antonioli *et al.*, 2007; Antonioli & Silenzi, 2007) che corrispondono alla sommatoria tra la componente glacio e quella idro-isostatica. Nel Mediterraneo, infatti, l'effetto principale connesso alla risalita del livello del mare consiste in una subsidenza della superficie del fondale marino avvenuta durante e dopo la deglaciazione (Lambeck *et al.*, 2004b).

Osservazioni, in zone ad oggi considerare stabili, sugli indicatori geomorfologici, sui paleo-livelli marini; sui dati archeologici in zona costiera, sugli indicatori biologici e sulle analisi sedimentologiche, hanno portato alla realizzazione di curve di elevazione del livello marino (fig.2.1), in risposta alla componente glacio-idro-isostatica globali e regionali, durante il Pleistocene e l'Olocene (Alessio *et al.*, 1996; Imbrie *et al.*, 1984; Lambeck *et al.*, 2011 *cum bibliografia*; Shackleton, 1987; Sivan *et al.*, 2001; Waelbroeck *et al.*, 2002).

L'analisi critica della letteratura ha evidenziato che nell'area campana, la risalita del livello marino, si attesta nell'ordine di 1.14-1.25 m (Lambeck *et al.*, 2004a, 2004b). Le attuali velocità di variazione del livello medio dei mari sono misurate dai mareografi dislocati lungo le principali linee di costa; le loro misurazioni vengono utilizzate per modellare i tassi di deformazione dovuti all'aggiustamento glacio-isostatico (Tsimplis *et al.*, 2011; Spada & Galassi, 2012).

Inoltre, un ulteriore dato puntuale nell'Isola di Capri di risalita per effetto dell'aggiustamento glacio-idro-isostatico è di -2 mm/anno (Mazzarella & Palumbo, 1988).

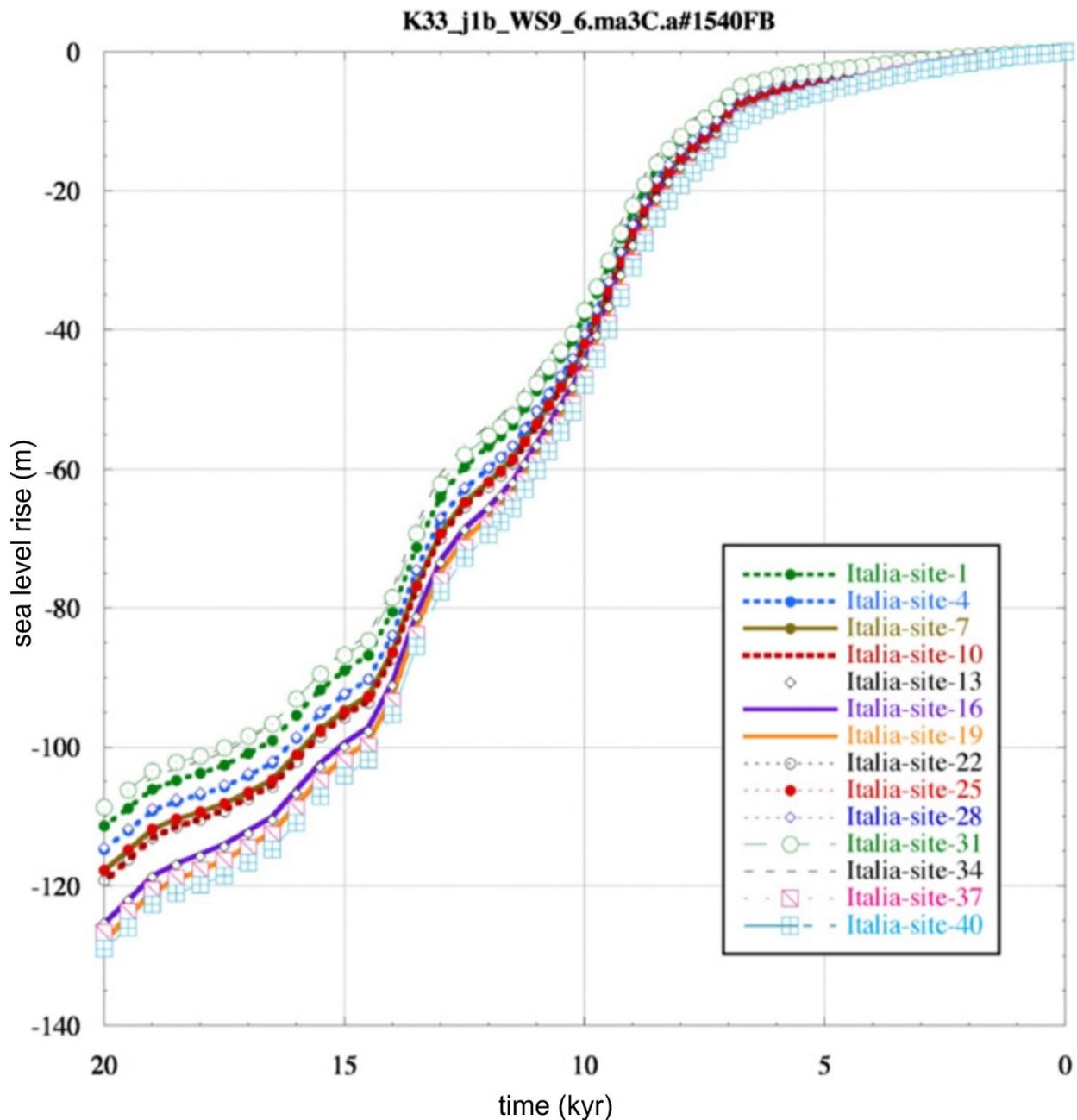


Figura 2.0.1: Predizioni eustatiche e glacio-idro-isostatiche per alcuni siti italiani selezionati negli ultimi 20.000 anni (Lambeck *et al.*, 2011 mod.).

2. Tettonica e deformazione sismica

I movimenti tettonici, direttamente connessi con l'evoluzione complessiva del pianeta, sono attribuibili a fattori di origine interna, oltre che alla forza di gravità. Tali movimenti traggono energia dai moti convettivi con sede all'interno del mantello: il moto circolare delle celle convettive innesca in superficie i movimenti tettonici, generando un margine divergente quando due masse si allontanano fra loro ed un margine convergente quando si avvicinano. In corrispondenza di queste aree possono registrarsi movimenti verticali del suolo dovuti a

subduzione e orogenesi; su piccola scala spaziotemporale tali movimenti possono realizzarsi durante e negli anni che seguono i terremoti in regioni tettonicamente attive.

I moti tettonici si svolgono molto lentamente ed oggi si manifestano direttamente solo nel caso di forti terremoti, che talora producono in senso verticale od orizzontale.

3. Vulcano-tettonica

La vulcano-tettonica riguarda i processi deformativi permanenti della superficie terrestre associati alla nascita e all'evoluzione dell'attività vulcanica in una data area. A questo fenomeno è associato il collasso di porzioni di territorio susseguente allo svuotamento delle camere magmatiche al termine di grandi eruzioni, il sollevamento della superficie del suolo a scala regionale per la risalita del magma verso zone più superficiali, con le dislocazioni tettoniche associate e le modificazioni del territorio a seguito della messa in posto di grandi volumi di prodotti vulcanici

Dati tomografici 3D nell'area Flegrea evidenziano la presenza di due estese famiglie di faglie NE-SW che raggiungono il basamento Mesozoico collegate al regime distensivo di 700 ka (Zollo *et al.*, 2006). La faglia normale che raggiunge il basamento carbonatico in corrispondenza del bordo della caldera dei Campi Flegrei può fornire un percorso verso l'alto per il magma all'interno della camera magmatica più profonda; il recente sistema di faglie normali NW-SE è contemporaneo con l'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Milia *et al.*, 2003; Milia & Torrente, 1999) circa 39 ka (De Vivo *et al.*, 2001).

Zollo *et al.* (2006) ipotizza una relazione geometrica simile tra il vulcano del Vesuvio e le faglie normali analogamente orientate, dove la faglia di Torre del Greco controlla lo spostamento del magma verso la superficie in modo simile a quella di Posillipo-Banco di Fuori sotto i Campi Flegrei.

4. Subsidenza s.s.

La subsidenza naturale può essere causata dalla tettonica, dalle oscillazioni del livello di falda e, nella fattispecie, dal costipamento delle pile di sedimenti sciolti per effetto del loro stesso peso, con conseguente espulsione dai pori dell'acqua interstiziale.

I valori di subsidenza s.s. variano lungo le coste della Campania con tassi tra i 0.02 mm/anno nella Penisola Sorrentina e i 2 mm/anno nella Piana di Mondragone (fig.2.2) Bordoni & Valensise, 1998; Ferranti *et al.*, 2006, 2010).

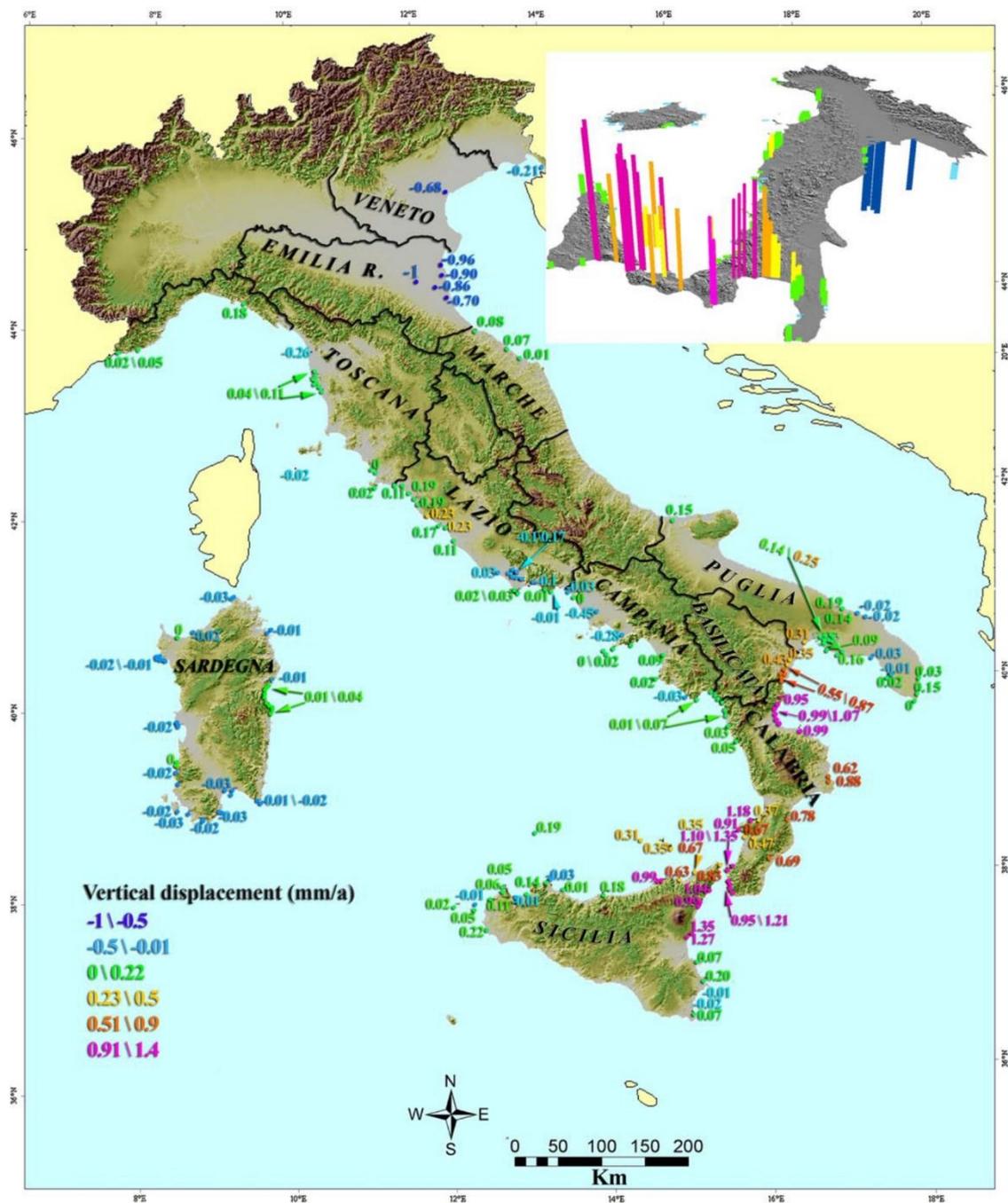


Figura 2.0.2: Moti verticali del suolo (mm/anno) sulle coste italiane (Ferranti *et al.*, 2006).

5. Bradisismo

Il bradisismo dei Campi Flegrei, si manifesta con una lenta ed elastica deformazione verticale che implica l'abbassamento o il rigonfiamento del suolo (Dvorak & Mastrolorenzo, 1991; Morhange *et al.*, 1996; Parascandola, 1947). L'attività del fenomeno, massima nel centro storico di Pozzuoli (Rione Terra), comprende un'area situata tra Quarto, Cuma e Napoli (Castel dell'Ovo).

Le cause del bradisismo, che comportano comunque l'intrusione di magma a profondità sub-superficiali, sono legate al vulcanismo dell'area, ma sono ancora oggetto di controversia; negli ultimi anni è stato proposto un modello basato su una complessa interazione tra magmi e fluidi idrotermali (De Vivo *et al.*, 2007), dove la correlazione fenomenologica tra il tasso di *uplift*, l'aumento di sismicità e del rapporto H₂O/CO₂ nelle fumarole (Chiodini *et al.*, 2001, 2003), suggerisce che i fenomeni osservati possono avere una comune origine (Zollo *et al.*, 2006).

6. Variazione del carico atmosferico

La redistribuzione delle masse d'aria dovuta alla circolazione atmosferica causa una deformazione della crosta terrestre (vanDam *et al.*, 1994) che può raggiungere i 2 cm per la componente verticale e agisce in una scala temporale che varia dalle settimane, ai mesi, agli anni in modo differente a seconda della latitudine: tale fenomeno può essere modellato da funzioni matematiche basate su dati globali di pressione atmosferica superficiale. In questo modo, conoscendo la componente verticale della deformazione dovuta alla variazione del carico atmosferico, si può determinare con maggior precisione il tasso di deformazione verticale relativo all'area in esame.

7. Attività antropica

Alcune attività come il sovra-sfruttamento delle falde idriche, lo sfruttamento di giacimenti metaniferi, l'escavazione di inerti per l'edilizia, le bonifiche idrauliche possono causare abbassamenti del suolo e quindi un aumento relativo del livello del mare e dei fenomeni erosivi. L'azione dell'uomo entra quindi a far parte delle cause determinanti le variazioni del livello del mare, probabilmente con un impatto maggiore rispetto alle dinamiche naturali di almeno un ordine di grandezza (Pirazzoli, 2000).

La subsidenza accelerata indotta dall'uomo si manifesta in genere in tempi relativamente brevi, nell'ordine di anni, rispetto a quella di origine naturale. In entrambi i casi, il fenomeno può favorire l'ingressione del cuneo salino, con conseguente contaminazione delle acque dolci di falda nel caso di mescolamento. Anche il grado di urbanizzazione di un'area "sensibile" alla subsidenza s.s. può influenzare il fenomeno, per l'incremento di peso dovuto alla costruzione di strutture che gravano direttamente su suoli comprimibili o saturi d'acqua. Evidenze di subsidenza s.s. attribuibili ad attività antropiche sono ben visibili nella Laguna di Venezia, e risultano localizzati e differenziali e strettamente relazionati all'arco temporale analizzato (Frassetto, 2005).

8. Processi idrogeologici

Con questo termine si identificano i meccanismi che coinvolgono la distribuzione e i movimenti dell'acqua contenuta al di sotto della superficie terrestre. In concomitanza con altri fattori quali la morfologia, la composizione e la gestione del suolo possono contribuire a modificare, in tempi più o meno rapidi, il territorio. I moti verticali del suolo stagionali possono essere correlati alla ricarica dell'acquifero o a periodi di siccità: queste regolari oscillazioni stagionali possono essere attribuite alla spinta isostatica del fiume in risposta alla variazione di pressione dell'acqua sul letto fluviale, a sua volta direttamente correlata alla portata del fiume, come accade nell'area del Delta del Po (Vitagliano *et al.*, 2017). I movimenti verticali del suolo, legati a questa causa, essendo stagionali, tendono a bilanciarsi nell'arco annuale, ciononostante, devono essere presi in considerazione nel computo delle correzioni dell'elevazione dei *markers* per gli studi di lungo termine.

9. Frane e instabilità gravitazionale

I movimenti franosi si verificano in una determinata area per effetto di diversi fattori sfavorevoli alla stabilità di un versante (azione erosiva dei corsi d'acqua, precipitazioni, infiltrazioni, ecc.) in concomitanza con movimenti gravitativi a volte associate a terremoti. L'entità dello spostamento verticale dei versanti in frana può essere determinata da uno strumento di monitoraggio collocato nei pressi dell'area soggetta a movimenti franosi o attraverso la metodologia InSAR (*Interferometric synthetic aperture radar*; Rosen *et al.*, 2000).

Combinata con rilievi geomorfologici identificano l'area possono delimitare le aree in frana e identificare eventuali strutture archeologiche coinvolte.

CAPITOLO 3 : METODOLOGIE D'ANALISI

METODOLOGIE D'ANALISI PER LA VALUTAZIONE DEI MOTI VERTICALI DEL SUOLO.

Rilevamenti dettagliati, abbinati a un'analisi critica della letteratura geomorfologica e geoarcheologica delle aree costiere, hanno portato alla realizzazione di carte geomorfologiche georeferenziate. Analogamente i reperti archeologici rinvenuti sono stati finalizzati al censimento dei suddetti siti e alla comprensione della variazione della morfologia costiera dall'epoca greco-romana al presente.

In quest'ottica sono state effettuate campagne sistematiche nell'ambiente emerso e sommerso, rilievi batimetrici e *Side Scan Sonar* in condizioni meteomarine ottimali (fig.3.1) al fine di investigare sul fondo e sul sottofondo marino. I rilievi sono stati eseguiti tramite la sonda L3 KLEIN Associates, modello 3900 operante con frequenza acustica ad alta risoluzione (450 kHz) e con range di 30 m per canale con una sovrapposizione del 30% dei dati per ognuna delle 24 bande analizzate (Trocciola *et al.*, 2014). I dati sono stati processati in tempo reale georeferenzati mediante il sistema di radioposizionamenti satellitare GPS (*global position system*) in modalità differenziale di tipo *wide area dgps*, costituito da un ricevitore Hemisphere V130, con correzione del segnale di ricezione via satellite di tipo L-Band (fig.3.1b)



Figura 3.1: Indagini geofisiche (a) per il rilievo dei fondali sotto costa e successive fasi di acquisizione dei sonogrammi (b) nell'area marina di Sinuessa.

Rilievi batimetrici sono stati poi eseguiti per mezzo di econscandagli *single-beam* condotti seguendo tracce ortogonali alla linea di costa, integrati da ulteriori rotte, ovvero parallele alla linea di riva, perpendicolari alle precedenti utilizzate per il controllo. Le campagne di rilevamento sono state effettuate in condizioni di mare calmo e in assenza di vento percorrendo

rotte prefissate a bordo di un natante con basso pescaggio. Sono state utilizzate due tipologie di ecoscandaglio *single-beam*, a largo o in prossimità della costa il modello Hydrobox21 (fig.3.2) ed il deeper Sonar Pro+ (fig.3.3) per la fascia costiera prossimale alla riva. L'Hydrobox è uno strumento capace di rilevare con risoluzione centimetrica la profondità e la morfologia del fondo marino, abbinato ad un trasduttore SyQuest opera a 210kHz per ogni singolo canale. Deeper Sonar Pro+, montato su un natante con compensatore meccanico d'onda, è stato settato con un cono stretto di 15° ed una frequenza di 290kHz per migliorarne la risoluzione geometrica.



Figura 3.2: Operazione di rilievo batimetrico (a) con sonda *single-beam* (b) nell'Area Marina Protetta di Gaiola, (foto C. Stanislao 2015).

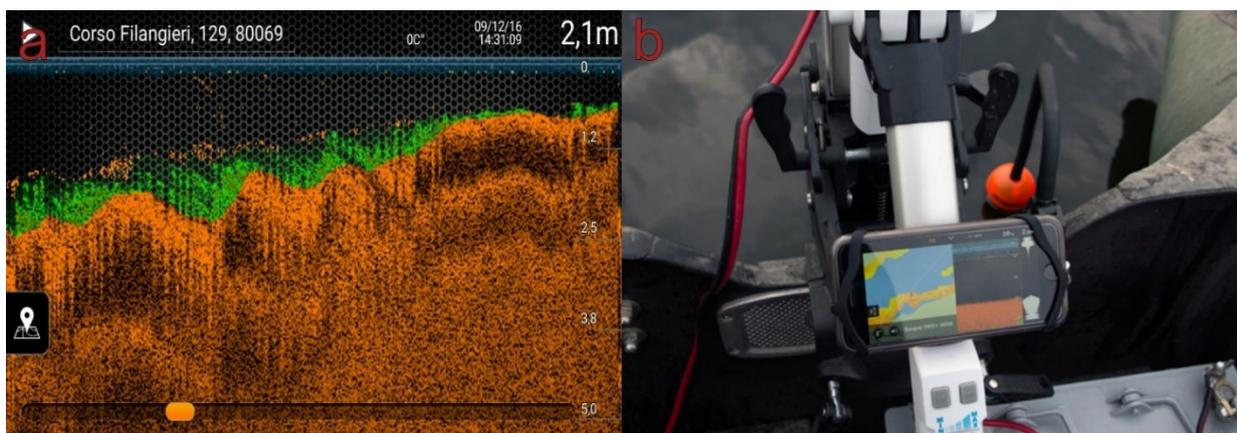


Figura 3.3: Acquisizione dei dati sonar (a) dei fondali marini attraverso la sonda deeper Sonar Pro+ (b); l'immagine evidenzia il meccanismo di fissaggio con funzionalità di smorzatore meccanico.

I dati sono stati successivamente processati tramite il software HYPACK® per interpolazioni di dettaglio e usando tecniche geostatistiche al fine di realizzare carte batimetriche per ogni sito analizzato.

Per massimizzare la precisione di rilevamento, i dati satellitari sono stati processati in post-produzione con le effemeridi finali fornite dell'Università degli Studi di Napoli Federico II. Altresì sono stati analizzati dati meteomarini, valutando i terremoti storici avvenuti nelle varie aree (Boschi *et al.*, 1995; Guidoboni *et al.*, 1994; Guidoboni & Ebel, 2009; Working Group CPTI, 1999; 2004).

Infine, parametri geodetici usati nelle carte geotematiche e per la restituzione dei dati raccolti sono espressi nel sistema di coordinate WGS84, UTM Zona 33T con falso Est di 500000M, Falso Nord di 0 m, latitudine di origine 0°N, longitudine di origine 15°E, ed un fattore di scala di 0.9996. Per ogni complesso archeologico investigato, utilizzando la tecnica A.R.A (autorespiratore ad area compressa) (fig.3.4) ed equipaggiamento protettivo individuale collaudato secondo le Direttive CEE (fig.3.4b), Monti *et al.*, 2003), è stato possibile valutare le condizioni al contorno dell'affioramento e valutare la qualità del dato, nel pieno rispetto delle linee guida del CMAS e dell'UNESCO in materia di salvaguardia e protezione personale e del sito archeologico (fig.3.4c; Maarleveld *et al.*, 2013; Maniscalco, 1992).

La profondità delle strutture sommerse è stata stimata utilizzando misure ripetute (media di 3 misurazioni per elemento) con aste INVA e rolline metriche (accuratezza centimetrica (fig.3.4d) per profondità inferiori a 10 m e profondimetri digitali di precisione (errore ± 10 cm) per profondità superiori.

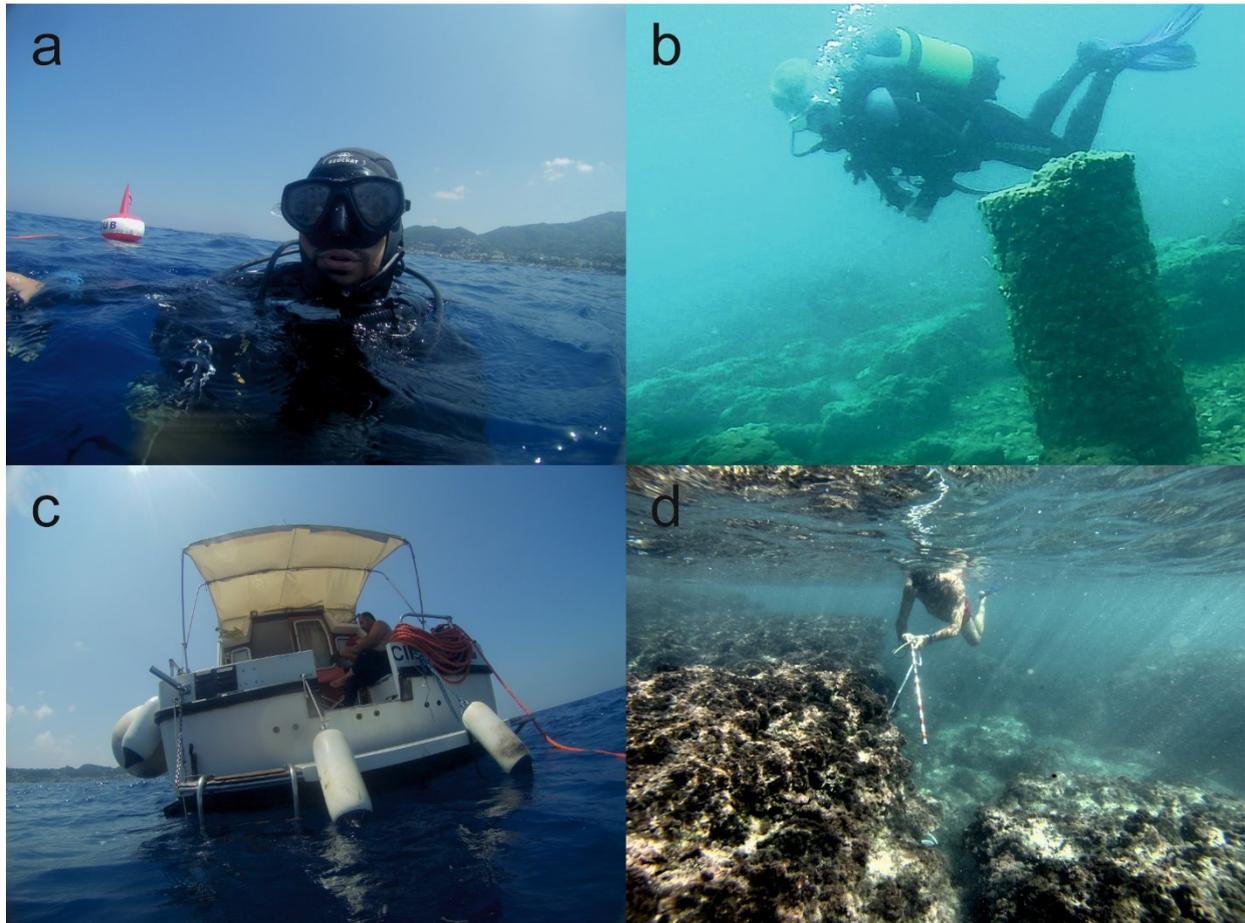


Figura 3.4: Rilevamenti geomorfologici e geoarcheologici; a, preparazione all'immersione con tecnica A.R.A.; b, operatore tecnico subacqueo a supporto delle fasi di rilievo; c, natante di supporto per rilievi distanti dalla costa; d, asta decametrica e rollina centimetrica impiegati per la misurazione dei reperti archeologici; (foto a-c di C. Stanislao, 2015; foto d di C. Donadio, 2016).

La misurazione della profondità (q), in centimetri sotto il livello medio marino, alla quale le strutture archeologiche sono rinvenute, è stata corretta utilizzando la formula di Leoni & Dai Pra, (1997):

$$q = Q + h_i + \Delta h_p \quad (1)$$

che considera la profondità di rilevamento dei reperti archeologici (Q), il livello idrometrico (h_i) e la pressione barometrica (Δh_p) al tempo della misurazione. Il livello idrometrico è stato calcolato utilizzando il *record* della stazione mareografica più vicina (stazione mareografica nazionale dell'ISPRA, mareografico.it). Per il tratto costiero tra i Golfi di Gaeta e Napoli è stata considerata la stazione mareografica di Napoli (40°50' 29.06"N, 014° 16' 09.13), in funzione dal 2010.

Il livello idrometrico per il Golfo di Salerno, la Penisola Sorrentina e l'Isola di Capri è stato corretto tramite la stazione mareografica di Salerno (40°40' 35.91"N, 014° 15' 03.02) in funzione dal 2009. Le stazioni mareografiche sono dotate di caposaldi altimetrici ed equipaggiate con il sensore radar SIAP+MICROS TLR con precisione millimetrica. Ogni caposaldo è riferito al livello medio del mare misurato a Genova dall'antico mareografo Thompson.

La correzione della pressione barometrica è fornita direttamente dalla stazione mareografica, tuttavia per migliorare la precisione è stata applicato un coefficiente di regressione di -1 cm/mbar (Palumbo & Mazzarella, 1982) sulla differenza di pressione tra la stazione mareografica e la misurazione *in situ*. I dati sono stati successivamente mediati con il *record* della stazione meteorologica dell'osservatori dell'Università degli Studi di Napoli Federico II (40°50'31"N; 014°15'31"E) equipaggiato con tre centraline automatiche.

Al fine di utilizzare i reperti archeologici come *marker* del livello marino in epoca romana, le misure della profondità sono state rielaborate inserendo il parametro della quota funzionale (f_e), ovvero la quota necessaria al funzionamento di un'opera marittima (fig.3.5)

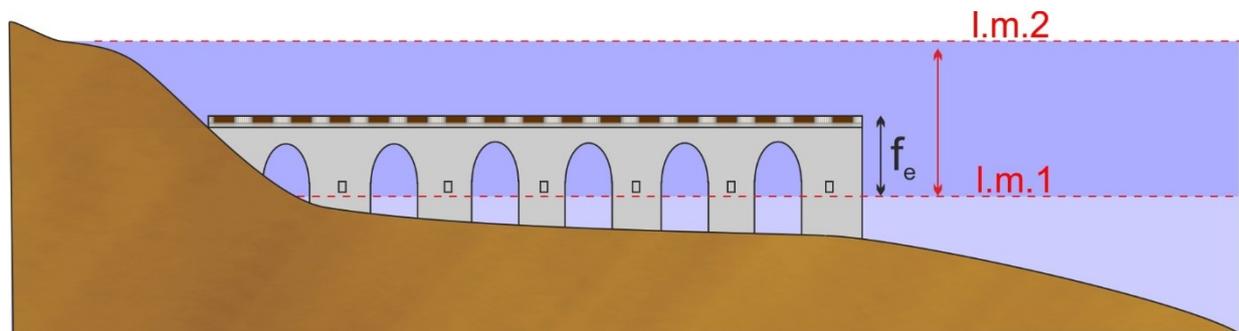


Figura 3.5: Esempio schematico dei rapporti tra livello marino e un porto in *opus pilarum*; l.m.1, livello marino al momento della messa in opera della struttura; l.m.2, livello marino attuale; f_e , quota funzionale

Pertanto, la formula (1) diventa:

$$q = Q + h_i + \Delta h_p + f_e \quad (2)$$

L'errore sulla stima della quota funzionale è relazionata alla tipologia di *marker* archeologico. Elementi archeologici costieri posti in zone intertidali, come le peschiere romane, possono fornire stime molto precise di questi cambiamenti (fig.3.6), mentre risultano invece *markers*

meno efficaci per l'identificazione degli antichi livelli marini i muri perimetrali (Anzidei *et al.*, 2004).

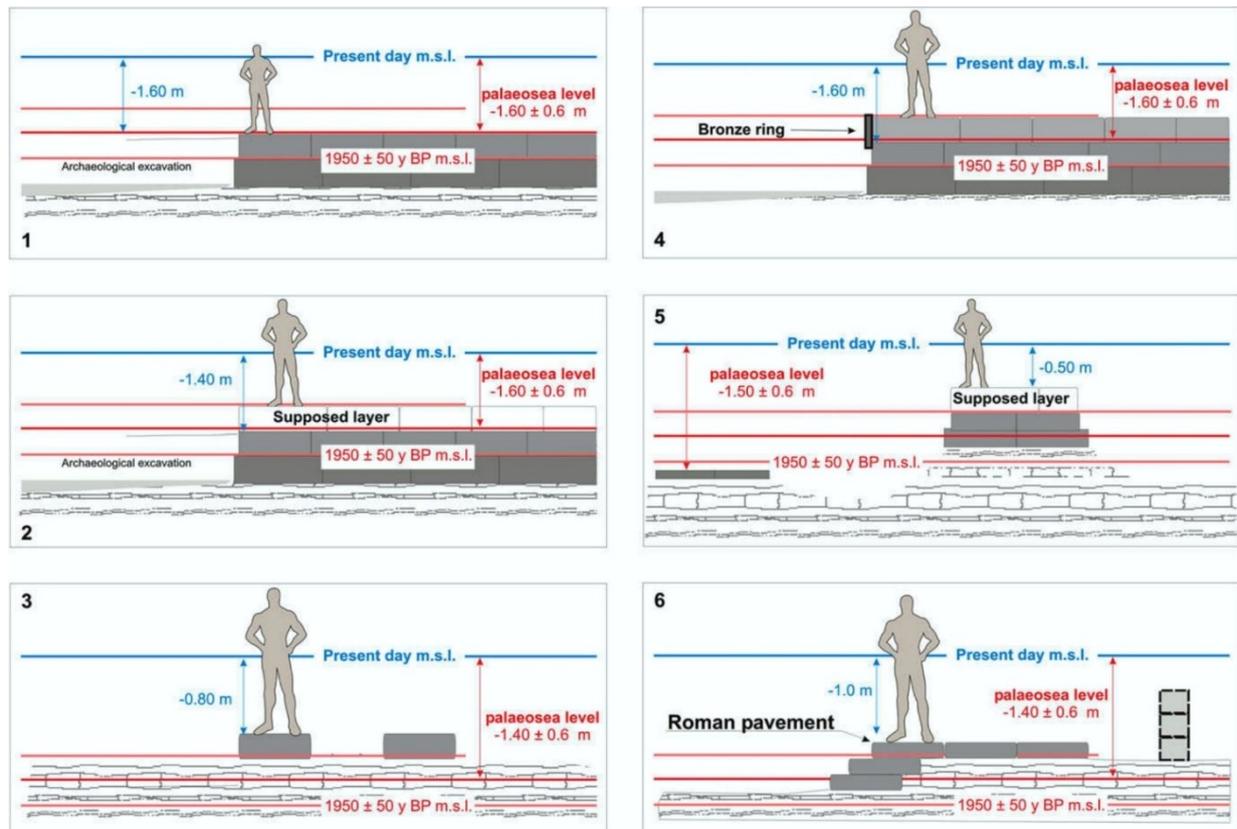


Figura 3.6: Sezioni trasversali di alcuni siti archeologici che mostrano la loro altezza funzionale e il rapporto con il livello attuale e passato del mare: (1) Stramare; (2) Punta Sottile; (3) San Bartolomeo; (4) San Simone; (5) Salvore; (6) Briunj, (Auriemma & Solinas, 2009).

In assenza di elementi archeologici affidabili, dovuta a mancanza di dati statisticamente rilevanti o per l'eccessivo errore nella registrazione del livello marino in epoca storica, le opere sono state utilizzate come livelli limite o come punti vincolanti.

Sulla base di questa considerazione, la quota funzionale è stata stimata secondo:

- dati empirici di letteratura tecnica ricavati da rilievi archeologici in zone tettonicamente stabili;
- condizioni meteorologiche (*fetches* geografico ed efficace, altezza di marea, altezza d'onda significativa)

Lo studio del moto ondoso al largo e sottocosta ha consentito di ricavare i valori delle caratteristiche ondose connesse alle mareggiate provenienti da ciascuna delle direzioni del

settore di traversia relativo all'Unità Fisiografica costiera in esame; tali valori sono stati ottenuti sia al largo, e cioè nella zona delle profondità illimitate in cui tali caratteristiche non sono influenzate dal fondale, sia sottocosta, ad una prefissata profondità prossimale a quella di chiusura (DoC, depth of closure; Kraus *et al.*, 1998), assunta nel caso specifico ovunque pari a - 10.0 m s.m.l.

I valori ottenuti hanno permesso di ricavare il clima ondoso sottocosta in corrispondenza della fascia interessata dai processi di modellamento e quindi la distribuzione delle persistenze medie annue di ciascuna delle classi d'onda e delle direzioni di incidenza del moto ondoso relative ai paraggi esaminati.

Nel processo di identificazione della direzione di provenienza delle tempeste al fine di migliorare la stima del fattore di correzione per l'altezza funzionale (f_e), all'interno del settore di traversia, sono stati calcolati il *fetch* geografico ed il *fetch* efficace, misurati ad intervalli d'angolo di 5° a partire da una direzione principale. Il *fetch* efficace è stato calcolato aggiungendo $\pm 45^\circ$ al limite del settore di traversia, ovvero il settore angolare che comprende tutte le direzioni da cui possono provenire le agitazioni determinate dai venti foranei, secondo il metodo di Milano (1978), utilizzando la seguente:

$$F_{eff} = \frac{\sum F_{geo_i} \cos^2 \alpha_i}{\sum \cos \alpha_i} \quad (3)$$

Le analisi della direzione e velocità del vento e della relativa frequenza di apparizione sono state estrapolate usando i dati registrati dalla boa ondometrica dell'Isola di Ustica, posizionata a +2 m s.l.m. (38°42'28.12"N, 013°10'39.23"E), riferite al periodo 1951-1998. Successivamente un'ulteriore calibrazione è stata effettuata integrando i dati con quelli anemometrici del 1997 al 2007 della stazione mareografica dell'ISPRA (40°21'21.24"N; 014°24'53.50"E) posta a 1.7 m s.l.m.

La valutazione dell'altezza significativa è stata stimata sulla base dei dati dell'Ex Autorità di Bacino Nord Occidentale (oggi Distretto Idrografico dell'Appennino Meridionale) che utilizzano l'idoneo modello matematico di rifrazione inversa spettrale di Teluray (Hallermeier, 1980).

I risultati di questo metodo (tab.2.1), che tiene in considerazione la media delle tre onde con altezza maggiore, verosimilmente sono confrontabili con la stima dell'energia e direzione di

esposizione dell'opera *maritima* che un ingegnere navale romano, appartenente alla potente corporazione dei *fabris navalis*, avrebbe potuto fare, osservando dalla battigia la direzione e l'altezza delle onde, e misurato sulle banchine e le ripe. Infatti, lo sviluppo dell'ingegneria navale romana era tale da permettere la realizzazione di dighe solide a geometria variabile, anche curvilinea a difesa dei porti totalmente esterni, con precise regole strutturali, che ritroviamo descritte nei passi del *De Architectura* di Vitruvio (V, XII).

Per quanto concerne l'intervallo mareale preso in riferimento nei calcoli degli indicatori geoarcheologici, è stato posto pari alla somma dei contributi astronomici e meteorologici.

Le maree risultano, secondo il criterio di Yan der Stok di tipo prevalentemente semidiurno, in vicinanza alle quadrature assumono andamento diurno (Polli, 1956).

La componente lunare semidiurna principale rappresenta la componente astronomica di maggiore ampiezza, caratterizzando così la marea nel Golfo di Napoli con due massimi e due minimi al giorno (Tammaro *et al.* 1999).

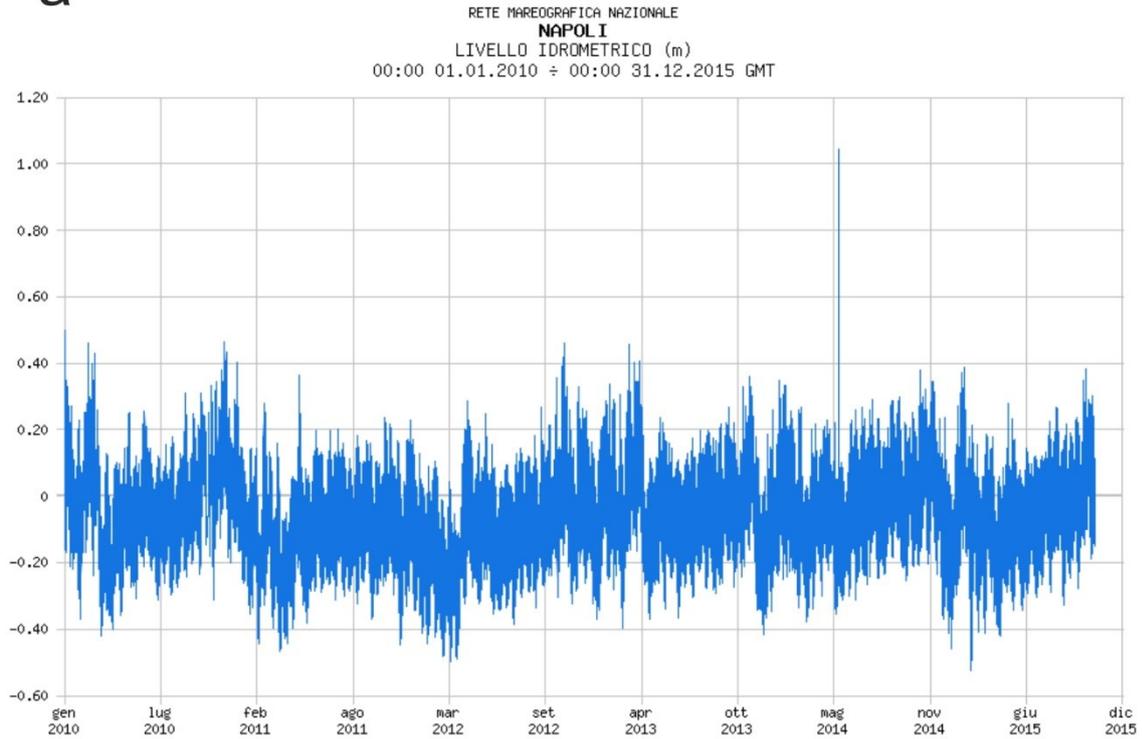
i massimi dislivelli positivi e negativi si verificano nei periodi sigiziali e raggiungono valori di circa 0.21 m rispetto al l.m.m. con una escursione massima di circa 0.42 m (valore previsto nel mese di febbraio 2002 nel Porto di Napoli).

Il sovrizzo barometrico assumono un valore medio di 0.03 m con un massimo storico di 0.3 connesso al valore minimo di pressione di 981 mb registrato alla stazione di Ponza durante la tempesta del 28-29 dicembre 1999 (dati C.N.M.C.A.). Il valore complessivo dell'altezza di marea può essere considerata per l'area del Golfo di Napoli e Salerno di ± 25 cm. Nel porto di Napoli i valori massimi dell'ampiezza della marea (fig.3.7a) raggiungono nel periodo dal 2010 al 2017 i ± 43 cm con un picco positivo a maggio 2014 di +1 m. Quest'ultimo non è stato registrato nella stazione mareometrica di Salerno, dove le ampiezze massime di maree (fig.3.7b) raggiungono i ± 39 cm nel periodo 2010-2015.

Tabella 2.3.1: Dati ondametrici delle Unità Fisiografiche Costiere della Campania analizzati (Autorità di Bacino Nord Occidentale, 2015); H_{s,e}: altezza d'onda significativa; T_{s,e}: periodo d'onda; DD_e: direzione di incidenza.

Unità Fisiografica	H _{s,e} (m)	T _{s,e} (s)	DD _e (°N)	Persistenza media annua (ore/anno)
Maronti	1.14	5.11	188	2544
Punta Molino	0.53	3	60	2017
San Pietro	0.88	3.88	4	1894
San Montano	0.79	3.66	357	1410
San Francesco	1.15	4.61	270	2682
Citara-Cava	1.25	4.65	250	3016
Marina Grande	0.9	5.56	308	1249
Pozzo Vecchio	0.89	5.01	281	1175
Ciraccio	0.83	5.14	284	1076
Corricella	0.92	4.65	158	1196
Lucrino	0.85	4.85	173	866
Miseno-Miliscola	1.24	5.07	214	2342
Baia- Bacoli	1.10	5	210	2200
Lago Patria-Litorale Domizio				
Sub unità Fusaro-Cuma	1.14	4.94	265	1881
Sub unità Licola-Ischitella	1.27	4.94	255	2399
Sub unità Pinetamare	1.31	4.94	250	2543
Sorrento	0.90	4.75	245	1269

a



b

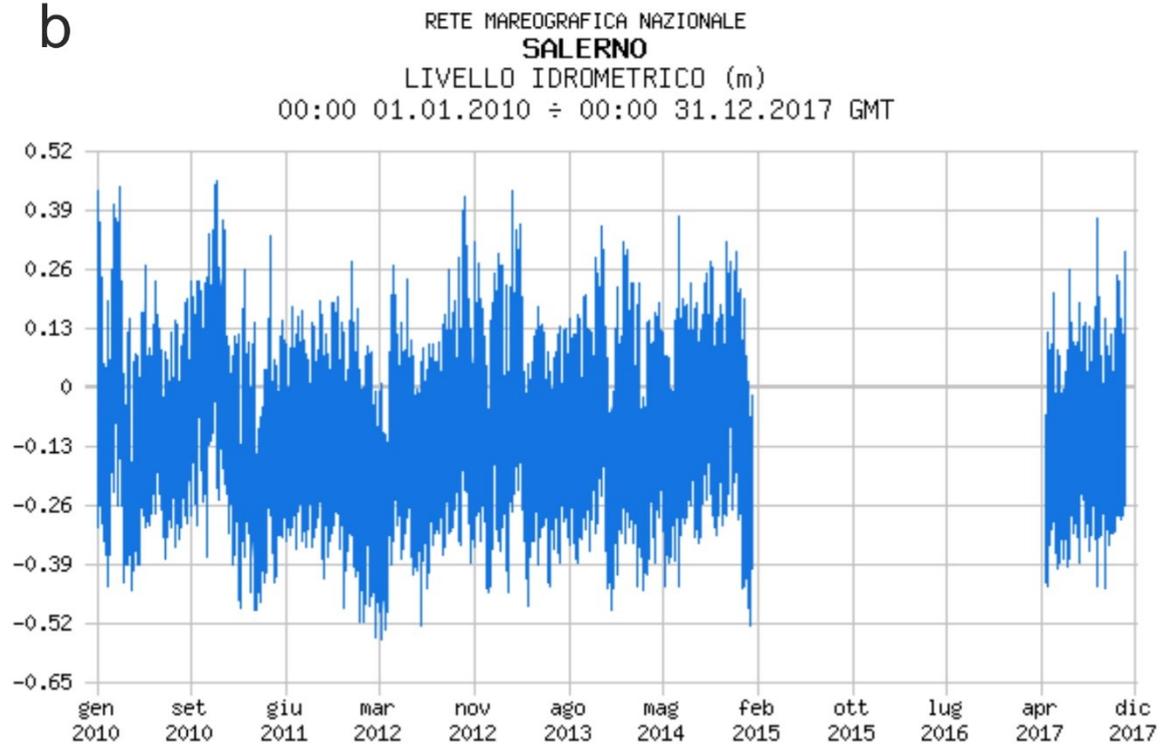


Figura 3.7: Livello idrometrico (m) registrato nella stazione mareografica di Napoli (a) e Salerno (b) dalle boe ondamiche della Rete Mareografica nazionale.

CRITERI PER LA VALUTAZIONE DEI MARKERS ARCHEOLOGICI, MORFOLOGICI E BIOLOGICI

Il repertorio delle evidenze archeologiche attualmente sommerse a causa delle variazioni del livello del mare è abbastanza vario. Infatti comprende infrastrutture portuali (fondazioni a pozzo a secco, banchine, moli, frangiflutti, banchi attrezzati, scivoli di trasporto, banchine, banchine a secco, cantieri navali), peschiere, unità residenziali (*villae maritimae*, ninfei, edifici privati e pubblici), quartieri cittadini (fondazioni, pavimentazioni, strade e marciapiedi), bagni termali, installazioni idrauliche (pozzi, acquedotti, cisterne, fogne, scarichi, gole, canali), cave, e ancoraggi (Auriemma & Solinas, 2009).

Di seguito vengono descritte le opere architettoniche che identificano o suggeriscono la posizione degli antichi livelli marini, a seguito delle analisi sistematiche sulle caratteristiche geometriche e tecniche degli elementi in esame.

1. Opere Portuali

Con l'evolversi degli studi condotti nell'ambito dell'archeologia subacquea, l'analisi dei sistemi portuali antichi ha permesso di acquisire conoscenze sempre più dettagliate delle antiche tecniche costruttive. Tali ricerche sono state condotte comparando i resti archeologici sommersi con le fonti letterarie e per tale studio il primario testo di riferimento resta il *De Architectura* di Vitruvio:

1. Cassaforma allagata (fig.3.8a): si costruisce una cassaforma che funzioni da diga con pile di assi di quercia tenute insieme da catene e assi trasversali che vengono saldamente ancorate al fondo marino; quindi si pulisce e si livella il fondale che rimane internamente alla cassaforma e si riempie lo spazio interno fin sopra il livello dell'acqua con la malta, realizzata con due parti di pozzolana ed una parte di calce mescolate con acqua, e con pietrame (*caementa*); al momento in cui si versa l'opera cementizia la cassaforma è allagata dall'acqua.
2. Cassaforma stagna (fig.3.8b): se non si può reperire la pozzolana allora occorrerà realizzare una cassaforma a doppia parete avendo cura di collegare saldamente le due pareti; l'intercapedine interna viene quindi riempita di alghe ed argilla ben pressate; quindi si ancora la cassaforma al fondo e la si vuota dell'acqua utilizzando pompe a vite o ruote ad acqua; si procede quindi utilizzando la normale sabbia in luogo della pozzolana.

3. Blocchi prefabbricati (fig.3.8c): se tuttavia la violenza delle onde o della corrente impedisce di realizzare la diga allora si costruiscono all'estremità della terra ferma delle solide fondamenta realizzando una banchina a strapiombo sull'acqua; la banchina viene quindi circondata con degli argini di legno che rimangono sopra il livello dell'acqua e che avanzino frontalmente nell'acqua. Lo spazio racchiuso dagli argini viene quindi riempito di sabbia fin sopra il livello delle acque; sopra la base di sabbia viene realizzato un pilone in calcestruzzo largo quanto più possibile che resta ad asciugare per due mesi; passato tale tempo vengono rimosse le pareti e l'acqua dilavando la sabbia che sostiene il masso lo farà adagiare sul fondo; eseguendo ripetutamente tale procedura si ottiene un avanzamento della terraferma nell'acqua.

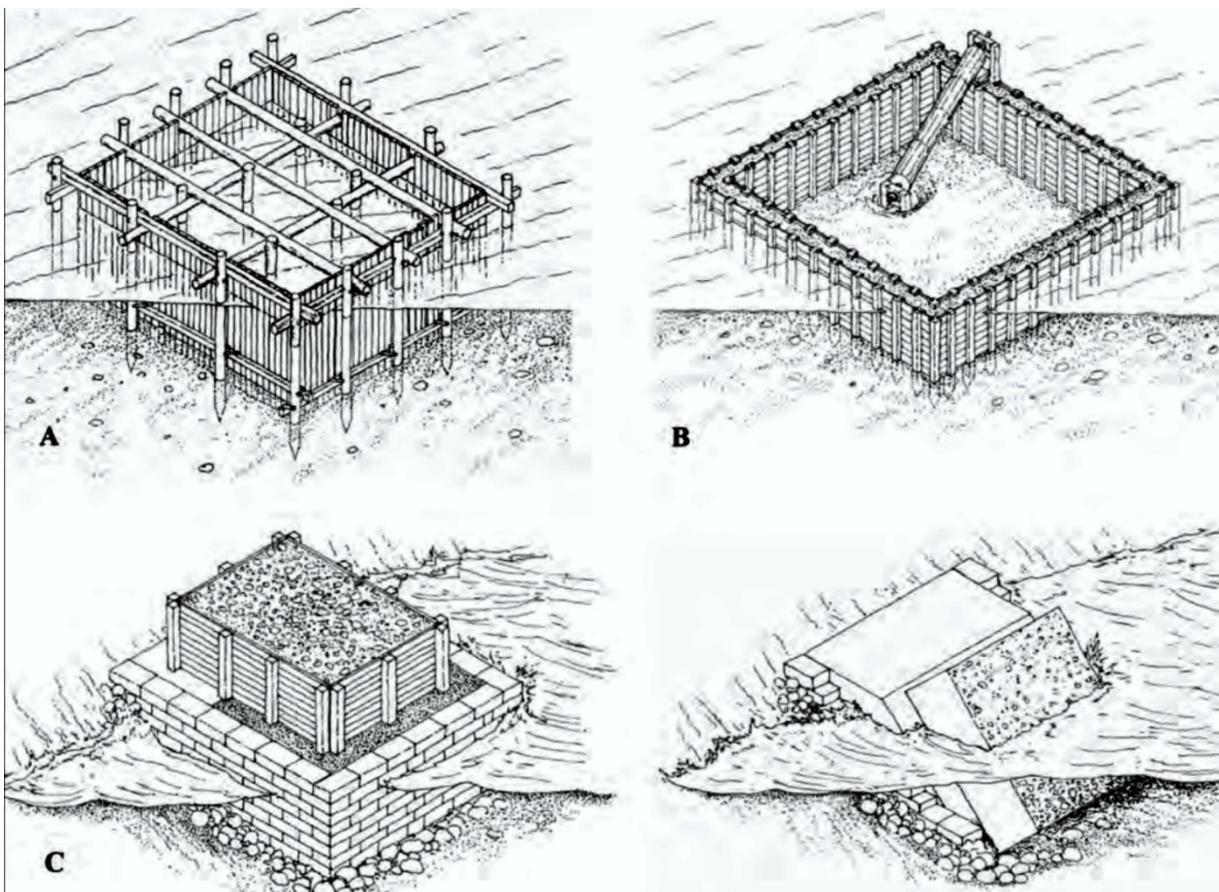


Figura 3.8: Ricostruzione dei tre tipi di forme descritte da Vitruvio; A, cassaforma allagata; B, cassaforma stagna; C, blocco prefabbricato; (Brandon *et al.*, 2014).

Le misurazioni sulle strutture portuali (porti) hanno un maggior margine di errore, sia per lo stato di conservazione che per la limitata conoscenza delle antiche altezze (o del grado di

variabilità dell'antica altezza) del livello della banchina rispetto al livello del mare dell'epoca. I marcatori significativi sono rappresentati da:

1. passaggi pedonali o argini costieri;
2. prove di carpenteria, come la catena, cioè le travi orizzontali a cui sono state agganciate le paratie di legno;
3. bitte e anelli d'ormeggio;

1.1. Pontile o argini costieri

Realizzati con forme e dimensioni studiate in base alle caratteristiche morfologiche e meteomarine locali, vengono realizzate in *opus cementicium*. L'altezza delle superfici del pontile sul livello del mare è in stretta relazione con la tipologia ed il pescaggio delle antiche navi e dalle condizioni meteorologiche variabili secondo l'area costiera in studio. Barche da pesca con piccolo o medio tonnellaggio (fino a 20-22 m di lunghezza) avevano un pescaggio variabile tra 0.5 e 1.5 m, come suggerito da alcuni esempi risalenti al Medioevo tra cui la nave tarda romana nel Parco di Teodorico (V secolo d. C; Medas, 2000). Inoltre, l'altezza delle superfici del pontile è in funzione dell'escursione di marea, ovviamente modificabile in base all'area costiera ed all'uso e tipo di terminale d'attracco.

1.2. Evidenze di carpenteria

Le catene, ovvero le travi a cui sono state agganciate le paratie di legno (fig.3.9), sono state messe in opera appena al di sopra del livello del mare al momento della costruzione. Gli stampi di queste strutture in legno sono stati conservati nel cemento, che "ha inondato" la cassaforma.

Questo studio ha evidenziato che tra i fori passanti, riconosciuti nelle *pilae*, che rappresentano chiare tracce di travi impiegate nelle casseforme (fig.3.10), quelli sommitali furono utilizzati come ancoraggio per impostare gli archi di collegamento con le *pilae* adiacenti. Quindi dovevano essere posti sopra il livello di alta marea. In particolare, i fori sulle *pilae* del sito di Sinuessa (con dimensione cubica di circa 3 m) sono posti a 50 cm dalla sommità delle *pilae*. Pertanto, è stata stimata un'altezza della sommità del molo di 80 cm con un errore di ± 20 cm s.l.m. La carenza di dati rende questa valutazione solo indicativa ed ulteriori ricerche consentiranno di migliorare la precisione di questo indicatore geoarcheologico.



Figura 3.9: Catena e *destina* del porto neroniano di Anzio messa a giorno dopo un crollo (fonte Felici, 1993).

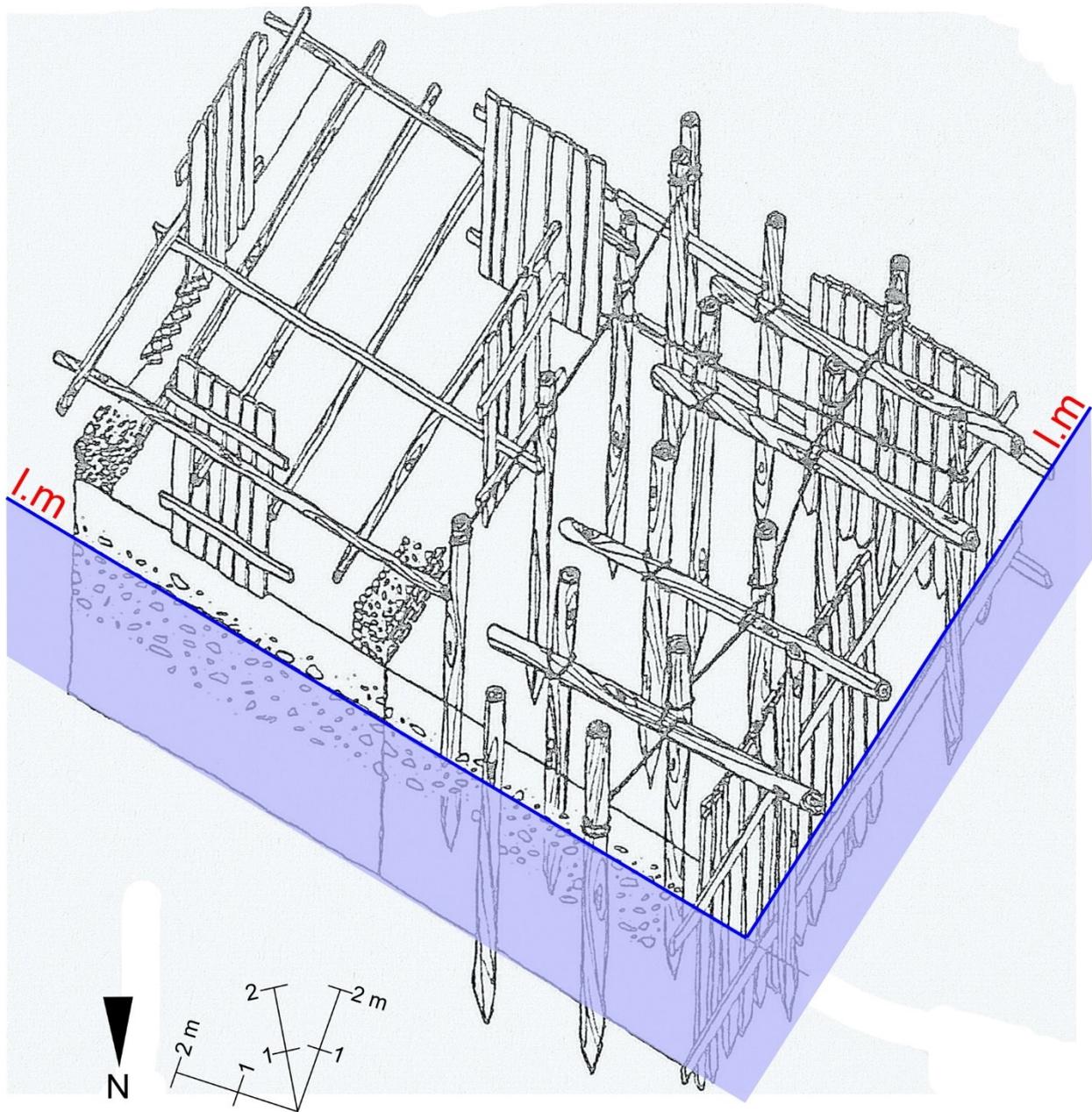


Figura 3.10: Schema delle evidenze di carpenterie su una pila d'epoca romana nel porto neroniano di Anzio; l.m., livello marino (E. Felice, 2013 mod.).

1.3. Bitte ed anelli d'ormeggio

Il prospetto continuo delle banchine portuali era interrotto, a distanze regolari, da blocchi a forma di parallelepipedi aggettanti, in taluni casi con l'estremità sporgente arrotondata, che si caratterizzavano per la presenza di un foro passante orizzontale (fig.3.11a). La funzione di questi blocchi era destinata al fissaggio delle cime d'ormeggio. Il *design* rimase quasi invariato in epoca Greca e anche in quella Romana.

Gli studi di Auriemma & Solinas (2004) sulle impronte delle catene, le altezze delle banchine e degli ancoraggi nel Mar Mediterraneo e in particolare ad *Egnatia* (antica Brindisi), suggeriscono un'altezza funzionale della bitta d'ormeggio (fig.3.12a) di 0.6-1 m sul livello del mare. Dalle stime di Antonioli *et al.* (2007), L'altezza funzionale degli anelli d'ormeggio (fig.3.12c) risulta $0.6 \text{ m} \pm 60 \text{ cm}$.

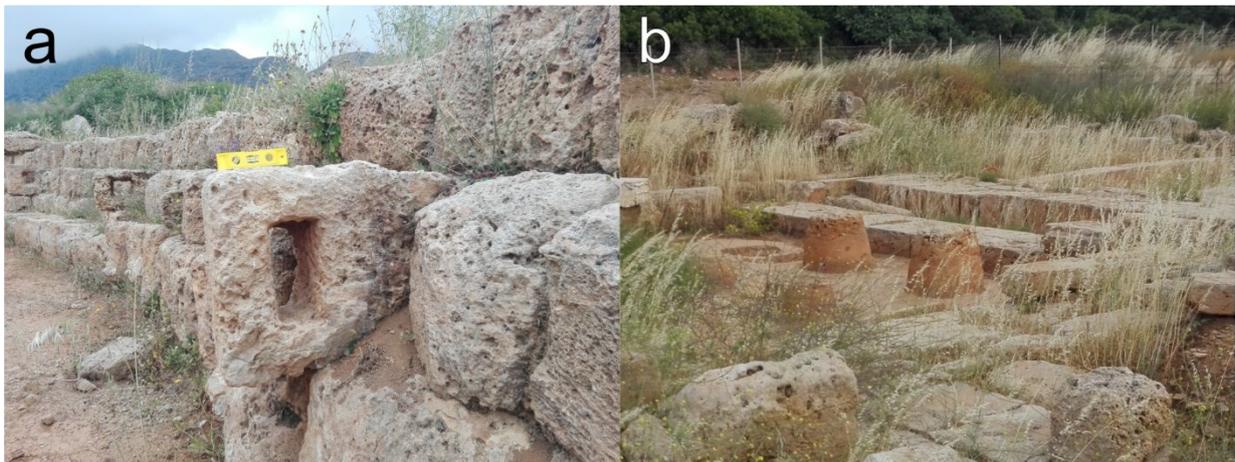


Figura 3.11: Ormeggi nel sito archeologico di Falasarna (Grecia) posti a circa +8 m dal livello medio marino; a, anello d'ancoraggio; b, bitte d'ormeggio (foto C. Stanislao 2017).

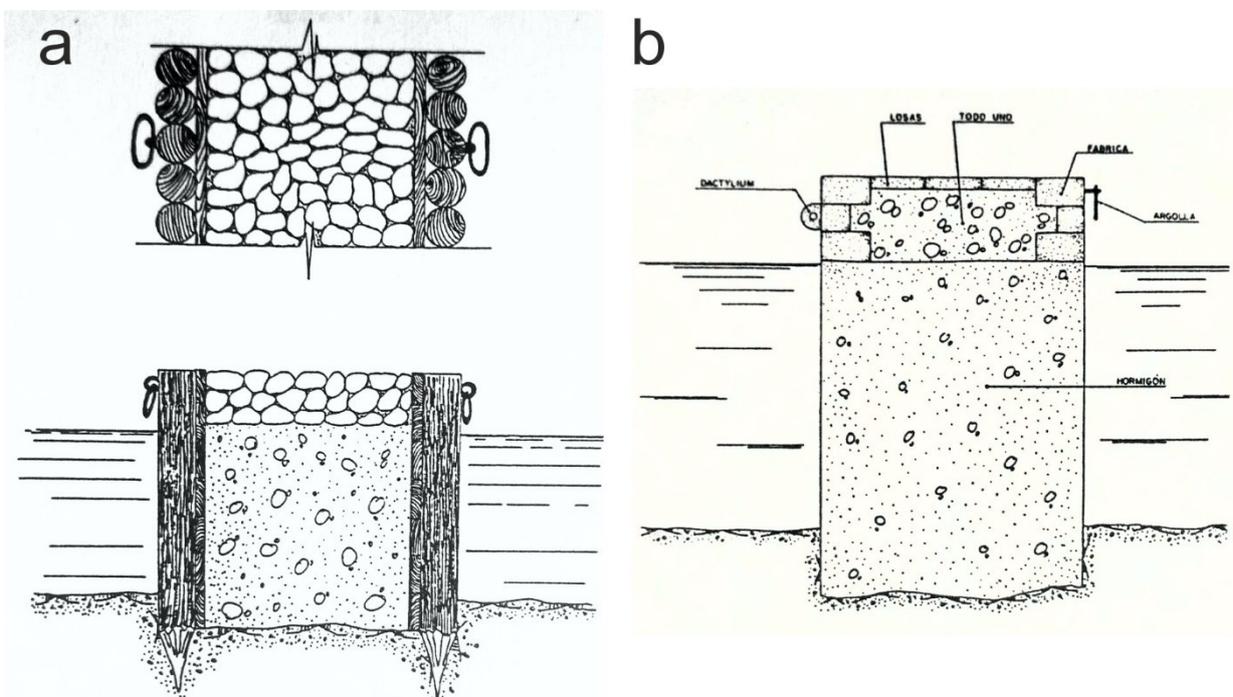


Figura 3.12: sezione tipo di un molo con anelli d'ancoraggio d'età greca (a) e romana (b) (Prada *et al.*, 1995).

2. Ville e Opere Marittime

Il fenomeno della villeggiatura in Campania si inquadra storicamente fra il II secolo a.C. ed il I d.C. Le prime attestazioni sui soggiorni della *nobilitas* romana risalgono al periodo immediatamente successivo alla II guerra punica (218-202 a.C.), quando Roma consolidò in maniera definitiva il suo dominio sulla costa, sulla fertile Pianura del Volturno e sul Golfo di Napoli; territori che, in qualità di *ager publicus populi Romani*, costituivano una vera e propria propaggine dell'Urbe. Il possesso della Campania fu la fondazione nel 194 di colonie *marittimae* allo scopo di garantire la difesa delle coste. Fra queste *Puteoli* (Pozzuoli) che, nonostante l'originaria valenza militare, divenne in breve tempo il più grande emporio commerciale d'Occidente, offrendo uno sbocco sul mare alla stessa Roma. È in questo quadro storico che sorgono le prime ville residenziali: il primo illustre soggiorno di cui si ha notizia fu quello di Publio Cornelio Scipione Africano che, accusato di corruzione, si trasferì nel 184 a. C. nella sua proprietà di *Liternum*.

Entità culturale prima ancora che architettonica, la *villa* è il luogo dove si realizza lo stile di vita del tempo libero (*otium*). La scelta simbolica delle forme architettoniche si concretizza nella scelta delle decorazioni statuarie, parietali e pavimentali e persino nella scelta dei mobili che avvolgono un nucleo centrale.

Nei palazzi imperiali, avviene l'esplosione dell'unità planimetrica con conseguente disposizione dei nuclei architettonici integrati nel paesaggio. Questi complessi organizzativi in base ad assi divergenti e spesso su più terrazze, seguono l'andamento dei pendii, arrivando dove è possibile sino al mare. È questo il caso delle *villae maritimae* nelle quali i quartieri bassi si estendono spesso nell'acqua con ardite soluzioni architettoniche (fig.3.13).



Figura 3.13: Affresco raffigurante la *villa maritima* di San Marco, Stabia (I secolo d.C.).

Sulla superficie rubata al mare erano spesso realizzati degli impianti per la coltivazione dei molluschi e l'allevamento dei pesci.

Nonostante la realizzazione delle ville avvenisse su promontori o su morfologie articolate è possibile indentificare alcuni elementi architettonici costanti utilizzabili come indicatori archeologici del livello marino nel periodo Romano, ovvero, peschiere, piani di calpestio, ninfei ed impianti idraulici.

2.1. Peschiere

La coltivazione dei pesci ha avuto una lunga tradizione tra i Romani, i quali, allevarono murene, orate, anguille, triglie e persino lo scaro (pesce pappagallo) portato in enormi quantità dall'ammiraglio Optano (fig.3.14).

Ma durante la fine della Repubblica e l'inizio dell'Impero, la pratica dell'allevamento di pesci, la piscicoltura, raggiunse un livello di complessità mai visto prima. Questo interesse ha portato alla costruzione di una vasta gamma di vasche o di peschiere (*piscinae*) progettate per facilitare lo sfruttamento e l'allevamento dei pesci e fornire un ambiente adeguato per i pesci destinati al mercato o solo per il piacere sensoriale del proprietario. I testi antichi forniscono una fonte importante ma incompleta per lo studio della piscicoltura romana, in Italia durante la

Repubblica e l'Impero. Tre scrittori, *M. Terentius Varro*, *L. Iunius Columella* e l'anziano *Plinio* sono le fonti primarie. *Varro* e *Columella* forniscono informazioni tecniche molto generali e danno l'impressione di una formula prescritta per la costruzione e la gestione dei peschiere (Higginbotham, 1997).

Columella discute sull'importanza di creare un ambiente naturale all'interno delle peschiere e del ruolo vitale dell'acqua. Raccomanda la scelta del terreno in modo che l'ambiente sia favorevole ai vari tipi di pesce; un terreno fangoso è ideale per i pesci come la sogliola e il rombo, terreni sabbiosi per i dentici e l'ombrina, la sabbia risulta però non idonea per i molluschi. In realtà, come indicano i resti archeologici, le peschiere non seguono le descrizioni nei testi antichi né seguono le prescrizioni esposte da *Varro* e *Columella*. Ad esempio, nessuno degli antichi racconti letterari menziona importanti elementi rivelati attraverso l'esame dei ruderi, come canali d'acqua dolce, ceramiche per le tane dei pesci, trappole, torri di pesca.

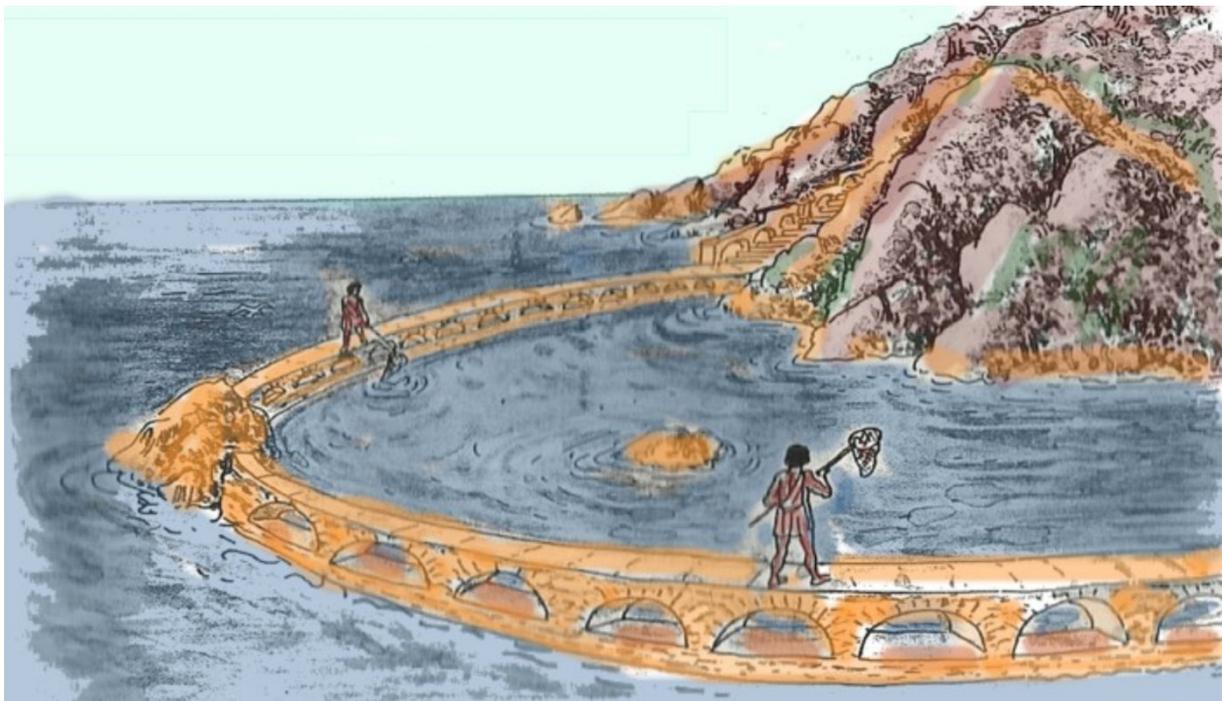


Figura 3.14: Illustrazione di uno stagno marittimo romano, Ferrari, 2011.

Macrobio (IV – V secolo d. C.; *Sat.* III,15,1) filosofo, scrittore e funzionario romano, ci fornisce una testimonianza riguardante l'allevamento del pesce presso le più facoltose famiglie romane:

<<I Licinii furono chiamati Murena allo stesso modo che Sergio Orata ebbe tale soprannome perché era ghiottissimo del pesce che ha nome orata. Si tratta di colui che fu il primo a fare allevamenti di ostriche a Baia">>

e poi <<Si facevano venire le murene per i vivai della nostra città fin dallo stretto di Sicilia. Sono le migliori, a giudizio degli spendaccioni>>.

Le cosiddette piscine di acqua salata erano perlopiù simboli da ostentare per le famiglie più facoltose. Erano costose da costruire, da mantenere e da gestire: quindi erano rappresentative di uno *status* sociale e non erano utilizzate per guadagnare (fig.3.15).

Un certo Lucio Lucullo, riferisce Varro (II – I secolo a. C.) fece addirittura perforare un'altura in modo tale che l'acqua di mare potesse fluire nelle sue piscine da due diversi lati. Non contento, fece progettare un *tunnel* sotterraneo con tanto di diga per far fluire due volte al giorno, grazie alle maree, l'acqua di mare entro le sue piscine (Varro & Pagani, 1846).



Figura 3.15: Mosaico con pesci dalla Casa del Fauno di Pompei; (Napoli, Museo Archeologico Nazionale).

Le peschiere sono la classe più affidabile dei monumenti per lo studio di queste variazioni verticali del suolo, in quanto hanno avuto una relazione molto accurata con il livello del mare e con le variazioni delle maree al momento della loro costruzione, cioè tra il I secolo a.C. e il I secolo d.C.

Tramite l'analisi delle fonti (Anzidei *et al.*, 2004; Lambeck *et al.*, 2004a; 2004b) e il riconoscimento effettuato in mare è ammessa una selezione restrittiva di marcatori (fig.3.16) con analisi limitata alle altezze di riferimento raccolte da:

- (1) crepidine, che percorrono i bacini interni (fig.3.17a), cioè camminamenti stretti lungo i bordi, talvolta pavimentata che consentiva la manutenzione senza bagnarsi. In molte peschiere, sono stati rilevati più livelli di crepidini dove quello inferiore corrisponde al livello della griglia, la cui sommità è a 20 cm al di sopra del livello di alta marea;
- (2) canali di riciclo delle acque (fig.3.17b): le basi dei canali, che hanno garantito la ricarica dell'acqua dall'esterno o tra i bacini, nella maggior parte dei casi corrispondono al livello inferiore della griglia. Il canale doveva essere sempre sommerso nella parte inferiore, anche durante la bassa marea, per garantire l'approvvigionamento idrico;
- (3) cancelli di chiusura (cataratta): raramente sono ancora *in situ*. L'accesso del canale nel bacino o nel passaggio di comunicazione tra ogni bacino è caratterizzato da un elemento orizzontale per il livello più basso affiancato da due piedritti. Con un'altezza media della griglia di 0,6-0,7 m, al momento della sua costruzione, il livello del mare non poteva andare oltre la cima della griglia per evitare la tracimazione dell'acqua e la perdita di pesce né sotto la base della griglia, per garantire un flusso ininterrotto di acqua marina (fig.3.17c);
- (4) camminamenti intrabacino: posizionati nella parte superiore delle pareti divisorie, erano utili per la comunicazione all'interno dei bacini, realizzati in prossimità del livello marino, erano utilizzati solo durante l'alta marea (fig.3.17d).

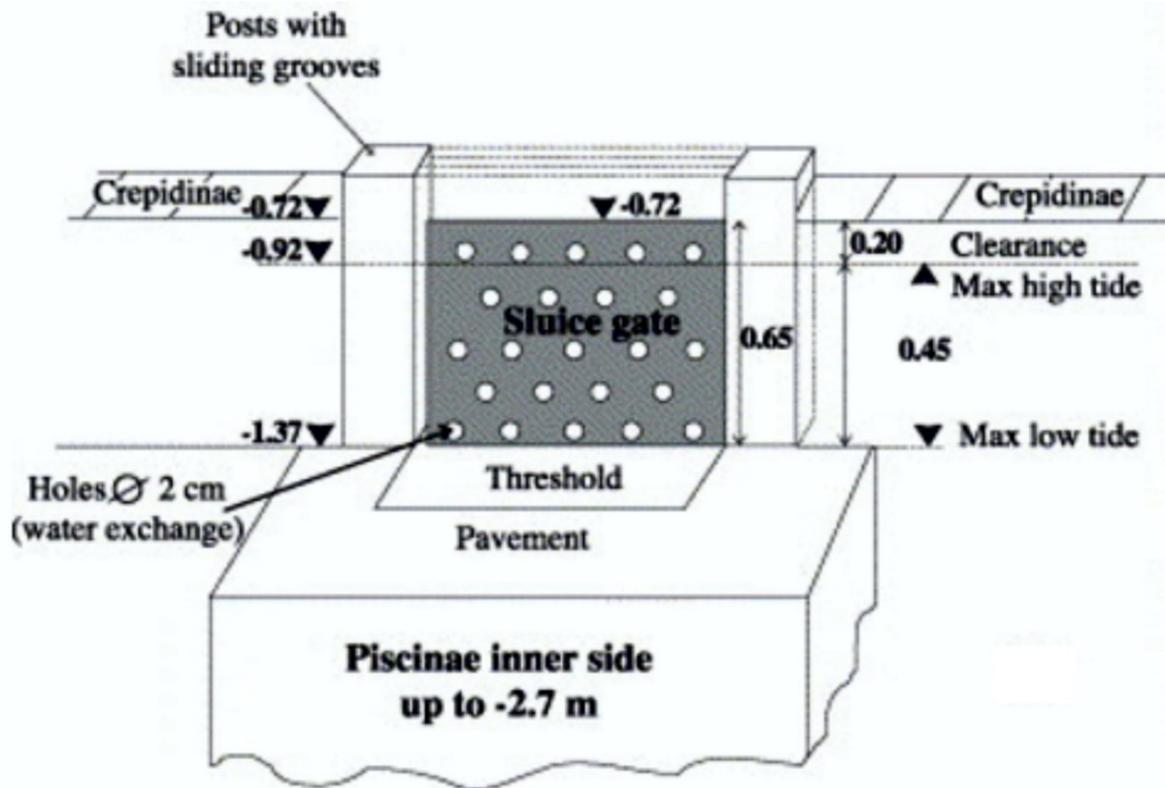


Figura 3.16: Schema di funzionamento di una *crepidinae*, con la presenza di canali per lo scorrimento della grata, la quale coincide con l'elevazione del livello del camminamento più basso ed è posizionata al di sopra del livello di alta marea (Lambeck *et al.*, 2004a).

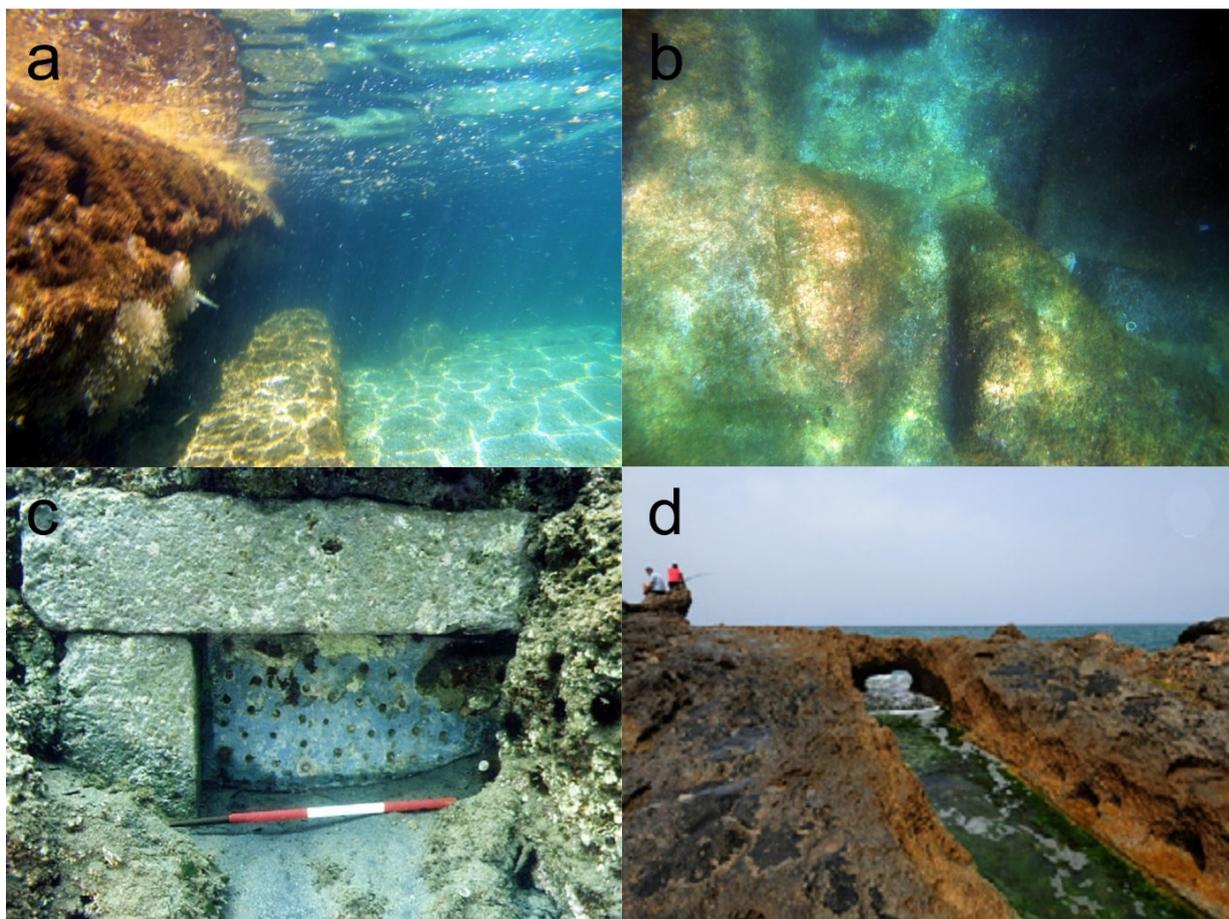


Figura 3.17: Elementi utilizzati come *markers* geoarcheologici; a, *crepidine* segnalata per la prima volta all'interno di una peschiera a Cala San Basilio (Posillipo, foto C. Stanislao 2015); b, canale di riciclo delle acque in una vasca adiacente alla precedente, (foto C. Stanislao 2015); c, *cataracta* fissa, costruita per rimanere al di sotto del livello marino, separa le vasche interne della peschiera di Ventotene (Lambeck et al., 2004a); d, passaggi sommitali all'interno della peschiere (Anzidei et al., 2011).

2.2. Ninfei

Il ninfeo ha origini greche ed è attestato per la prima volta a partire dal IV secolo a.C. in un santuario dell'Isola di Delo. Quello greco aveva soprattutto funzione religiosa, funzione che si perde al tempo dei Romani che lo fanno diventare un luogo decorativo volto ad abbellire i giardini delle ville imperiali con un prospetto architettonico con nicchie, le quali contenevano all'interno fontane di varie forme, rettangolari, ellittiche o circolari (fig.3.18). Tre sono gli elementi fissi inalterabili: i ciottoli, le conchiglie ed i mosaici.

A partire dal II secolo d.C., il culto originario fu connesso a quello imperiale, come attesta la dedica a Traiano di una fontana monumentale ritrovata a Souweida, in Siria (Morachiello & Fontana, 2009).



Figura 3.18: L'allestimento all'interno del Museo Archeologico dei Campi Flegrei, a Baia, riproduce, con sufficiente suggestione, l'unicità paesaggistica e artistica del ninfeo-triclinio voluto dall'imperatore Claudio (41-54 d.C.) alle pendici di Punta Epitaffio; il ninfeo doveva avere una pianta rettangolare, coronata sul fondo da un'abside, dove era ambientata una vicenda odissica molto nota; sullo sfondo le statue dell'inebriamento di Polifemo ad opera di Ulisse e di un suo compagno, recante un otre colmo di vino.

I ninfei non dovevano avere obbligatoriamente un rapporto con il mare l'elemento caratterizzante sono di solito giochi d'acqua al loro interno, ma spesso le ville lungo la costa sfruttavano la morfologia del territorio per ricreare ambienti naturali per creare ambiente scenografici acquatici. Nello specifico il triclinio-ninfeo come quello di Punta Epitaffio, riproducevano l'effetto scenografico della grotta con la ricostruzione di incrostazioni naturali ed era ubicato al di sopra del livello di alta marea.

Il triclinio-ninfeo in grotta invece, come quello della villa di Tiberio a Sperlonga o la grotta azzurra a Capri, sfruttavano le cavità naturali poiché potevano sfruttare l'ingressione del mare per aumentare l'effetto scenico. Nelle grotte come la grotta azzurra a Capri il mare lambiva la base delle statue. Essendo ambienti di rappresentanza, a differenza di altri elementi come le

peschiere, non dovevano necessariamente funzionare in ogni condizione meteomarina: quindi l'incertezza sull'originaria posizione del livello marino, risulta maggiore.

2.3. Piani di calpestio

Queste particolarissime superfici di calpestio si diffondono e si evolvono velocemente in tutto il bacino de Mar Mediterraneo. I Romani chiameranno tale tecnica esecutiva *opus signinum*" dal nome della città di *Signiu*, l'odierna Segni.

In *Naturalis Historia* Plinio il Vecchio, nel libro XXXV, afferma:

“Che cosa non escogita la vita usando anche cocci rotti in maniera che i cosiddetti Signini pestati i cocci e aggiuntavi calce siano più solidi e durino più a lungo! Hanno escogitato di fare anche i pavimenti di questo materiale”

In tutta la Campania ed in quasi tutti i siti archeologici analizzati in questo lavoro, sono state ritrovate pavimentazione (fig.19): da quella più semplice realizzata in cocciopesto, a quelle estremamente rifinite e costose realizzate in mosaico; nonostante ciò la mancanza di informazioni sulla quota originale alla quale venivano realizzate le pavimentazioni, impedisce l'utilizzo di questi elementi come indicatori archeologici. Va però precisato che le pavimentazioni costruite in prossimità della costa, per evitare inondazioni, dovevano essere poste non solo sopra il livello di alta marea ma, soprattutto, al di sopra del livello raggiunto dalle onde durante le forti mareggiate. Considerando che l'altezza d'onda significativa in Campania è tra 0.85 m e 1.31 m (rispettivamente Unità Fisiografica costiere Lucrino e sub Unità Fisiografica Pinetamare), un'altezza funzionale minima di 0.85 m era necessaria per evitare allagamenti negli edifici pubblici o privati a tergo della costa.

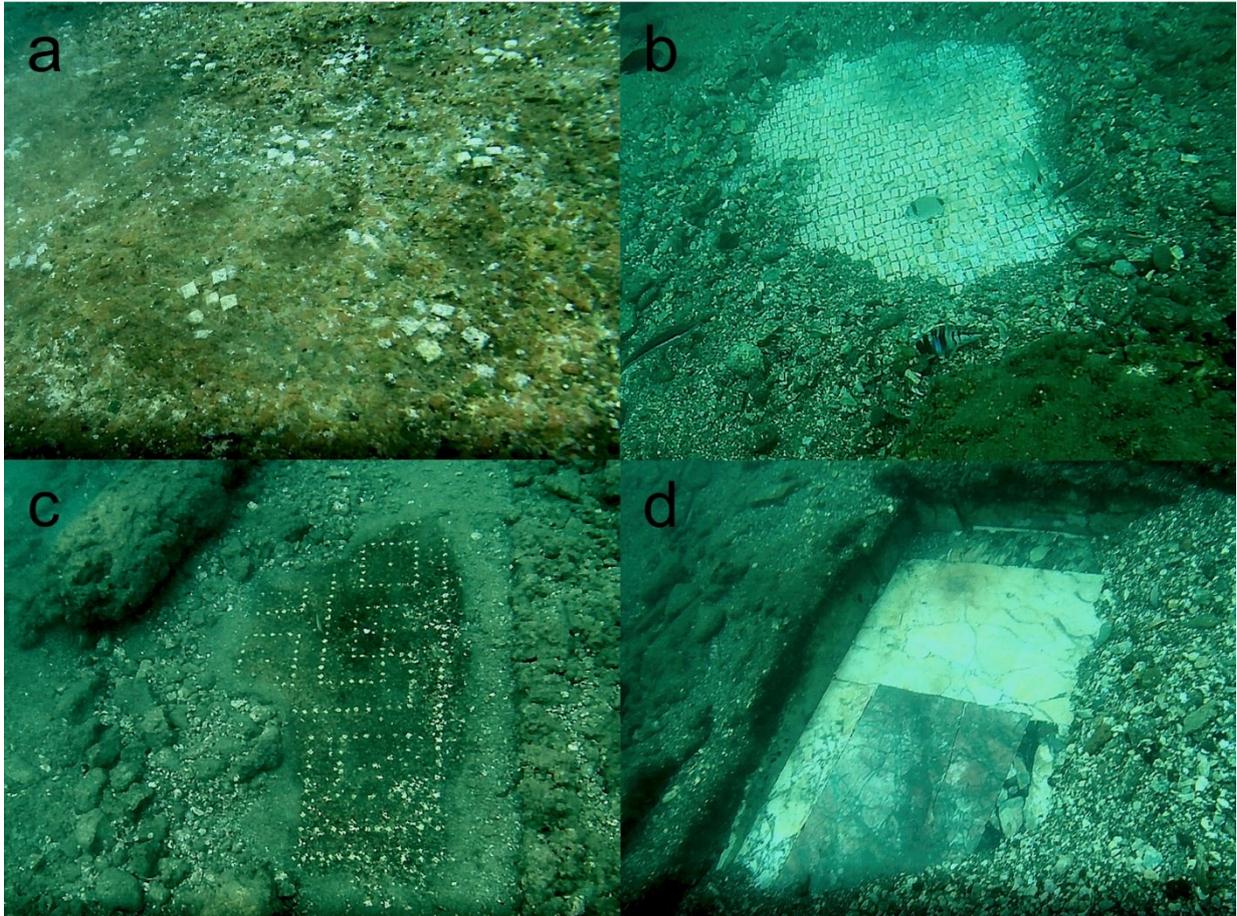


Figura 3.19: Pavimentazioni sommerse ed in parte sepolte dai sedimenti nel parco archeologico di Baia; a, pavimentazione in cocciopesto all'interno di edifici in prossimità di Portus Iulius; b e c, mosaici sommersi all'interno di Villa Protiro; d, pavimentazioni in lastre di marmo nei pressi del Ninfeo di Claudio; (foto C. Stanislao 2017).

3. Impianti idraulici

Gli impianti idraulici sono strettamente collegati al livello marino. Questi dovevano essere realizzati, per garantire lo smaltimento delle acque, al di sopra del livello di alta marea. Rilevanti indicatori geoarcheologici risultano essere poi i pozzetti (fig.3.20), alimentati da acque sotterranee. Un'importante analisi su 64 pozzi costieri a Cesarea Marittima risalenti al I secolo a.C. (Sivan *et al.*, 2004) stima che l'altezza del fondo di questi pozzetti deve essere stata di almeno 0,30-0,40 m sotto la piezometrica, la quale era a 0.80 m al di sopra del livello di alta marea (fig.3.21).

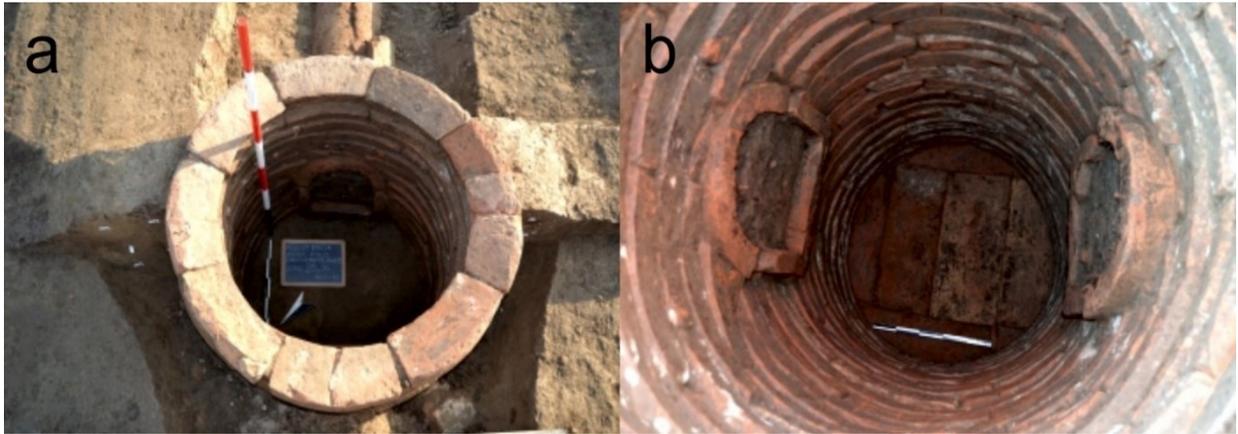


Figura 3.20: Tratto di acquedotto romano a doppia condotta fittile rinvenuto alla fine degli anni '90 del secolo scorso nell'area dell'Ospedale di Reggio Emilia; a, pozzetto, b, dettaglio interno dell'acquedotto; immagine tratta da Soprintendenza Archeologica, belle arti e paesaggio per la città metropolitana di Bologna e le province di Modena, Reggio Emilia e Ferrara (SABAP-BO).

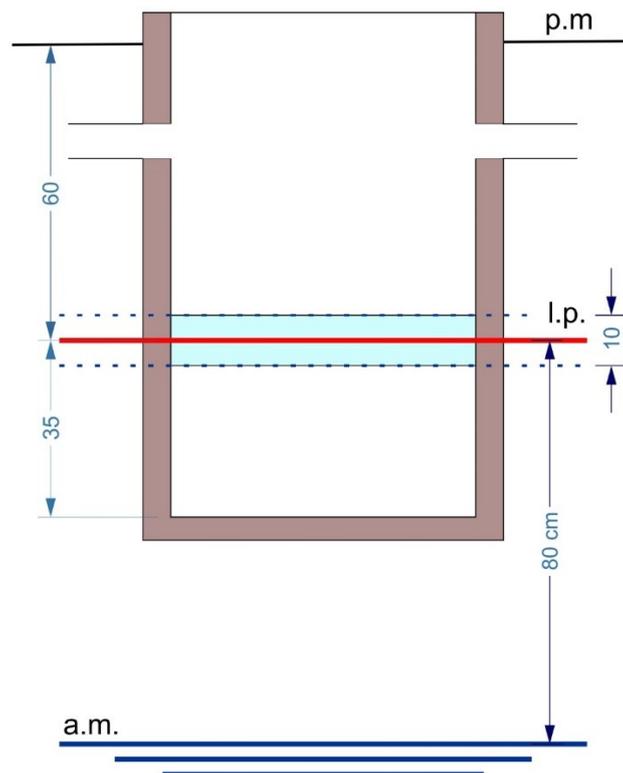


Figura 3.21: Schema semplificato delle relazioni tra pozzetto e piezometrica desunto dai dati di letteratura; p.m., piano campagna; l.p. livello piezometrico; a.m. acqua marina, l'area azzurra racchiusa tra le linee tratteggiate rappresenta l'errore sulla stima.

4. Archi

L'arco fu uno degli elementi architettonici più utilizzati nelle costruzioni romane ed elemento architettonico essenziale per realizzare ponti, acquedotti, monumenti per celebrare il trionfo, teatri, anfiteatri e molte altre strutture ed infrastrutture pubbliche e private (Adam, 1996).

L'uso dell'arco consente di realizzare porte e finestre molto più ampie di quelle solitamente ottenute con un monolite (*trilite*) utilizzato come architrave; si tenga infatti presente che le pietre hanno una grossa resistenza alla compressione mentre, sono molto meno resistenti alla trazione; l'arco si sostiene utilizzando solo forze di pressione fra i massi, mentre un monolite posto orizzontalmente tra due pilastri è soggetto a forze sia compressive (l'appoggio sulle colonne poste agli estremi del blocco) che estensive (il peso stesso del monolite e della struttura sovrastante); quindi l'arco è in grado di sostenere pesi notevolmente superiori rispetto ad un architrave monolitico e può realizzare varchi molto più ampi. Si consideri, inoltre, la maggiore difficoltà di realizzazione e trasporto data da un grosso monolite rispetto ai pur grossi blocchi di tufo usati come conci.

Durante i rilievi della villa imperiale di Tiberio a Capri e in varie strutture marittime lungo la costa di Posillipo (questo lavoro, Capitolo 5), sono stati riscontrati archi a tutto sesto, posti ortogonalmente alla linea di costa attuale; tali archi sono caratterizzati alla base da piccoli canali passanti, profondi 20 cm, utilizzati per lo smaltimento delle acque piovane. Anche in questo caso come per gli impianti idraulici, la base doveva essere posta al di sopra del livello marino dell'epoca.

Non è possibile conoscere la quota al momento della messa in posto, quindi, questo elemento presenta una forte incertezza sulla registrazione del dato, va comunque considerato in aggiunta ai restanti indicatori affidabili degli antichi livelli marini, per migliorare le interpretazioni e vincolare ulteriormente i dati geoarcheologici.

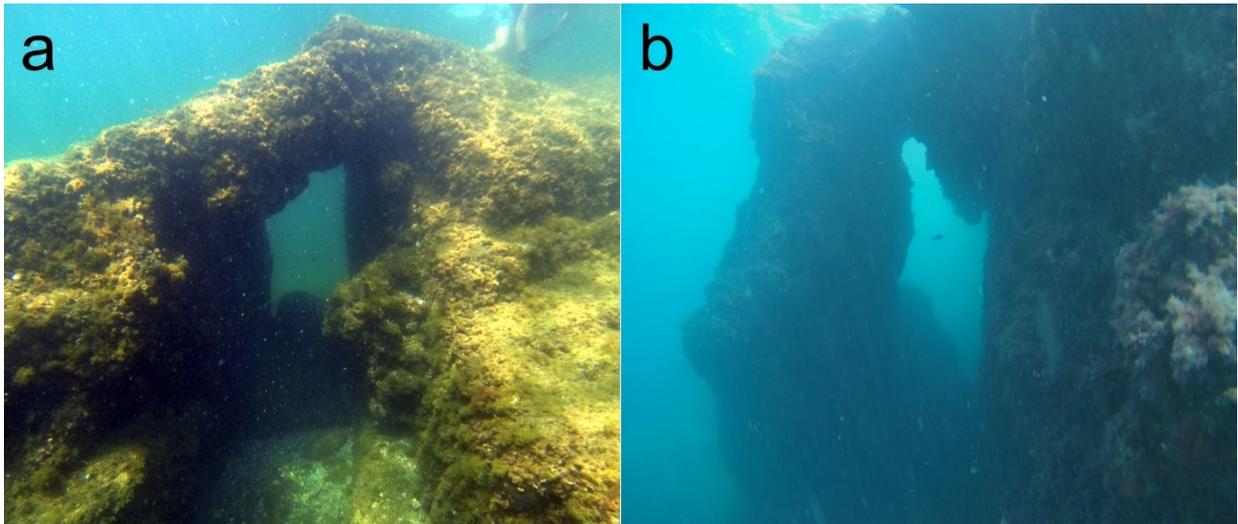


Figura 3.22: Esempi di arco sommerso con un canale alla base; a, arco rilevato a Cala San Basilio (Posillipo); b, arco sommerso a Palazzo a Mare (Capri, foto C. Stanislao 2015).

5. Strade

L'immenso complesso di strade realizzate dai Romani rappresenta un'opera di straordinaria ingegneria che, con complessivi 100.000 km di lastricato, hanno contribuito allo sviluppo della civiltà romana in tutto il mondo allora conosciuto.

Le strade dei Romani, le consolari, sono considerate tra le realizzazioni più gloriose e durature della Roma Antica. Furono costruite circa 100.000 km di strade lastricate e sicure ed altri 150.000 km di strade in terra battuta, ma sufficientemente larghe e adatte per i carri. La larghezza di ogni strada era di circa 5 m, in modo che potessero affiancarsi, due carri senza danneggiarsi.

Si ritiene che i Romani abbiano ereditato la tecnica di costruire le strade dagli Etruschi, migliorandone però il metodo e i materiali. In effetti diverse strade romane ricalcarono le strade etrusche, ad esempio la Via Flaminia attraverso l'*ager veientanus e faliscus*, o dei tratti della Via Claudia scavata nel tufo e ripavimentata poi dai romani.

Plinio il Vecchio nella *Naturalis Historia*:

<<I Romani posero ogni cura in tre cose soprattutto, che furono dai Greci neglette, cioè nell'aprire le strade, nel costruire acquedotti e nel disporre nel sottosuolo le cloache>>.

Esistevano vari tipi di strade, dalle strade di tronchi, alle strade scavate nel tufo come fecero gli etruschi (ma che i Romani poi ripavimentarono), alle strade pavimentate in acciottolato (*galeratum*), alle strade in basolato romano, le più resistenti in assoluto.

I Romani distinguevano le seguenti tipologie:

1. **Via**, dove si poteva transitare con i carri permettendone il passaggio di due contemporanei in senso opposto (da qui il termine carreggiata).
2. **Actus**, dove si poteva transitare solo a piedi o a cavallo, largo circa la metà della via; **Iter**, dove si poteva andare a piedi o in lettiga ma senza usare animali.
3. **Semita**, una semi-iter, più piccola.
4. **Callis**, una stradina tra i monti.
5. La **trames** era la via traversa di un'altra via.
6. **Diverticulum**, una strada che si staccava dalla consolare per arrivare a una località.
7. **Bivi, Trivi e Quadrivi** per gli incroci di strade.

Le strade erano costruite secondo un preciso criterio: uno strato più profondo, *statumen*, di sassi e argilla; un secondo strato, *rudus*, fatto di pietre, mattoni rotti, sabbia, tutti impastati con calce; un terzo strato, *nucleus*, di pietrisco e ghiaia; una copertura, *summum dorsum*, di lastre levigate di pietra che combaciavano le une sulle altre (fig.3.23).

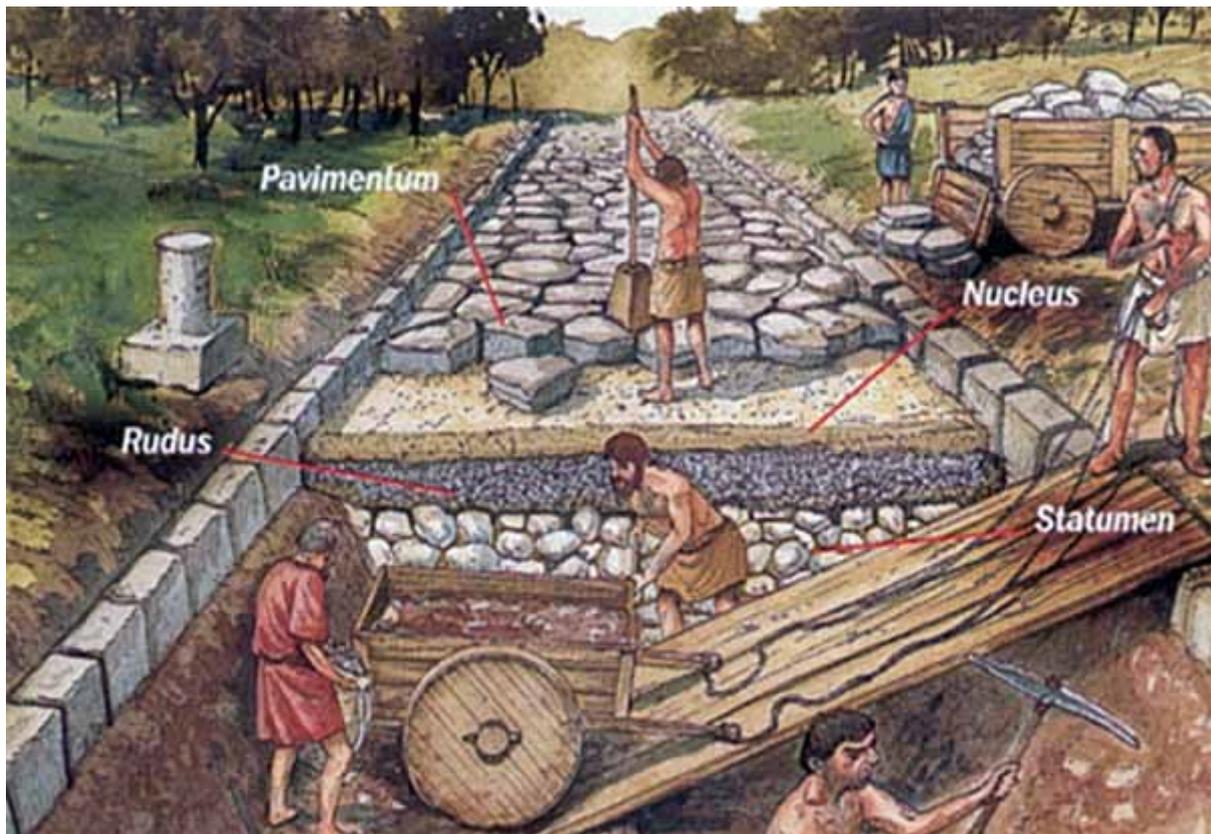


Figura 3.23: Schema della struttura di una strada romana (fonte capitulum.it).

A questo punto sopraggiungevano i *libratores* che, con aratri e aiutati dai legionari con le spade, scavavano il terreno fino allo strato di roccia, o fino a uno strato solido. La profondità di questa fossa variava da terreno a terreno, raggiungendo al massimo 2 m di profondità, ma in genere variava tra i 60 cm ed 1 m. Successivamente veniva riempita a strati con materiali diversi. Il tutto veniva cementato con la calce, prima uno strato di calcestruzzo grezzo di diversi centimetri, il *rudus*, poi uno equivalente a grana fine, il *nucleus*, venivano stesi sul *pavimentum* o *statumen*. Infine, si eseguiva il rivestimento in grosse lastre poligonali di basalto o calcare incastrate perfettamente tra loro; gli interstizi erano riempiti da brecciolino. Le pietre non venivano squadrate per non dare una linea di frattura alla strada, continuamente sollecitata dai carri (fig.3.24). I letti di brecce permettevano alle acque di permeare, evitando la formazione di fango.

Sopra si posizionavano le pietre piatte che siamo abituati a vedere ancora oggi, dette *summa crusta*. Queste non erano disposte in piano, ma con il centro della strada più alto dei bordi, per favorire lo scolo delle acque verso i suoi lati.

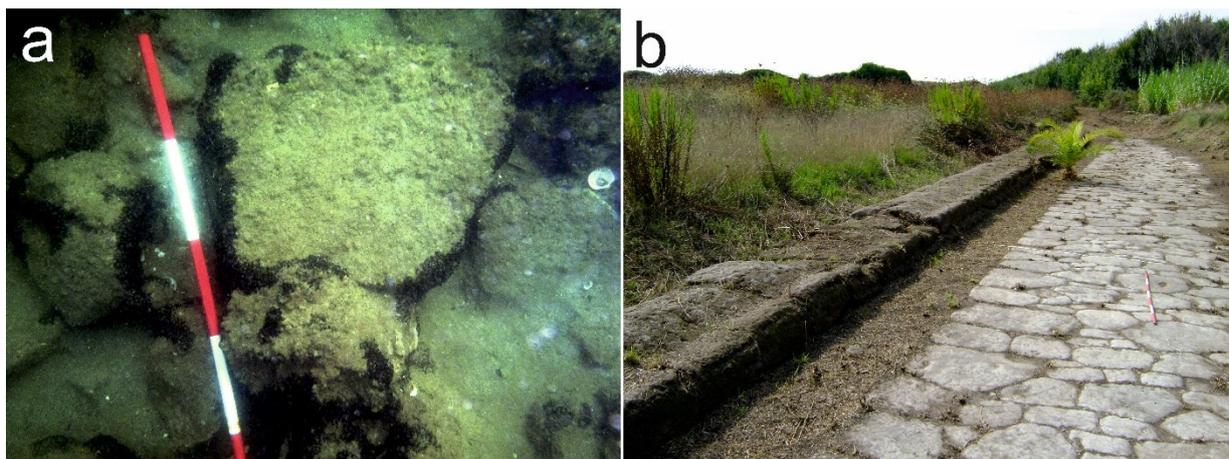


Figura 3.24: Esempio di resti della strada romana, pavimentata in pietra calcarea: a) segmento subacqueo, con blocchi disarticolati, a 250 m dalla costa e profondità di 3 m, allineato al segmento della terraferma probabilmente pertinente a una villa romana (foto C. Minopoli, 2015); b) segmento perpendicolare al litorale (E-O), vicino al complesso residenziale Baia Azzurra, che verso mare è nascosto dalla duna costiera sabbiosa.

Anche se queste strutture seguivano regole di realizzazione ben precisa, non riescono a fornire informazioni sugli antichi livelli del mare in considerazione della morfologia articolata su cui venivano costruite. Pertanto, non avendo dati sufficienti e nell'impossibilità di usare le strade come precisi indicatori degli antichi livelli marini, esse sono state impiegate come punto di controllo dei limiti superiori dei moti verticali del suolo. Considerando, anche in questo caso, che lungo le coste Campane l'altezza significativa delle onde varia tra 0.85 e 1.31 m (rispettivamente nell'Unità Fisiografica Costiera Lucrino e sub Unità Fisiografica Costiera Pinetamare), l'altezza di marea di circa 40 cm, per la loro efficienza le strade in prossimità della costa, dovevano essere poste almeno al di sopra di tali quote, cioè a circa 1.25-1.70 m s.l.m.

6. Cave costiere

Di particolare interesse, anche ai fini della ricostruzione del paesaggio antico, sono poi le cave (fig.3.25) utilizzate per la realizzazione di elementi costruttivi, sia strutturali che architettonici, e per la produzione di macine. L'alta concentrazione di aree di estrazione è determinata non solo dalla coltivazione di particolari affioramenti rocciosi, ma anche dalla presenza di porti e luoghi d'attracco la cui attività si è protratta dall'età greca a quella medievale ed oltre.

Le cave costiere possono essere impiegate come indicatori geoarcheologici significativi sebbene l'altezza della superficie del distacco/estrazione di blocchi comporta un maggiore margine di errore e la difficoltà di identificare gli elementi architettonici rimasti *in situ*. La valutazione sul rapporto tra l'estrazione mineraria e il luogo di carico non è mai stata ben chiarita a causa delle frammentarie informazioni sulle modalità di carico e delle imbarcazioni impiegate. Grazie alla cava di Ventotene, Anzidei (in Lambeck *et al.*, 2004) ha suggerito una stima dell'altezza funzionale del livello della cava, basato sul rapporto tra l'altezza di questo stesso livello e quelle peschiere ed il molo posizionate nelle prossimità. Da questo studio risulta un'altezza funzionale al di sopra dell'alta marea è di 0.30 m, valore compatibile alla quota di 0.30 m al di sopra dell'alta marea estrapolata dagli studi sulle cave della Penisola della Maddalena (Scicchitano *et al.*, 2008).

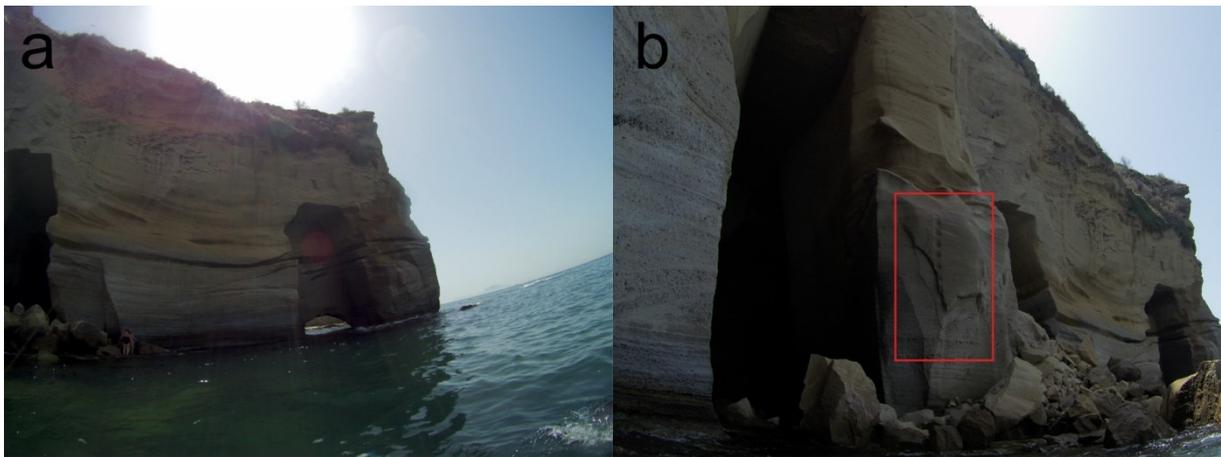


Figura 3.25: Cave costiere ubicate nell'Area Marina Protetta di Gaiola, a Napoli; a, vista nord-sud; b; dettaglio evidenziato in rosso delle *pedarole* (gradini) lungo il fronte di cava (foto C. Stanislao 2016).

6.1. Macine

Utilizzate sin dagli inizi del periodo ellenistico (V-I a.C.), la realizzazione di macine nel sud Italia è documentata dal 2500 a.C. (Amouretti & Brun, 2002), con una grande diffusione nel Mar Mediterraneo dall'epoca Romana. L'estrazione delle macine può essere ascritta a due tipologie di litotipi: rocce vulcaniche per macine da cereali e rocce carbonatiche per macine per la produzione di olio.

Ricavate da materiale lapideo, l'elevato peso rendeva difficoltoso il trasporto; per questa problematica le macine erano cavate in ambiente costiero con grandi quantità d'acqua per

facilitare il taglio ed in seguito trasportate quasi esclusivamente su barche o chiatte (Lo Presti *et al.*, 2014, *cum bibliografia*).

L'analisi delle cave costiere del Mediterraneo evidenziano una forma pressoché invariata nel tempo, da cilindriche a leggermente coniche, che si posizionavano perpendicolarmente ad una base in pietra concava. Le dimensioni maggiori di un metro caratterizzano le cave delle coste del sud Italia e francesi a conferma delle descrizioni fatte da Vitruvio, mentre variabili risultano quelle ritrovate nelle restanti città del Mediterraneo con dimensioni che vanno dai 70 cm in Gallia ai 140 cm in Egitto (Lo Presti *et al.*, 2014).

Da studi di letteratura, in precedenza citati, è possibile assumere che le macine sono cavate molto vicine al livello marino ed al di sopra del livello di alta marea per mantenere un margine di sicurezza. Pertanto, considerando un'altezza funzionale di pochi decimetri ed un'altezza di marea di ± 20 cm è possibile assumere che le macine venivano cavate a una quota di 50 cm ± 20 cm dal livello medio marino dell'epoca.

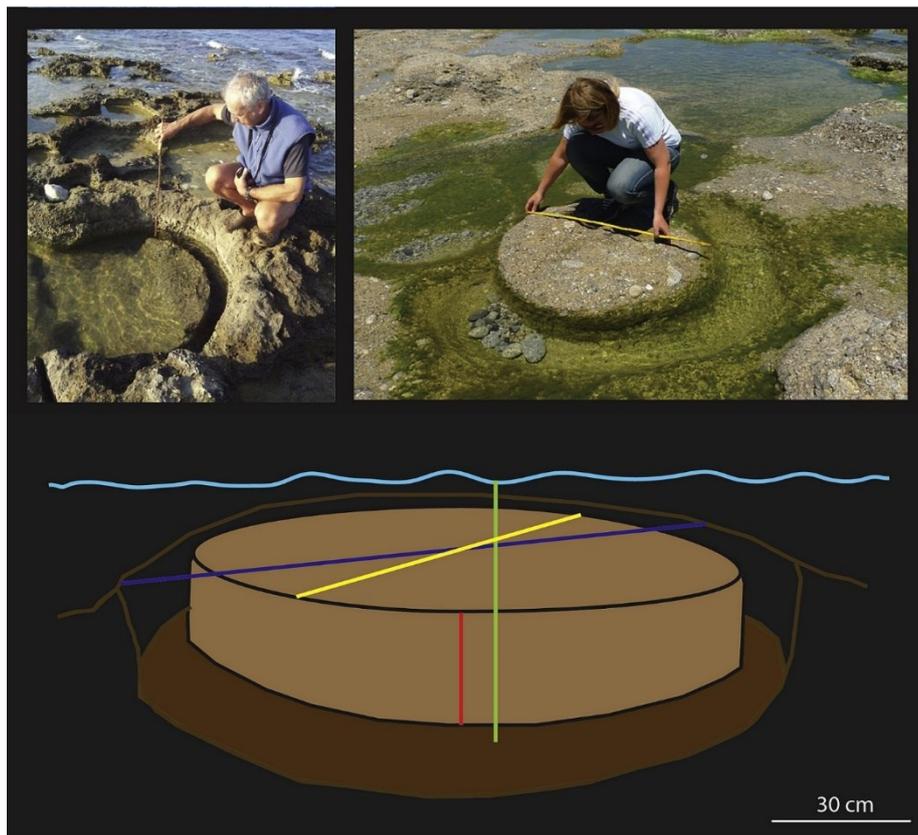


Figura 3.26: Parametri morfometrici della macina (marrone chiaro). Linea rossa: spessore; linea gialla: diametro; linea verde: profondità attuale sotto il livello del mare della cava (marrone scuro); linea blu: diametro dell'anello (Lo Presti *et al.*, 2014).

Come descritto le varietà di opere realizzate sin dall'epoca Greca in Campania rende difficile l'interpretazione dei vari elementi archeologici, finalizzati al riconoscimento degli antichi livelli marini, anche in considerazione delle numerose modifiche e rifacimenti cui sono state soggette nel corso del tempo. Inoltre, va considerato che le varie maestranze potevano variare lo stile architettonico in base alle esigenze del committente e alla conformazione del paesaggio stesso. Tutto ciò causa un errore difficilmente identificabile che va certamente messo in conto durante le interpretazioni delle relazioni tra le opere e i possibili livelli marini.

Riassumendo, è possibile suddividere gli indicatori geoarcheologici per la valutazione dei movimenti verticali del suolo in due principali categorie:

- *markers*, che rappresentano una forte relazione tra il livello marino e le strutture analizzate, dove è possibile identificare con minimo scarto d'errore la posizione del livello del mare all'epoca della messa in opera;
- punti vincolanti: la posizione del livello marino è vincolata ad un limite superiore o inferiore, a causa di dati incerti o per imprecisato arco temporale.

I criteri per la valutazione degli indicatori geoarcheologici applicati all'area campana sono riepilogate nella tabella e nello schema seguente (tab.2.2, fig.3.27):

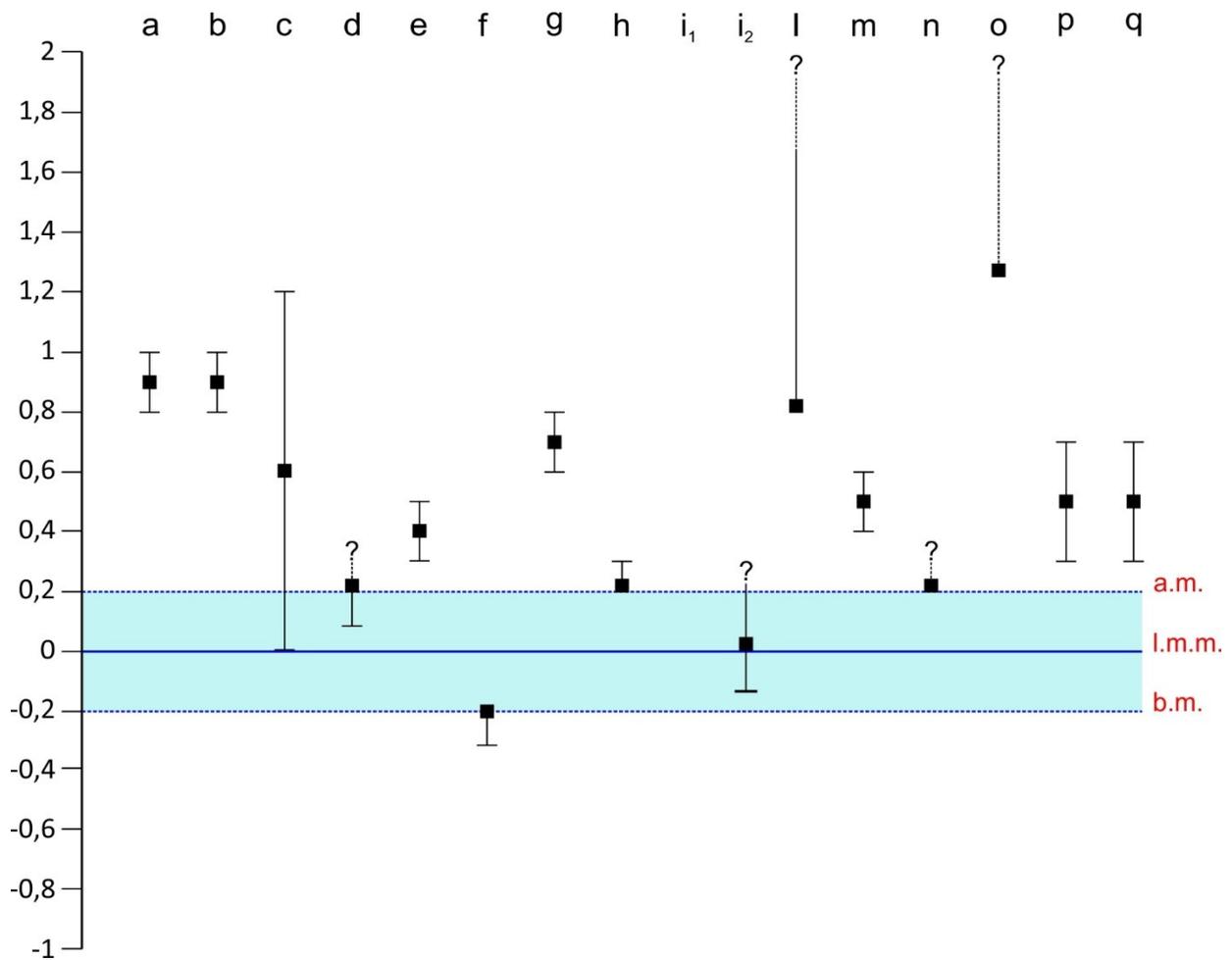


Figura 3.27: Ipotesi sulla posizione, valida per l'area campana, degli indicatori archeologici in funzione del livello medio marino al momento della messa in opera della struttura; a, pontile o argine costiero; b, evidenza di carpenteria; c, bitta ed anello d'ormeggio; d, foro sommitale; e, crepidine; f, canale di riciclo; g, sommità delle saracinesche; h, passaggio intrabacino; i₁, ninfeo triclinio; i₂, grotta ninfeo; l, piano di calpestio; m, base del pozzetto; n, canale alla base dell'arco; o, pavimentazione; p, pavimento della cava; q, macina; a.m., alta marea registrata in Campania; l.m.m.; livello medio marino; b.m.; bassa marea registrata in Campania; ?, quota s.l.m. indeterminata. La comparazione tra tali indicatori è restituita in tab.2.2.

Tabella 3.2: Confronto tra i differenti indicatori geoarcheologici per la valutazione dei moti verticali in epoca storica nel bacino del Mediterraneo; *, la bassa affidabilità è dovuta alla mancanza di dati statistici; **misurazione minima da variare in funzione del sito in esame.

Tipologia di geoindicatore	Elemento caratterizzante	Quota funzionale		δ	Affidabilità
Opera portuale	pontile o argine costieri	0,80	-1,00	$\pm 0,2$	media
	evidenza di carpenteria	0,80	-1,00	$\pm 0,2$	alta
	bitta ed anello d'ormeggio	0,60		$\pm 0,6$	alta
	foro sommitale	0,20		?	bassa*
Villa e Opera Marittima	peschiere				
	crepidina	a.m. +0,2		$\pm 0,1$	alta
	canale di riciclo	b.m.-0,2	< b.m.	-0,10	alta
	sommità del cancello di chiusura	0,60	-0,80	-	alta
	passaggio intrabacino	> a.m.		+0,10	alta
	ninfeo triclinio	>0,85**		?	media
	Grotta ninfeo	>b.m	<a.m.	?	media
	piano di calpestio	>0,85**	-?	?	bassa
Impianto idraulico	base del pozzetto	0,50		$\pm 0,1$	media
Arco	canale alla base	>a.m	-?	?	bassa
Strada	pavimentazione	>1,25	-?	?	bassa
Cava costiere	pavimento della cava	0,50		$\pm 0,2$	media
	macina	0,50		$\pm 0,2$	alta

ELEMENTI GEOMORFOLOGICI E BIOLOGICI COME INDICATORI DEL LIVELLO MARINO OLOCENICO

I rilevamenti geomorfologici sono effettuati non solo dal punto di vista geoarcheologico ma sono stati volti anche al riconoscimento di elementi morfologici e biologici utili come indicatori della variazione del livello marino, al fine di affinare la conoscenza del territorio e migliorare la valutazione della variazione verticali del suolo in Campania. Pertanto, sono stati analizzati elementi morfologici e biologici di seguito descritti:

1. Solchi di battente

Il solco di battente si forma nelle zone di marea lungo le falesie rocciose, a causa di una combinazione di abrasione meccanica e fisica e da dissoluzione chimica e biologica (Pirazzoli, 1986).

Tra i processi che generano i solchi di battente, i principali processi sono: agenti biologici, processi aloclastici, ipercarsismo ed erosione meccanica (Antonioli *et al.* 2015, *cum bibliografia*).

- agenti biologici: diversi tipi di organismi vivono attaccati alla roccia vicino al mare livello. I bioerosori contribuiscono all'evoluzione del solco, mentre gli organismi incrostanti lo proteggono dall'approfondimento;
- processi aloclastici: generati dall'evaporazione dello sprai salino e dell'acqua d'infiltrazione nelle discontinuità strutturali producono sovrappressioni con conseguente fratturazione delle rocce.
- ipercarsismo: in presenza di sorgenti d'acqua dolce la miscela salmastra può dissolvere le rocce carbonatiche.
- erosione meccanica: la corrasione non ha alcun ruolo nella formazione del solco di battente, al contrario l'azione delle onde genera una compressione dell'area negli intersizi che nel tempo
- allarga e approfondisce le fessure fino alla rimozione di porzioni di roccia.

Sviluppandosi parallelamente al livello marino, i solchi di battente possono essere utilizzate come indicatori dei cambiamenti del livello del mare nelle regioni tettonicamente attive (Pirazzoli *et al.*, 1994; 1996; Stiros & Pirazzoli, 1998).

Inoltre, il rapporto tra ampiezza e profondità del solco a parità di litologia, indica il tempo di stazionamento della lama d'acqua ad una certa quota. L'errore di registrazione delle variazioni del livello marino è nell'ordine di ± 0.5 m (Carobene & Pasini, 1982; Pirazzoli *et al.*, 1996).

I movimenti relativi tra terra e mare possono formare varie conformazioni di solco di battente. un graduale cambiamento del livello del mare determina la forma di un solco di battente, mentre i movimenti relativi al livello del mare più elevati possono duplicarne e al contempo preservarne il profilo per molto tempo dopo l'emergere o la submergenza (fig.3.28; Evelpidou *et al.*, 2011a, 2011b).

Sebbene l'approfondimento di un solco di battente possa essere attribuito a vari processi chimici, fisici, biologici o meccanici, gli agenti predominanti sono di solito presunti come soluzione e bioerosione. In presenza di una sorgente d'acqua dolce costiera si forma un solco di battente appena sopra la superficie dell'acqua (Evelpidou *et al.*, 2012).

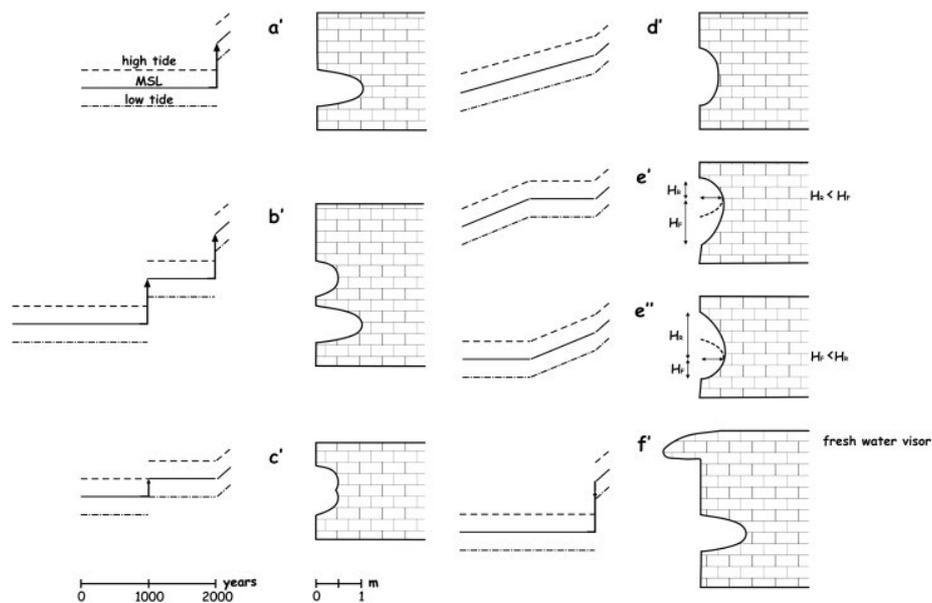


Figura 3.28: Schemi grafici teorici di profili di solchi di battente derivanti da diverse combinazioni dei cambiamenti relativi del livello marino. su una scogliera carbonatica. Il tasso di bioerosione è stato considerato di circa 0.5 mm/anno e la gamma di marea è di 40 cm. In un intervallo temporale di 2000 anni, è stato considerato un livello marino stabile o in lieve innalzamento ed un tasso inferiore a quello della bioerosione, successivamente è stato analizzato il caso di un innalzamento rapido rispetto al tasso di bioerosione. Per una spiegazione riguardo a ciascun tipo di solco di battente vedere Evelopidou *et al.*, (2012).

Purtroppo, i solchi di battente non possono essere datati direttamente e le informazioni sulla persistenza del livello marino possono essere dedotte solo dalle ipotesi relative ai tassi di erosione. Il tasso di erosione varia con la litologia e può essere stimato approssimativamente nell'ordine medio di 1 mm/anno (Laborel *et al.*, 1999); tuttavia, questo tasso si abbassa bruscamente nelle rocce carbonatiche soprattutto nelle aree non tropicali, con variazione tra 0.2 e 0.5 mm/anno. I tassi di erosione nella zona supratidale risultano di un ordine di grandezza inferiori alla zona subtidale, con tassi più elevati in estate ed in autunno (Antonioli *et al.*, 2015 *cum bibliografia*). Nel Golfo di Trieste, Furlani *et al.* (2010) stimano tassi di erosione delle superfici calcaree situate nella zona intertidale fino a circa 0,3 mm/anno. nella zona intermedia intertidale.

Un approccio indiretto per datare un solco di battente, consiste nell'analizzare il guscio degli organismi come i litodomi. Questa metodologie è utile per determinare soprattutto le variazioni del livello marino ed i tassi di sollevamento/abbassamento del suolo nel Pleistocene, più raramente nell'Olocene. Solchi di battente su ruderi datati (Età del Bronzo, Periodo Greco-Romano e Medievale) sono utili ma estremamente rari, sia per la difficile conservazione, sia per

la bassa velocità di formazione che richiede almeno 150-200 anni di persistenza della lama d'acqua sull'opera marittima. I solchi di battente sulle pareti dei ruderi risultano cronologicamente successivi alla realizzazione dell'opera ed indicano una fase di stasi del livello marino durante il periodo di sommersione o sollevamento. Nell'Area Marina Protetta di Gaiola (AMP Gaiola), sulle pareti del Palazzo degli Spiriti è possibile osservare un esempio di cui (vedi questo lavoro Capitolo 4); dove una fase di stasi del livello marino ha permesso la realizzazione di due solchi di battente (fig.3.29).



Figura 3.29: Doppio solco di battente (evidenziato in rosso) sulle pareti esterne del Palazzo degli Spiriti (AMP Gaiola; foto C. Stanislao, 2016).

2. Piattaforma d'abrasione marina

Una piattaforma d'abrasione marina è una superficie sub-orizzontale spianata, la cui genesi è dovuta all'azione del moto ondoso e dall'abrasione dei sedimenti trasportati dalle correnti (Anderson *et al.*, 1999). Pertanto, si forma poco al di sotto del livello medio marino e non può essere generata al di sotto della profondità corrispondente a $\frac{1}{2}$ della lunghezza d'onda. Il risultato dell'interazione tra variazioni del livello del mare e sollevamenti tettonici di aree costiere genera più superfici orizzontali che normalmente, osservandole dall'alto verso il basso, vanno dalle più antiche alle più recenti.

Le paleo-piattaforme d'abrasione sono degli ottimi indicatori del paleolivello del mare, quindi, di antiche linee di costa, dove il bordo interno definito *inner-edge*, definisce la paleolinea di costa, separando la scarpata dalla rampa (fig.3.30). Il bordo interno come evidenza

morfologica, è caratterizzata da una variazione di pendenza tra scarpata e superficie del terrazzo. La sua posizione differisce da quella originaria in quanto può essere coperto da depositi colluviali, risultato dall'erosione di materiale dalla scarpata a monte, che forma un cuneo alla base della scarpata, per cui nella localizzazione del bordo interno c'è un margine di incertezza più o meno elevato, dipendente dallo spessore del cuneo detritico di ricoprimento.

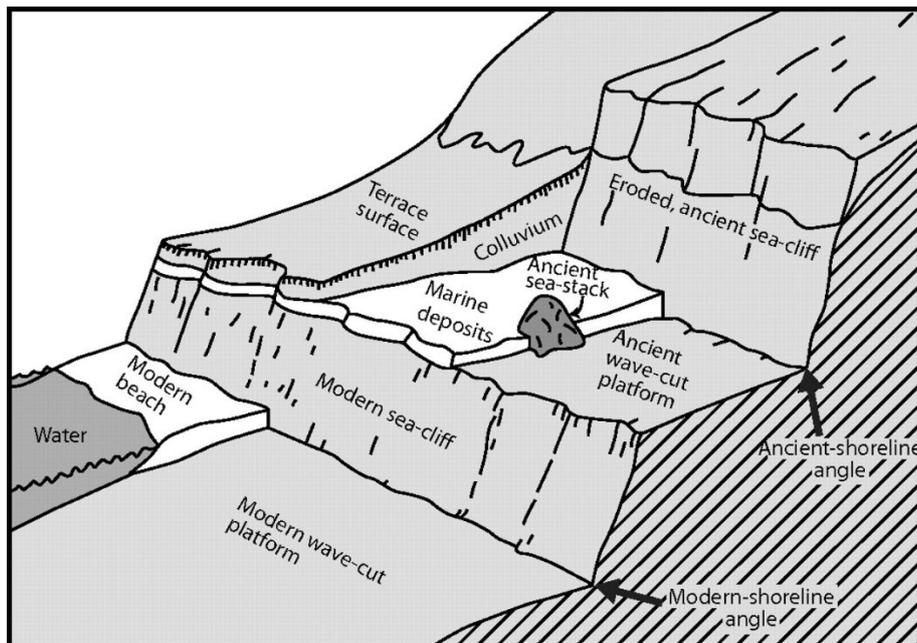


Figura 3.30: Illustrazione schematica della morfologia costiera e della posizione delle linee di costa, antiche e attuali, identificate dalle piattaforme d'abrasione (Bowles & Cowgill, 2012).

3. Indicatore Stratigrafico

I più sicuri indicatori stratigrafici delle variazioni relative del livello del mare sono le configurazioni di *onlap* e *toplap* nelle facies costiere di una sequenza marina (Vail *et al.*, 1984). Un sollevamento relativo è un sollevamento del livello apparente del mare rispetto alla iniziale superficie di deposizione (fig.3.31) ed è indicato da un *onlap* costiero. Per *onlap* costiero si intende la progressiva progradazione verso terra dei depositi costieri (fasce litorali, piane costiere o piane alluvionali) di una data sequenza sedimentaria (Vail *et al.*, 1977). I *toplap* indicano i riflettori sismici al limite superiore di una sequenza (Mitchum Jr *et al.*, 1977). Quasi tutte le sequenze mostrano un *onlap* costiero per lo più continuo durante la loro deposizione. Tuttavia, nell'andamento dell'*onlap* costiero si sviluppano periodicamente importanti episodi di

spostamento verso il mare aperto (*downward shift*). Le variazioni dell'*onlap* costiero non vanno equiparate alle variazioni relative del livello del mare e non si deve parlare di variazioni globali del livello marino ma piuttosto di variazioni globali dell'*onlap* costiero.

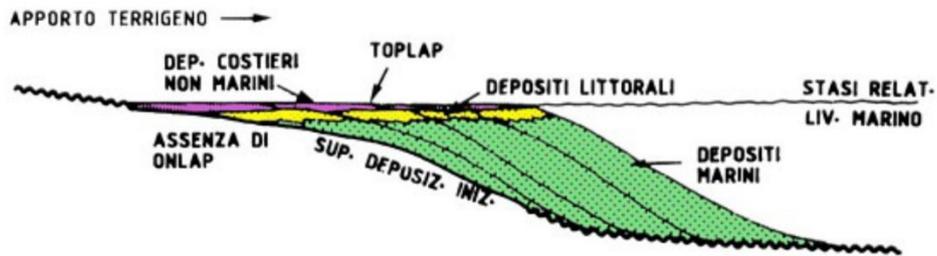


Figura 3.31: L'*onlap* costiero, con le sue componenti orizzontali e verticali, indica un relativo sollevamento del livello del mare. Questo sollevamento consente ai depositi costieri di progredire al di sopra della superficie deposizionale iniziale (Vail *et al.*, 1977).

Il sollevamento relativo del livello marino può essere misurato quantitativamente con accuratezza dove i sedimenti litorali si sovrappongono in *onlap* alla sottostante superficie deposizionale. L'entità del sollevamento relativo del livello marino viene determinato usando sia la componente verticale (aggradazione) che quella orizzontale dell'*onlap* costiero (fig.3.32).

I dati ricavati dalla stratigrafia sequenziale va comunque correlata ad altri parametri geologici, biologici e archeologici, in quanto, la geometria degli *onlap* e *toplap* riflette l'equilibrio tra velocità di variazione del fondo marino ed il tasso di sedimenti e non sono necessariamente correlabili con i cambiamenti del livello del mare.

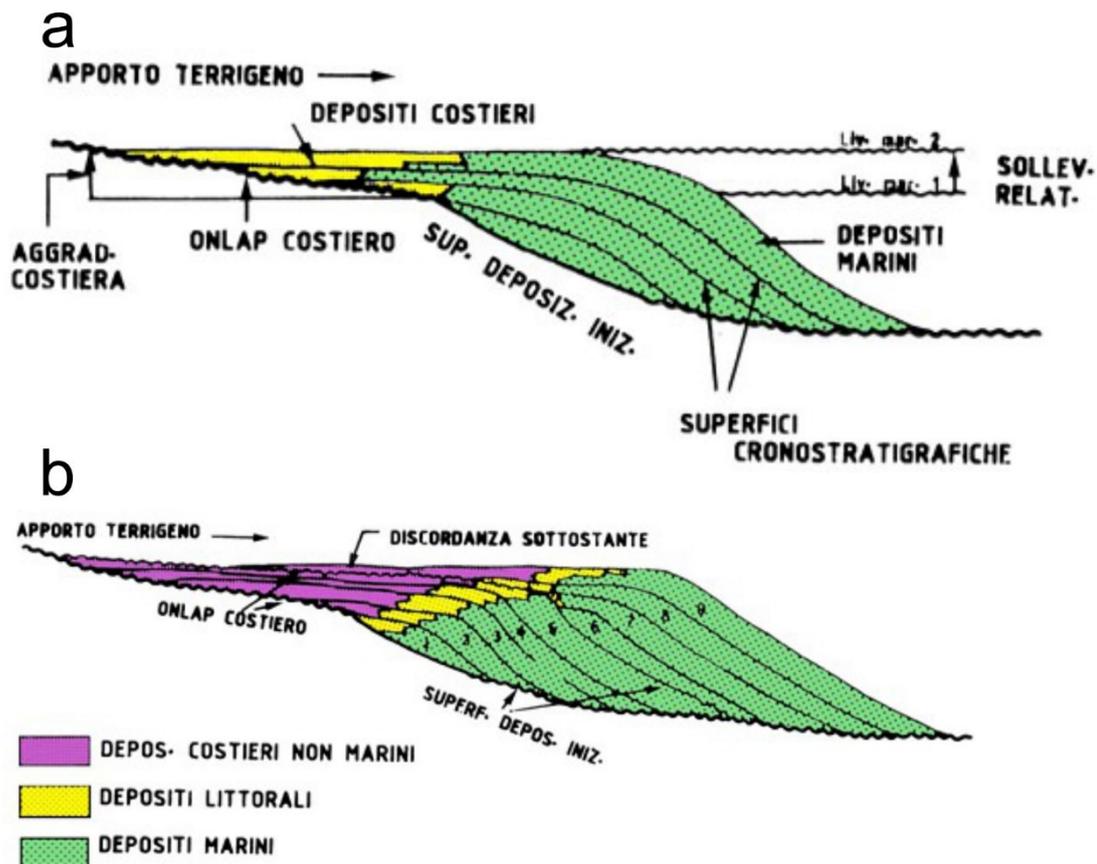


Figura 3.32: La geometria di tipo *toplap* sta ad indicare una fase di stasi relativa del livello del mare. Senza che si verifichi un sollevamento relativo del livello del mare, i depositi continentali non possono ingredire la zona verso terra (Vail *et al.*, 1977); b, la geometria di tipo *toplap* sta ad indicare una fase di stasi relativa del livello del mare. Senza che si verifichi un sollevamento relativo del livello del mare, i depositi continentali non possono ingredire la zona verso terra (Vail *et al.*, 1977).

4. Biocostruzioni del Mar Mediterraneo

Molti sono i tipi di bioconcrezioni note nel mondo, soprattutto nella parte occidentale del Mediterraneo. Sono formazioni complesse, sulle quali a volte è possibile anche camminare, costituite da alghe vive e morte. In alcune si osserva una certa prevalenza della componente animale su quella vegetale, come ad esempio nel *coral reef*, in cui i madreporari dominano sulle alghe calcaree, oppure nel *trottoir* a vermetidi, in cui la *corallinacea Neogoniolithon* è limitata ad una attività cementante. In altri casi è la componente vegetale, costituita proprio da *Corallinales*, a concorrere in modo rilevante, persino dominante, alla formazione di bioconcrezioni, per lo più paucispecifiche: tra le forme fisse al substrato solido, è il caso degli *encorbellements*; tra le forme insediate su substrati mobili è il caso delle rodoliti.

Nonostante la grande varietà, la loro diffusione può essere limitata a porzioni del Mar Mediterraneo, come ad esempio la *Lithophyllum byssoides* (fig.3.33) che è presente in tutti gli oceani, ma nel Mar Mediterraneo questa specie è segnalata (Babbini & Bressan, 1997) prevalentemente nella regione occidentale.

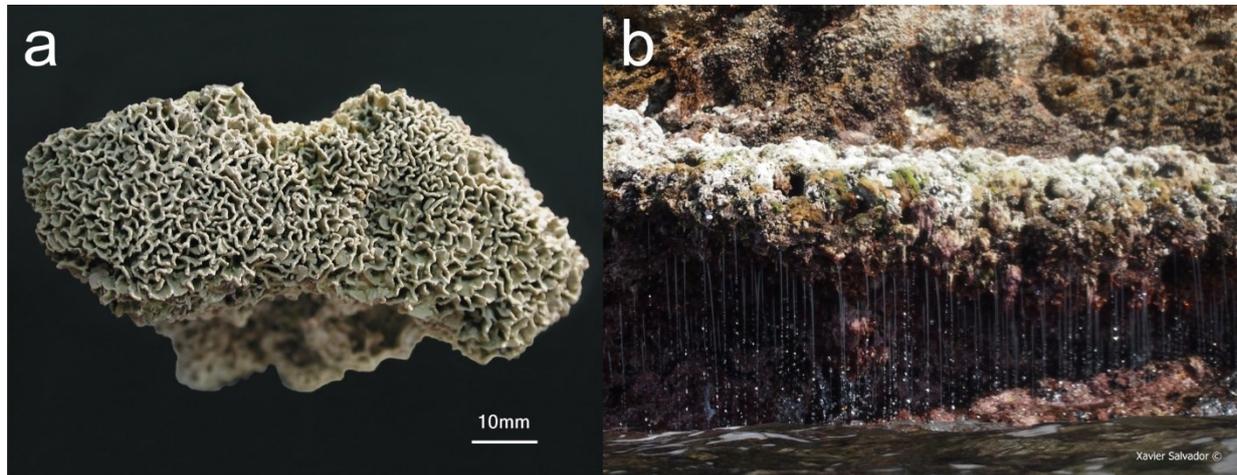


Figura 3.33: *Lithophyllum byssoides* vista allo stereomicroscopio (a; foto G. Bressan); b; particolare del rim algale (foto Xeviar Salvador, 2013).

Un "encorbellement" a *Lithophyllum Byssoides* è la formazione più frequente del bacino Mediterraneo occidentale, si trova di solito leggermente al di sopra del livello medio del mare (Fig. 2a), nella zona in cui frangono le onde (piano Mediolitorale); si sviluppa su substrato roccioso, sia calcareo, vulcanico o cristallino, dove c'è un sostanziale bilanciamento con l'azione delle maree (Molinier & Picard, 1953; Pérès & Picard, 1964); è quindi la costruzione biologica del dominio bentonico più elevata sul livello del mare. Quando l'acqua è calma il trottoir emerge completamente, il suo bordo esterno si trova così a 20-30 cm al di sopra dell'acqua.

La "corniche" a *Corallina* si sviluppa sulle pareti rocciose verticali, spesso ombreggiate, con profondità che vanno dalla superficie a qualche metro. Si tratta, dunque, di una formazione infralitorale legata alle pareti in ombra, vicine alla superficie ed esposte all'azione del mare. Molto spesso la "corniche" superiore è situata immediatamente al di sotto e all'ombra della "corniche" mediolitorale a *Lithophyllum Byssoides* (fig.3.34).

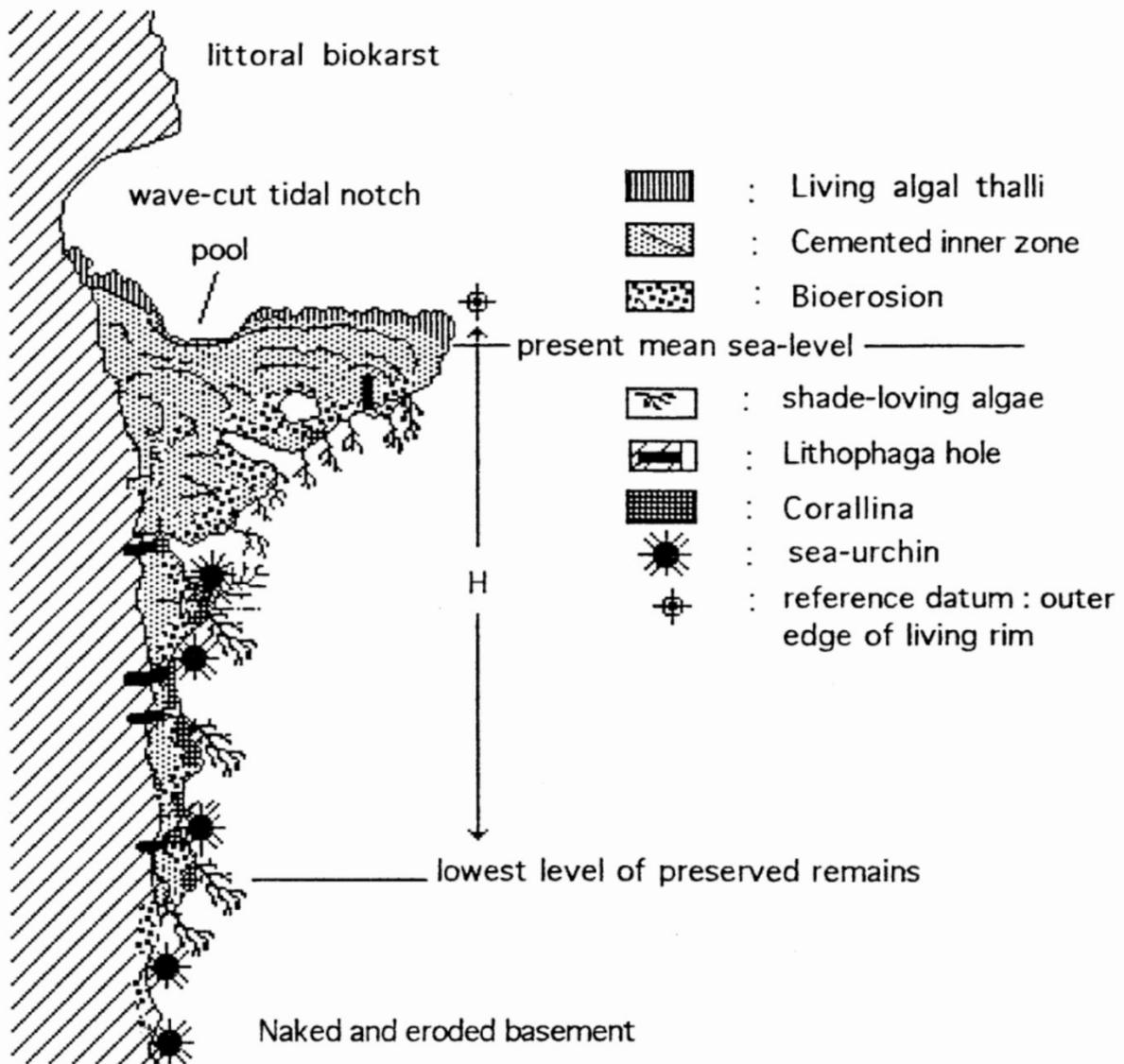


Figura 3.34: Profilo schematico di una scogliera carbonatica che mostra la disposizione di una frangia a *Lithophyllum*, sviluppata alla base di un solco di battente (Laborel & Laborel-Deguen, 1994).

Questi archivi naturali, seppur affidabili e con un'ottima riproducibilità del dato, risentono dalla mancanza di dettaglio e di una risoluzione insufficiente per gli ultimi secoli inoltre la Campania è rappresentata da pochi punti d'analisi o del tutto assente.

Anche considerando questo aspetto, la veloce crescita, la vasta diffusione e la stretta relazione con il livello marino rendono le frange a *Lithophyllum* un ottimo indicatore biologico per la valutazione dei moti relativi del mare. Infatti, in presenza di fattori che determinano movimenti relativi del livello marino le strutture delle scogliere (alge) vengono profondamente incise ma non distrutte ed i loro resti erosi possono ancora essere usati come marcatori a livello marino (fig.3.35) (Laborel & Laborel-Deguen, 1994). In caso di sollevamento rapido la conservazione dei

resti elevati dipende sia dalla rapidità che dall'ampiezza verticale dello spostamento e le variazioni eustatiche del livello marino vengono registrate nello spessore dell'orlo a *Lithophyllum* nel Mediterraneo.

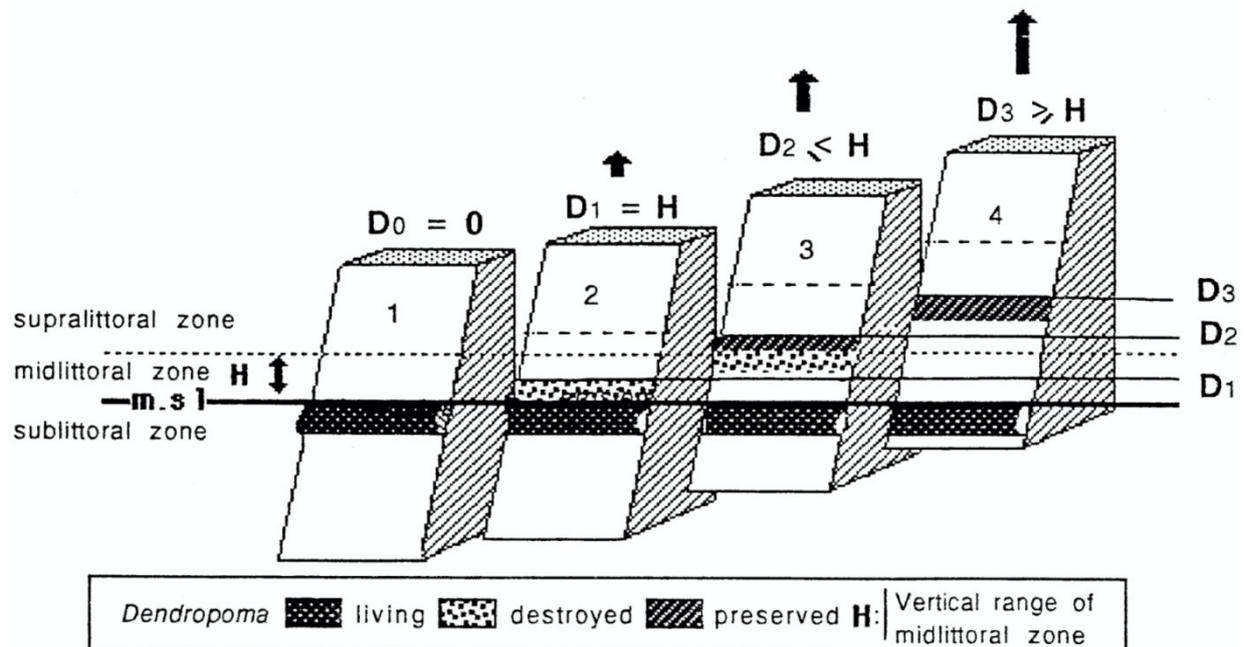


Figura 3.35: Schema che illustra come al sollevamento tettonico corrisponda un inspessimento dell'orlo a *Lithophyllum* o la formazione di livelli fossili. Se la velocità di sollevamento (D) è bassa (blocco 2) la frangia viene rialzata e portata nella zona di erosione mediolitorale distruggendosi in pochi anni. Nel caso di un sollevamento più rapido (blocchi 3 e 4) parte o tutta la frangia viene portata in alto nella zona sopralitorale preservandosi (Laborel & Laborel-Deguen, 1994).

5. Frange a Litodomi

Lithophaga lithophagus (Linnaeus, 1767) è un lamellibranco della famiglia mitilidi, è simile a un dattero per forma e colore, infatti, viene chiamato comunemente dattero di mare. Le larve vaganti di questa specie, che emanano una debole luminescenza, si fissano mediante un bisso alle rocce calcaree; successivamente, mediante secrezione acida, intaccano la pietra e vi scavano una nicchia, in cui trascorrono tutta la vita. Ha una crescita molto lenta, mediamente un esemplare che misura 5 centimetri ha un'età di circa 20 anni (fig.3.36).

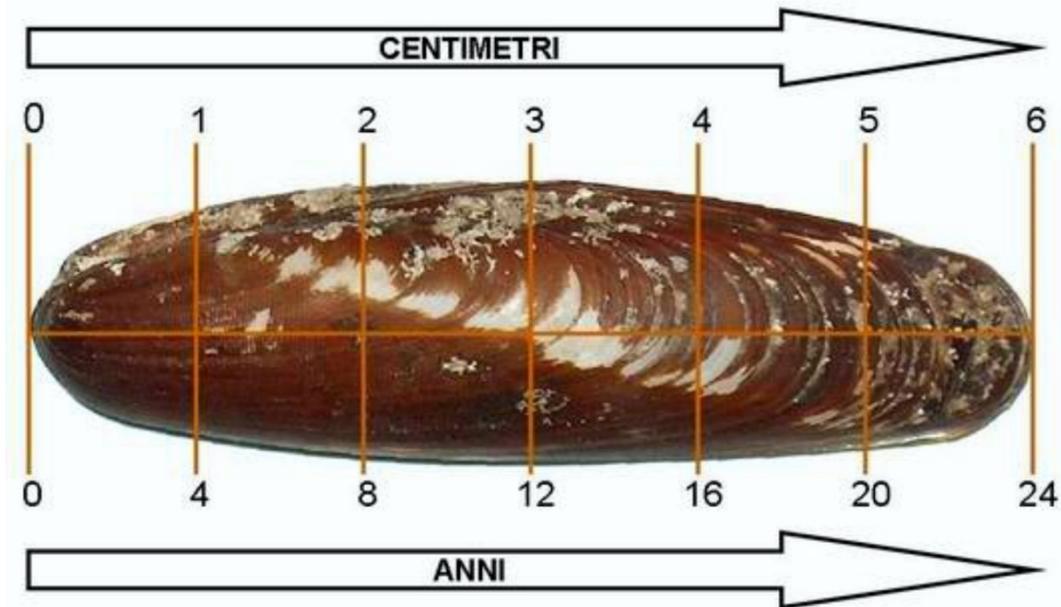


Figura 3.36: Esempio di tasso di crescita medio anno della *Lithophaga lithophagus* in relazione alla dimensione dell'organismo (foto V. Fontana 2013).

Per la prima volta la presenza di fori di litodomi lungo le pareti del Tempio di Serapide venne studiate dall'Abate Scipione Breislak (1792) ed utilizzata per la ricostruzione dei moti verticali dell'area di Pozzuoli. Egli infatti, ritenne che tale fenomeno si fosse verificato o a seguito di variazioni del livello del mare o di variazioni del livello del suolo. Infatti, i litodomi vivono in un ambiente costiero intertidale che li rende un buon indicatore biologico degli antichi livelli marini. Questo indicatore è particolarmente utile se all'interno dei fori è presente ancora il guscio del mollusco, in quanto databile. Va considerato che, se la crescita dei litodomi è fortemente legata al livello marino, l'ambiente idoneo alla sopravvivenza del mollusco arriva sino ai 20 m di profondità e con una massima colonizzazione tra il livello marino e i 2 m di profondità. Pertanto, nell'estrapolazione delle quote degli antichi livelli marini dai fori di litodomi va considerata questa incertezza.

6. Frange a Litophagella

Gastrochaena dubia (Pennant, 1777), appartenente alla famiglia dei Trapezidae, da adulto ha dimensioni di 25 mm, presenta un bordo spesso ed irregolare ed un'area anteriore ridotta, arrotondata con margine ventrale più o meno dritto (Lamarck, 1819).

Vive in ambiente marino ma predilige un ambiente con acque torbide e leggermente salmastre, ovvero lagunare o palustre. Diffuso in tutto il Mar Mediterraneo, si estende fino a nord della

Bretagna. Nidificante, vive in fessure e fori, ma a differenza della *Lithophaga lithophagus*, per forare le rocce utilizza oltre all'attacco acido anche quello meccanico, per cui, può aderire e introdursi in qualsiasi litologia (fig.3.37). Il massimo sviluppo dei fori si ha nella fascia sommersa tra i 50 cm e 2 m di profondità, l'abbinamento a veloci tassi di crescita rende la *lithophagella* un ottimo indicatore del livello marino (fig.3.36).



Figura 3.37: Fori di *Gastrochaena dubia* osservati per la prima volta all'interno dell'Ignimbrite Campana nell'area di Sinuessa (Mondragone; foto C. Minopoli, 2015).

7. Frange a Balanidi

I balanidi fanno parte della famiglia di Crostacei Cirripedi Toracici, comprendente forme marine fisse, prive di peduncolo con scheletro calcareo di 4-6 piastre disposte intorno all'animale, cui si uniscono altre piastre che chiudono a guisa di opercolo la parte superiore del nicchio. Spesso aggregati, vivono attaccati agli scogli, sulle conchiglie e sono caratterizzati da 6 appendici biramose ed un tasso di crescita molto lento. Vivono completamente immersi in acqua, su scogli dove scorrono rilevanti correnti marine che trasportano cibo, anche se possono sopportare brevi periodi di emersione. La profondità massima a cui si ritrovano i balanidi è nell'ordine di pochi decimetri al di sotto della bassa marea. Se ritrovato fossile risulta un ottimo bioindicatore degli antichi livelli marini (fig.3.38). La precisione ottenuta dai balanidi varia da più o meno pochi centimetri quando il limite superiore della popolazione è continuo, fino a circa 10

cm quando è sparso o meno conservato (Laborel & Laborel-Deguen, 1994). Nel caso non sia presente un substrato duro, può essere considerato il livello superiore come indicatore del livello del mare in epoca passata e la precisione risulta di $\pm 0,2$ m (Morhange *et al.*, 1996).



Figura 3.38: a, frangia di balanidi (evidenziati con la freccia rossa), sui piloni in cemento armato del molo dell'Italsider (Bagnoli), sollevata durante la fase positiva del bradisismo (foto C. Donadio, 1990).

Le relazioni tra il livello marino e gli indicatori morfologici e biologici, sono riassunti nella figura seguente (fig.3.39).

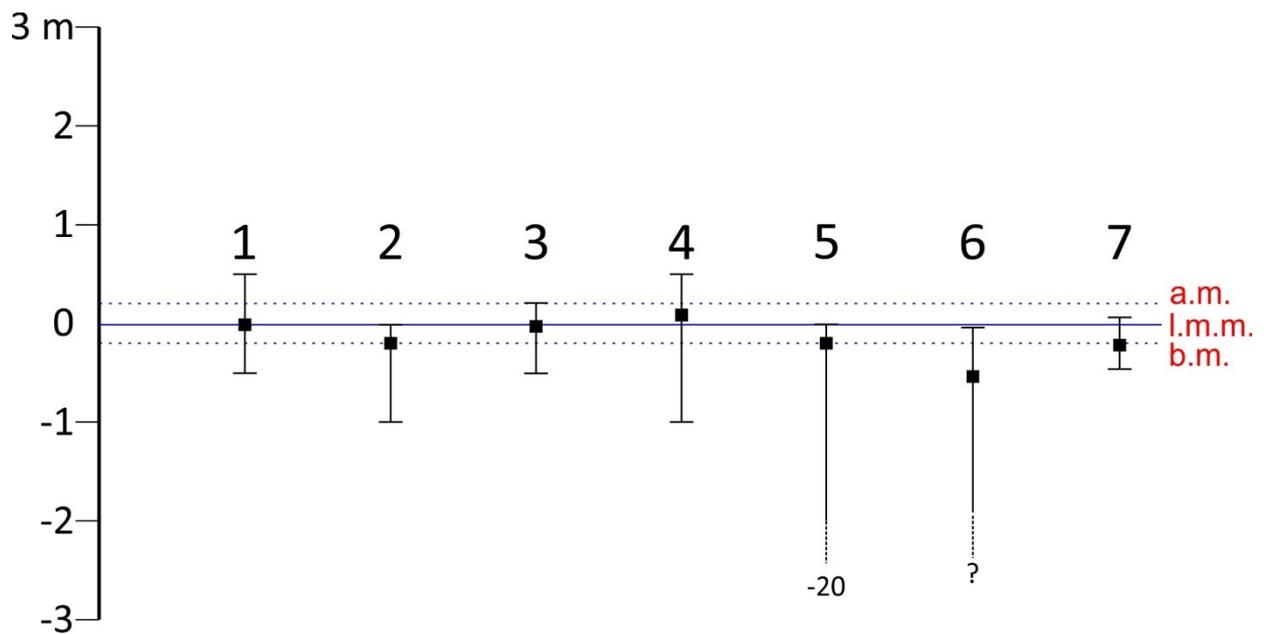


Figura 3.39: Confronto tra i differenti indicatori (quadrati neri) morfologici e biologici per la valutazione dei moti verticali del suolo nel Pleistocene e Olocene; 1, solco di battente, 2, piattaforma d'abrasione; 3, indicatore stratigrafico; 4, *rim* algale; 5, frangia a litodomi; 6, frangia a lithophagella; 7, frangia a balanidi; a.m., alta marea; l.m.m., livello medio marino; b.m., bassa marea. In nero sono rappresentate le barre d'errore degli indicatori. Per i dettagli consultare il testo.

Allo stato attuale delle conoscenze, attraverso l'integrazione dei dati di letteratura e i nuovi rilievi geomorfologici e geoarcheologici condotti nell'area Campana, è stato possibile integrare con nuovi elementi il vasto archivio di indicatori delle variazioni relative del livello marino.

CAPITOLO 4 : INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO DELLA CAMPANIA

Le coste campane (fig. 4.1) sono contraddistinte da un'alta variabilità litologica e morfologica connessa alla sua storia geologica e dinamico-evolutiva. Infatti, estesi e profondi prismi litorali sabbiosi, antistanti alle pianure alluvionali dei maggiori corsi d'acqua (Garigliano, Volturno, Sele, Irno, Sarno, Mingardo), si alternano a ripide falesie costiere, di natura carbonatica, piroclastica o lavica, spesso formate da alternanze litologiche verticali ed orizzontali di varia genesi. L'articolata fisiografia delle falesie, di frequente si raccorda alle esigue spiagge ciottoloso-sabbiose presenti nelle insenature (*pocket beaches*).

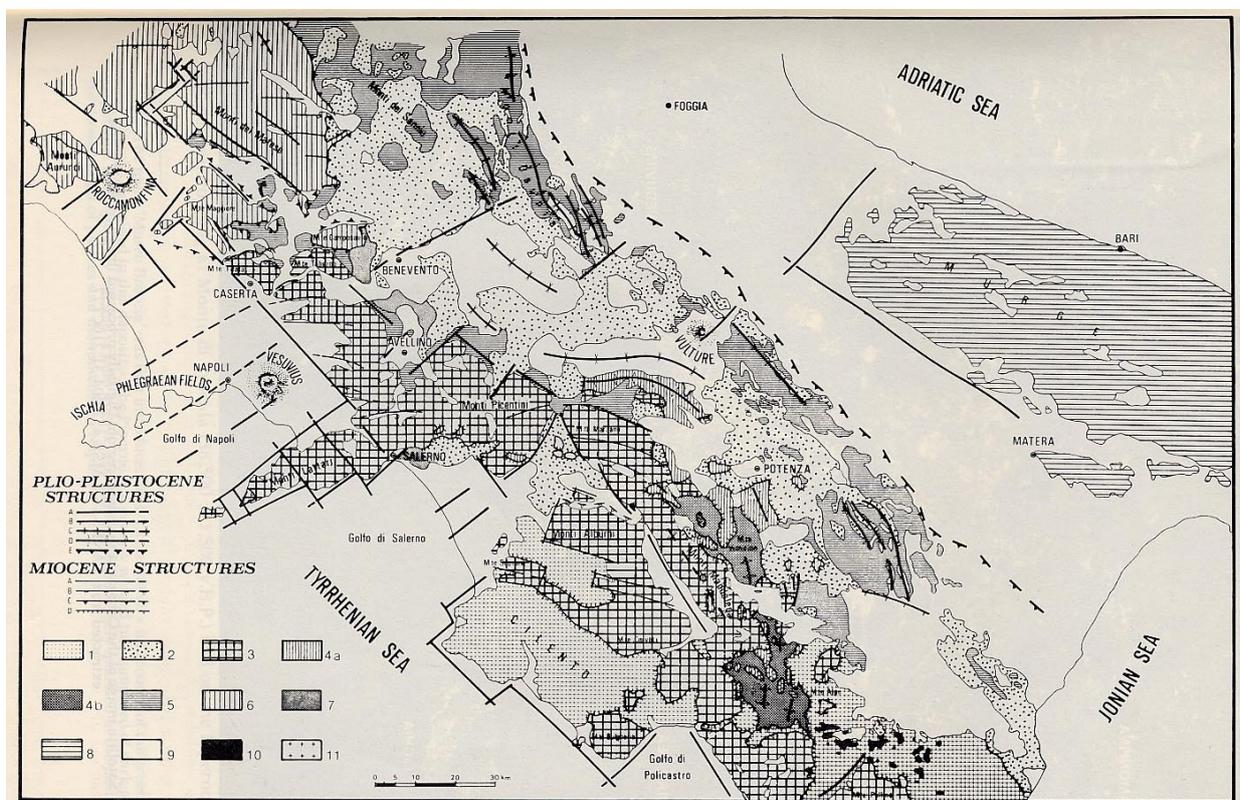


Figura 4.1: Schema geologico semplificato della Campania (da Ippolito et al., 1973). Strutture plio-pleistoceniche: A) faglia normale; B) faglia inversa; C) asse di sinclinale; D) asse di anticlinale; E) limite di sovrascorrimento sepolto nella Fossa Bradanica. Strutture mioceniche: A) faglia normale; B) faglia inversa; C) sovrascorrimento tortoniano; D) sovrascorrimento langhiano. 1) Unità Silentina e del Frido; 2) Unità Sicilide; 3) Unità di M. Foraporta, M. della Maddalena, Alburno-Cervati e M. Bulgheria-Verbicario; 4) Unità di Lagonegro Superiore (a) ed Inferiore (b); 5) Unità Irpinidi; 6) Unità di Frosolone, Matese, M. Maggiore e M. Croce; 7) Unità di Altavilla; 8) Unità Apulo-Garganica; 9) sedimenti quaternari; 10) rocce metamorfiche (serpentine, gabbri, diabasi); 11) gneiss granitici.

La strutturazione della fascia costiera è stata controllata dalla mutua interazione tra eventi tettonici e variazioni glacio-eustatiche del livello marino che ha contribuito allo sviluppo delle varie unità fisiografiche costiere ed alla genesi di forme più recenti impostate su paesaggi ereditati. Questi ultimi sono stati modellati in condizioni tettono-climatiche diverse dalle attuali, manifestatesi sia prima sia nell'arco del Quaternario e soprattutto negli ultimi 10.000 anni (Olocene), pertanto negli attuali paesaggi costieri campani sono riconoscibili sia differenti stili tettonici sia geindicatori tipici di sistemi morfoclimatici non più attivi.

Inquadramento geologico-strutturale della Piana Campana

La Piana Campana si presenta come un *graben* riempito da materiale alluvionale e piroclastico (fig.4.2) che si è sviluppato in seguito alla tettonica distensiva che ha interessato il margine tirrenico a partire dal Plio-Pleistocene, esplicatasi attraverso lineamenti di faglie in direzione nordovest-sudest, nord est-sudovest ed est-ovest, che hanno ribassato le unità sedimentarie meso-cenozoiche affioranti ai bordi della piana.

Le faglie normali con andamento NE-SO ed immergenti a SE, danno origine a *semigraben* riempiti da materiale quaternario e a blocchi piegati, immergenti verso NW. Le faglie E-W sono invece caratterizzate da cinematica laterale sinistra (Torrente *et al.*, 2010) e sono più antiche delle precedenti (Miocene medio-superiore).

La messa in posto delle coltri sedimentarie è avvenuta durante il Mesozoico in ambiente di mare da basso a profondo: i banchi calcarei così costituiti furono successivamente impilati in una serie di falde a sovrascorrimento e pieghe est-vergenti durante l'orogenesi appenninica.

Le faglie con andamento NO-SE, rappresentano strutture multifasiche caratterizzate da una più antica cinematica normale seguita da una di tipo *strike-slip* (principalmente laterale sinistra). Queste faglie, formatesi nel Pleistocene inferiore, diedero origine alle strutture ad *horst* e *graben*.

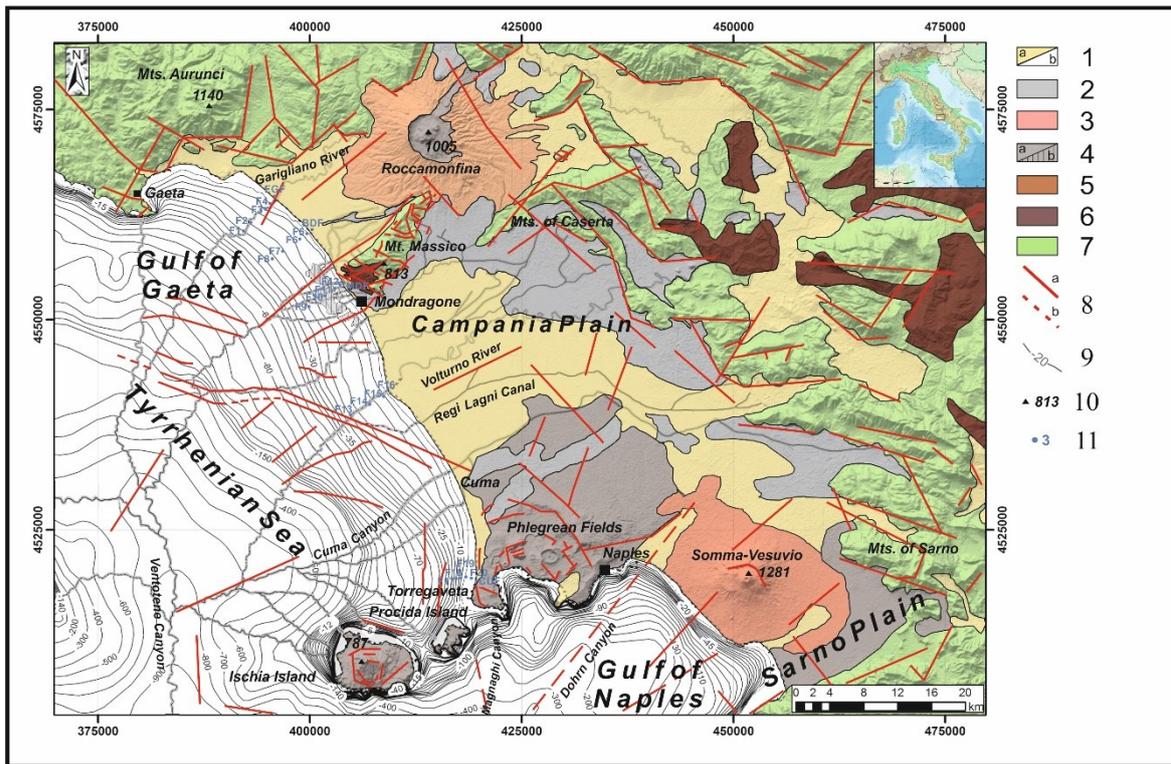


Figura 4.2: Carta geologica del settore settentrionale della Campania e di quello meridionale del Lazio (Pennetta *et al.*, 2016), legenda: 1, rocce sedimentarie, a, rocce piroclastiche rimaneggiate, fluvio-marine, lacustri e depositi eolici della Piana Campana; b, 1) rocce sedimentarie: (a) piroclastiti rielaborate, depositi fluvio-marini, lacustri ed eolici della Piana Campana; (b) fondali con depositi limoso-sabbioso dei golfi di Napoli e Gaeta (Quaternario); 2) lave, piroclastiti e depositi vulcanoclastici dei Campi Flegrei, delle isole di Ischia e Procida (tardo Quaternario); 3) lave e piroclastiti del Monte Somma-Vesuvio (Pleistocene superiore -Olocene); 4) Ignimbrite Campana: (a) continentale; (b) affioramento sommerso (~39.ka BP); 5) lave e piroclastiti del vulcano Roccamonfina (Pleistocene medio -superiore); 6) depositi terrigeni in *facies* di *flysch* (Miocene); 7) rocce carbonatiche (Meso-Cenozoico); 8) faglia: (a) esposta, (b) presunta o sepolta; 9) batimetria (-m s.l.m.); 10) punto quotato (m s.l.m.).

Nella Piana Campana tali unità sono state ribassate e dissecate in una serie di *horst* e *graben*, a profondità maggiori di 3 km come testimoniano alcune perforazioni profonde effettuate dall'Agip (~3 km) che non hanno rivenuto il *top* di tali unità. Inoltre, la struttura sepolta al di sotto del riempimento del *Graben* Campano, come desunta dai dati di prospezioni geofisiche e di pozzi profondi, evidenzia che il *top* del substrato calcareo è generalmente caratterizzato da un andamento a gradinata di faglie dirette con blocchi ribassati verso il centro della piana e verso il Tirreno (Cinque *et al.*, 1987 *cum bibliografia*).

L'interpretazione delle anomalie gravimetriche ha consentito di stimare per il basamento carbonatico una profondità media di circa 2 km, con V_s che va da 2.30-2.40 a 2.85-

3.15 km/s (Costanzo & Nunziata, 2014), che aumenta a circa 3 km nelle aree dei *graben* del Volturno e di Acerra (Carrara *et al.*, 1973; Capuano & Achauer, 2003; Berrino *et al.*, 1998; Cubellis *et al.*, 2001).

Tuttavia, la presenza di corpi di lava all'interno dei carbonati, non può essere esclusa alla luce della stessa densità e delle velocità sismiche. A maggiore profondità, la caratteristica principale è rappresentata da un forte incremento della velocità intorno a 8-9 km di profondità (V_s di 3.85 km/s), attribuibile alla presenza di rocce metamorfiche che sovrastano un basso livello di V_s (5% riduzione della velocità), a circa 14-15 km di profondità.

Inquadramento geomorfologico del litorale Falerno-Domitio

La pianura costiera minore di Mondragone è caratterizzata da una forma trapezoidale strutturata dalle faglie appenniniche, sia a NO che a SE, e si estende dai piedi del monte Massico (da Monte Cicoli, a NO, fino al Monte Petrino, a SE) fino alla costa tirrenica (fig.4.3)

Le *facies* costiere sono caratterizzate da depositi in continuità con quelli della pianura del fiume Garigliano, con sedimenti Olocenici verso mare e Tirreniani nell'entroterra.

La recente duna, parallela alla costa, è formata da sabbie di spiaggia attuali, grigio giallastro con granuli di quarzo e calcare (Pennetta *et al.*, 2011a). L'antica paleo-duna, sub-parallela alla linea di costiera, raggiunge un'altezza massima di 5 m s.l.m. è ubicata circa 3 km verso l'interno rispetto alla riva attuale ed è costituita da sabbie di quarzo debolmente cementate e rubefatte, contenenti sedimenti incoerenti piroclastici (Abate *et al.*, 1998).

I depositi di argilla e argilla sabbiosa con abbondanti livelli di *humus* e torba, che si rinvencono nell'area retrodunare, sono legati ad ambienti limno-palustri che si sono sviluppati nelle zone precedentemente occupate da stagni: tale pianura è solcata da una serie di fiumi paralleli, orientati a NE e SO, provenienti da Mt. Massico. Questi corsi d'acqua sono i relitti della più vasta rete fluviale, con *pattern* dendritico (Donadio *et al.*, 2015), che durante massimo picco glaciale würmiano (*Last Glacial Maximum*, LGM; ~18 ka BP) hanno creato profonde incisioni subrettilinee: le loro tracce sono i canali rettili dissecati nel banco ignimbrico messo in posto circa 39 ka BP (De Vivo *et al.*, 2001).

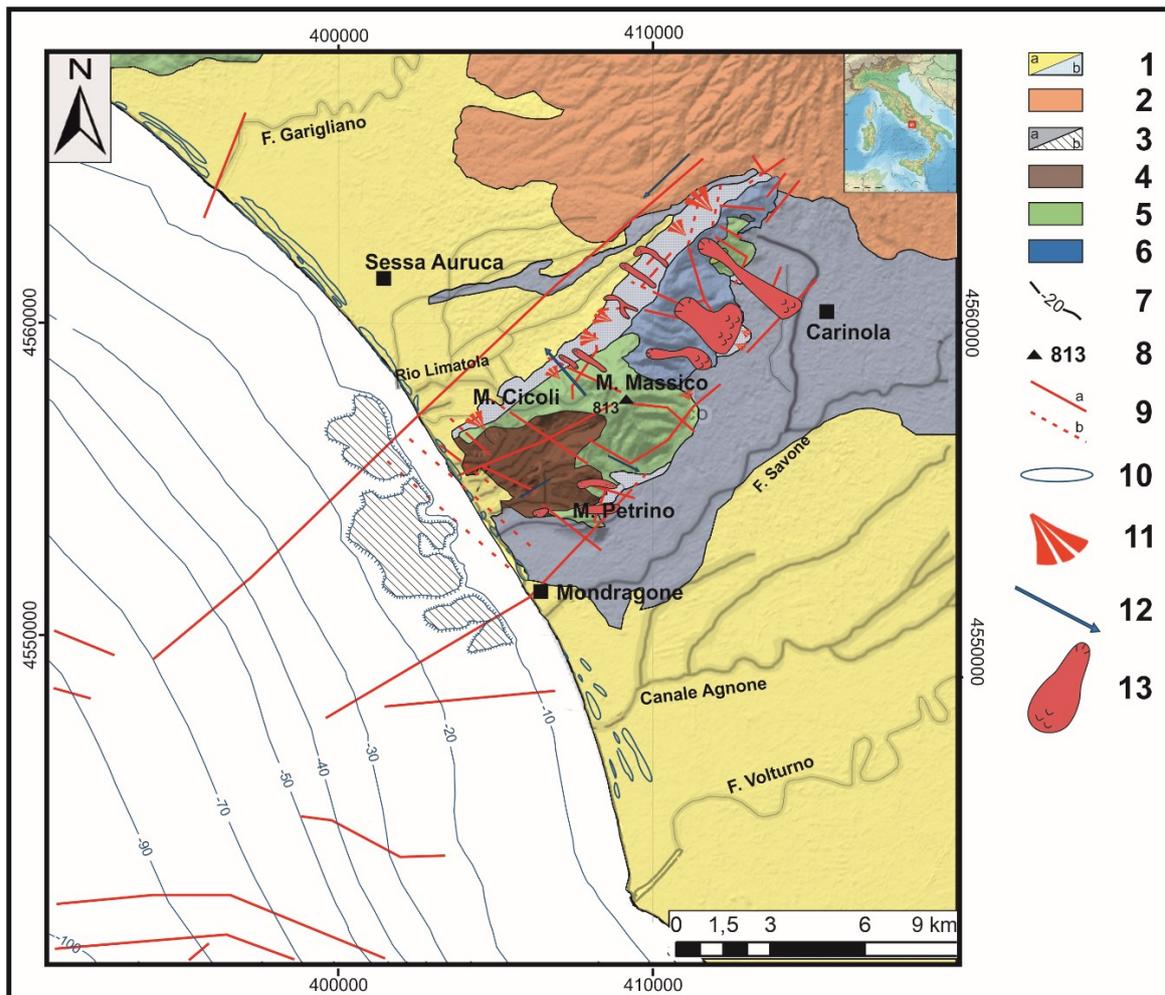


Figura 4.3: Carta geomorfologica del Litorale Falerno-Domizio; legenda: 1, rocce sedimentarie: a, piroclastiti rimaneggiate, depositi fluvio-marini, lacustri ed eolici della Piana Campana; b, fondali limoso-sabbioso dei golfi di Napoli e Gaeta (Quaternario); 2, lave e piroclastiti del Roccamonfina (Pleistocene medio-superiore); 3, Ignimbrite Campana (~ 39 ka BP, De Vivo *et al.*, 2001), a, emersa, b, sommersa; 4, depositi terrigeni in facies di *flysch* (Miocene); 5, calcari finemente detritici o a pasta fine, biancastri o avana, ben stratificati, alteranti a calcari dolomitici e dolomie con intercalazioni di livelletti calcarei a struttura conglomeratica con matrice argillosa; 6, calcari a pasta fine oolitici, finemente detritici in strati e banchi e dolomie granulari, a volte prevalenti, grigie e biancastre in grossi strati talvolta con impregnazioni bituminose (Lias superiore); 7, batimetrie (-m s.l.m); 8, punto quotato (m s.l.m); 9, faglie: a, esposte, b, presunte o sepolte; 10, dune, assi di culminazione; 11, cono detritico; 12, incisione fluviale; 13, corpo di frana.

La costa è caratterizzata da una spiaggia sabbiosa, formata da sedimenti provenienti dal Fiume Garigliano e da alcune zone più a nord; l'uso di traccianti artificiali (Cocco *et al.*, 1988) e recenti studi morfologici (Pennetta *et al.*, 2011a; Pennetta *et al.*, 2011b; Pennetta *et al.*, 2016) mostrano che i sedimenti forniti dal Fiume Garigliano sono prevalentemente soggetti a deriva

litorale proveniente dal nord a sud. Le sabbie giallognole o marrone della spiaggia attuale e delle dune si affacciano lungo la costa da Castel Volturno (SE) a Gaeta (NO), con la massima larghezza di 700 e 800 m alla foce del Fiume Volturno. Frequentemente si rinvenno pomice biancastre grossolane spiaggiate sulle coste del litorale Flegreo-Domitio per opera del *drift* litoraneo e delle correnti marine superficiali che le trasportano fin dalle Isole Eolie (Donadio *et al.*, 2017b). Alla foce dei corsi d'acqua minori, la sabbia è grigio-nerastra a causa dell'arricchimento con magnetite e biotite provenienti dalla degradazione delle rocce vulcaniche del Roccamonfina (Bergomi *et al.*, 1969).

La scarpata continentale è leggermente inclinata, con ampiezza massima al di fuori del fiume Garigliano (~20 km) e minima a Cuma (~10 km), inoltre, il passaggio alla scarpata superiore si individua intorno alla profondità di 120/130 m (Got *et al.*, 1985). Alla foce, entro 50 m di profondità, la curvatura pronunciata delle isobate verso mare è dovuta al recente e attuale complesso fluviale del Garigliano (Pennetta *et al.*, 1998): questo *fan* delta è anche osservato vicino alla costa, nella spiaggia sommersa, fino a 10 m di profondità (Donadio, 2010).

Dall'epoca greco-romana, fino alla metà degli anni '50, il litorale è stato interessato da una generale fase di progradazione e stabilità della linea di riva, con sviluppo di un cordone dunare, esteso senza soluzione di continuità e colonizzato da una fitta vegetazione a macchia mediterranea, ad ovest di una duna più antica d'età pre-romana; inoltre, nella zona retrostante la duna più recente, tra i due cordoni dunari, si sono sviluppati nel tempo ambienti lagunari e palustri. Dalla seconda metà degli anni '50 e fino ad oggi, invece, l'incremento della domanda di territorio ha causato un generale e spinto arretramento della riva, soprattutto nelle zone circostanti le foci fluviali del Garigliano e del Volturno (Donadio *et al.*, 2017a).

La ricostruzione del moto ondoso lungo il Litorale Falerno-Domitio (fig.4.4) ha evidenziato un *fetch* geografico di 800 km con la frequenza maggiore di eventi ondometrici, per tutto il tratto di litorale in esame, proviene da direzioni comprese tra 187.5° e 212.5. Si osserva, inoltre, che l'altezza d'onda massima riscontrata è di circa 5 m e proviene dall'intervallo 162.5°-167.5° e che il maggior apporto energetico associato alle mareggiate proviene prevalentemente dalle direzioni comprese tra circa 157.5° e 217.5°.

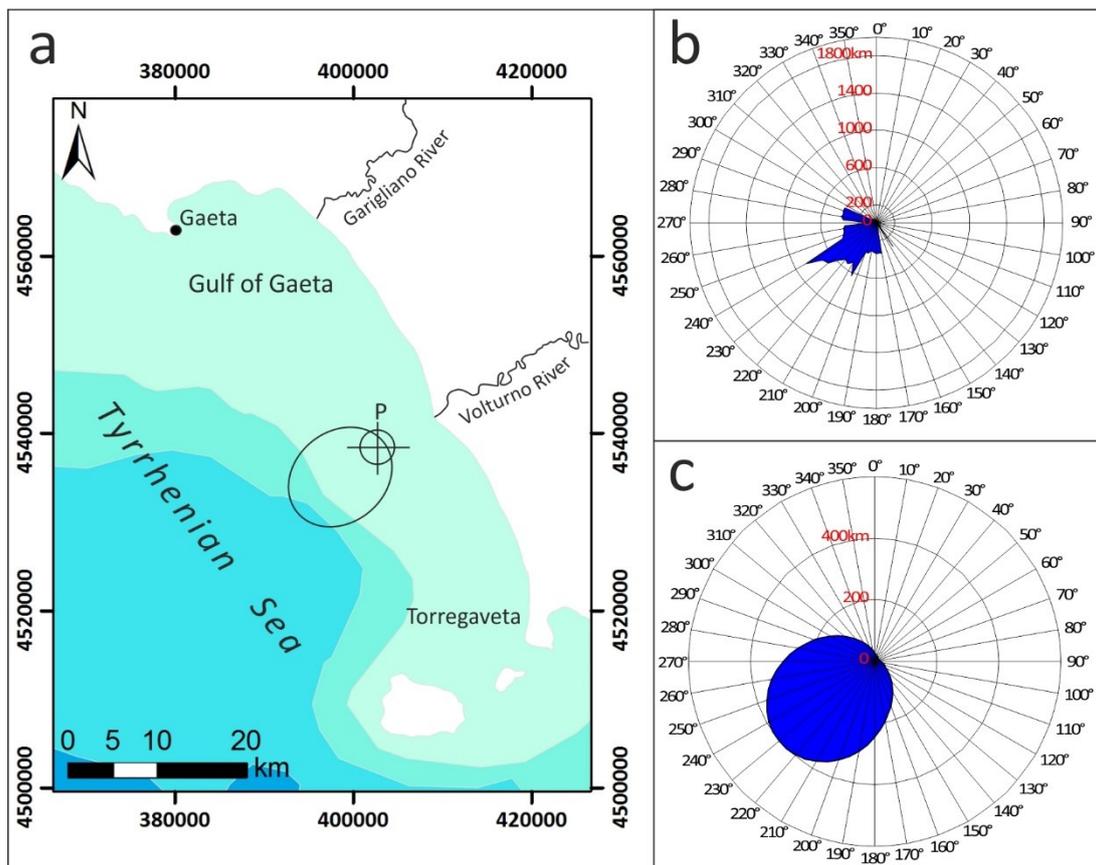


Figura 4.4: Diagramma polare del *fetch* geografico ed efficace, secondo Milano (1977), del tratto di costa con estensione NE-SO; sistema di coordinate WGS84 Zona 33T (Donadio *et al.*, 2017)

Inquadramento geomorfologico della Costa Flegrea-Napoletana

La storia geologica dei Campi Flegrei è stata dominata da due grandi eventi: l'eruzione dell'Ignimbrite Campana (IC ~39 ka BP) e l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (TGN ~15 ka BP; Scarpati *et al.*, 1993) (fig.4.5). Tali eruzioni sono connesse a due episodi di collasso che, sovrapponendosi, hanno generato una caldera complessa che rappresenta la struttura più evidente del Distretto Vulcanico Flegreo. Quest'ultimo comprende il Golfo di Pozzuoli, parte della città di Napoli, le isole vulcaniche di Procida, Vivara ed Ischia, e la parte nord-occidentale del Golfo di Napoli.

In seguito alle fasi tettoniche distensive plio-quadernarie che hanno portato alla formazione della Piana Campana, si è impostato il vulcanismo potassico della Provincia Romana e Campana (Roccamonfina, Campi Flegrei e Monte Somma-Vesuvio).

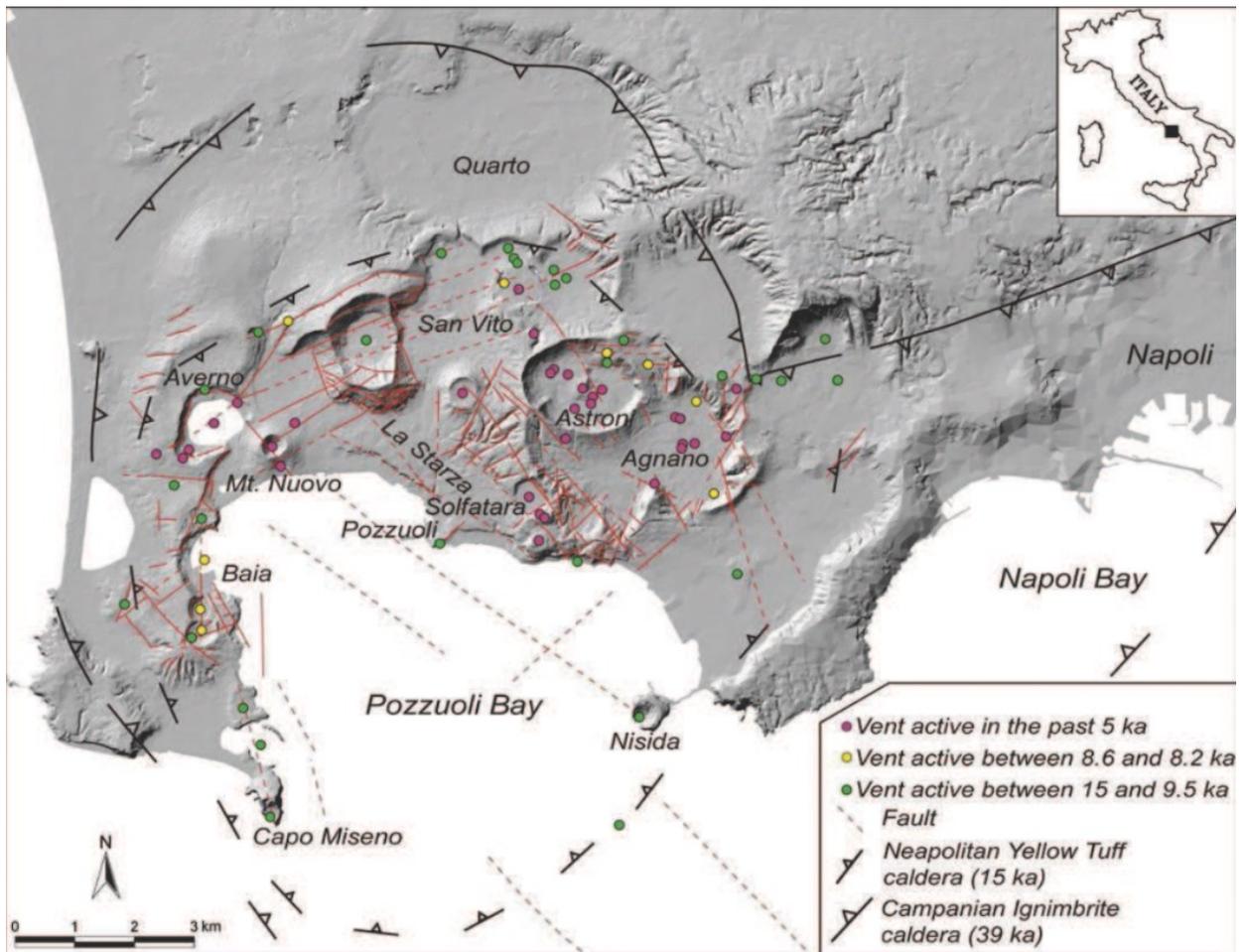


Figura 4.5: Carta strutturale dei Campi Flegrei (Orsi et al, 2009). La figura mostra i bordi della caldera relativi all'eruzione dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano e, con i diversi colori le bocche eruttive dei più recenti eventi eruttivi di quest'area.

Il Golfo di Pozzuoli, con estensione di 8 x 5,5 km, a sud, che rappresenta il settore settentrionale del Golfo di Napoli, è limitata da Capo Miseno a sud-ovest e l'Isola di Nisida a sud-est. La baia si è sviluppata in un contesto geologico (fig.4.6) e clima meteomarina diverso dalla corrente, nel settore costiero dominato dalle onde di una grande caldera. Circa 30 vulcani continentali e 20 sommersi si trovano nel golfo, tra i quali l'attivo Solfatara posto tra le città di Pozzuoli e Napoli. Il paesaggio è stato influenzato da un'intensa attività vulcano-tettonica da Pliocene-Pleistocene, che ha strutturato la costa interagendo con le fluttuazioni del livello del mare quaternario. La regressione di Würm ha causato la deposizione di *fan* alluvionali e sedimenti marini, successivamente parzialmente sollevati da almeno due fasi principali di movimenti di terra verticali (circa 9 e 5 ka BP) che hanno formato la terrazza marina di La Starza a Pozzuoli. Durante l'Olocene la pianura è stata caratterizzata dalla deposizione di depositi piroclastici marini ed alluvionali rimaneggiati erosi dai rilievi terrazzati. La genesi delle lagune

sub-trapezoidali di Fusaro e Miseno, a ovest, e Lucrino, nel settore centrale della baia, sembra iniziare gradualmente dopo la strutturazione vulcano-tettonica del golfo e durante l'aumento del livello del mare postglaciale: in questa fase, la presenza di sedimenti da eruzioni piroclastiche e dinamica litorale era dominante. Anche il contributo sedimentario dei fiumi è stato rilevante, come testimoniano le tracce di una paleo-morfologia fluviale ereditata, ben evidente lungo il fondo del mare. Questa pianura è stata disseccata da fiumi e sollevata e/o abbassata da fenomeni bradisismici fin dai tempi greco-romani, le cui rovine archeologiche sono presenti lungo il fondale fino a circa 5 m di profondità. Le ultime due crisi bradisismiche si sono verificate nei primi anni '70 e '80, con un sollevamento totale di circa 3 m.

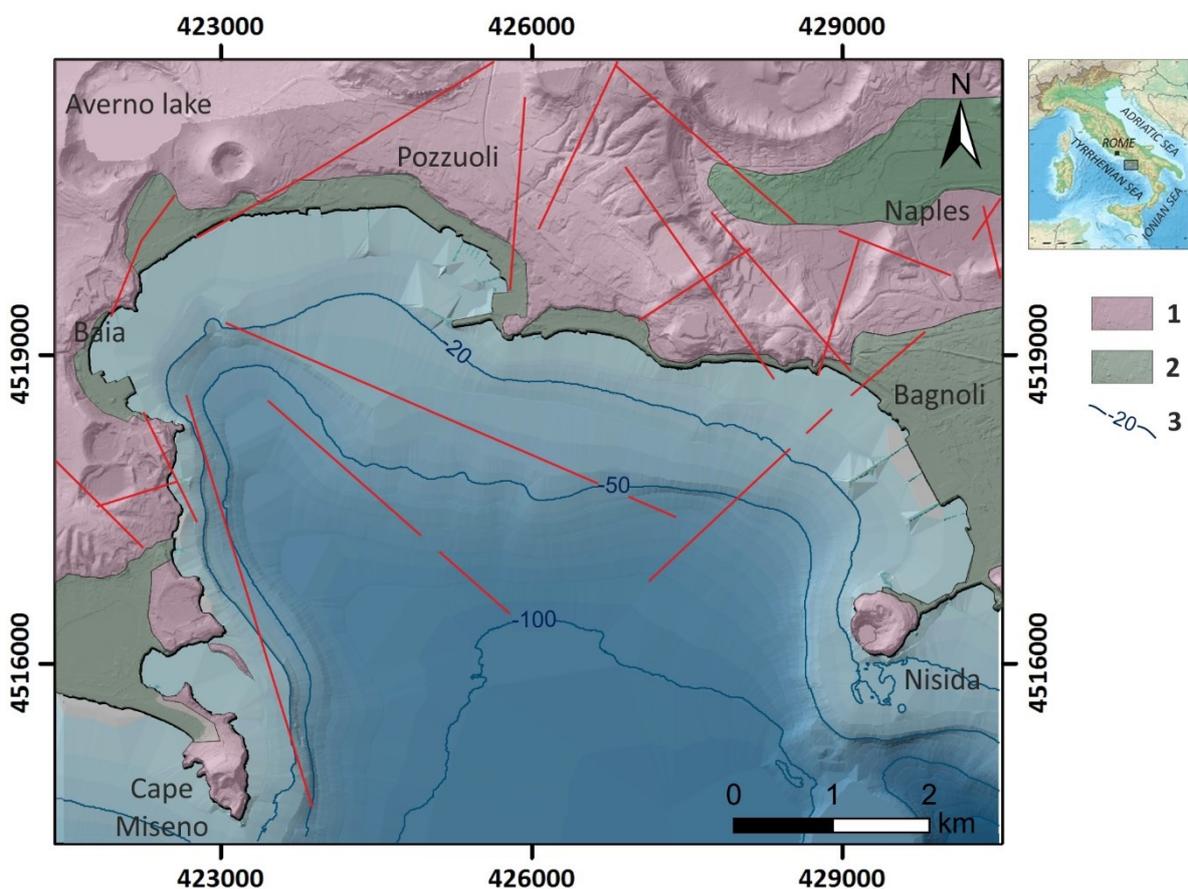


Figura 4.6: Carta geologica semplificata del Golfo di Pozzuoli; Legenda: 1, prodotti piroclastici dei Campi Flegrei (Tardo Pleistocene-Olocene); 2, depositi marini e alluvionali (Olocene); 3, isobate; coordinate geografiche WGS84 zona 33T.

Il Golfo è costituito sia da tratti di costa alta rocciosa che da costa bassa clastica; la loro genesi ed evoluzione è connessa alle caratteristiche vulcaniche, vulcano-tettoniche e bradisismiche che hanno interessato l'area flegrea, tuttora attiva ma in stato di quiescenza, a partire dall'eruzioni piroclastiche del TGN. Nell'arco di questo periodo e soprattutto negli ultimi

10.000 anni (Olocene) nell'area flegrea, le falesie attive si estendono sia tra Capo Miseno e Punta Epitaffio-Stufe di Nerone, formate dal tufo giallo dei relitti vulcani di Capo Miseno e dai tufi grigi delle eruzioni dei Fondi di Baia; nel breve tratto prospiciente Rione Terra a Pozzuoli, le falesie sono modellate nel TGN (De Pippo *et al.*, 1984). La falesia inattiva retrostante il litorale sabbioso è compresa, invece, tra le Stufe di Nerone e Rione Terra e tra Rione Terra e La Pietra. Il litorale sabbioso si estende poi dalla Baia di Bagnoli per circa 2 km tra l'abitato e Coroglio (De Pippo *et al.*, 2000).

Nei restanti settori costieri la spiaggia sommersa è caratterizzata in prevalenza da fondi sabbiosi dalla battigia fino a -20 m, mentre in alcuni tratti presenta radi terrazzi d'abrasione marina, modellati in rocce piroclastiche ed in minor grado laviche, fino a circa -10 m di profondità.

Dai valori del *fetch* geografico ed efficace della costa Flegreo-Napoletana, si osserva che l'altezza d'onda massima riscontrata è di circa 4 m e proviene dall'intervallo 162.5°-167.5°. Inoltre, si nota che il maggior apporto energetico associato alle mareggiate, proviene prevalentemente dalle direzioni comprese tra circa 152.5° e 222.5°.

INQUADRAMENTO DELL'ISOLA D'ISCHIA

L'Isola d'Ischia, ubicata nel settore nord-occidentale del Golfo di Napoli (fig.4.7), costituisce con i Campi Flegrei un'area vulcanica attiva connessa all'evoluzione plio-pleistocenica del margine occidentale della Catena Appenninica, individuata a seguito di più fasi tettoniche distensive, correlate all'apertura del Bacino Tirrenico (Chiesa *et al.*, 1987; Vezzoli, 1988). Una serie di faglie dirette ad andamento appenninico (NO-SE) ed antiappenninico (NO-SW) hanno consentito, in diversi periodi, la risalita di masse magmatiche (Rittmann & Gottini, 1980) con un'attività vulcanica manifestatasi probabilmente oltre 150 ka BP, età delle rocce più antiche (Orsi *et al.*, 1994). Infatti, al di sotto dei duomi trachitici e fonolitici, d'età compresa tra 150 e 73 ka BP giacciono depositi vulcanici basali, d'età ignota (Cioni *et al.*, 1994). L'attività di formazione delle strutture vulcaniche culmina circa 55 ka dal presente con l'eruzione del M. Epomeo che ha messo in posto il *Tufo Verde dell'Epomeo o d'Ischia*. Successivamente alla messa in posto del Tufo Verde sono seguiti altri due periodi di attività vulcanica con formazione di coni (*tuff-rings*) e depositi piroclastici.

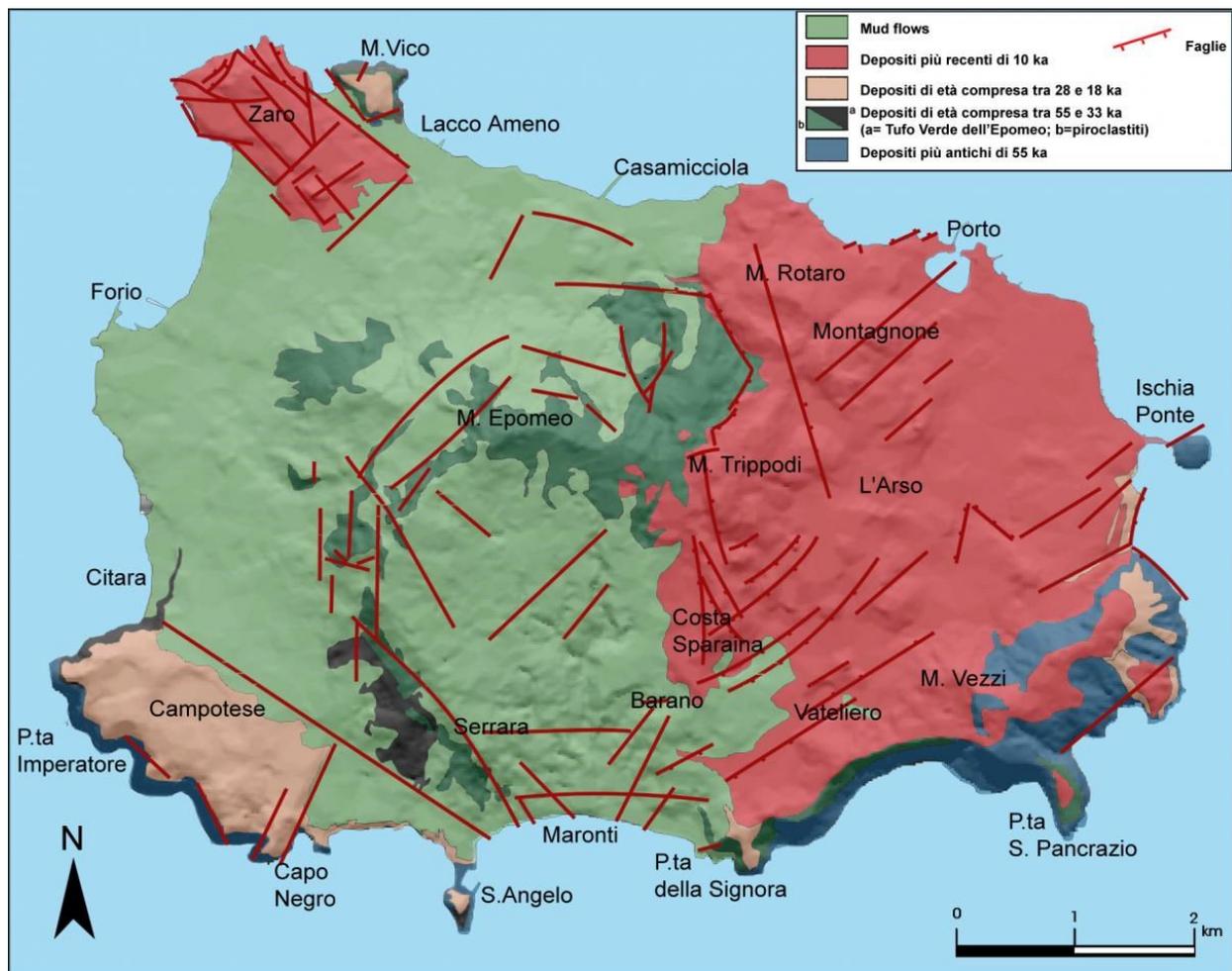


Figura 4.7: Carta geologico-strutturale del sistema vulcanico dell'isola d'Ischia (INGV Osservatorio Vesuviano).

Attualmente il sistema magmatico insulare è attivo, come testimoniano le numerose e diffuse fumarole, le sorgenti termali e l'intensa sismicità. Ciononostante l'isola conserva una evidente morfologia vulcanica solo nel *graben* d'Ischia, dove i prodotti ed il modellamento del paesaggio sono ascrivibili al periodo eruttivo olocenico e storico (Cinque *et al.*, 1997).

Il perimetro costiero dell'isola d'Ischia si sviluppa per una lunghezza di circa 36 km ed è costituito per il 70% da alte falesie attive, talora a controllo strutturale ed a luoghi interrotte da piccole spiagge sabbiose, che si impostano sia in depositi lavici e tufacei che nei depositi di *debris flow*. Il settore occidentale, è caratterizzato da paleofalesie interrotte da luoghi dalle lobature generate dagli accumuli di *debris flow* che, spingendosi fino a mare (Mele & Del Prete, 1998), formano promontori collinari con modeste pendenze. Le numerose forme terrazzate, presenti lungo la fascia costiera, sono associate alle variazioni del livello marino, nonché alle dislocazioni di carattere tettonico (Mele & Del Prete, 1999). Inoltre, sono presenti spiagge più o meno

estese, la cui ampiezza è varia di anno in anno per effetto di mareggiate di particolare intensità, come quelle di S. Francesco e di Citara.

INQUADRAMENTO DELL'ISOLA DI PROCIDA

Le isole vulcaniche di Procida e Vivara appartengono al distretto insulare dei Campi Flegrei e di Ischia. L'isola di Procida ha una lunghezza di circa 3 km ed è larga non più di 2 km (fig.4.8). Dal punto di vista morfologico è caratterizzata dalla presenza di una spianata sommitale, bordata da ripide falesie (Ducci & Napolitano, 1991; 1994) che culmina alla quota di 91 m s.l.m. in corrispondenza di Terra Murata; viceversa, l'Isolotto di Vivara costituisce parte di un cratere che verso NE prosegue lungo il promontorio di S. Margherita Vecchia. L'assetto stratigrafico dell'isola di Procida si presenta molto articolato per l'intercalazione dei depositi locali e quelli degli adiacenti Campi Flegrei e dell'Isola d'Ischia.

La successione basale è costituita dai prodotti associati ai vulcani di Vivara, Terra Murata e Pozzo Vecchio rappresentati da tufi gialli e grigi generalmente stratificati ed a luoghi fratturati e zeolitizzati. Nel caso del centro di Pozzo Vecchio la successione è costituita da lave e scorie di colore grigio scuro di natura alcalitrachitica della omonima formazione. Nel settore nord occidentale dell'isola affiorano i depositi pomicei e scoriacei della Formazione di Scotto San Carlo ed i depositi tufacei di colore grigiastro, costituiti da alternanze di livelli fini e grossolani con bombe e blocchi, della Formazione del Vulcano di Fiumicello.

Nel settore nord orientale la successione affiorante è costituita dai tufi della Formazione di Terra Murata nelle sue due *facies* gialla e grigia, su cui poggia la formazione breccioide di Punta della Lingua. Le successioni in questione sono chiuse verso l'alto dalla Formazione di Solchiaro e dalla Formazione dei Fondi di Baia. La formazione di Solchiaro è costituita da prodotti emessi da un centro eruttivo il cui bordo craterico è riconoscibile, in parte, tra Punta Pizzaco e Punta Solchiaro. La Formazione di Fondi di Baia è stratigraficamente sovrapposta alla Formazione di Solchiaro ed è costituita da numerosi livelli cineritici e pomicei attribuibili ad eruzioni diverse (Di Girolamo & Stanzione, 1973). Proprio quest'ultima formazione costituisce la coltre di copertura piroclastica incoerente poggiante in genere sul substrato tufaceo e che, in corrispondenza dei cigli delle falesie, è stata spesso coinvolta in fenomeni da crollo o, come nel caso tra Punta Pioppeto e Capo di Bove, da scorrimento e colata.

L'Isolotto di Vivara, è costituito da un'alternanza di depositi piroclastico-pomici e paleosuoli su cui poggiano la *facies* sciolta della Formazione di Solchiaro, da depositi di breccia, da *surge* e da caduta del Canale di Ischia Superiore, ed infine da depositi incoerenti della Formazione dei Fondi di Baia.

Superfici d'abrasione marina con marmitte d'evorsione ed incisioni (*gully*), cavità, paleofalesie e solchi di battente, testimoniano paleostazionamenti del livello marino tra -8 e -4 m: queste morfologie sono state formate precedentemente all'ultimo picco glaciale (De Alteriis *et al.*, 2006)

Indagini archeologiche evidenziano la presenza di paludi a tergo di una laguna formata dopo l'ultima salita del livello marino tra il Periodo Greco-Romano e il XVI secolo (Aiello *et al.*, 2007).

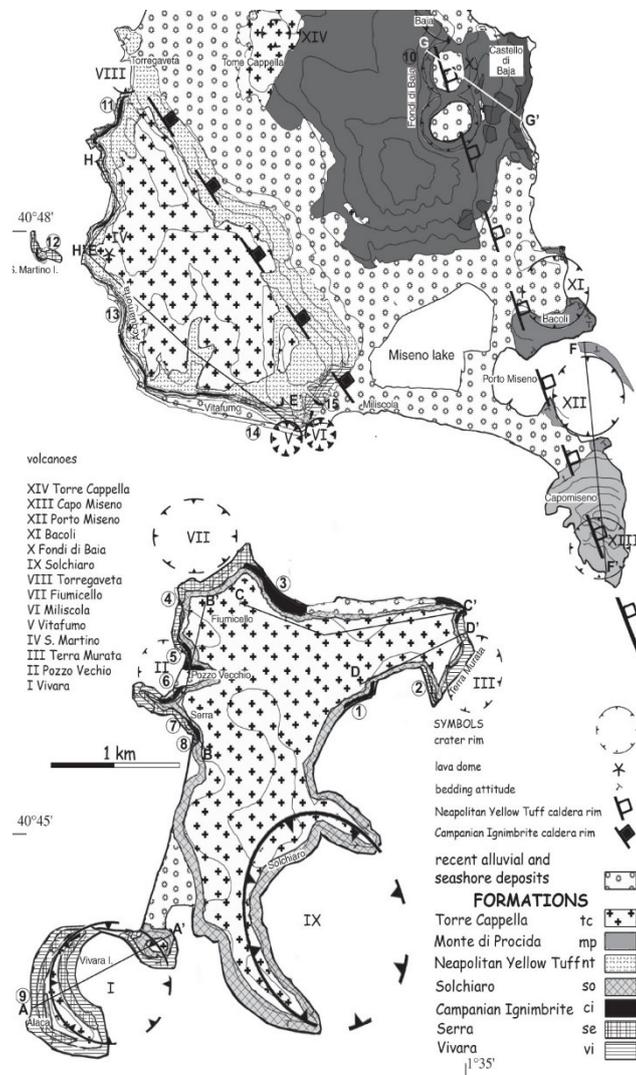


Figura 4.8: Carta geologica dell'Isola di Procida (Perrotta *et al.*, 2010)

INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO DELLA COSTA VESUVIANA

Il Monte Somma-Vesuvio, a SE di Napoli e a N della Penisola Sorrentina, è uno strato-vulcano attivo (fig.4.9), attualmente in stato di quiescenza, originatosi su un sistema di fratture profonde e costituito da un edificio antico (Somma) nel quale si è accresciuto un apparato più recente (Vesuvio). Il vulcano ha alternato o associato eruzioni effusive, con formazione di colate laviche, a violente manifestazioni a carattere esplosivo (*Volcanic Explosivity Index*, pari a 6, Palumbo, 2003) con emissione di prodotti piroclastici. Le eruzioni esplosive si sono verificate a partire da circa 25 ka dal presente (Codola) fino al 1631. Nel 79 d.C. si verificò la nota eruzione pliniana, mentre l'ultima delle numerose effusioni laviche si è verificata nel 1944 (Palumbo, 2003; Rolandi & Russo, 1986; 1989; Santacroce *et al.*, 2008).

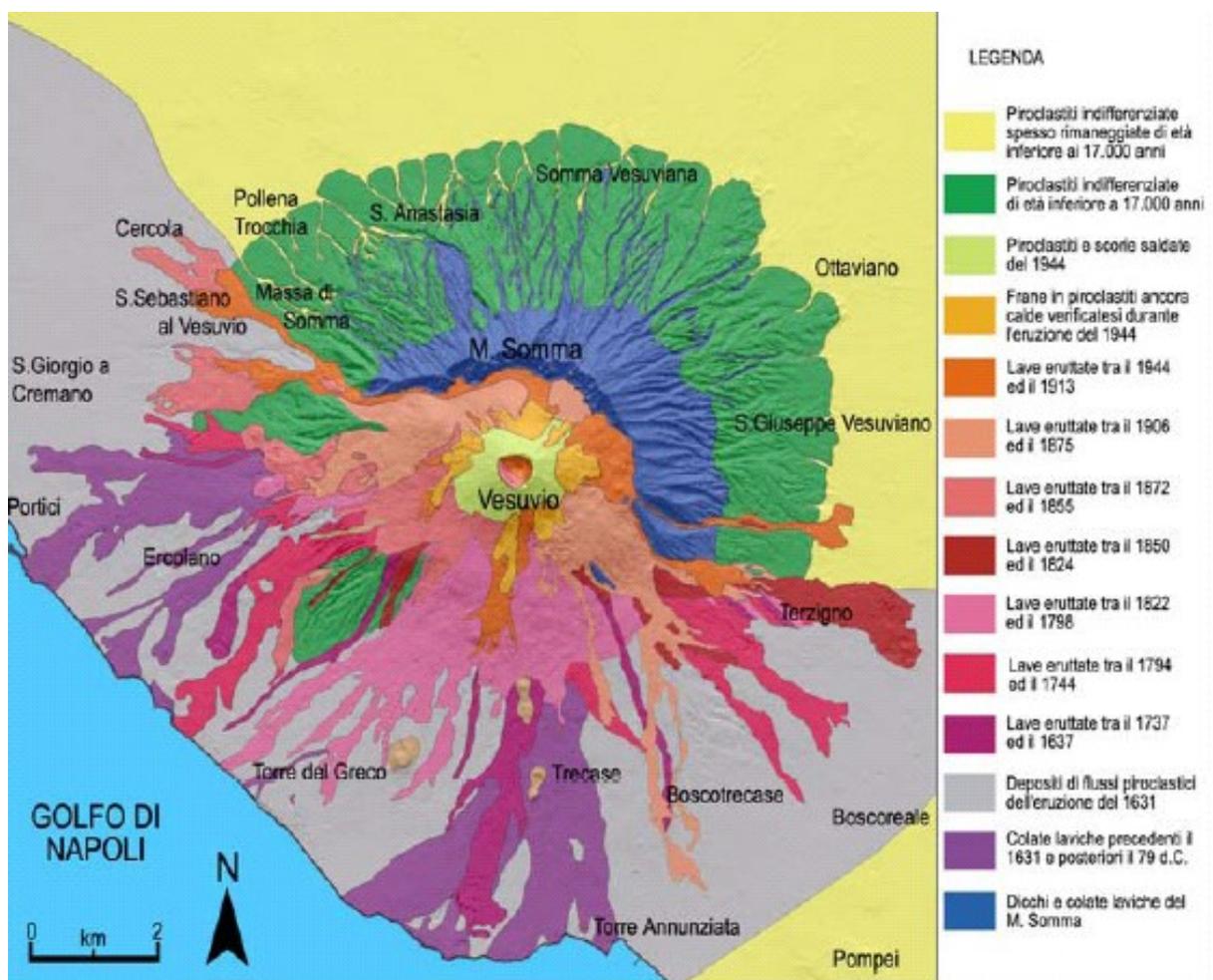


Figura 4.9: Carta geologica schematica dei prodotti del M. Somma-Vesuvio (Orsi *et al.*, 2002).

Tra le propaggini meridionali dell'edificio vulcanico del M. Somma-Vesuvio (NO) ed i M. Lattari della Penisola Sorrentina (SE), si estende la Piana del Fiume Sarno, per circa 25 km² tra i

comuni di Torre Annunziata e Castellammare di Stabia, limitata verso l'entroterra dai M. di Sarno (E), la piana alluvionale è attraversata dall'omonimo fiume che scorre in direzione circa NE-SW. Il Sarno è un fiume di risorgiva alimentato da scarse sorgenti (Lavorate, Santa Maria La Foce e Mercato Palazzo) che scaturiscono al piede dei rilievi carbonatici e riceve in sinistra orografica gli apporti del Torrente Solofrana e del Torrente Cavaiola (De Pippo *et al.*, 2008b).

Il fiume ed i suoi affluenti attraversano numerosi centri urbani, dove sono in gran parte regimati o tombati e presentano un percorso sub-rettilineo. Nella bassa valle fluviale, il Sarno mostra un andamento meandriforme e la traccia di antichi meandri e canali abbandonati. Inoltre, la stratigrafia delle unità quaternarie dell'area è principalmente caratterizzata dall'alternanza di depositi alluvionali, detriti di versante e depositi piroclastici più o meno rimaneggiati.

Lungo la costa si distinguono depositi di spiaggia attuali, recenti ed antichi: in alcune zone sono presenti anche le tracce di antichi cordoni costieri e dunari, questi ultimi parzialmente sepolti, mentre sono assenti dune attuali (De Pippo *et al.*, 2008b). I depositi alluvionali e di piana, sia recenti sia antichi, formano corpi di canale fluviale e del paleoalveo del F. Sarno, tali depositi si alternano a livelli torbosi di ambiente fluvio-palustre, paleosuoli e prodotti piroclastici dell'eruzione vesuviana del 79 d.C. (Rolandi & Russo, 1989) e di quelle successive; nella zona prossima alla linea di riva sono poi presenti *facies* lagunari d'età precedente al 79 d.C. (Sigurdsson *et al.*, 1982).

Sui versanti circostanti la piana sarnese ed alla loro base sono frequenti accumuli incoerenti, in genere costituiti da clasti carbonatici eterometrici in matrice arenacea e/o piroclastica, spesso con orizzonti pedogenizzati: talora, questi depositi di versante sono stratificati ed intercalati a sottili e circoscritti depositi piroclastici in posizione primaria o rimaneggiati. Nelle aree pedemontane tali depositi si distribuiscono al piede del versante sotto forma di coni di deiezione; talvolta, sono costituiti da detriti di frana messi in posto secondo processi del tipo colata (*debris-flow, mud-flow, earth-flow*).

Lungo l'intera Piana del Sarno sono documentate le evidenze geomorfologiche di antichi lineamenti costieri olocenici (Cinque & Russo, 1986). Tracce della linea di riva del 79 d.C. sono state individuate in quest'area a circa 4 m al di sotto del livello del mare (Albore Livadie *et al.*, 1990) e sono correlabili a quelle osservate ad Ercolano (Golsen *et al.*, 1990) e Torre del Greco. Le spiagge sabbiose e ciottolose, di modesto sviluppo e poco frequenti, sono presenti in quelle zone in cui il litorale è costituito in prevalenza da depositi piroclastici o al piede delle falesie

laviche (NW) e carbonatiche (SE) attive, all'interno di piccole insenature (*pocket beaches*) tra due colate laviche contigue o tra due capi. I litotipi presenti lungo la costa vesuviana e sarnese emersa sono costituiti da una successione di natura piroclastica ed in parte lavica depostasi in ambiente continentale; diffuse sono le vulcanoclastiti di origine alluvionale ed i suoli sepolti che indicano l'esistenza di antiche superfici topografiche obliterate dalla successiva deposizione dei prodotti vulcanici (Rolandi & Russo, 1986; De Pippo *et al.*, 2008). Lungo il litorale sono state riconosciute antiche morfologie vallive raccordanti ad un livello di base posto verso il largo (W) e al di sotto del livello marino attuale. La mancanza in affioramento delle piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C. fa ipotizzare una subsidenza dell'intero settore costiero con conseguente arretramento della linea di riva, avvenuto in epoca successiva alla deposizione delle vulcaniti del 79 d.C. ed anteriormente alla deposizione dei prodotti lavici e vulcanoclastici d'età alto-medioevale che hanno sopravanzato l'antico litorale sommerso, determinando il suo attuale assetto.

La subsidenza della costa è ben documentata, oltre che dalla localizzata presenza di morfologie costiere e resti di edifici d'epoca romana sommersi, anche dalla presenza, in alcuni tratti del litorale, di imponenti ville marittime e strutture termali risalenti al I secolo d.C. (Pagano *et al.*, 1994), i cui resti mostrano evidenti prosecuzioni verso il largo (W) o al di sotto dell'attuale livello marino. Infine, l'intero assetto costiero è solcato trasversalmente, fino al piede della falesia, da una serie di sbocchi vallivi con profilo a V molto stretta, che dissecano il versante vulcanico a NW e quello carbonatico a SE.

La morfologia del fondo marino, fino a circa -20 m, riflette in sostanza quella delle pendici dell'edificio vulcanico del M. Somma-Vesuvio nel settore settentrionale e dei versanti carbonatici in quello meridionale (De Pippo *et al.*, 1994). La costa rocciosa emersa si raccorda alla parte sommersa talora con brusche variazioni di pendenza, laddove sono presenti litotipi coerenti, talora con deboli pendenze, in quelle zone caratterizzate da litorali sabbioso-ciottolosi. Non sempre la morfologia della spiaggia emersa rispecchia le caratteristiche del fondo marino antistante: infatti, la spiaggia sommersa si presenta estremamente variabile a causa delle differenze litologiche e morfotipiche costiere, ma anche per i fenomeni erosivo-deposizionali e vulcano-tettonici recenti che l'hanno interessata. Sebbene generalmente vi siano zone di fondo roccioso in corrispondenza delle falesie piroclastiche e laviche, fino circa a -10 m di profondità (morfologie vulcaniche sommerse), e zone a morfologia regolare dove sono presenti fondi mobili, dalla battigia fino a -20 m circa (spiagge ciottoloso-sabbiose sommerse), il motivo

litologico dominante è rappresentato da una coltre sabbiosa, di spessore variabile, che ammantava il paesaggio sottomarino livellando il substrato originario, formato da piroclastiti e colate laviche di età diverse (pre-79 d.C. ÷ 1794).

L'assetto fisiografico costiero è stato modificato da opere di difesa litoranea parallele alla linea di riva, porti (Torre Annunziata, Foce Sarno, Castellammare di Stabia), canali di drenaggio, sbancamenti e muri di contenimento a protezione della linea ferroviaria, che in questo tratto corre parallelamente alla costa. Ciò ha contribuito a trasformare in alcune zone anche la morfologia della spiaggia sommersa, innescando locali processi di accumulo (Lido Azzurro a Torre Annunziata, foce del F. Sarno) o di erosione (Torre Annunziata) dei sedimenti di fondo mobile soprattutto entro -10 m di profondità.

L'area compresa tra i porti di Torre Annunziata e di Castellammare di Stabia presenta caratteri geomorfologici del fondo mobile con pendenze basse e sedimenti in prevalenza sabbioso-limosi con un normale gradiente costa-largo (De Pippo et al., 1994).

L'analisi della provenienza delle agitazioni ondometriche ha evidenziato che la maggior parte degli eventi, per tutto il tratto di costa considerato, proviene da direzioni comprese tra 197.5° e 232.5° e tra 2.5° e 32.5°. L'altezza d'onda massima riscontrata è di circa 2.7 m e proviene dall'intervallo 222.5°-227.5°; inoltre, il maggior apporto energetico associato alle mareggiate proviene in prevalenza dalle direzioni comprese tra circa i 202.5° e i 262.5°.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE DELLA PENISOLA SORRENTINA

La Penisola Sorrentina, ubicata nel settore meridionale del bacino tirrenico (fig.4.10), costituisce un alto strutturale con orientamento ENE-OSO che divide geograficamente due ampie depressioni strutturali: il *graben* del Golfo di Napoli nella Piana Campana, a Nord, e quello di Salerno nella Piana del Sele, a Sud. Vi affiorano formazioni carbonatiche mesozoiche di piattaforma e subordinatamente, depositi terrigeni miocenici attribuiti all'unità tettonica Alburno-Cervati, l'unità carbonatica strutturalmente più alta dell'edificio a falda sud-appenninica.

L'assetto della dorsale è derivato dalla sovrapposizione di varie fasi di accavallamento e di *block faulting*, la cui cinematica e cronologia non è stata ancora del tutto chiarita. La sua complessità strutturale è accentuata da chiare evidenze di movimenti trascorrenti, già note in altri settori del margine tirrenico della catena (Cinque et al., 1997; Brancaccio et al., 1991; Capotorti & Tozzi, 1991).

L'evoluzione strutturale di questa area è cominciata a diversificarsi verso la fine del Pliocene superiore, in tale epoca infatti, le piane costiere hanno iniziato ad essere interessate da fasi subsidenti colmandosi con sedimenti detritico-alluvionali e vulcanoclastici, mentre i Monti Lattari della penisola si sollevavano gradualmente (Brancaccio *et al.*, 1995).

Le coste sono caratterizzate dall'intercalarsi di promontori e baie, talora con esigue *pocket beaches* di solito ciottolose; in genere queste ultime sono impostate all'incrocio tra linee tettoniche bordiere e trasversali alla costa (De Pippo *et al.*, 2007). Esse possono inoltre essere legate al crollo di ampie cavità tettono-carsiche presenti alla base delle falesie, anche in ambiente sommerso e, sviluppatasi a causa della presenza del substrato miocenico impermeabile, che sostiene la falda acquifera (De Pippo *et al.*, 2007).

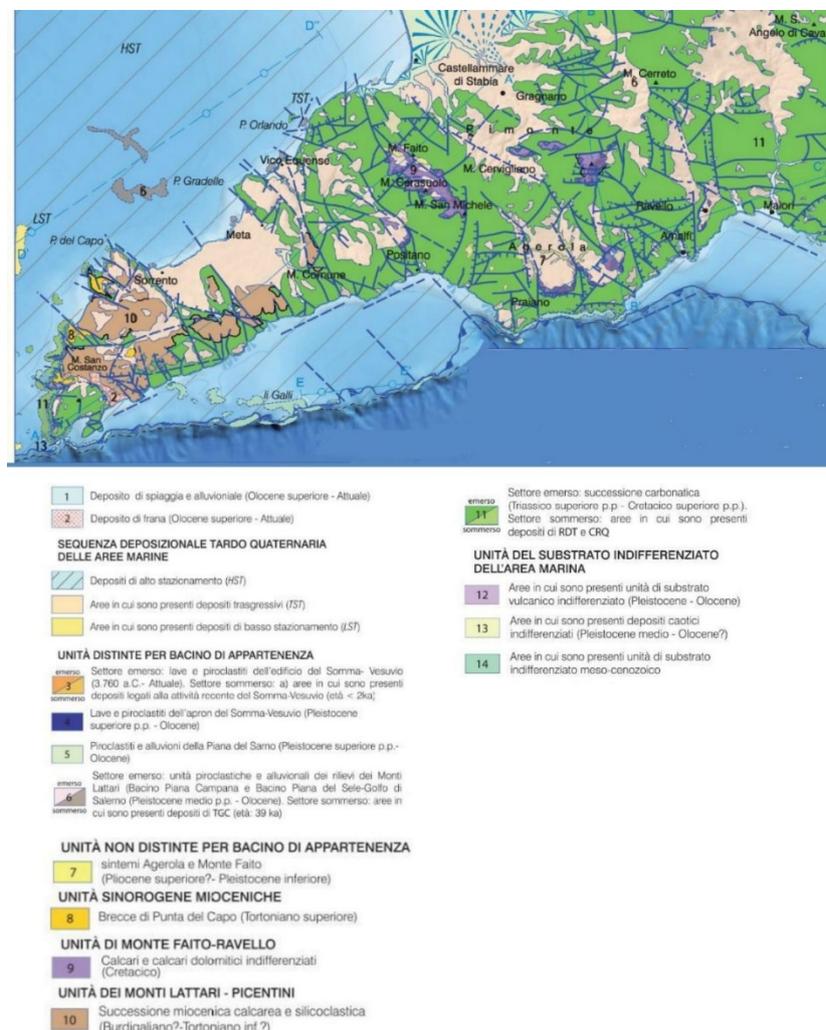


Figura 4.10: Stralcio della carta geologica della Penisola Sorrentina; foglio 466 Sorrento-Termini (ISPRA, 2004)

Le strutture tettoniche più antiche della Penisola Sorrentina sono le faglie inverse e sovrascorrimenti che coinvolgono la successione di avanfossa del Miocene medio. Successivamente ai sovrascorrimenti è descritta una fase tettonica trascorrente avvenuta lungo i principali lineamenti ad andamento NO-SE della penisola (Capotorti & Tozzi, 1991).

L'orogenesi appenninica e la formazione della Penisola Sorrentina continua sino al Quaternario, durante il quale si assiste sempre più ad una maggiore estensione del bacino tirrenico, accompagnata da un sollevamento degli alti strutturali che lo bordano. Si stima che il primo sollevamento ed emersione della Penisola sia avvenuto tra la fine del Miocene e l'inizio del Pliocene.

Durante i sollevamenti tettonici del Pleistocene inferiore-medio si sono generate faglie normali perpendicolari all'asse maggiore della penisola che mostrano anche caratteri di movimenti a componente orizzontale (De Pippo *et al.*, 2007).

Le coste della Penisola Sorrentina sono caratterizzate da alte e ripide falesie la cui genesi tettonica si riconosce già nel disegno costiero che, nei versanti meridionali mostrano un andamento quasi rettilineo.

L'evoluzione morfologica delle coste alte, caratterizzata dall'arretramento delle falesie è legata principalmente all'azione erosiva del mare unitamente all'effetto degli agenti esogeni; subordinatamente essa è determinata da movimenti franosi, dalle caratteristiche litostratigrafiche e geostutturali dei terreni che affiorano lungo la costa oltre che dalle variazioni del livello del mare.

Le spiagge tra Punta Campanella ed Amalfi sono di natura ciottolosa, con dimensioni estremamente ridotte e talvolta alimentate anche da corsi d'acqua, ma con rete idrografica poco sviluppata e bacini con forti pendenze e modeste dimensioni. Proseguendo da Amalfi verso est le *pocket beaches* diventano relativamente ampie e di natura prevalentemente sabbioso-ghiaiosa con a tergo piane alluvionali, dovute alla presenza di bacini imbriferi di notevole importanza e caratterizzati da un reticolo idrografico con diversi gradi di gerarchizzazione. I fondali dell'intero settore meridionale alternano infine, piattaforme costiere di debole pendenza da poco a mediamente estese e tratti costituiti da falesie strutturali (*plunging cliff*). Numerose tracce di paleo linee di riva sono registrate nei versanti strutturali costieri tra Capo Sottile e Punta Campanella con la presenza quasi continua di due episodi marini tra -8 e -10 m di profondità precedenti all'Eutirreniano (Cinque & Romano, 1990).

INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO DELL'ISOLA DI CAPRI

L'assetto morfostratigrafico e strutturale del fondo marino del perimetro caprese e del prospiciente segmento meridionale di Penisola Sorrentina, tra Punta San Lorenzo e Punta Campanella è connesso alla sua evoluzione tetto-eustatica e al controllo di questa sui processi morfogenetici costieri (fig.4.11). L'andamento morfobatimetrico mostra una stretta correlazione con il paesaggio emerso, ricalcando l'assetto fisiografico. I fondali antistanti le ripide falesie carbonatiche presentano una grande varietà di forme, con una topografia articolata, la quale riflette l'attività neotettonica che interessa questa parte della Catena Appenninica, durante il quaternario, quando la subsidenza e un *uplift* hanno determinato una struttura a *horst* e *graben* (Brancaccio *et al.*, 1991).

Nell'ambito dell'evoluzione geodinamica della Catena Appenninica, l'isola può essere considerata come l'unico relitto affiorante della fascia occidentale dell'Appennino Campano-Lucano, ribassata e sepolta sotto le pianure costiere tirreniche durante le fasi tettoniche distensive quaternarie (Beneo, 1952; Sgrosso, 1986; Signorini, 1950). In particolare, il versante settentrionale (Marina Grande) è costituito da terreni detritici di falda, per lo più incoerenti, inglobanti ghiaie, massi e blocchi eterogenei in prevalenza carbonatici in matrice fine, breccie cataclizzate e depositi piroclastici rimaneggiati giacenti direttamente sul substrato calcareo.

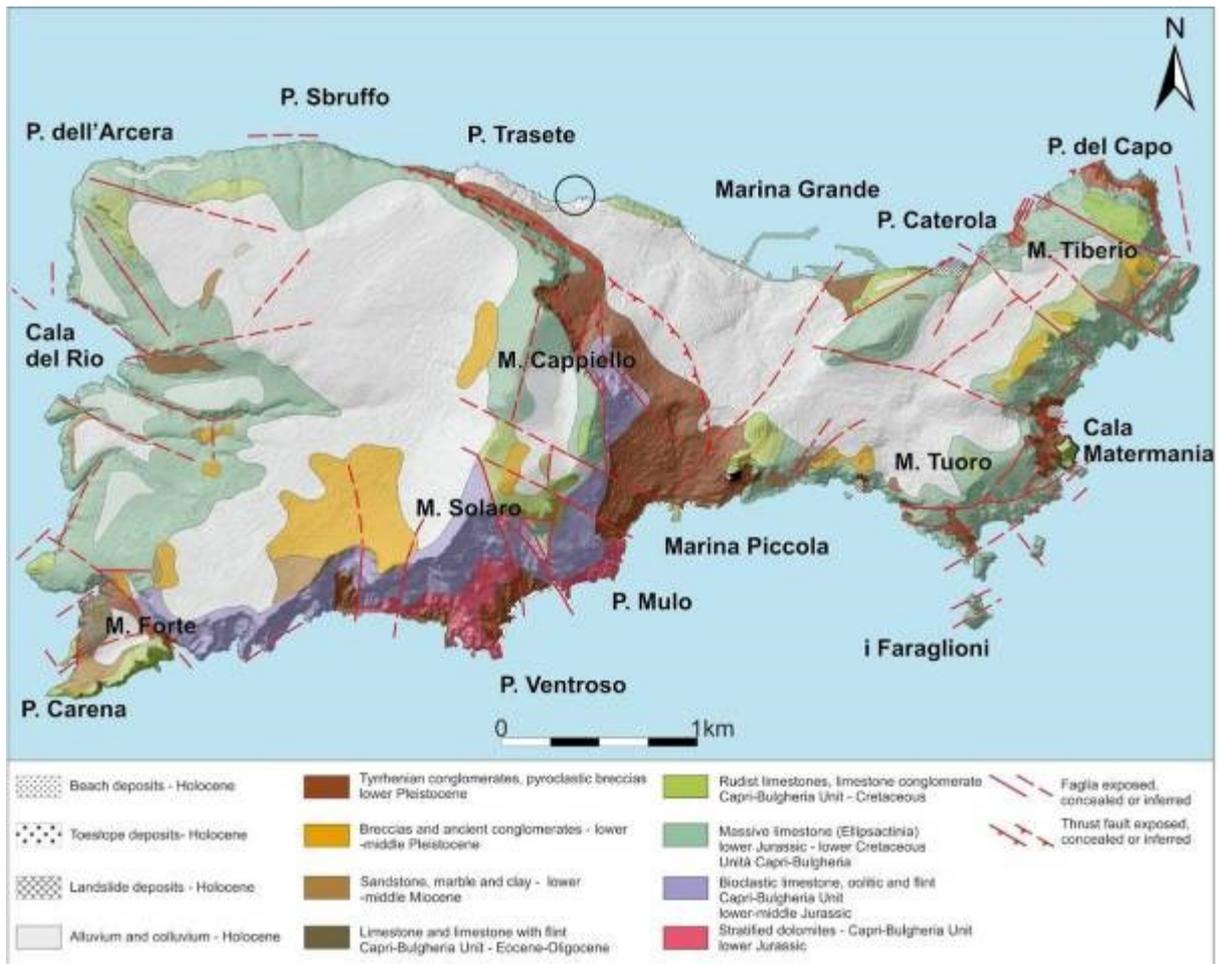


Figura 4.11: Carta geologica schematizzata dell'assetto geologico dell'Isola di Capri con in segnalato il sito di Palazzo a Mare (Barattolo *et al.*, 2016).

Il clima meteomarina della parte settentrionale dell'Isola di Capri (fig.4.12), dove sono ubicati i complessi archeologici sommersi, mostra un recupero geografico con settore principale verso nord-ovest, estendendosi a circa 450 km, con venti provenienti dai primi e quarti quadranti; la trazione effettiva, calcolata per l'estensione massima in direzione nord-ovest, è pari a 70 km. Il vento che genera tempeste significative soffia principalmente dal nord-ovest, e risulta un agente distruttivo per la struttura archeologica, che a Marina Grande si estende parallela alla linea costiera con direzione N90°.

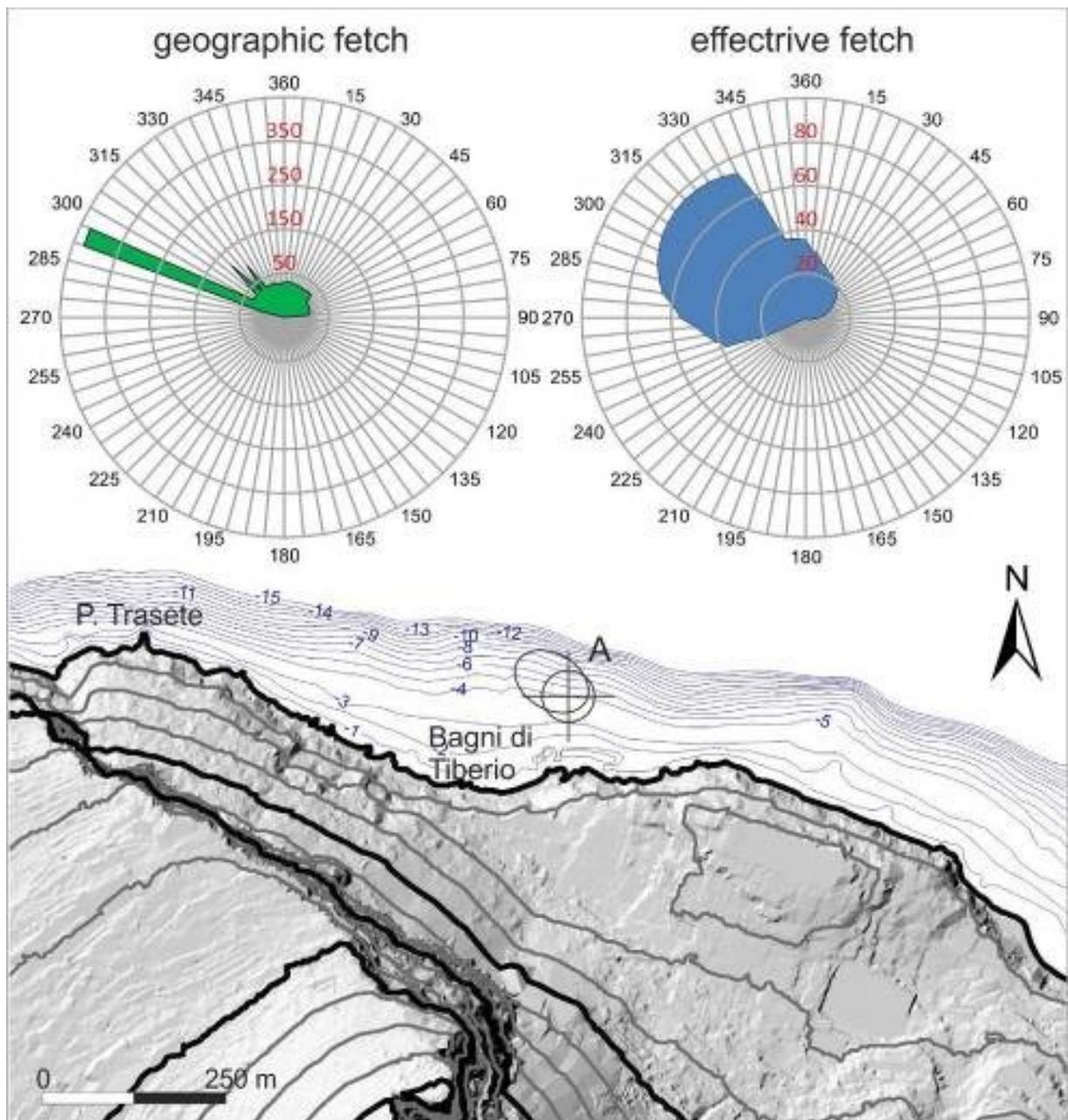


Figura 4.12: Schema polare del fetch geografico ed efficace calcolato in "A", secondo Milano (1977), considerando l'estensione dell'offshore e l'area di studio; isobate (-m s.l.m.) tratte dal Piano Stralcio di Bacino per la Difesa delle Coste - Autorità di Bacino Campania Centrale.

CAPITOLO 5 : CASI STUDIO

L'area costiera, in ambito geoarcheologico, occupa una posizione di prestigio per le innumerevoli strutture ad oggi sommerse, edificate sin dal'VIII secolo a.C. con la colonizzazione Greca. Queste strutture (fig.1) sono distribuite cronologicamente in un periodo che va dall'VIII-VII secolo a.C. (sito di Vivara, Isola di Procida) alla fine del III secolo d.C. (Sinuessa), con un massimo sviluppo tra il I secolo a.C. e il II d.C. con la realizzazione delle *villae maritimae* (costa flegrea). Infatti, tra la fine della repubblica e l'inizio dell'impero, connessa ai cambiamenti economici e socioculturali del periodo, avviene l'evoluzione delle ville romane, realizzate con architetture più complesse e propaggini, con funzionalità di ambienti scenografici. In considerazione dell'eterogeneità cronologica ed architettonica, si è scelto di suddividere l'area in cinque settori di interesse archeologico: Golfo di Gaeta (i) (Sinuessa-Torregaveta); area metropolitana napoletana-flegrea (ii); Isole Flegree (iii) (Isola d'Ischia-Isola di Procida); (Capo Miseno-Baia; Posillipo-Castel dell'Ovo); Costa Vesuviana (iv) (Castellamare di Stabia-Portici); infine, Penisola Sorrentina ed Isola di Capri (v).

SITI ARCHEOLOGICI DELL'AREA DEL GOLFO DI GAETA (I)

Agli estremi del Golfo di Gaeta sono stati rilevati i siti ubicati nei Comuni di Mondragone, nordovest, e Monte di Procida, a sudest.

Area di Sinuessa a Mondragone (Caserta)

L'area in studio è ubicata in un tratto di mare del Golfo di Gaeta, in corrispondenza della terminazione occidentale della dorsale carbonatica del Monte Massico. Il Golfo di Gaeta descrive un'ampia ansa litoranea; a concavità verso sudovest, nel Lazio meridionale e nella Campania settentrionale, in cui si sviluppano caratteri costieri omogenei fino al limite meridionale costituito dal distretto vulcanico attivo dei Campi Flegrei (De Pippo *et al.*, 2008a).

La fondazione della colonia latina di *Suessa Aurunca* (313 a.C.) nei pressi del vulcano di Roccamonfina e la creazione delle due piccole colonie romane di *Minturnae* e *Sinuessa* nel 296 a.C. (dopo le scorrerie dei Sanniti nell'Agro Falerno) costituirono le tappe fondamentali del processo per il controllo politico e militare del territorio originariamente aurunco (313 a.C.: distruzione della popolazione Aurunca, Bellini, 2007; Crimaco, 1993; Gasperetti, 1993). *Minturnae* e *Sinuessa* erano due colonie gemelle; quest'ultima ubicata nell'attuale stretta fascia costiera tra le ultime propaggini nordoccidentali del Monte Massico ed il Mar Tirreno.

Ambedue erano piccolissimi presidi o fortezze costiere che avevano il compito di controllare sia il territorio sia la costa; in particolare, la prima preposta a controllare la foce del *Lirs* (attuale Fiume Garigliano) e la seconda a vigilare l'accesso costiero alla Piana Campana (*ager Campanus*). Intorno al 174 a.C. *Sinuessa* divenne una grande città grazie alla produzione e commercio di vino in tutto il Mediterraneo, oltre che un ricercato luogo di vacanze per la presenza di impianti termali. Le *Aquae Sinuessanae*, con testimonianze tuttora evidenti (fig.5.1), sono acque sulfuree i cui impianti erano presenti nella fascia costiera tra le pendici del Monte Cicoli ed il mare. La storia della città sembra interrompersi intorno al III secolo d.C. insieme all'attività delle sue strutture portuali (Crimaco, 1993).



Figura 5.1: Depositi provenienti da una sorgente di acque termominerali che scaturisce alle pendici occidentali di Monte Cicoli, nei pressi dell'Hotel Sinuessa, (foto C. Minopoli, 2015).

Lungo la costa compresa tra *Sinuessa* e *Formiae*, attorno al 1950, furono individuati alcuni resti archeologici che suggerivano la presenza di *villae maritimae* dell'aristocrazia romana. In particolare, imponenti complessi nell'area di *Sinuessa*, collocati a nord e a sud della città antica che, oltre ai quartieri abitativi, tipici delle residenze romane di lusso, mostravano sontuosi impianti termali privati che sfruttavano le numerose sorgenti di acque termominerali; le famose *Aquae Sinuessane* tanto celebrate da Plinio (*Nat. hist.* XXXI, 8).

Questi rinvenimenti attrassero l'attenzione del professor Amedeo Maiuri che inviò la nave di ricerca archeologica *Daino* per indagare. Le indagini subacquee mostrarono la presenza

di reperti archeologici ma, la continua presenza di acque torbide e forti correnti, impedirono riconoscimenti di strutture sommerse legate alla portualità dell'area, suggerendo però, che molto ancora doveva essere scoperto. Nel 1961, i membri del *diving club* della base NATO (*North Atlantic Treaty Organization*) di Napoli, visitarono il sito e annunciarono il ritrovamento di frammenti di anfore e di aver trovato un'intera città sommersa.

Le prime ricerche subacquee con la corvetta Daino rivelarono, davanti alla città di Mondragone, un fondale roccioso, caratterizzato da profonde incisioni verticali, allora interpretate come strutture murarie, tra le batimetrie dei paralleli 41°06N e 41°10N. Furono anche recuperati molti frammenti di ceramica romana (Lao & Cicala, 1961).

Verso a fine anni degli anni '80, i sondaggi della STRAGO negarono l'estensione dell'area sommersa, individuando, di fronte alla città antica, l'anomalia rocciosa tagliata da fenditure verticali, contenenti resti archeologici d'età romana, già nota dal 1956.

Queste indagini smentivano l'ubicazione della colonia greca descritta da Strabone (V 3.6; 4,3).

Dopo una lunga pausa, a partire dal maggio 2012, le indagini sono riprese con un forte impulso, conseguendo notevoli progressi e modificando, anche sostanzialmente, i dati fino ad allora acquisiti e riportati nella letteratura scientifica dedicata.

L'attività di ricerca è stata stimolata dalla presenza di un asse viario di epoca romana, basolato in calcare, perpendicolare alla linea di riva (E-W), che termina bruscamente, scomparendo sotto la sabbia in prossimità del cordone dunare costiero nei pressi del complesso residenziale di Baia Azzurra (fig.5.2).



Figura 5.2: Strada basolata di epoca romana perpendicolare alla linea di riva, che è sepolto verso mare sotto la sabbia del cordone dunare colonizzato da ricca vegetazione della macchia mediterranea, visibile sullo sfondo a destra (foto C. Minopoli, 2015)

L'asse viario a terra, costituisce una diramazione verso la costa dell'antica via Appia fatta costruire dal console Appio Claudio, a partire dal 312 a.C. e che metteva in comunicazione la colonia di *Minturnae* (porto fluviale del Mediterraneo nel Lazio meridionale) con Roma e con i centri dell'Italia Meridionale (Gasperetti & Crimaco, 1993).

In condizioni meteomarine ottimali, sono stati effettuati rilievi *Side-Scan Sonar* su un'area con forma rettangolare (fig.5.3), con lato 1,5 x 1,2 km (lato minore parallelo alla linea di riva) posizionata a circa 60 m dalla riva in direzione NNO-SSE.

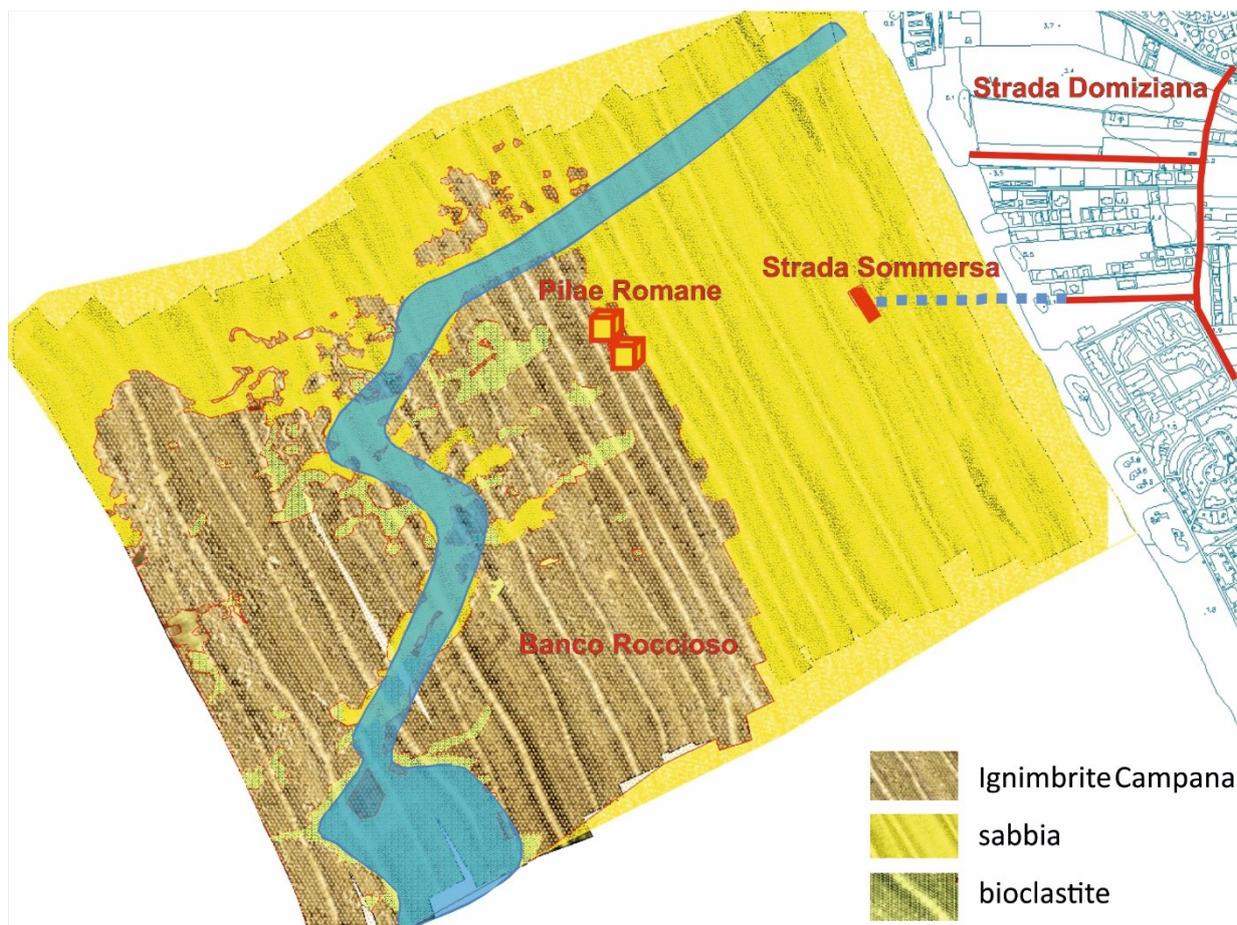


Figura 5.3: Rilievo del fondo marino eseguito con *Side-Scan Sonar*. In giallo, il fondo marino caratterizzato da sedimenti sabbiosi; in marrone, banco roccioso di natura ignimbratica, intensamente fratturato; quest'ultimo risulta inciso da un paleoalveo evidenziato in azzurro (Pennetta *et al.*, 2016).

I rilievi hanno confermato la presenza di un banco roccioso che termina bruscamente alla profondità di -15 m. Il banco, di natura ignimbratica ed intensamente fratturato (fig.5.4), è inciso da numerosi canali sottomarini in allineamento con quelli emersi presenti sulla terraferma. Un campione, prelevato dall'orlo orientale del banco roccioso ed analizzato (Pennetta *et al.*, 2016), ha consentito di ascriverlo all'Ignimbrite Campana. Anche il rilevamento geomorfologico eseguito in sito, consente di attribuirlo al Tufo Grigio Campano, che costituisce la *facies* grigia dell'Ignimbrite Campana.

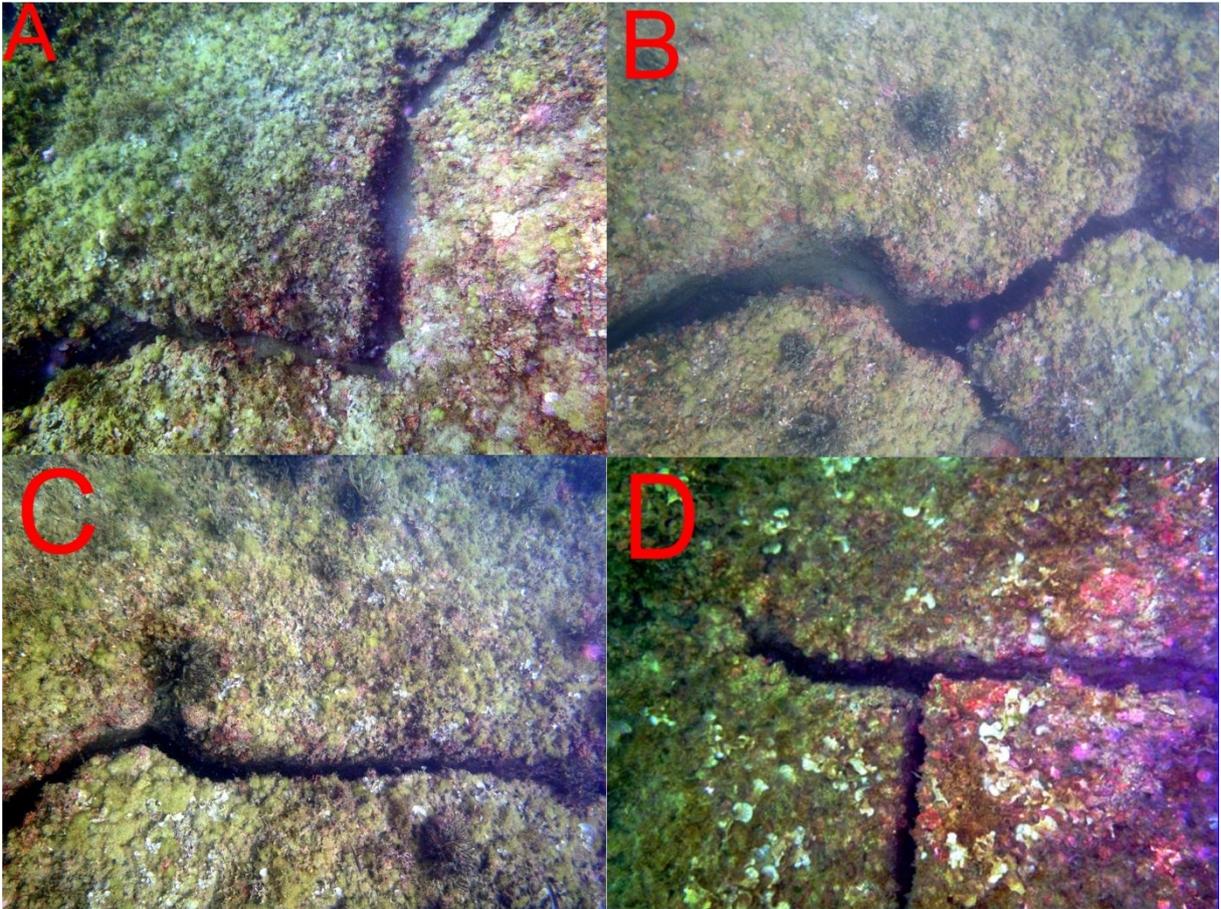


Figura 5.4: Differenti discontinuità (a, b, c, d) presenti sul banco roccioso, di almeno due famiglie di fratture che talora si intersecano; riscontrate tra le profondità di 8 e 12 m (foto C. Minopoli, 2015).

Di particolare interesse risultano i numerosi fori ellittici intersecantisi che interessano il banco roccioso (fig.5.5). L'analisi di questi fori rileva per la prima volta che il banco è colonizzato dal mollusco bivalve *Gastrochaena dubia* (Pennant, 1777).

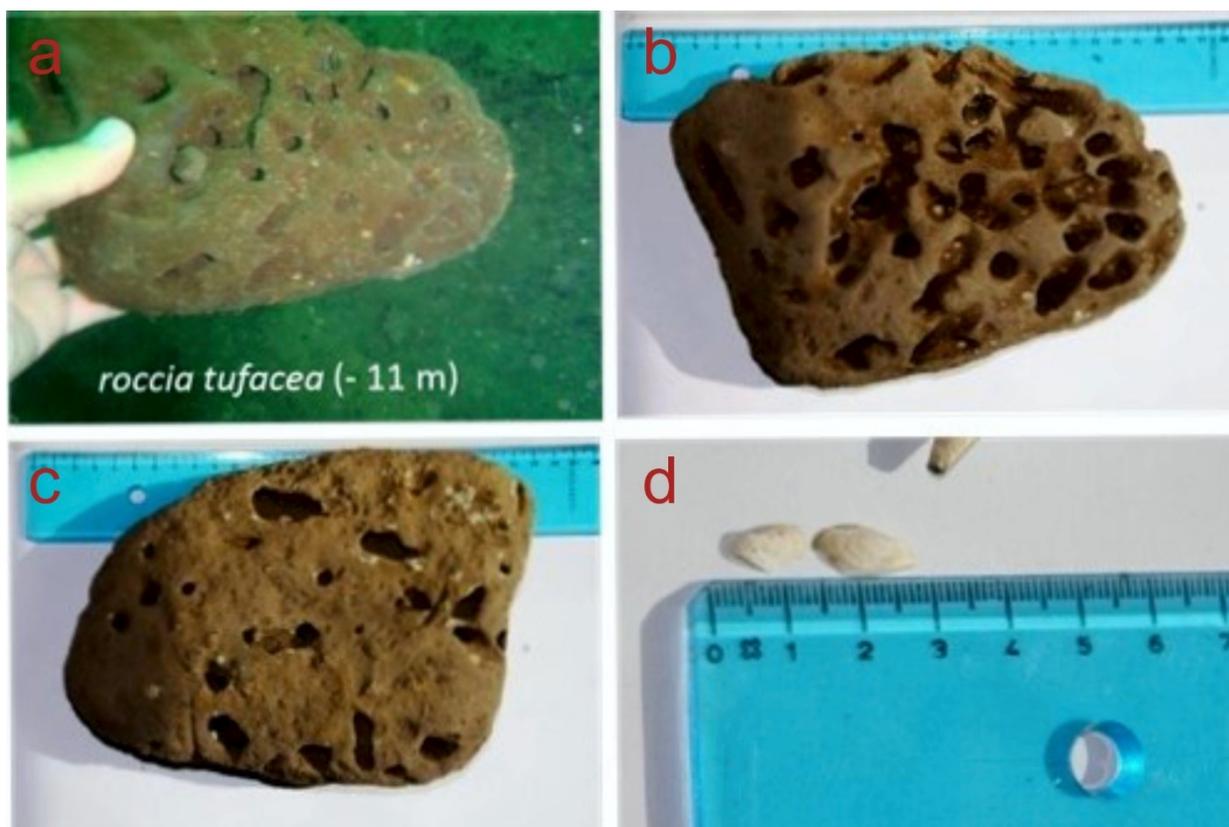


Figura 5.5: Fori di *Gastrochaena dubia* osservati per la prima volta all'interno dell'Ignimbrite Campana: a, campione roccioso prelevato in sito a -11 m di profondità; b, parte anteriore e (c) posteriore del campione; d, valve del mollusco rinvenuto all'interno dei fori subrelittici (foto C. Minopoli, 2015).

La morfologia della spiaggia sommersa nel complesso è caratterizzata dalla presenza di un fondale sabbioso regolare a bassa pendenza interessato, sotto costa, entro la profondità di -1.5 m, da un sistema di truogoli passanti, intorno alla profondità di -2 m, ad uno di barre.

Nel tratto sommerso sotto costa, le ispezioni subacquee hanno consentito di rilevare, a circa 250 m dalla linea di riva e ad una profondità di -3 m, massi lavorati di natura prevalentemente carbonatica, con dimensioni di 0.5–1 m (fig.5.6a-b), talvolta squadrati, disconnessi tra di loro per effetto dell'azione delle mareggiate. Questi massi sono organizzati in due larghi tratti disposti ad angolo retto, ciascuno lungo circa 50 m, di cui uno quasi parallelo alla linea di riva. Tali elementi lapidei sono da ascrivere, verosimilmente, ai resti di un'importante *villa maritima* simile ad una presente sulla terraferma (Villa San Limato).

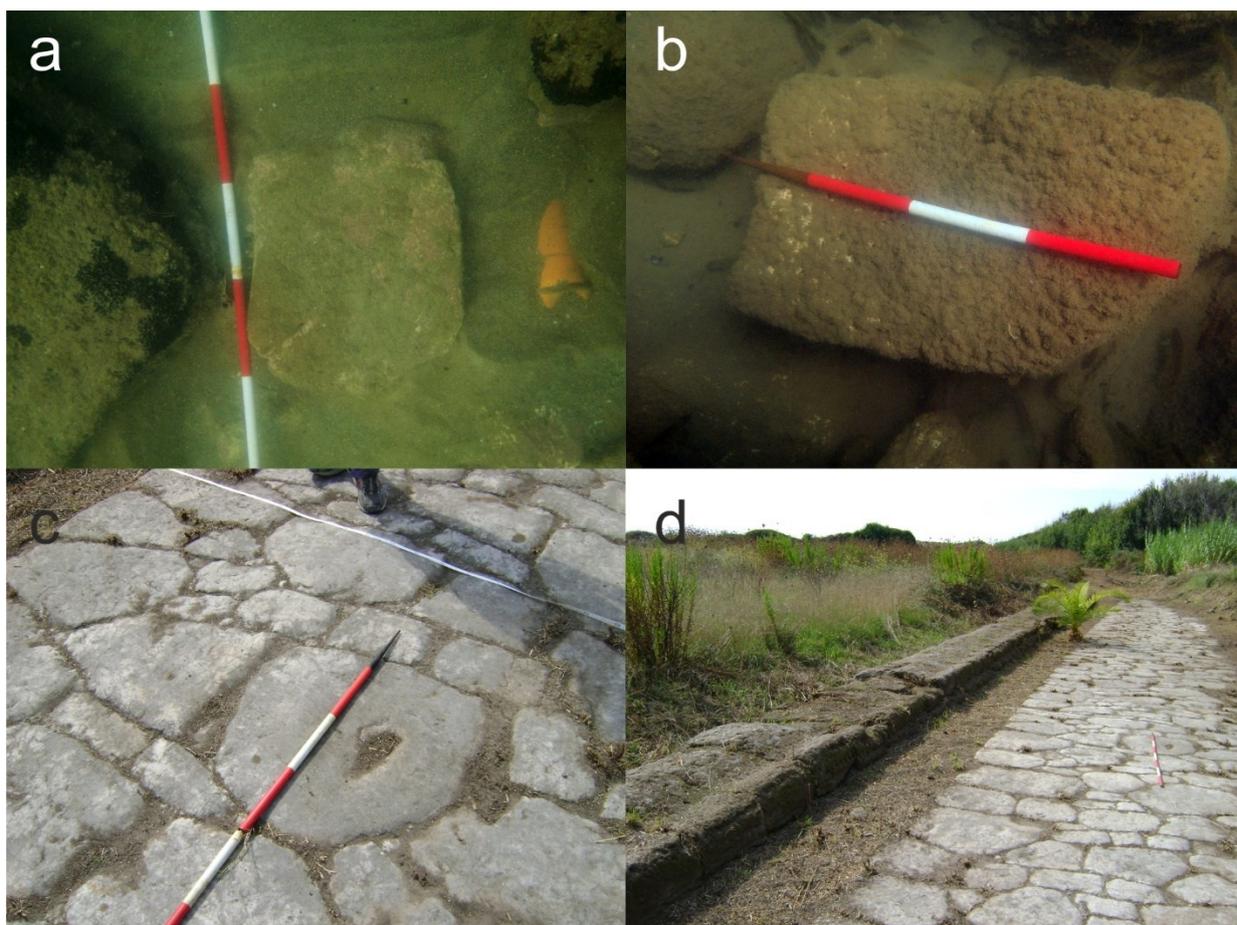


Figura 5.6: Massi squadrati di natura carbonatica sommersi a bassa profondità (a-b); strada basolata presente sulla terraferma (c-d) (foto C. Minopoli, 2015).

I massi risultano in continuità con l'antico tratto viario basolato (fig.5.6c-d), ancora ben conservato sulla terraferma, che si arresta in corrispondenza del cordone dunare (a nord del complesso residenziale di Baia Azzurra; fig.5.3). Detto tratto viario, mascherato dal cordone dunare, riprende proseguendo in ambiente sommerso ed in parte è seppellito da una coltre di sedimenti fino a circa 250 m da riva (fig.5.3).

Verso il margine settentrionale del banco, a circa 30 m dal suo orlo interno e a circa 650 m dalla linea di riva (fig.5.3), in continuità con i probabili ruderi della villa e del tratto viario a terra, è stata rilevata un'area depressa, probabilmente di origine naturale. Quest'area, profonda circa -3 m rispetto al fondo circostante, posto a -7 m circa, e con dimensioni pari a circa 25 x 30 m, è caratterizzata dalla presenza di un gruppo di blocchi costituito da almeno 24 elementi di forma cubica (fig.5.7) con lato di 3 m, fabbricati in *opus cementicium*.

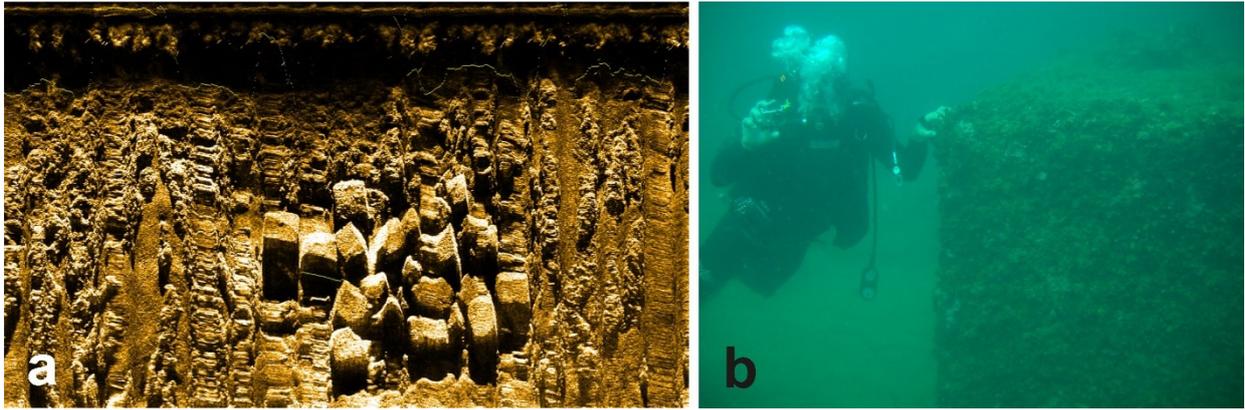


Figura 5.7: *Side-Scan Sonar* della depressione contenete elementi cubici; b, dettaglio della *pila* ritrovata sommersa a circa -12 m di profondità (Pennetta *et. al.*, 2017).

I blocchi sono ricoperti da uno strato uniforme di incrostazioni organogene ed alghe che ne mascherano in parte la fisiografia. Inoltre, sono accostati e sembrano allineati ed organizzati lungo 4-5 file, ognuna lunga circa 20 m e costituita da cinque elementi. Alla sommità dei blocchi sono stati rilevati fori semicircolari e fessure passanti con evidenti tracce di travi lignee, aventi la funzione di contenere le spinte esercitate dall'interno verso l'esterno della cassaforma (fig.5.8).

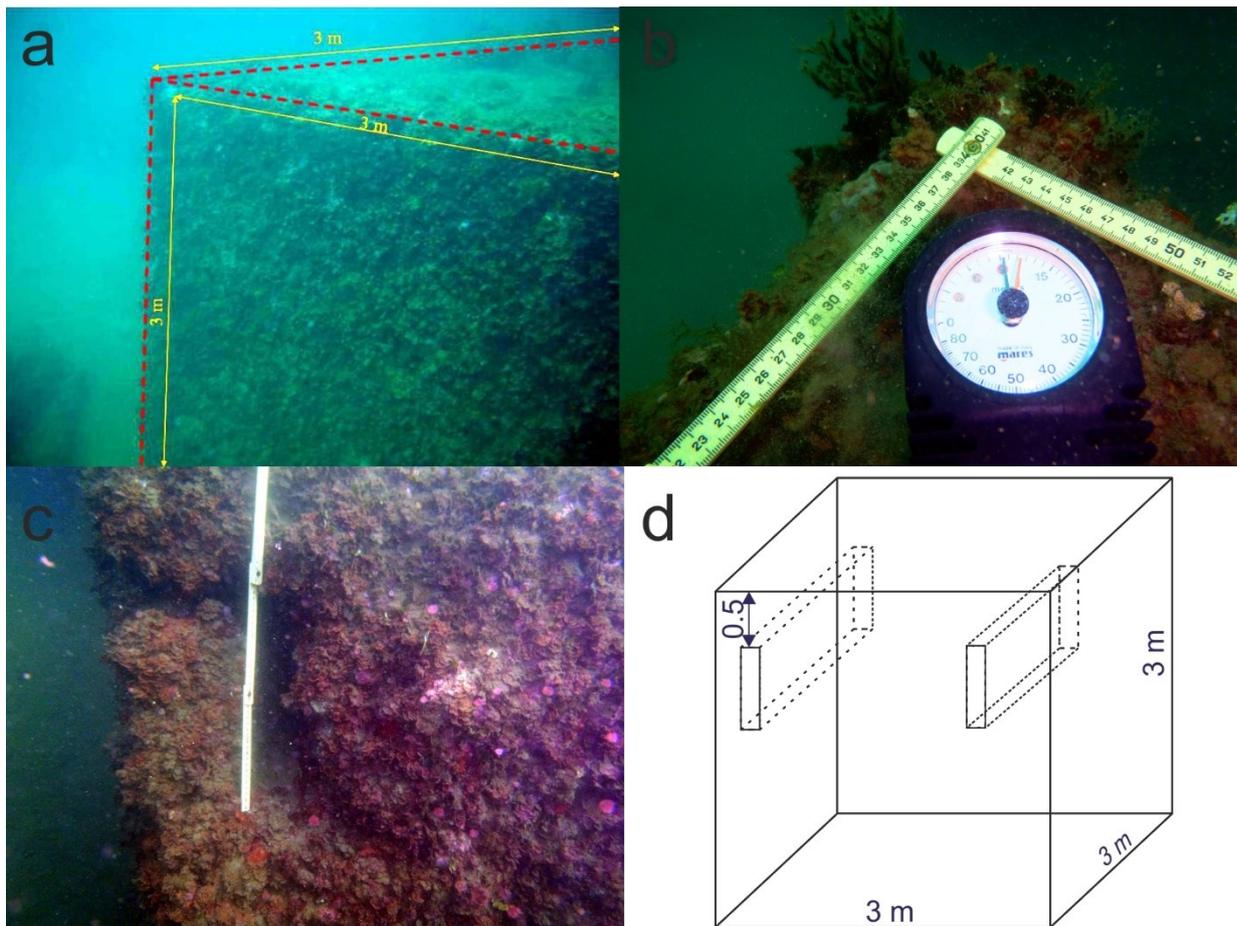


Figura 5.8: *Pilae* rinvenute nell'area di *Sinuessa* (foto C. Minopoli, 2015) ad una profondità di circa -11 m circa: a, dettaglio delle dimensioni della *pilae*; b, strumento di rilevazione della profondità sulla sommità di una *pila*; c, dettaglio dei fori passanti; d, geometria delle *pilae* con i fori passanti posti ad una distanza di 50 cm dalla sommità.

Durante le immersioni con tecnica A.R.A., ispezionando i fondali dell'area intorno alle *pilae* verso ovest, è stata rinvenuta un'ancora in piombo di epoca romana (fig.5.9a, marra con resti lignei). Ad una distanza di circa 20 m dalle *pilae* in direzione S-SE, è stato ritrovato anche un manufatto in tufo dalla sezione a forma di T alla profondità di circa 9 m (fig.5.9c). Il monolite si erge al di sopra dei sedimenti per circa un metro. L'opera, sicuramente ascrivibile alla mano dell'uomo, presenta angoli ben squadrati con pareti dello spessore di circa 25 cm. Ulteriori tracce della portualità dell'area sono rivelate da numerose anfore greche e romane adagiate sul fondale tufaceo (fig.5.9c-d).

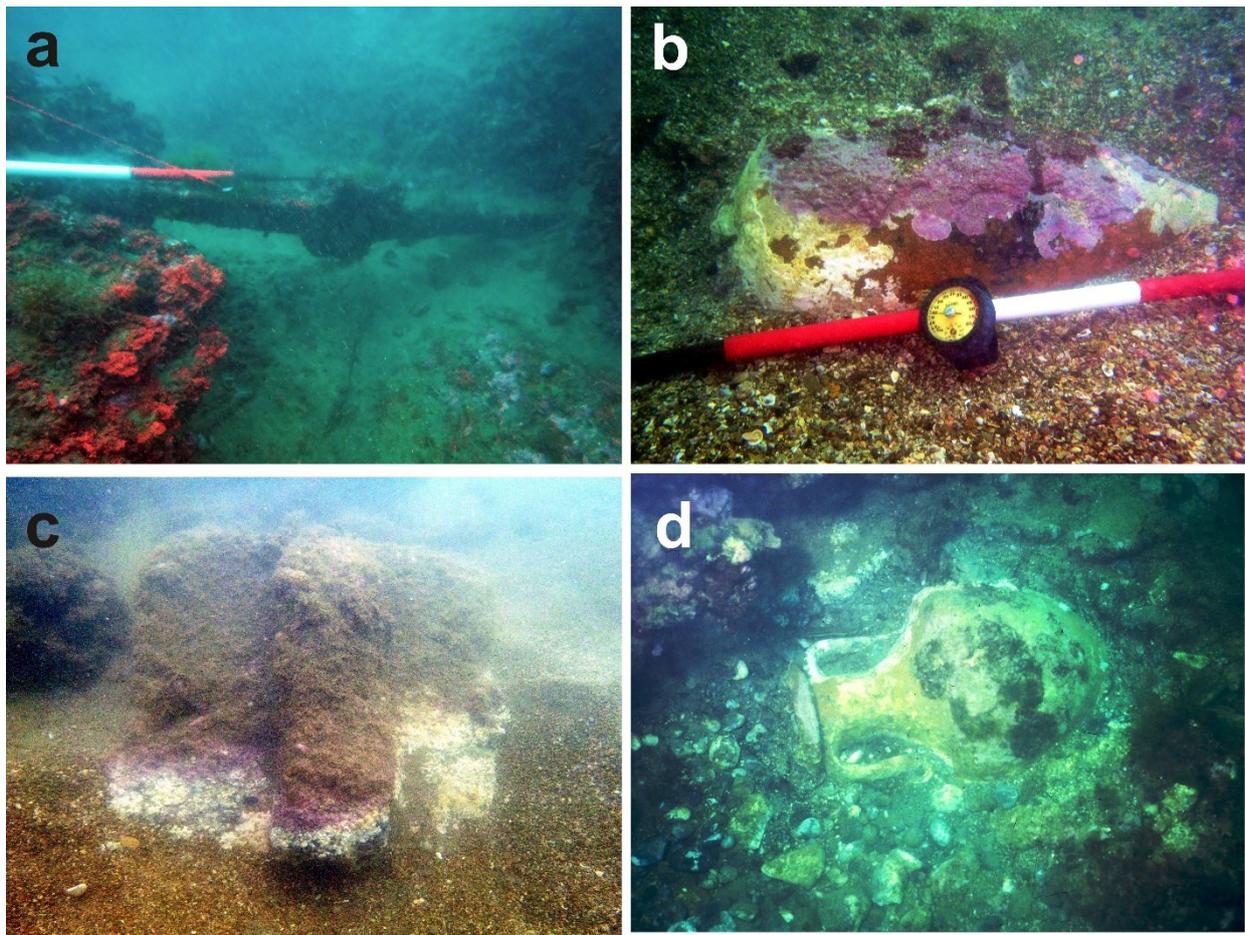


Figura 5.9: Elementi archeologici sommersi (Pennetta *et al.*, 2016); a, marra in piombo; b, anfora tipo Dressel 1; c, elemento a forma di T; d, anfora greca.

Inoltre, alla profondità di -11 m circa, sono stati rilevati altri elementi naturali ed archeologici che consentono di individuare un altro paleostazionamento del livello del mare, precedente ai due finora descritti. Infatti, sul fondo del paleoalveo, alla profondità di 11 m e ad una distanza dalla linea di riva di circa 1000 m, sono stati individuati altri depositi ghiaiosi, costituiti da ciottoli ben arrotondati, debolmente appiattiti e con disposizione ad embrice. Infine, alla profondità di -10,5 m e a circa 1 km dalla costa, nel banco tufaceo è stata rilevata una depressione circolare di evidente fattura antropica, con diametro pari a circa 1 m (fig.5.10). La depressione è da ascrivere alla cavatura di una pietra da macina cilindrica, in cui l'anello di estrazione è sempre maggiore della macina da cavare. Non è escluso che altre depressioni circolari, per l'estrazione di macine cilindriche, possano insistere nell'area esaminata, ma non sono visibili probabilmente seppellite da una spessa coltre di sedimenti.

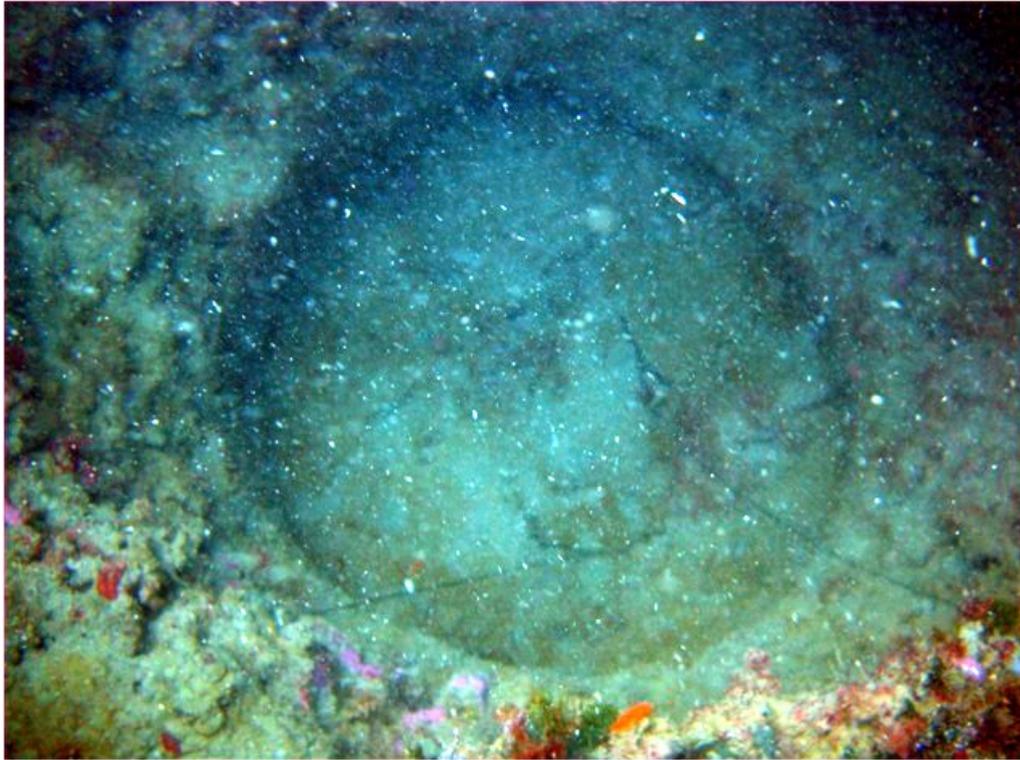


Figura 5.10: Depressione circolare nel banco ignimbrítico ascrivibile ad una cavatura di una macina per cereali, alla profondità di -11m (foto C. Minopoli, 2015).

Siti archeologico dell'area di Torregaveta

I resti della Villa di Servilio Vatia sono ubicati nelle adiacenze del promontorio di Torregaveta (fig.5.11) identificato con la zona dell'antico litorale cumano che si estende tra il Monte di Procida e la foce del Lago Fusaro, aperto sul mare tra due piccoli promontori, usati per lungo tempo come cave di tufo, e che anticamente formavano un'unica collina (Anzecchino, 1930).

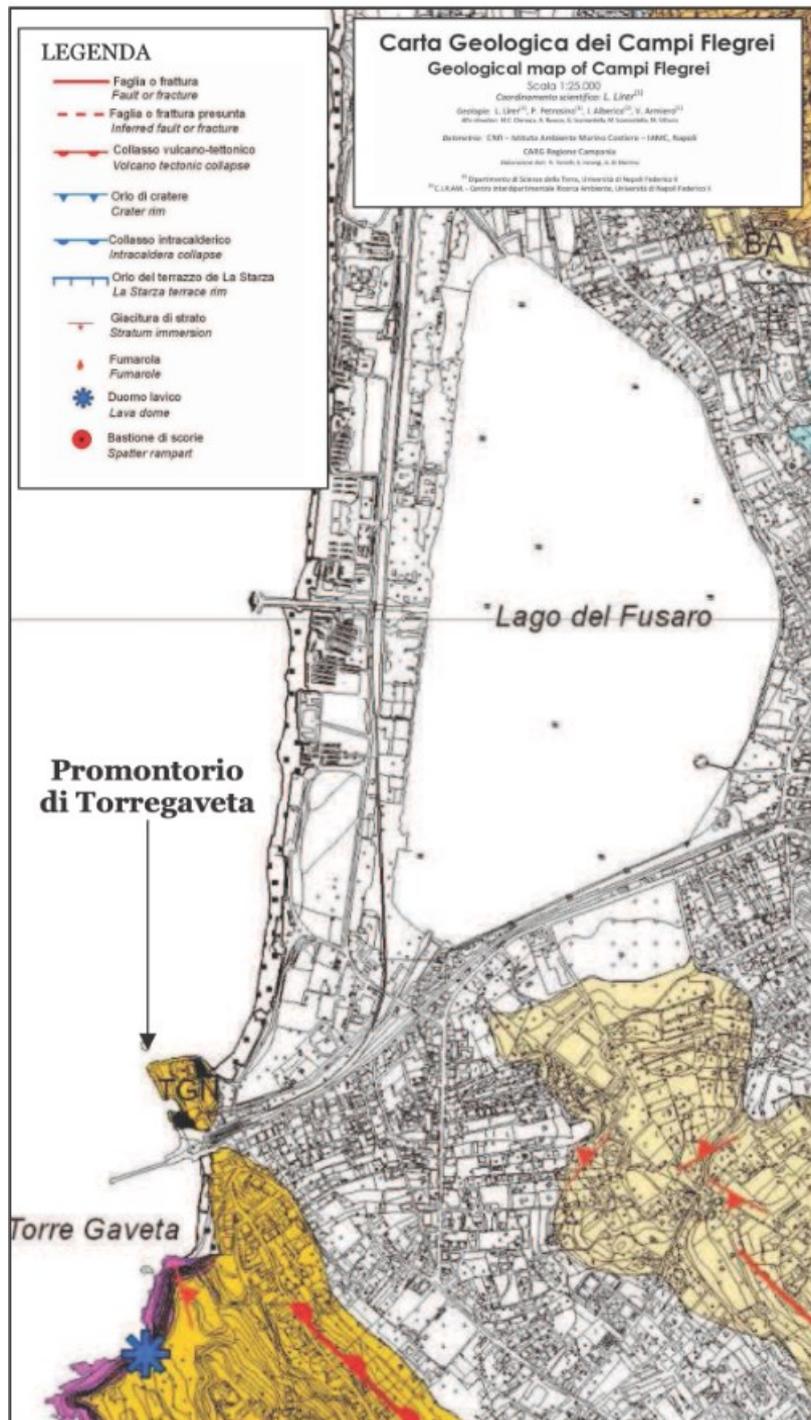


Figura 5.11: Stralcio della Carta Geologica dei Campi Flegrei alla scala 1:25000 (Lirer, 2011); la freccia nera indica l'area di studio.

L'area deve il nome ad una torre costiera, ora scomparsa, eretta nel XVI secolo, che rinominò l'altura di San Pietro, Torre della gàveta, cioè della cunetta o canale, com'era chiamata in dialetto la galleria romana incisa sotto la torre (Caputo, 2006). Menzionata da Seneca (*Ep. LV*,

2) essa è una delle poche ville di cui conosciamo il nome del proprietario, ed è stata attribuita dallo storico a Servilio Vatia, nipote di Publio Servilio Vatia l'Isaurico (console nel 79 a.C.).

Vatia era l'ultimo di una ricca famiglia di politici, esempio di quel patriziato romano ancora fedele alle istituzioni repubblicane, ma che aveva capito l'inutilità di opporsi al principato e dunque, si auto-esilia, rifugiandosi in quel luogo lontano.

Il complesso archeologico doveva essere monumentale (Mazzella, 1606), con una estensione di mezzo miglio. L'analisi iconografica (fig.5.12), oltre a mostrare elementi oggi non più esistenti, sembra rafforzare tale affermazione. Giacinto Gigante (1606) scriveva di vedere ancora "danti a lui" le rovine e che poco tempo prima erano state ritrovate statue di due imperatori e di alcuni di filosofi.

Oltre alla descrizione di Seneca (*Ep.LV, 6*), il carattere sontuoso della villa si evince anche dai numerosi ritrovamenti, fatti nel corso dell'800 e nei primi decenni del '900, di decorazioni architettoniche, nonché di altri reperti rinvenuti nell'area del promontorio ed in quella circostante. Infatti, durante le opere di bonifica del lago Fusaro, furono ritrovate colonne in marmo cipollino e due capitelli di marmo bianco di ordine corinzio.



Figura 5.12: Stampe del promontorio di Torregaveta; a, La bouche du Fusaro - stampa di G. Gigante (1606) ; b, Lac Fusaro anciennement Acherusia - stampa di M.J.M. Le Riche (1834).

L'analisi critica della letteratura (Caputo, 2006), abbinata a nuovi rilievi geomorfologici e geoarcheologici, ha mostrato la presenza di elementi architettonici emersi e sommersi (fig.5.13).

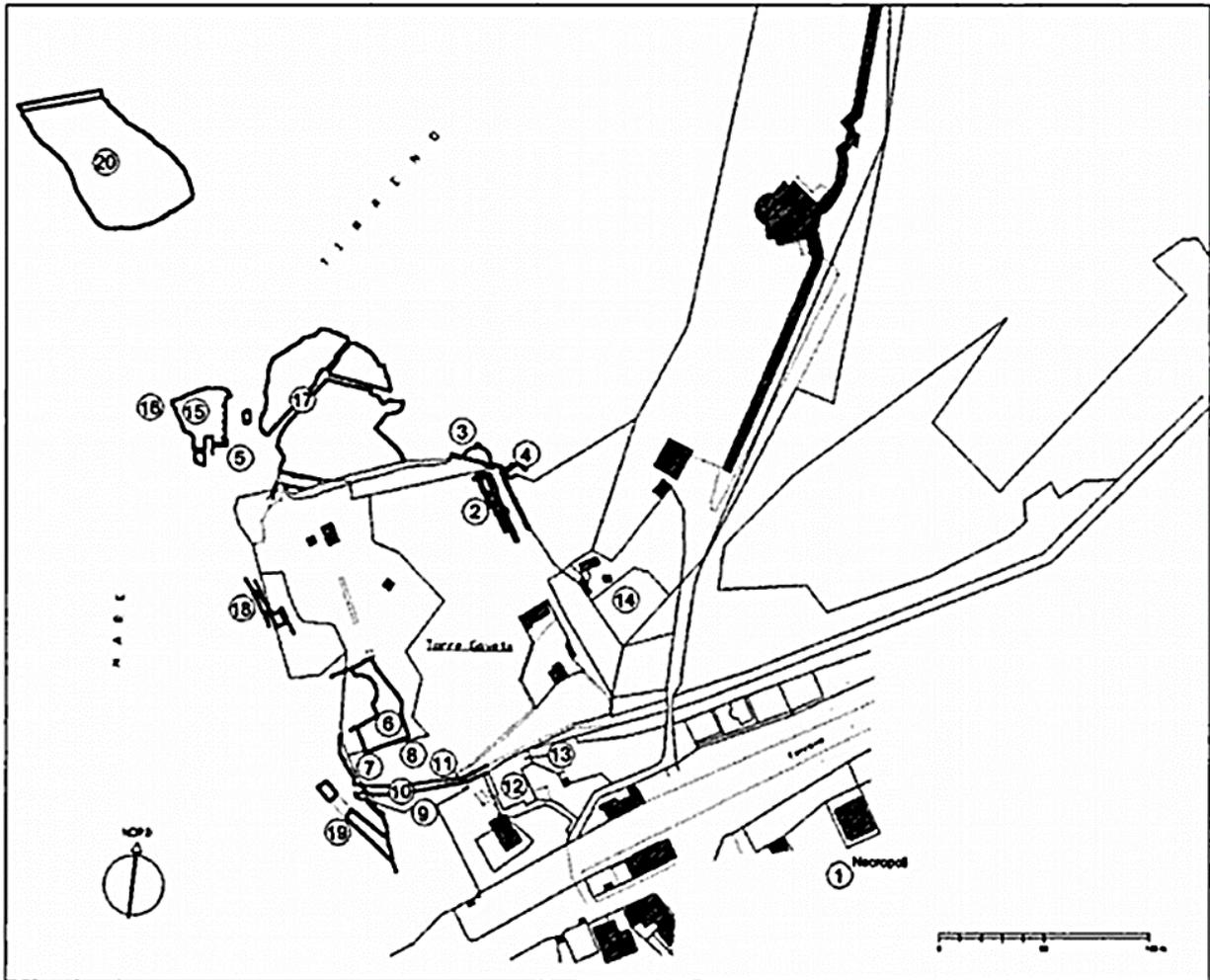


Figura 5.13: Planimetria del sito archeologico di Torregaveta; legenda: 1, necropoli; 2, cisterna; 3, esedra; 4, resti di basamento (incerto); 5, Bagni dell'arco alto; 6, ambiente absidale; 7, ambiente a pianta circolare con cupola; 8, ambiente quadrangolare; 9, ambiente circolare con nicchia; 10, Foce Vecchia del Fusaro; 11, resti di strutture murarie e ambienti termali; 12, cisterna quadrangolare; 13, due cisterne voltate; 14, ambiente forse termale; 15, parete con nicchie; 16, volta a botte; 17, piattaforma tufacea; 18, canale sommerso; 19, molo cementizio; 20, massicciata di protezione (Caputo, 2006).

In particolare sono state rilevate, in ambiente emerso, mura disarticolate e 6 cisterne intercomunicanti orientate in direzioni est-ovest. In ambiente sommerso, invece, si osservano diverse strutture quasi tutte afferenti alle peschiere della villa.

Sul versante nord del promontorio è stata individuata una parete articolata (fig.5.14a-b) con nicchie (quadrangolari e semicircolari) realizzata tagliando il banco di Tufo Giallo Napoletano (fig.5.14c-d). Alla base della parete a nicchie, si osserva un gradino alto 60 cm conservato per circa 1 m, che poggia su di un piano posto alla profondità di -3.4 m. e che doveva, con molta probabilità, costituire la base d'appoggio alla parete a nicchie che fungeva da sfondo scenico.

Lo scoglio affiorante che ospita la parete con le nicchie è attraversato da una piccola galleria scavata nel tufo (fig.5.15), orientata in direzione SO-NE e con profondità del canale di -4.7 m.

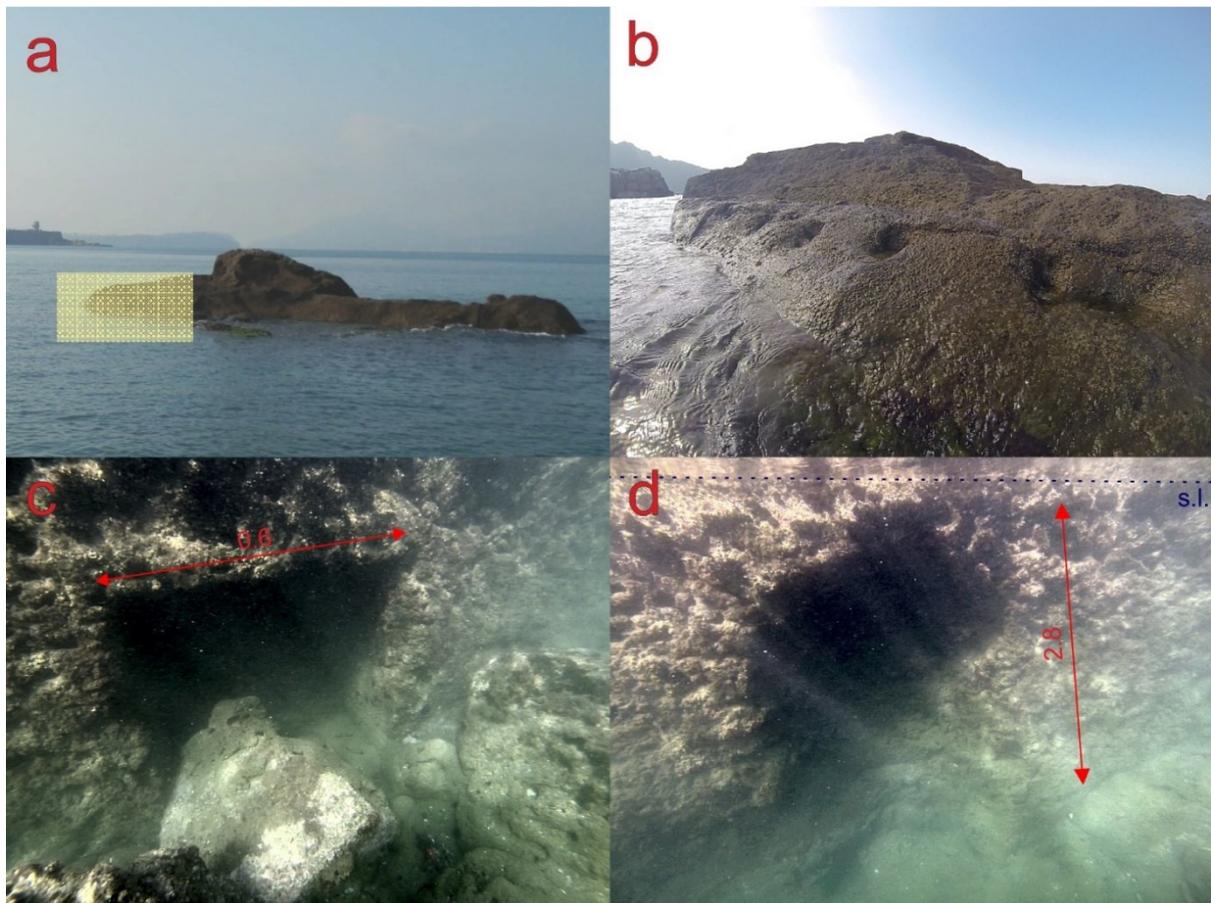


Figura 5.14: Parete con nicchie incise nel banco tufaceo (foto C. Donadio, 2015); a, in evidenza l'ubicazione della parete nel banco tufaceo; b, sommità emersa della parete con una serie di fori circolari allineati; ; c, nicchia rettangolare; d, nicchia semicircolare, s.l., livello marino attuale.

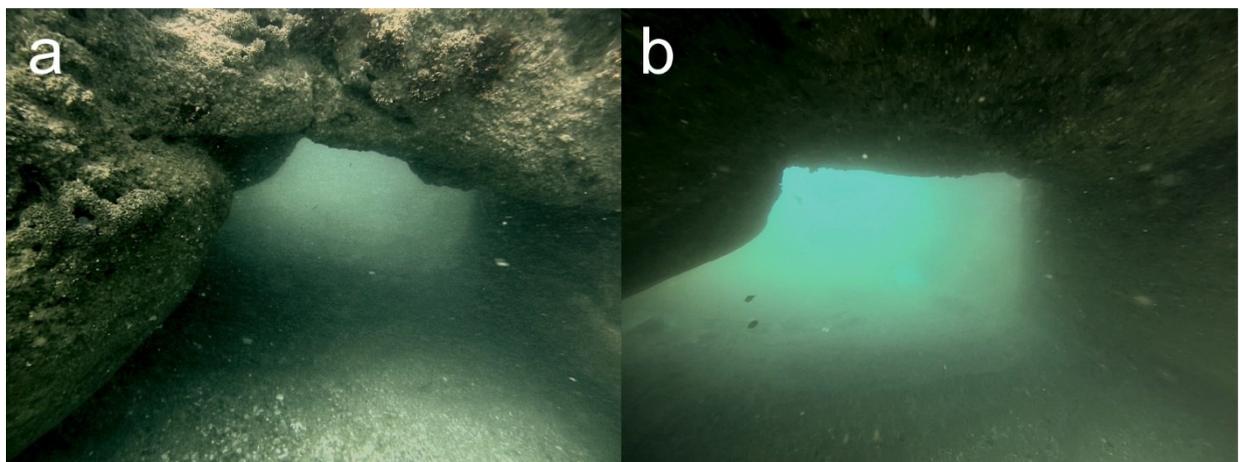


Figura 5.15: Piccola galleria scavata nel TGN, con il pavimento ricoperto da una coltre di sedimenti sabbiosi, posizionata ortogonalmente alla parete con nicchie (foto C. Donadio, 2015).

Ad est delle strutture descritte, si conserva una piattaforma tufacea, la cui sommità è alla profondità di 1.8 m.. E' caratterizzata da tre canali disposti geometricamente a forma di Y con larghezza variabile da 3 a 1.2 m che raggiungono la profondità di -3.30 e risultano leggermente obliterate da sedimenti sabbiosi. Un ulteriore canale (in figura 5.13 identificato con il numero 18), che si rinviene sommerso alla profondità di -3.2 m, collegava il promontorio con ambienti o vasche insabbiate (Caputo, 2006). I nuovi rilievi hanno evidenziato la presenza di questi elementi connessi al promontorio del canale, ma la presenza di sedimenti che li mascherano, impediscono l'identificazione di geoindicatori significativi del livello del mare in epoca romana.

Nell'area a sud si estende il canale Foce vecchia del Fusaro che si prolunga fino all'attuale pontile (fig.5.16). Scavato nel banco tufaceo alla base del promontorio, con le pareti rivestite di opera muraria e tracce di intonaco bianco, coperto a volta per 125 m, è attualmente semi-sommerso ad una profondità di -2.4 m. Questo, in epoca romana assumeva la funzione di strada di collegamento tra la zona retrostante, il promontorio e l'arenile (Borriello & d'Ambrosio, 1979).

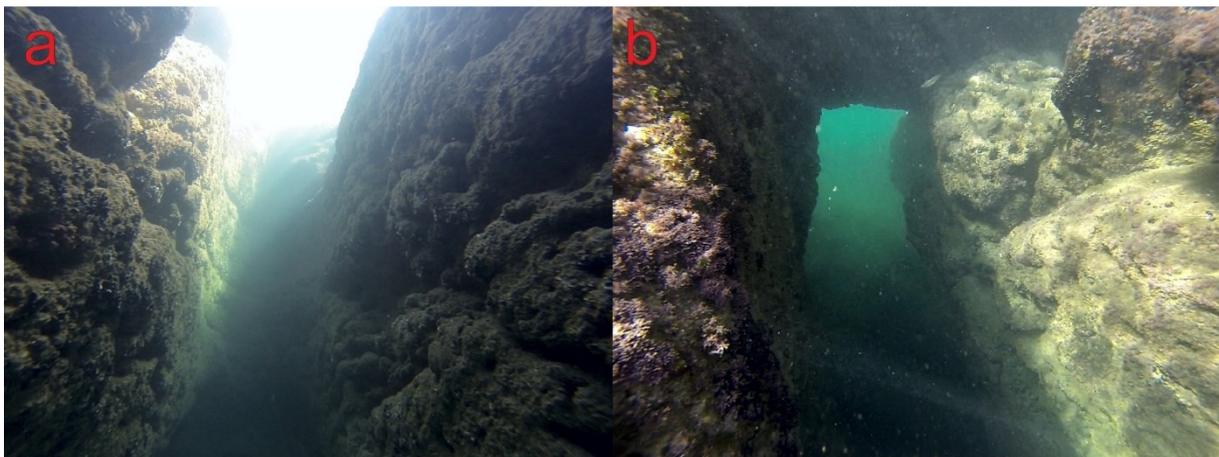


Figura 5.16: Canale semicoperto nell'area di Foce Vecchia del Fusaro; a, vista NE-SO; b, vista SO-NE (foto C. Donadio,2015).

SITI ARCHEOLOGICI DELLA COSTA FLEGREO-PARTENOPEA (II)

Nel Golfo di Napoli, tra Capo Miseno e la città di Napoli, si trovano numerosi porti e ville marittime che presentano alcuni tratti comuni: disposizione parallela alla costa, pianta allungata, portici belvedere in facciata, corridoi e criptoportici che le isolano verso terra, accesso dal mare, decorazione ricchissima dei pavimenti e delle pareti.

Nelle pitture parietali pompeiane sono raffigurate ville flegree con portici a tre bracci, su due o più piani, all'interno dei quali sono racchiusi giardini, piscine o addirittura specchi di mare.

Sono, infatti, proprio le coste campane ed in particolare quelle flegree che nel corso del I secolo a.C. divennero sede privilegiata per la villeggiatura dei ceti agiati della società romana. In tutta la fascia litoranea, si verificò una vera e propria corsa edilizia, con una conseguente speculazione dei suoli. Basti pensare al nugolo di ville di lusso che offrivano un colpo d'occhio ininterrotto lungo il litorale di Baia. (Seneca, *Epist.* 5; fig.5.17). Già in epoca repubblicana, la febbre edilizia aveva riempito, in pochi decenni, la costa e le colline circostanti di numerose ville di lusso. Né il fenomeno deve essere scemato in epoca imperiale, quando gli stessi imperatori e la famiglia imperiale scelgono proprio Baia per la loro villeggiatura; tanto che Plinio il Giovane ci informa che, per descrivere ville a terrazze in collina o in riva al mare, ricorrendo talvolta alla costruzione di ponti e di isolotti artificiali per ampliare l'esiguo spazio disponibile, si usava l'espressione *more baiano*, ovvero secondo l'uso di Baia.

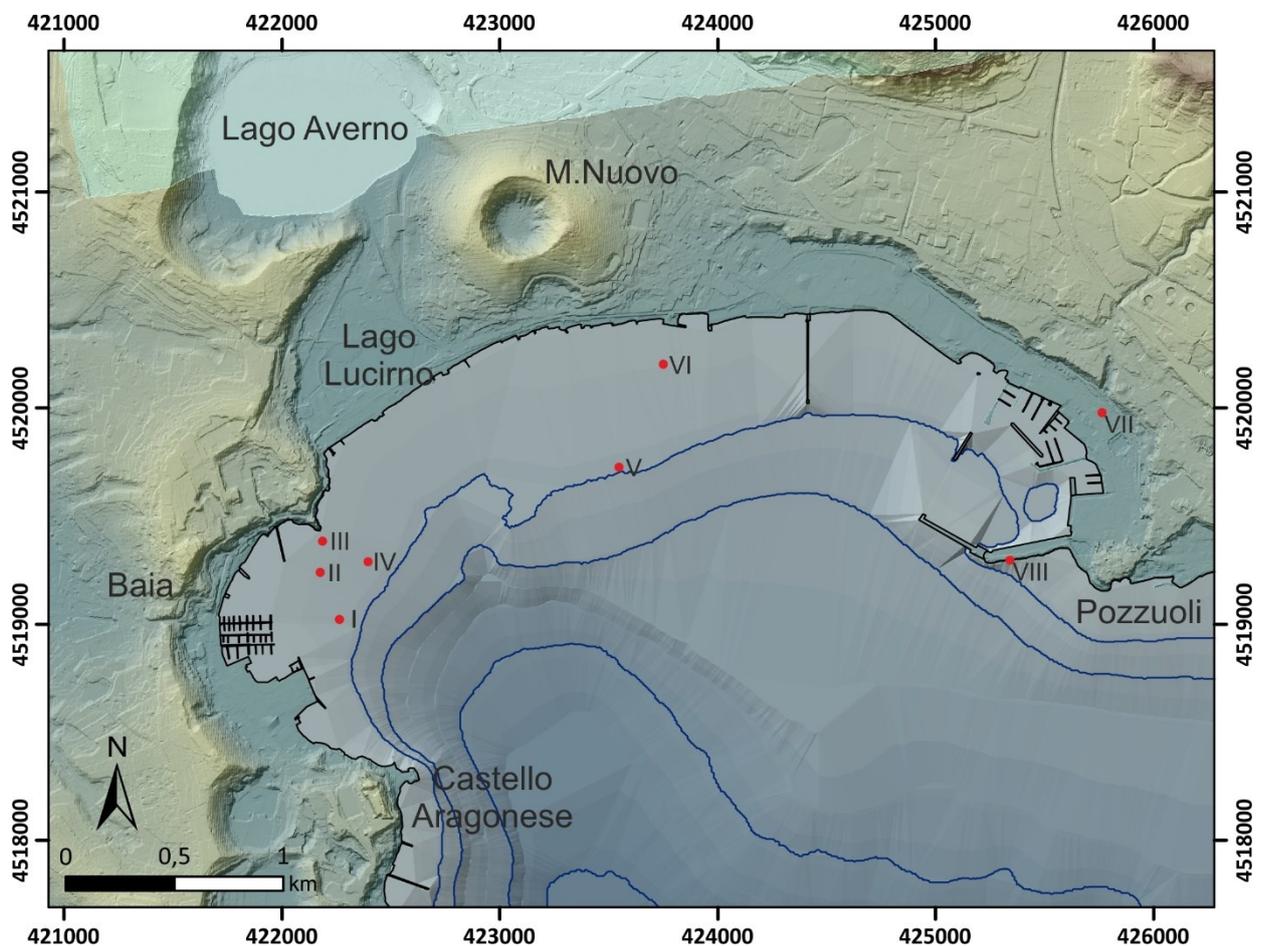


Figura 5.17: Ubicazione dei siti archeologici dell'area di Baia; I, *Lacus Baianus*; II, *villa Protiro*; III, Ninfeo di Claudio; IV, *villa dei Pisoni*; V, *Secca Fumosa*; VI, *Portus Iulius*; VII, *Tempio di Serapide*; VIII, *Molo Caligoliano*; DTM Lidar da MATTM – *Environmental Remote Sensing Plan (PT-A)*; batimetrie (-m); coordinate geografiche in WGS84 zona 33T.

La collina di Posillipo fu un importante scenario storico culturale, infatti, R.T. Gunther (1913) segnala numerose frequentazioni tra l'Area Marina Protetta di Gaiola e Cala Trentaremi (fig.5.18). Nonostante ciò, a differenza dell'area di Bacoli e Baia, la letteratura storico-scientifica della collina di Posillipo fa riferimento ancora alle informazioni del Gunther del 1903 e molti siti, come Cala San Basilio, non risultano neanche segnalati nella documentazione della Soprintendenza competente per la zona.

Dal punto di vista geomorfologico, il sistema costiero è quasi interamente roccioso, con il versante di ponente caratterizzato da alte ripe tufacee e quello di levante, dove la collina degrada verso mare, da spiagge sabbioso-ciottolose.

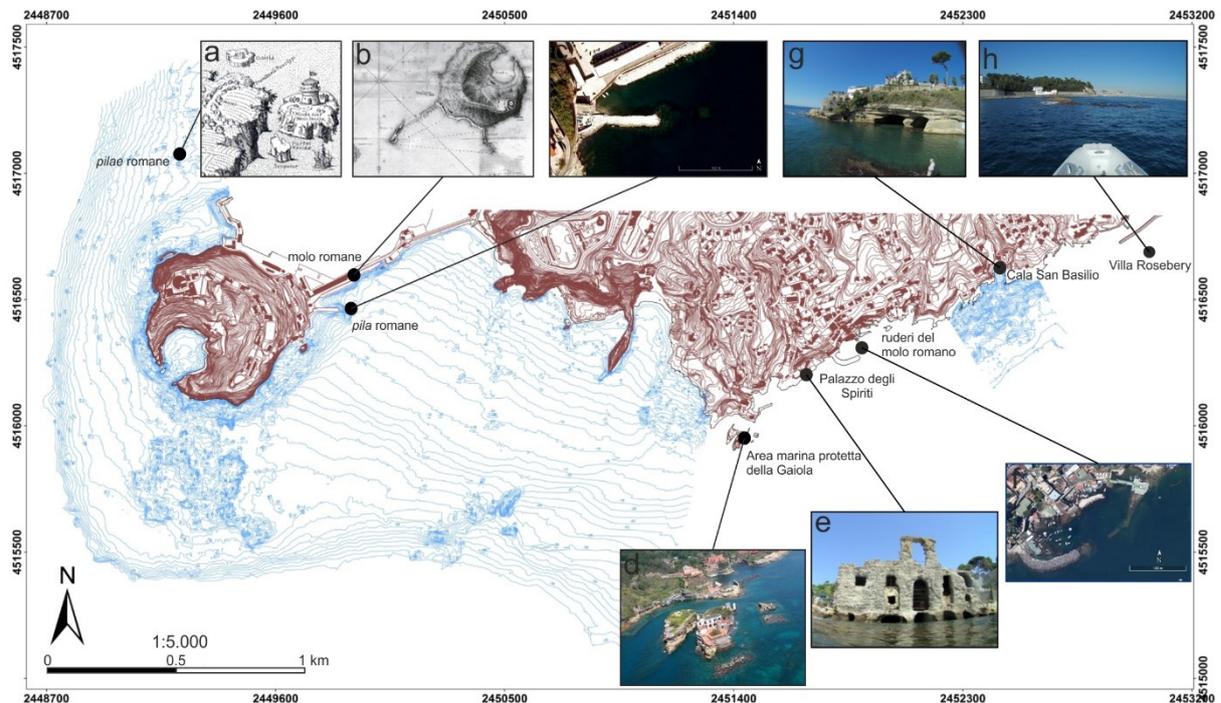


Figura 5.18: Carta batimetrica dell'area di Posillipo con evidenziati i siti archeologici di epoca Romana; a, veduta di Francisco Villamena (1652); b, pianta di Nisida di Vincenzo de Ritis; c, d, f, foto Google EarththPro; e, g, h, foto C. Stanislao (2015), coordinate geografiche WGS84 Zona 33T, batimetrie da MEdPAN (Mediterranean Protected Areas Networks), 2015.

Porto di Miseno

Il porto di Miseno (*Misenum*) ricade nell'attuale comune di Bacoli tra Capo Miseno e Punta Pennata (fig.5.19), fu scelto, in età augustea, come base militare della *Classis praetoria misenensis*, a guardia del Mediterraneo occidentale; il bacino poteva contenere sino a 250 imbarcazioni.

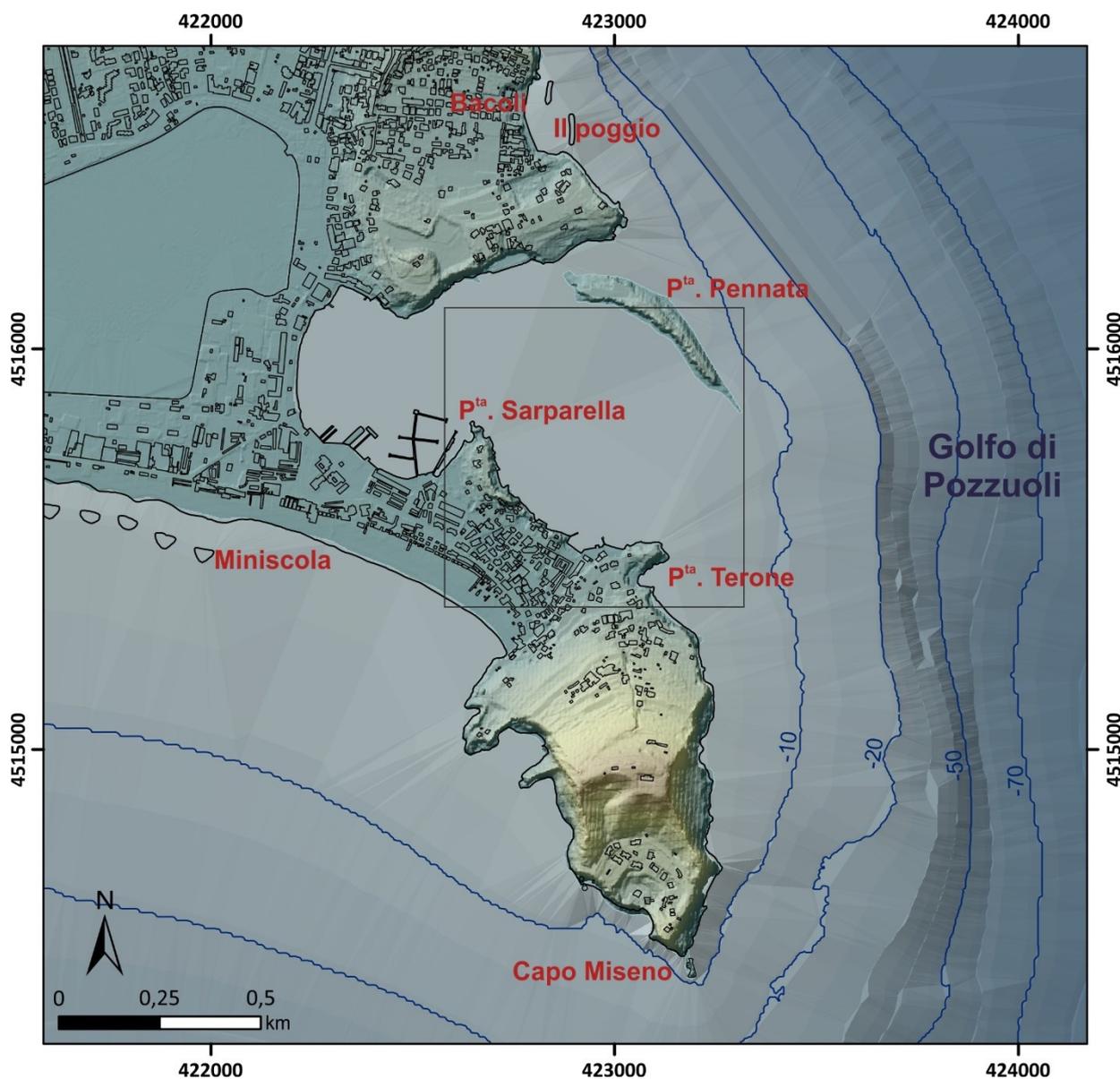


Figura 5.19. Ubicazione dell'area di studio (quadrato) tra Capo Miseno e Bacoli; DTM LiDAR da MATTM – *Environmental Remote Sensing Plan* (PT-A); batimetrie ad intervallo decametrico (-m); coordinate geografiche in WGS84 zona 33T.

Il ruolo di primo piano, attribuito alla flotta di Miseno istituita da Marco Agrippa, è stato convalidato dall'attenta cura ad essa riservata da parte di tutti gli imperatori, ad iniziare da

Augusto, che si affidò ad essa per i suoi lunghi viaggi per mare in Oriente ed occidente e per il controllo delle isole di proprietà imperiale (Carro, 2011).

La *Classis praetoria misenensis* assolse una grande quantità di altri compiti di rilievo. Infatti, alla flotta che gravitava nel Mar Tirreno, ma che eseguiva missioni anche in tutte le acque del Mediterraneo, fu anche assegnata la più ampia gamma di responsabilità, essendo la principale forza navale dell'Impero Romano. Fra i suoi compiti vi fu lo svolgimento di una continuativa attività di addestramento alla guerra navale e alle manovre terrestri nella vicina Miliscola, con esercitazioni in porto ed in mare aperto, per mantenersi sempre pronta ad affrontare qualsiasi minaccia che fosse venuta dal mare. La flotta, inoltre, svolgeva l'attività di tutela della legalità e della sicurezza delle aree marittime ed in particolare il controllo delle attività in mare, al fine di garantire a tutti la libertà di navigazione, l'esercizio della pesca, l'assenza di ogni forma di pirateria, nonché il soccorso in mare e sulle coste. Particolarmente celebre fu l'azione condotta da Plinio il Vecchio che, al comando di una dozzina di quadriremi, soccorse le popolazioni della costa vesuviana durante la disastrosa eruzione del 79 d.C. Ridimensionata nel IV e V secolo d.C. la flotta, sotto Teodorico, fu trasferita a Ravenna.

Dove oggi vi è il ponte in muratura che scavalca il canale tra la rada e il Maremorto, vi era un ponte di legno costruito da Augusto e restaurato nel 159 d.C. La rada esterna, divisa in due specchi d'acqua dalla Punta della Sarparella, costituiva invece il vero e proprio porto, il cui imbocco, tra Punta Pennata e Punta Terone, era ristretto da due moli formati da arcate su *pilae*. Degli arsenali e delle caserme, che dovevano esistere nel luogo, non restano tracce. Si possono ritrovare solo resti sparsi, riferibili per lo più a ville e quelle sulla Punta della Sarparella potrebbero appartenere alla residenza del prefetto della flotta. Alcuni ruderi presenti sulla sommità del breve promontorio di Punta Pennata, in parte rovinati in mare, sono stati attribuiti ad una villa di Lucullo.

Nei pressi di Punta Terone, nella primavera del 1988, furono sospesi dalla Soprintendenza i lavori di prolungamento della diga foranea, realizzata con grossi massi calcarei per la presenza delle *pilae* sui fondali.

Già il Beloch (1890), delineando la topografia di *Misenum* (fig.5.20) indicava, allineate ortogonalmente a Punta Terone, una prima fila di *pilae*, ai cui interspazi corrispondeva una seconda. Una sola fila di *pilae* si riconosceva, invece, dall'altro lato dell'imboccatura portuale, a nord, in prossimità di Punta Pennata, posizionata 100 m più all'interno di quelle di Punta Terone.



Figura 5.20: Cartografia dell'area di Miseno (Beloch, 1890), in cui sono visibili le tre serie di *pilae* che proteggevano l'insenatura naturale sede del porto di *Misenum*.

Successivi rilievi, sponsorizzati dalla Soprintendenza Regionale per i Beni e le Attività Culturali della Campania e dalla Regione Campania hanno permesso di cartografare nel dettaglio l'intero complesso archeologico (fig.5.21).

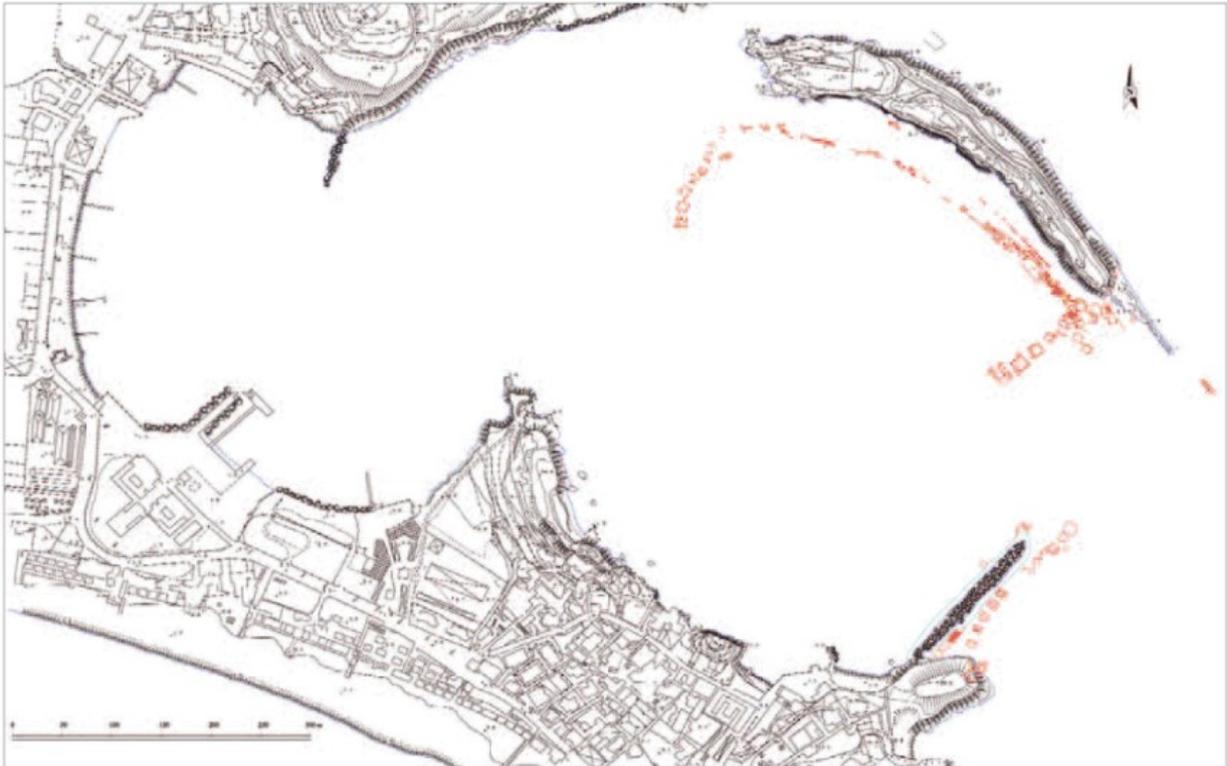


Figura 5.21: Planimetria generale del Porto di Miseno (Benini & Lanteri, 2010), con le strutture e *pilae* sommerse della zona portuale d'epoca romana.

Considerando le repentine variazioni causate dall'attività bradisismica, i recenti rilievi effettuati in questo studio dallo scrivente, sono stati finalizzati all'aggiornamento delle misurazioni delle profondità sugli elementi geoarcheologici riconosciuti già in letteratura tecnico-scientifica. Pertanto, di seguito vengono riportati solo gli elementi utilizzati per la valutazione dei moti verticali del suolo. Per i dettagli si rimanda ai lavori di Benini & Lanteri, (2010); Caputo, (2006) e Lanteri, (2014).

In prossimità di Punta Terone è presente una peschiera (fig.5.22a-b) descritta per la prima volta da Benini & Lanteri (2010). L'ottimo stato di conservazione permette il riconoscimento di crepidini (fig.5.22b), scanalature per il posizionamento delle grate e di un *tunnel*.

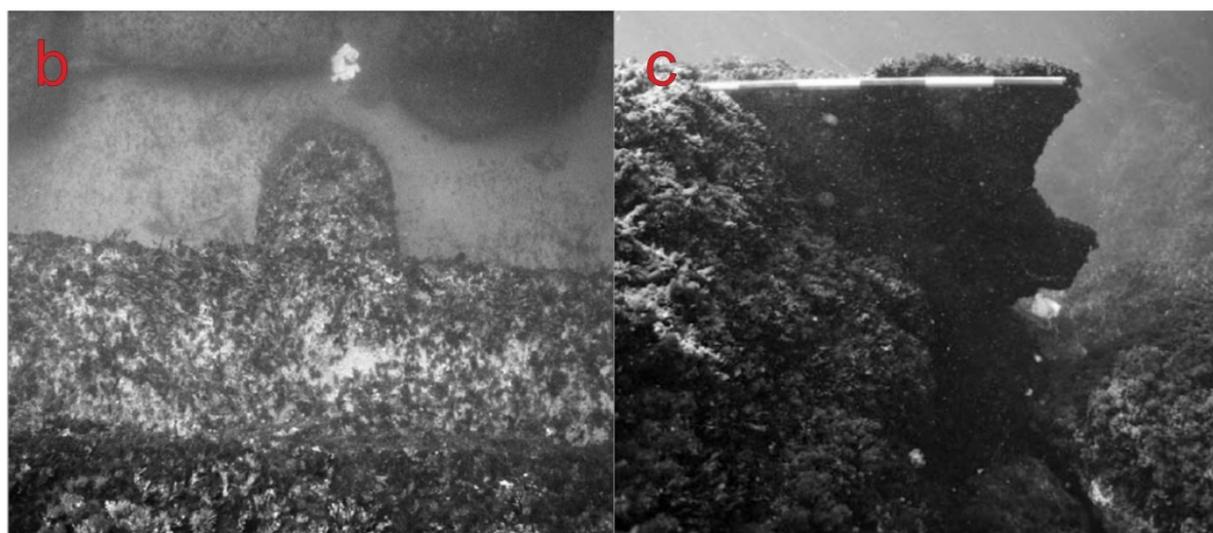
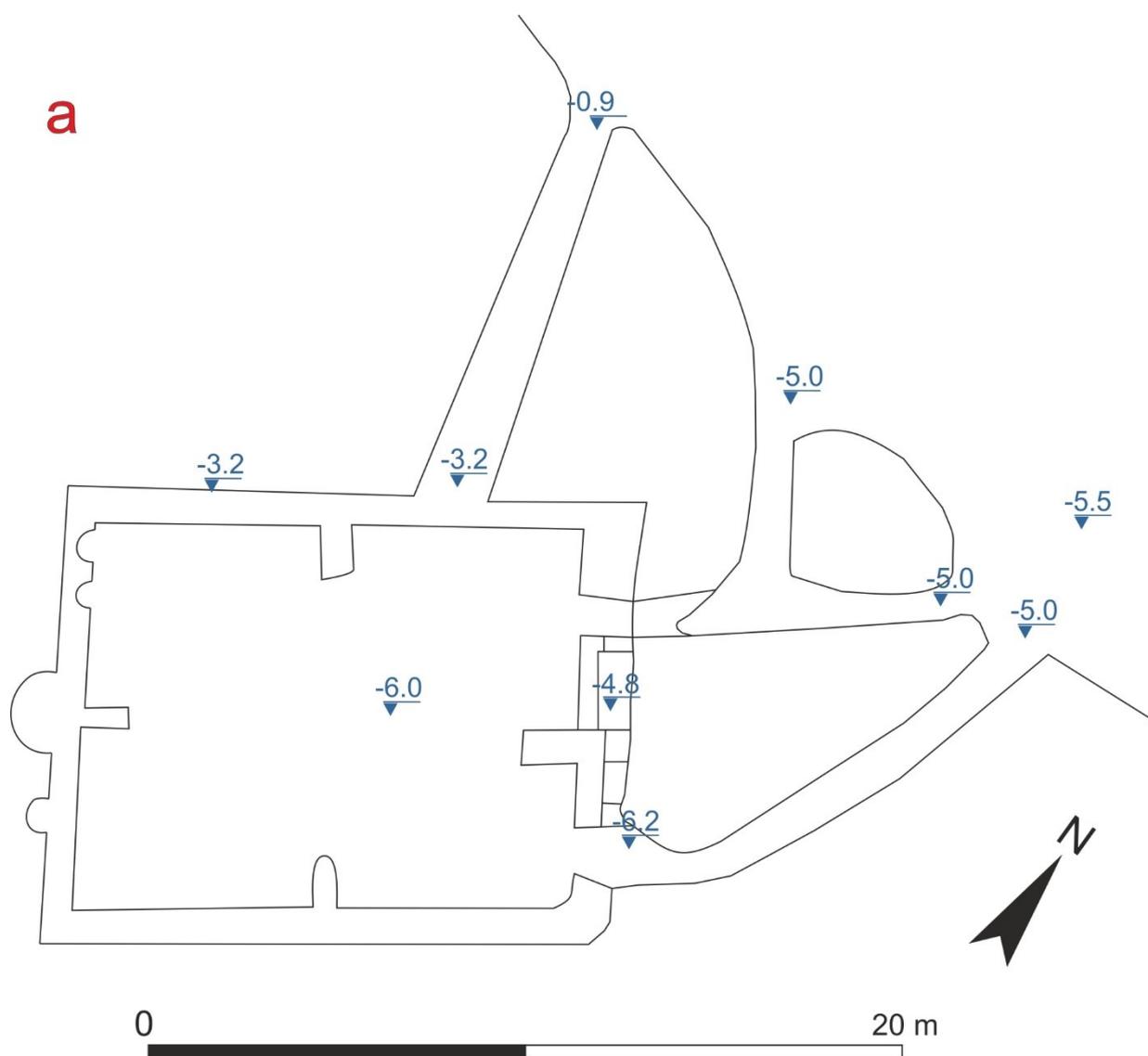


Figura 5.22: Planimetria della peschiera nei pressi di Punta Terone (a); b, crepidine; c, anello d'ormeggio pertinente al molo meridionale (Benini & Lantieri, 2010, mod.)

La sommità delle crepidini è alla profondità di -3.2 m, mentre la sommità delle scanalature per le grate è a -3.6 m. Il *tunnel*, a nord della peschiera, risulta inclinato con profondità da -0.9 sulla ripa a -3.2 m.

Il molo di Punta Terone è caratterizzato da 7 *pilae* (fig.5.23) con funzione di frangiflutti di cui le due più esterne presentano paramenti in opera reticolata. La testata del molo è caratterizzata da una pianta semicircolare con bitte ed anelli d'ormeggio (fig.5.23). La moderna scogliera ha obliterato l'antico molo, generando cedimenti strutturali, nonché la rottura degli anelli, in due casi rinvenuti sul fondo (Caputo, 2006). Gli anelli sono sommersi ad una profondità di -6.30 ma questi, insieme alla struttura ed a causa dei cedimenti, non possono essere considerati geoindicatori attendibili dei moti verticali del suolo.

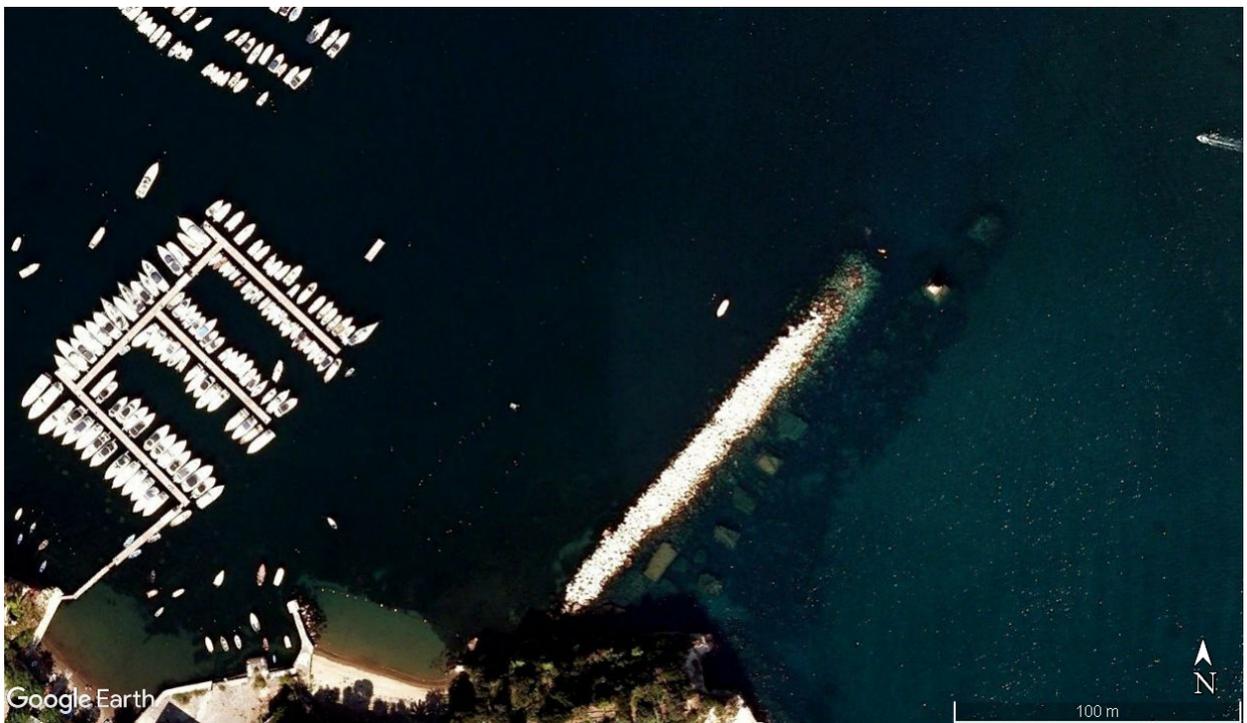


Figura 5.23: Immagine satellitare delle *pilae* di Punta Terone, in parte sepolte dalla barriera artificiale in massi calcarei, tratta da Google EarththPro, Copertura *DigitalGlobe* 19-12-2007).

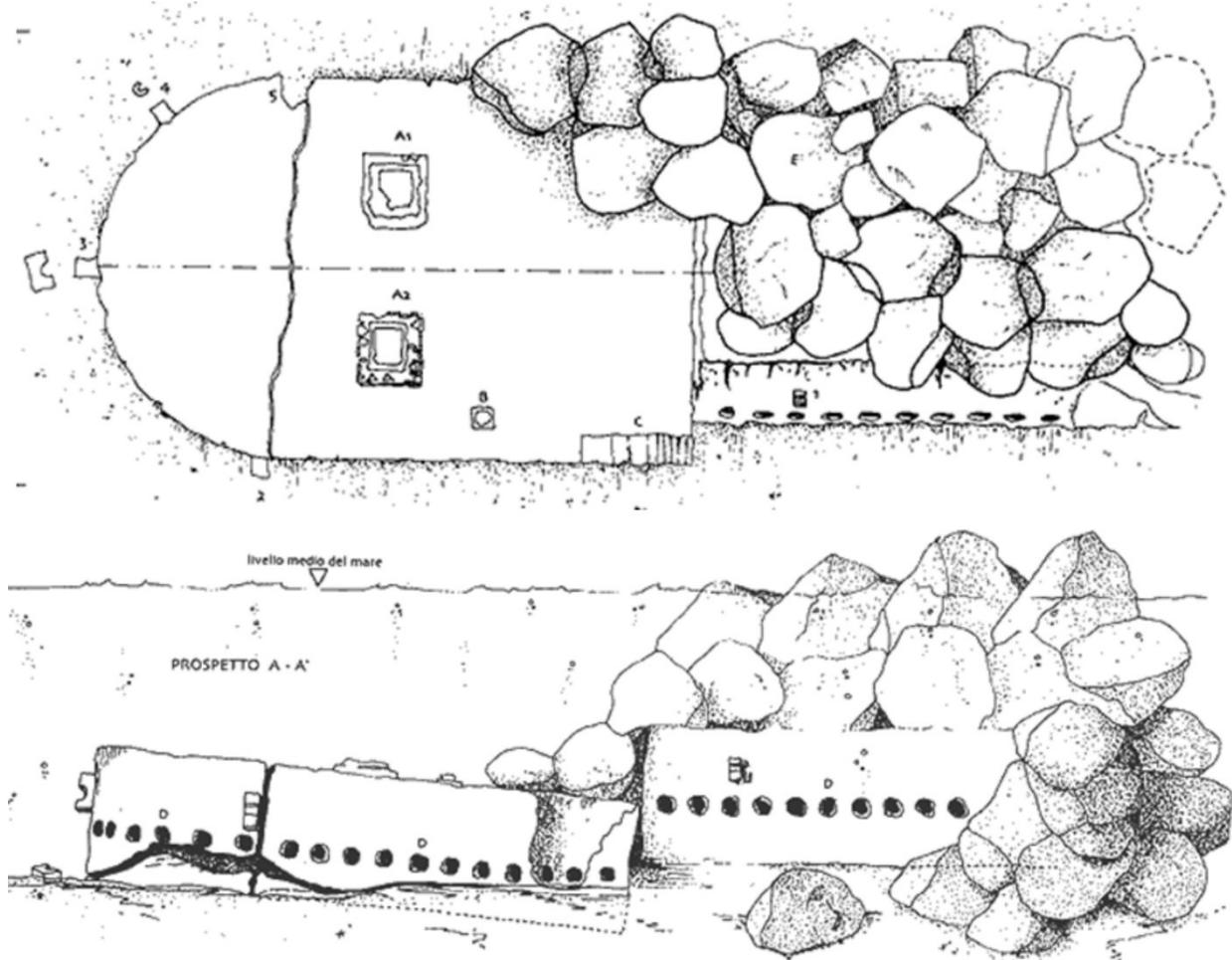


Figura 5.24: Planimetria dettagliata della testa del molo romano di Capo Miseno, fondata sulle *pilae* romane (Caputo, 2006).

Unico anello d'ormeggio *in situ* (fig.5.22c) si rinviene sul molo meridionale ad una profondità di -1.35 m.

Una fase di stazionamento del livello del mare è stata registrata sulla *pila* esterna del molo per la presenza di una concavità verosimilmente attribuibile ad un solco di battente (fig.5.25), a circa -6 m di profondità.



Figura 5.25: Una *pila* del porto di Miseno d'età romana, sommersa a circa -6 m di profondità, con la traccia di un possibile solco di battente (foto F. Galeotti, 1988).

Lacus Baianus

Al centro della rada di Baia (fig.5.17) sorgeva il piccolo bacino naturale antico, il *Lacus Baianus* (fig.5.26), cosiddetto in quanto morfologicamente simile ad un lago, utilizzato per scopi commerciali sin dal I secolo a.C. L'ingresso del porto è definito da due moli di calcestruzzo (fig.5.27): quello ubicato a nord è lungo 209 m e largo 9.5 m, mentre quello a sud, pur avendo la stessa larghezza, è lungo 232 m. I moli, con chiare tracce di *opus reticulatum*, limitano un canale largo 32 m. La sommità dei moli giace tra -4.8 e -5.1 m di profondità.

Il perimetro del *Lacus Baianus* è intuibile dalla batimetria del fondo e dalle prospezioni geofisiche (Maniscalco & Severino, 2002 Paoletti *et al.*, 2005).

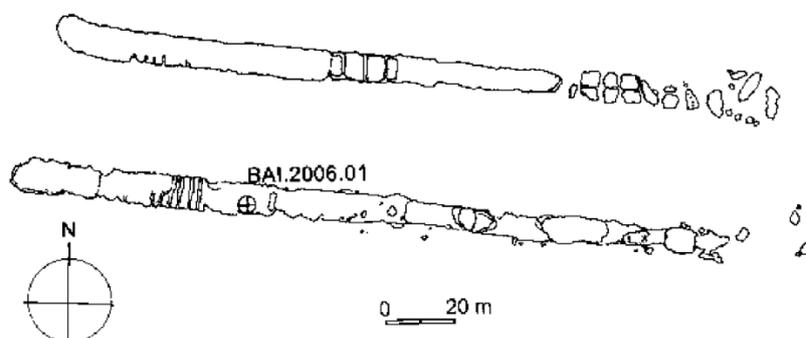


Figura 5.26: Planimetria del canale d'entrata del *Lacus Baianus*; BAI.2006.01 carota prelevata nell'ambito del progetto ROMACONS (Brandon *et al.*, 2008).

Villa maritima dei Pisoni

La *villa maritima*, sorta agli inizi del I secolo d.C., ristrutturata nel corso del I e del II secolo, è ubicata nel Parco Archeologico di Baia (fig.5.17). Si sviluppa intorno ad una corte centrale a pianta rettangolare di mt 95 x 65 circa, orientata con il lato lungo NW-SE, destinata a giardino, mentre tutto il complesso residenziale, che contorna la corte con portici, occupa una superficie complessiva di mt. 120 x 160 (fig.5.27).

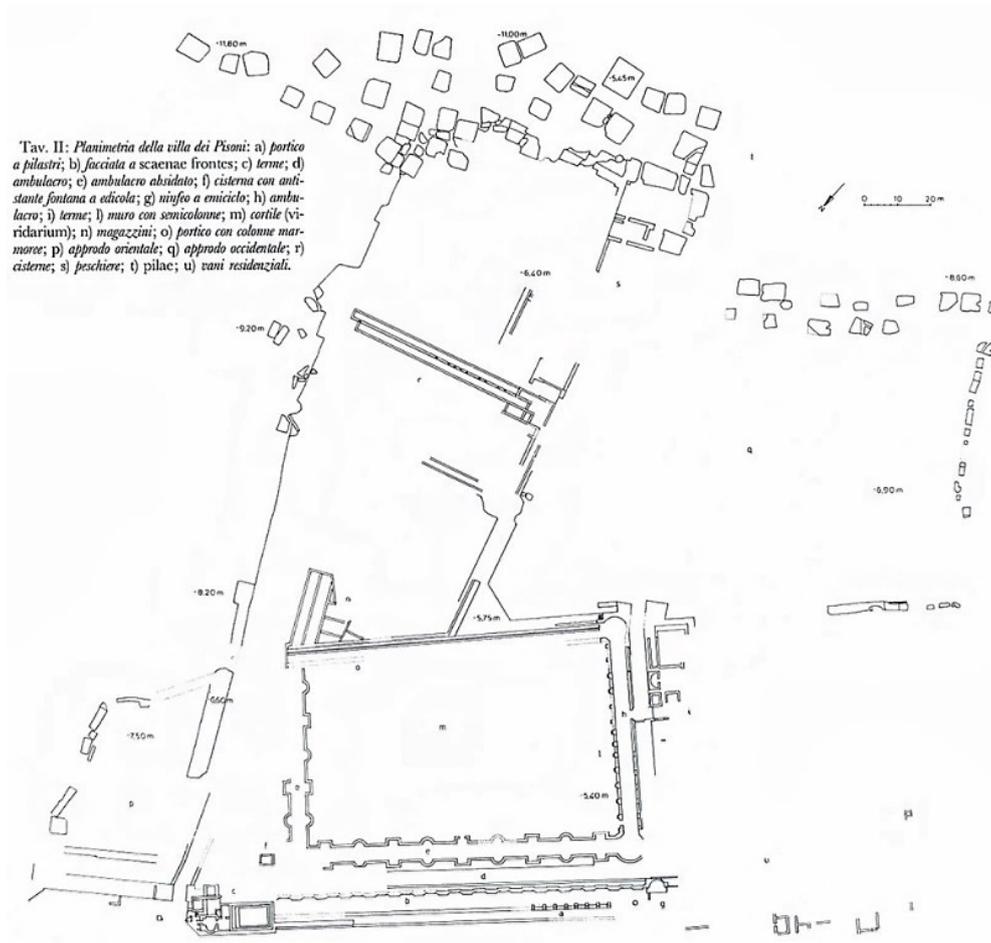


Figura 5.27: Planimetria generale della *villa* dei Pisoni (Di Fraia, 1993).

Grazie al rinvenimento di una *fistula aquaria* in piombo contenente l'iscrizione "L. Pisonis", la proprietà della villa fu attribuita all'importante famiglia dei Pisoni (Lombardo, 1993). In seguito, fu confiscata allorché la famiglia Pisoni cospirò nel 65 d.C. contro l'imperatore Nerone, diventandone proprietà imperiale. A sud-est, la struttura della villa è collegata ad una zona dove si ritrovano resti di un complesso termale e dei moli.

L'edificio si sviluppa intorno ad una vasta corte centrale a pianta rettangolare di m 95 x 65 m, circondato da portici e corridoi (fig.5.28).

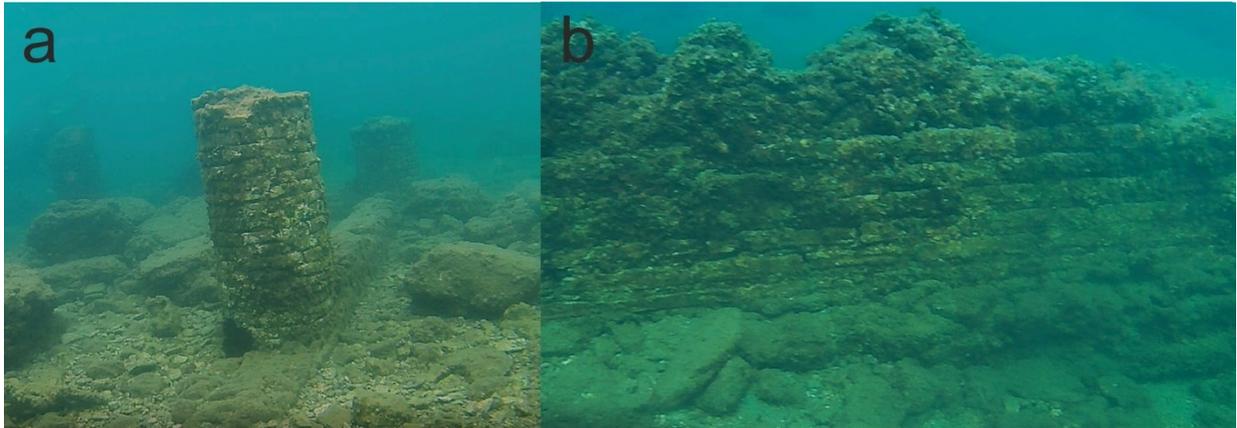


Figura 5.28: Elementi strutturali della *villa* dei Pisoni; a, colonnato che sorreggeva il portico; b, mura perimetrali (C. Stanislao, 2017).

Il pavimento interno è attualmente sommerso di -5.2 m s.l.m., mentre le mura perimetrali a sud raggiungono la batimetrica dei -8.

Sulla sponda meridionale, invece, nella parte antistante i cantieri navali e la banchina del porto, a causa dell'effetto del traffico portuale, si conservano solo scarsi resti in elevato degli edifici.

A protezione degli edifici, una serie di *pilae* sono poste parallelamente alla costa attuale alla profondità di -11 metri e la loro sommità è alla profondità media di -5.5 m (fig.5.27).

c.d. Ninfeo di Claudio

Ubicato a Punta Epitaffio, (fig.5.17) lungo la costa di Baia, alla profondità di circa 5 m, è presente un triclinio-ninfeo appartenente al palazzo di Claudio. Tale struttura, risalente alla prima metà del I secolo d.C., originariamente doveva essere posto ad una quota altimetricamente prossimale a quella del livello marino, per meglio richiamare l'aspetto di una grotta naturale, con evidente allusione alla grotta di Polifemo, di cui si l'arredo scultorio richiamava l'episodi odissiaco del suo inebriamento (Maniscalco, 1997) .

Infatti, l'abside, sopraelevato insieme alle nicchie, rispetto al piano di calpestio dell'ambiente, ospitava il gruppo scultoreo di *Baio* (fig.5.29, Lucignano, 2008).

Una quota utile per le considerazioni sui moti verticali del suolo è rappresentato dal pavimento della sala posto alla profondità di -4.6 m.

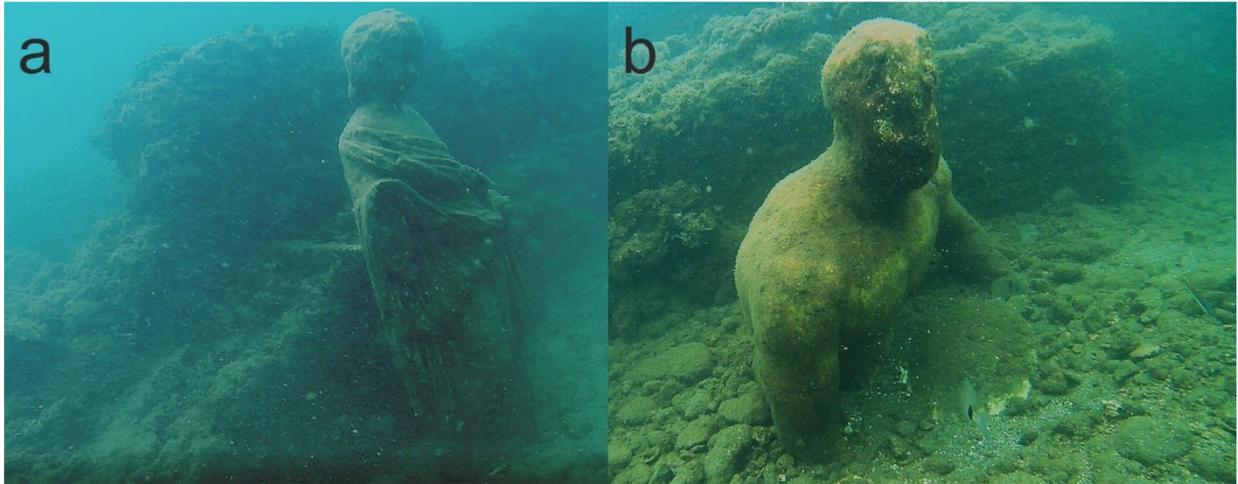


Figura 5.29: Statue del ninfeo di Claudio; per evitare il degrado le statue sono state prelevate ed attualmente esposte nel Museo Archeologico di Baia.-a, statua di una bambina forse Ottavia Claudia; b, compagno di Ulisse nell'atto di versare il vino nella coppa sorretta da Ulisse.

Villa Protiro

L'ingresso a Protiro era inquadrato da due lunghi sedili in muratura. Oltrepassato il vestibolo, sul quale si affaccia l'ambiente dell'*ostiarius* o *portinaio*, si giunge nell'atrio dalle pareti rivestite di marmo, similmente agli ambienti adiacenti che, in diversi casi, erano pavimentati in mosaico. In un vano nell'angolo nord-orientale dell'atrio, è tuttora visibile un mosaico in bianco e nero ornato da una trama di esagoni. A sud dell'atrio, si apre una vasta aula absidata, ampia 10.7 m, probabilmente estranea al progetto iniziale e simile, anche per il ricco rivestimento in grandi lastre marmoree, alle aule tardo-imperiali delle ricche *domus ostiensi*. I pavimenti della villa sono attualmente sommersi di -5.4 m s.l.m.

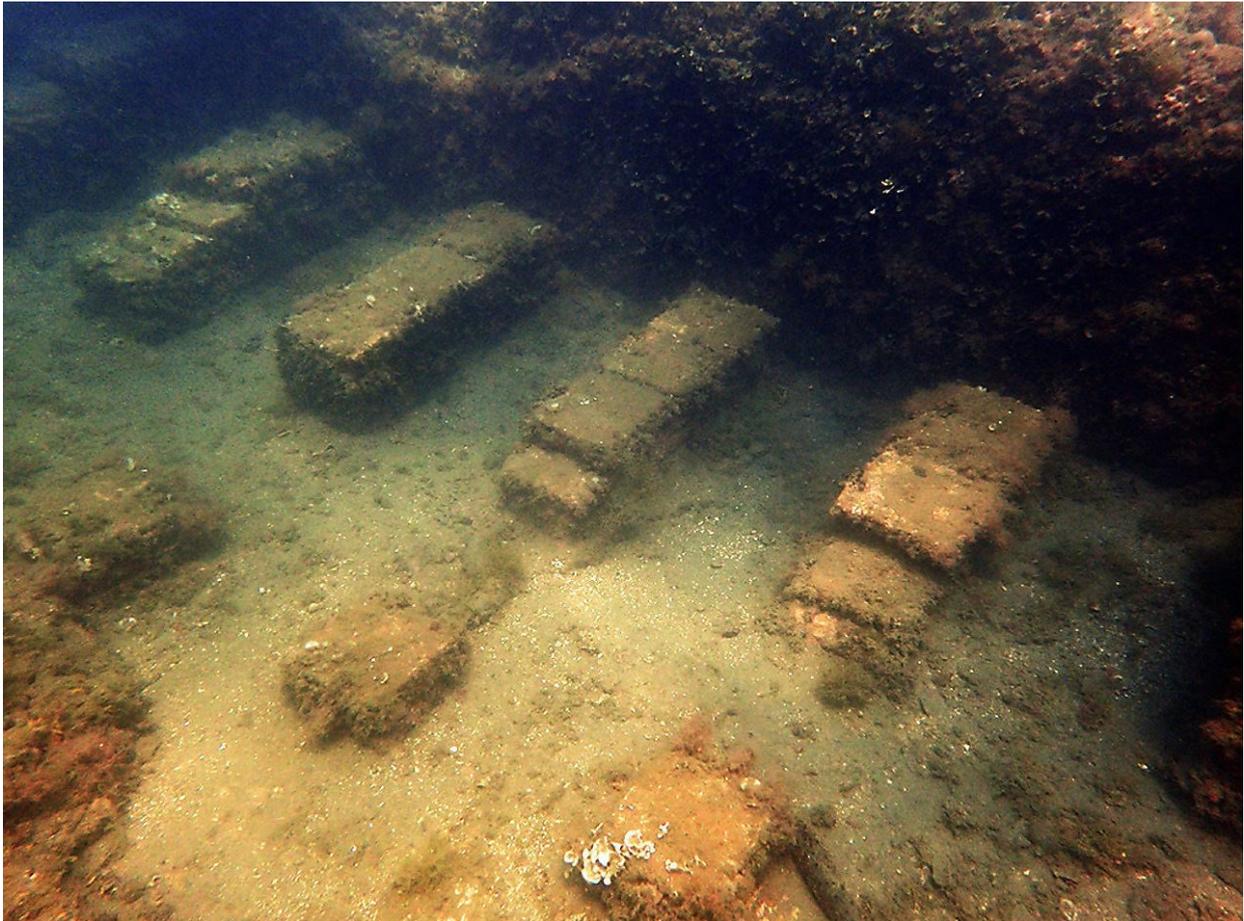


Figura 5.30: Dettaglio dell'area termale della villa Protiro (C. Stanislao, 2016).

Secca delle Fumose

A 750 m dalla costa ed in posizione mediana tra le due gettate sommerse si trova la Secca Fumosa (fig.5.17). I rinvenimenti in quest'area fecero pensare al famoso ponte di Caligola, voluto dall'Imperatore per essere in grado di camminare sulle acque, ma con il ritrovamento del Disegno Bellori, si cominciò a parlare dell'isola di Calipso (fig.5.31).

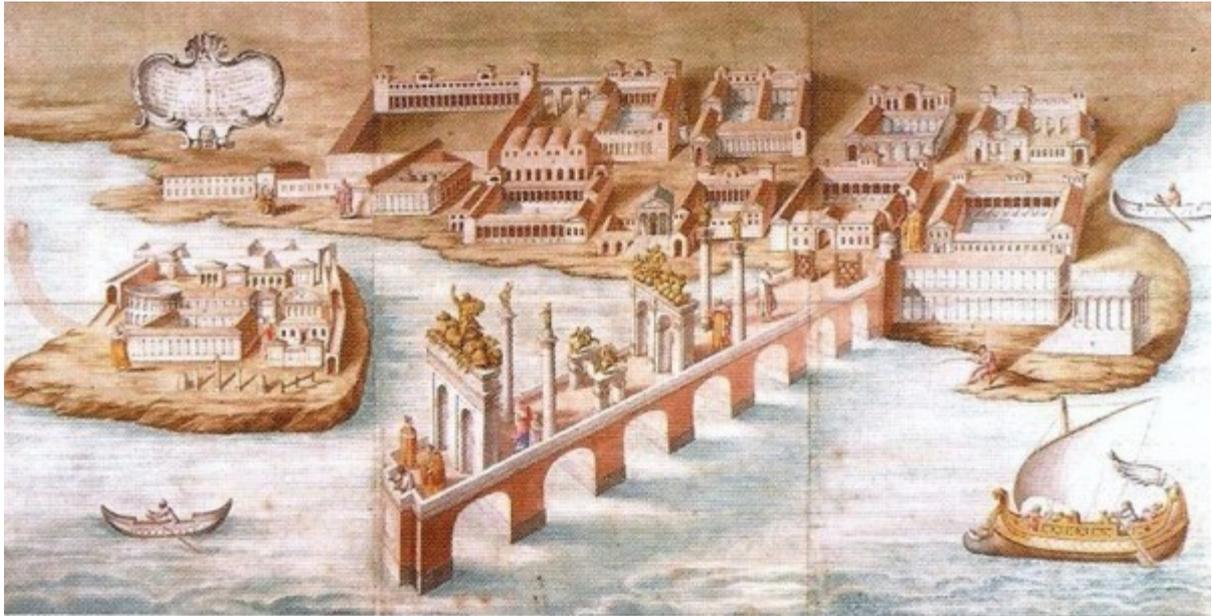


Figura 5.31: Disegno Bellori; copia acquarellata di Francesco Bartoli, conservata nell'Etn College Library

Camodeca (2000) riporta: <<luoghi connessi alle vicende di Calipso alludono sempre in modo generico all'area e al mare flegreo, anzi si precisa il riferimento a un'isola di Calipso", riferendosi ad uno scritto di Lucio Cassio Dione in merito ad un prodigio operato da un simulacro di Calipso, a cui quella regione è consacrata, durante i lavori per la realizzazione di Porto Giulio>>.

In realtà, in quest'area, nella prima metà del I secolo d.C., vennero sfruttate queste proprietà gettando cemento nei flutti, dando vita ad un'isola artificiale destinata a sorreggere un edificio termale lasciando sbigottiti intere generazioni di romani, estasiati dal potere che l'umano aveva saputo prendere sulla Natura (Di Fraia, 1993).

L'area, nota per la presenza di fumarole e di bolle d'acqua, ma poco conosciuta dal punto di vista archeologico, è occupata da una grande barriera frangiflutti costituita da 28 massicci piloni disposti su due file (fig.5.32) ad angolo retto (160 x100 m). Essa proteggeva dai marosi un'ampia zona retrostante caratterizzata dalla presenza di una banchina e di un molo.

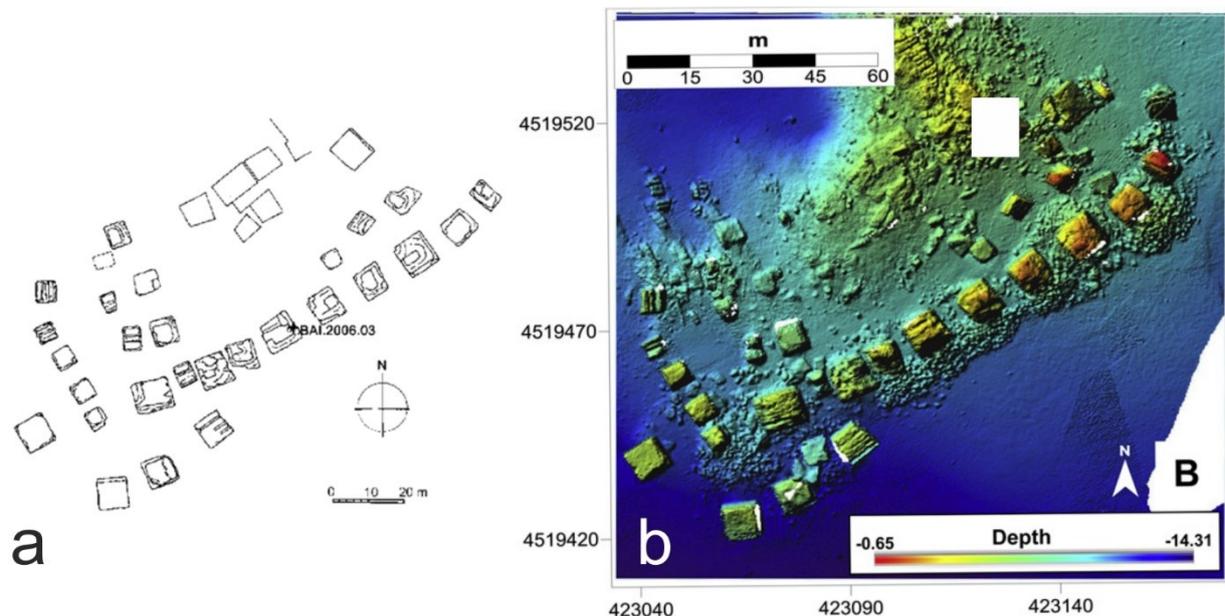


Figura 5.32: a, pianta delle *pilae* della Secca della Fumosa (Brandon *et al.*, 2008); DTM ad alta risoluzione dell'area (Passaro *et al.*, 2013).

La sommità degli elementi è posta mediamente a -5.5 m. (fig.4.33a) e risultano rivestiti in opera reticolata (fig.5.33b).

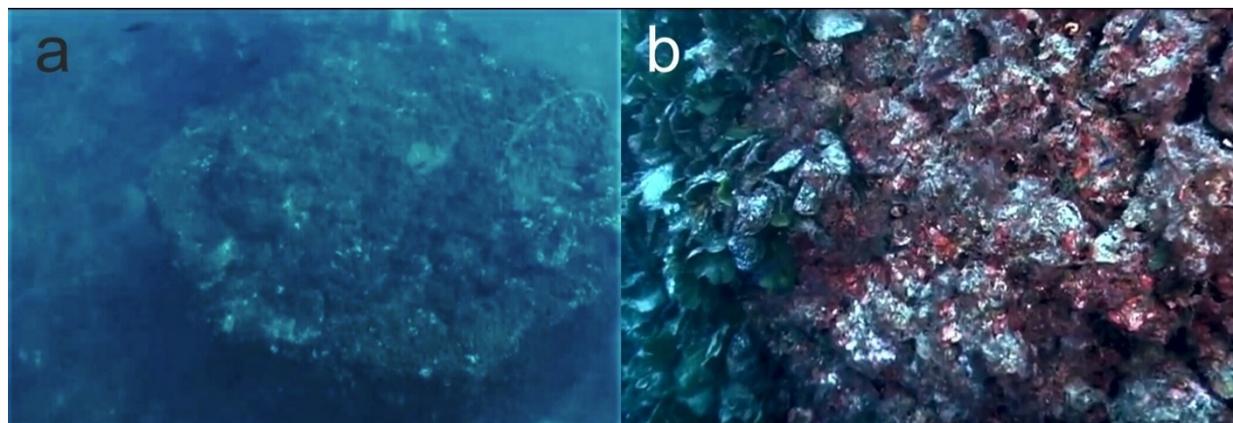


Figura 5.33: *Pilaie* nell'area di Secca Fumosa (a) alla profondità di -5.5 m con dettaglio del paramento (b) in opera reticolata delle *pilaie* (foto C. Stanislao, 2016).

Le superfici superiori misurano in media 9x9 m con altezze conservate fino a 6 o 7 metri. Uno spesso strato di grandi massi di pietra fu gettato sul fondo prima dell'avvio della costruzione delle pile; secondo una procedura che viene descritta da Plinio per il porto di *Centumcellae* (Gianfrotta, 2010).

Portus Iulius

La costruzione del *Portus Iulius*, fu voluta nella zona tra l'Averno e il Lucrino da Marco Agrippa durante la guerra civile alla fine della Repubblica tra il 37 ed il 12 a.C., nel quadro di uno scontro navale contro Sesto Pompeo che aveva il dominio dei mari (Scherling, 1953; Wardle, 2014). I lavori della sua realizzazione e delle relative infrastrutture furono affidati all'architetto Lucio Cocceio Aucto. Nell'antichità, il porto era difeso da una stretta e lunga diga, messa in opera sulla spiaggia, che partiva dalla Punta dell'Epitaffio (fig.5.25) e si congiungeva alla Punta Caruso, sulla quale passava la *Via Herculanea*. Nella diga si apriva un canale che permetteva l'entrata delle navi nel bacino del Lago Lucrino e da qui, con un altro canale scavato nel banco tufaceo, nel Lago d'Averno. Nonostante la fretta con la quale fu costruito, tale installazione costituì una costruzione così straordinaria che sia Virgilio (Georgiche 2.161-164) sia Plinio (Storia Naturale 36, 125) hanno menzionato questo porto come una delle più spettacolari meraviglie artificiali in Italia.

L'attività militare di tale porto fu breve a causa dell'insabbiamento, tant'è che già nel 12 a.C., la flotta militare fu spostata nel vicino bacino naturale di Miseno ed il porto venne riconvertito a scopi civili. La zona, dopo la parentesi militare, ritornò ad essere un luogo sacro alle divinità infernali ed adibito alla pratica delle cure termali, nonché sito per lussuose residenze.

Del *Porto Iulius* si iniziò a riparlarne alla fine dell'ultimo conflitto mondiale, grazie alle foto scattate dal pilota G. Buchner, che mettevano in risalto il complesso portuale che si estendeva su una superficie di 10 ettari. Un frammento di legno, rinvenuto nelle carote prelevate da questo porto, probabilmente proveniente dalle casseforme, ha permesso di risalire al 50 a. C. circa la sua datazione con il ¹⁴C. (Brandon, 2008).

I moli che definiscono il canale di ingresso portando nei bacini portuali di *Portus Iulius* (fig.4.34) erano simili nel *design* a quelli di *Baiae*, anche se più larghi. Sono lunghi oltre 220 m, misurano tra 20 e 30 m di larghezza con una larghezza massima di canale di 40 m (fig.5.34). Le estremità del molo erano definite da una serie di grandi *pilae*, sei sul lato di sudest ed una su quello di nordovest. La profondità del molo risulta di -4.2 m.

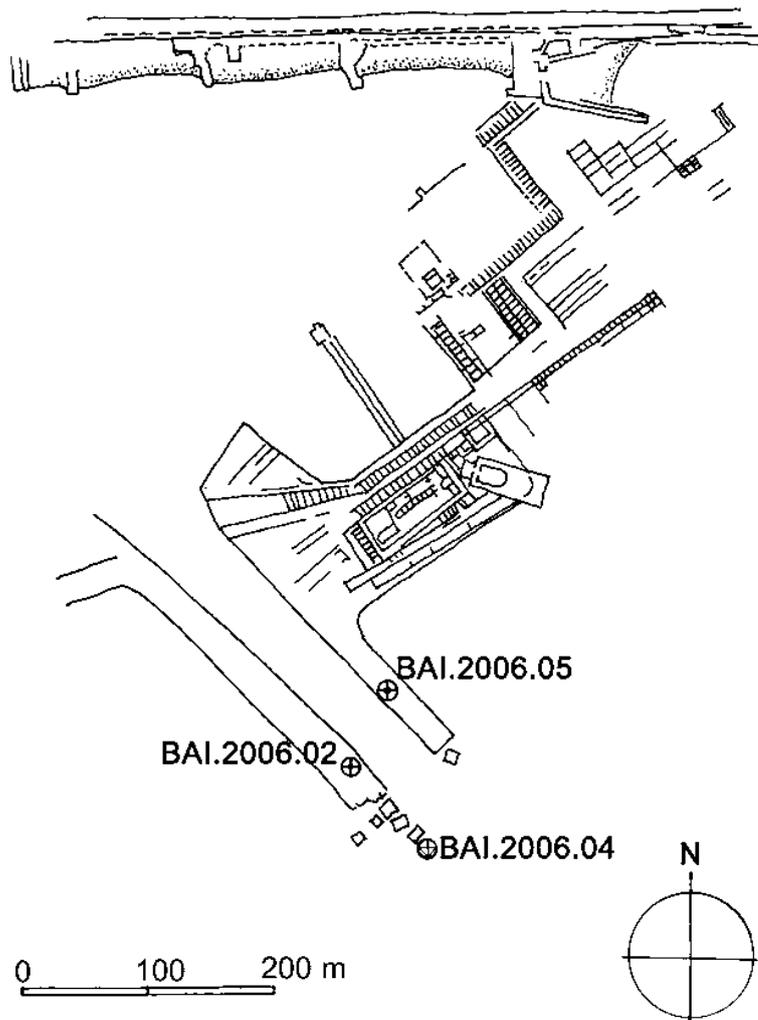


Figura 5.34: Pianta generale del *Portus Iulius* con riportato le carote estratta dal progetto Romacons (Brandon *et al.*, 2008).

Ad est del canale d'accesso, in posizione ortogonale, sono cartografabili elementi quadrati (fig.5.35) attribuibili ad una pavimentazione. Alla profondità di -3.9 m questi elementi conservano bene il loro allineamento tranne in alcuni tratti che appaiono disarticolati.

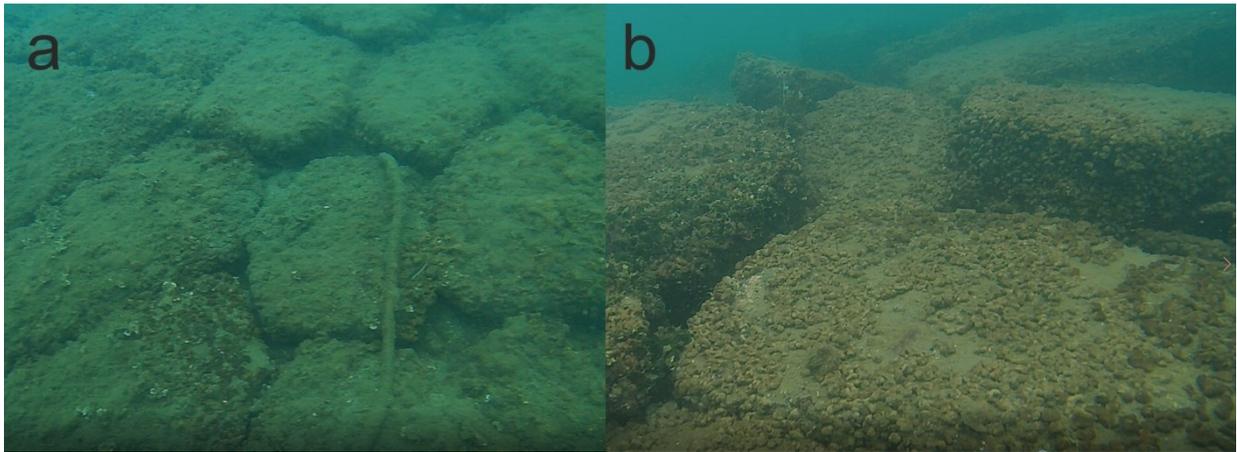


Figura 5.35: Blocchi squadrati allineati (a) e disarticolati (b) pertinenti ad una strada che corre parallelamente all'attuale linea di costa.

A contatto con il canale è presente una vasca con le tipiche aperture per il ricambio d'acqua assimilabile ad uno stabilimento per la salagione del pesce e forse per la produzione di garum (fig. 5.36; Benini & Giacobelli, 2014). I piedritti di questa vasca presentano le tracce per l'alloggiamento delle grate con profondità della sommità e della base rispettivamente di -3.1 e -4.1 m s.l.m. (Benini & Giacobelli, 2014).

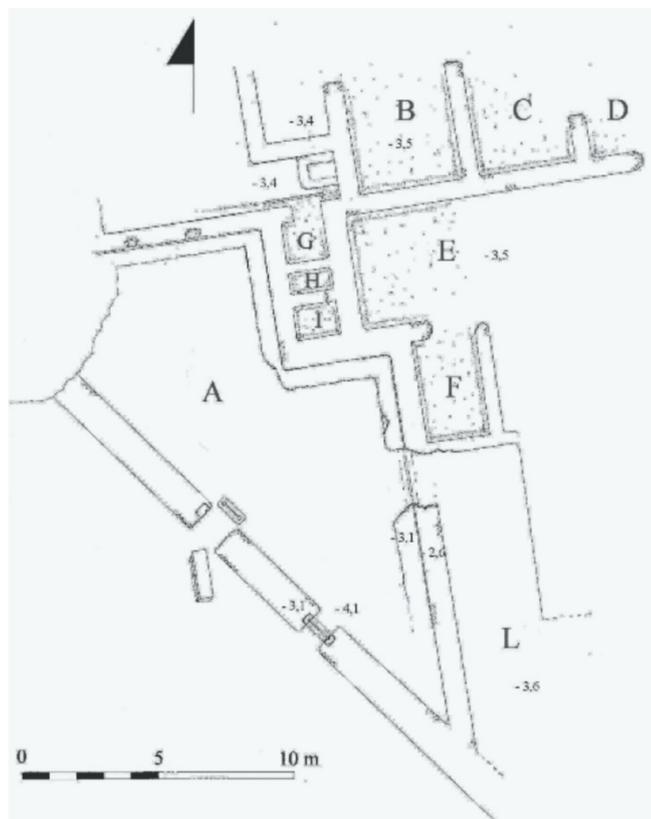


Figura 5.36: planimetria generale delle strutture ad est del Porto Giulio (Benini & Giacobelli, 2014).

Macellum-c.d. Tempio di Serapide

Nel 1750 il Re Carlo III di Borbone ordinò lo scavo dell'antico edificio, di epoca romana, l c.d. Tempio di Serapide, che si trova a Pozzuoli, nei pressi del porto moderno (fig.5.17).

La funzione cui fosse destinato tale edificio è stata oggetto di un lungo dibattito. La struttura è stata ritenuta dai primi archeologi che la studiarono un tempio dedicato a Serapide, divinità di culto egiziano. L'ipotesi era suggerita dal ritrovamento al suo interno di una statua raffigurante il dio. Successivamente, per la presenza di sorgenti idrotermali, le cui acque tuttora defluiscono nelle canalette del pavimento, è stato ritenuto un complesso termale. Attualmente gli studiosi concordano nel riconoscere nel Serapeo di Pozzuoli il *Macellum*, ovvero il mercato pubblico della città romana (Dubois, 1907). Al centro dell'area (fig.5.37) era situata una rotonda rialzata dal pavimento del tempio; alle sue spalle il vestibolo, antistante la cella, presentava otto colonne corinzie alte 12.61 m con una circonferenza di 4.71 m ed un diametro di 1.5 m. Le colonne, quando il tempio era sotto il livello del mare, sono state forate dal litodomo *lithophaga dubia* in una fascia tra i 2.6 m ed i 5.76 m di altezza dal pavimento del tempio (fig.5.37 Lirer *et al.*, 2010).

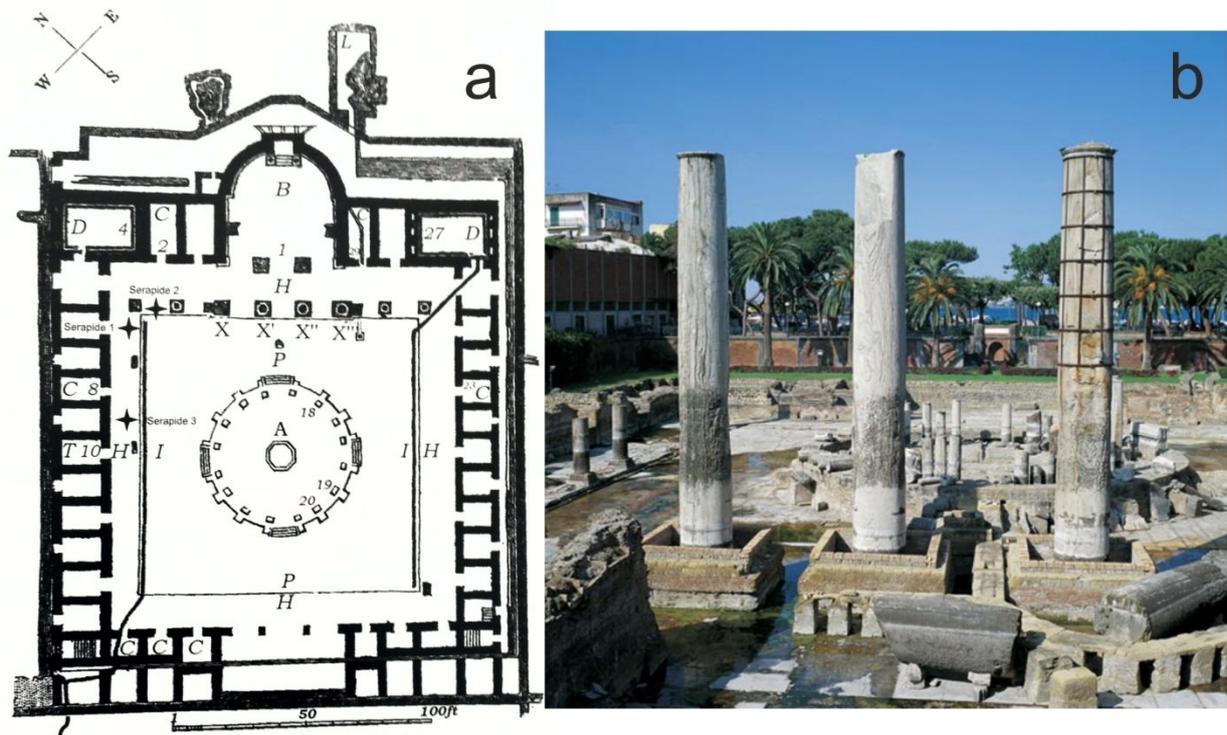


Figura 5.37: a planimetria generale del Tempio di Serapide (Lirer *et al.*, 2010); b, colonne in marmo cipollino con frangia a litodomi.

Alle spalle del monumento vi era una sorgente termominerale che sgorgava dal attraverso il pavimento e defluiva, insieme all'acqua piovana, attraverso canali scavati nel pavimento

Area archeologica dell'Isola di Nisida

Nella zona prospiciente l'Isola di Nisida, un edificio vulcanico datato 3.9 ka BP, sono presenti resti di un molo romano (fig.5.38).



Figura 5.38: Ubicazione del sito archeologico dell'Isola di Nisida, non lontano dal ponte che oggi la congiunge alla terraferma (foto Google EarththPro).

In base alla conformazione geomorfologica dei luoghi, il porto romano non doveva essere ubicato nell'ansa di Porto Paone, il relitto craterico del vulcano monogenico, ma verso la spiaggia di Bagnoli dove si rinvennero, sommersi dalle acque, i piloni di due moli: l'uno verso Capo Posillipo; l'altro verso Bagnoli. Fino al II secolo a.C. l'Isola di Nisida fu collegata alla terraferma con una strada che, partendo da Coroglio, attraversava in galleria il cosiddetto scoglio del Chiuppino, di natura tufacea, arrivando ad un approdo situato sul versante settentrionale dell'isola, dove, grazie alla presenza della rupe, si offriva riparo alle navi (fig. 5.18). Nella parte meridionale dell'isola alla profondità di -2.10 m, sono visibili delle imponenti *pilae* romane in *opus cementicium* con dimensioni di 9 m per lato. Resti di un molo romano, oggi non più visibili, a circa -6 m sono stati descritti dall'Architetto Nicolini (Russo F., 2003).

Area Marina Protetta di Gaiola

Dal promontorio della Baia di Trentaremi al borgo di Marechiaro sono individuabili i resti della maestosa *villa dell'otium* del *Pausilypon* (figg.4.18, 4.39), fatta erigere dal romano Pulio Vedio Pollione nel I secolo a.C. La *villa*, che rientra oggi nell'Area Marina Protetta di Gaiola, alla morte di Pollione venne donata all' imperatore Ottaviano Augusto.

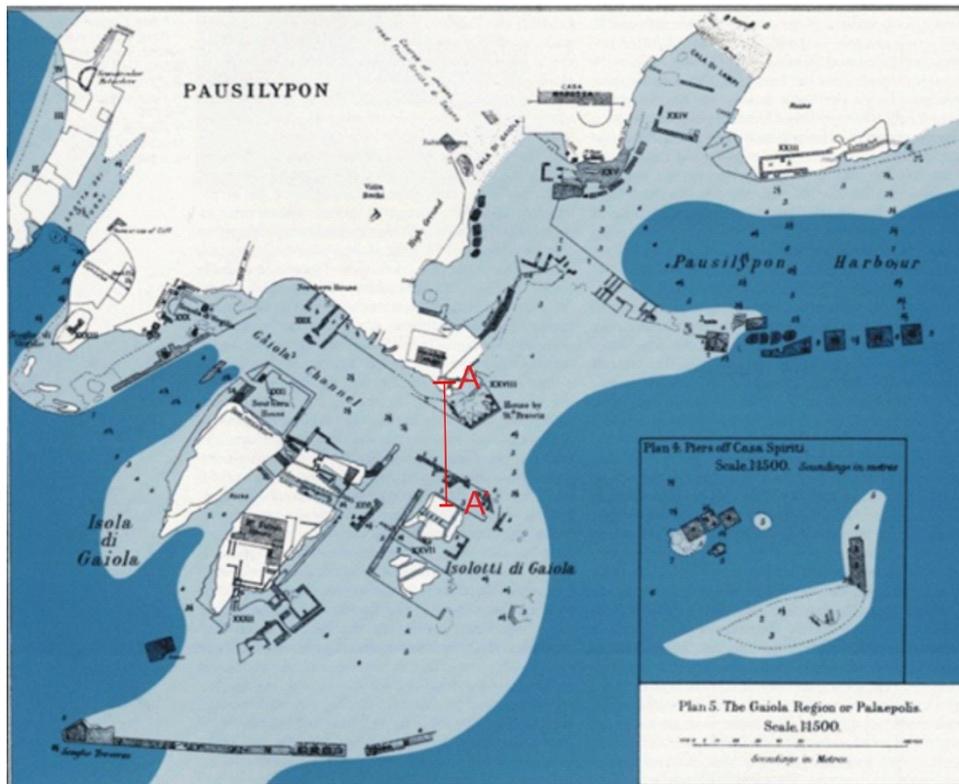


Figura 5.39: Pianta generale dei ruderi d'epoca romana sommersi nell'area antistante la *villa Pausilypon* e l'Isolotto di Gaiola, tratta da Gunther (1913), e del porto, rilevato da Pagano (1981); A-A', tracia della sezione in fig.5.40).

Pausilypon era quasi una sorta di borgo, grande una decina di ettari, ed aveva alcune zone private, un quartiere residenziale, delle terme ed un'area destinata agli spettacoli con un odeon ed un teatro che poteva ospitare 2000 spettatori. La particolarità del teatro consiste nella presenza di una vasca al suo centro, in posizione ortogonale alla scena, che poteva servire come piscina per spettacoli acquatici o più verosimilmente come una cassa di risonanza costituita da un tavolato ligneo a copertura di anfore vuote.

A completamento della grande villa erano presenti numerose strutture, volte alla portualità della villa e alle attività di piscicoltura.

Un grande molo foraneo, che fungeva da acceso per il porto, si estende per circa 80 m in direzione NO-SE ad una profondità di -2 m. Alla fine del molo si trovano 4 pile in *opus*

cementicium (con dimensioni di 8x 8 m e si elevano per 5 m) la cui sommità è posta a -2.5 per le due più vicine al molo, mentre di -2.8 m per quelle più esterne.

Alle spalle delle *pilae*, a tergo della ripa, è presente una struttura in *opus cementicium* di forma circolare. La struttura, di dubbia interpretazione, è posta a -6.1 m di profondità.

All'interno del Canale della Gaiola sono presenti numerose strutture murarie con fori passanti e tracce di nicchie, qui in due aree parallele, alla profondità di -2.9 m, sono presenti tracce riferibili ad un solco di battente (f.5.40, Simeone & Masucci, 2009).

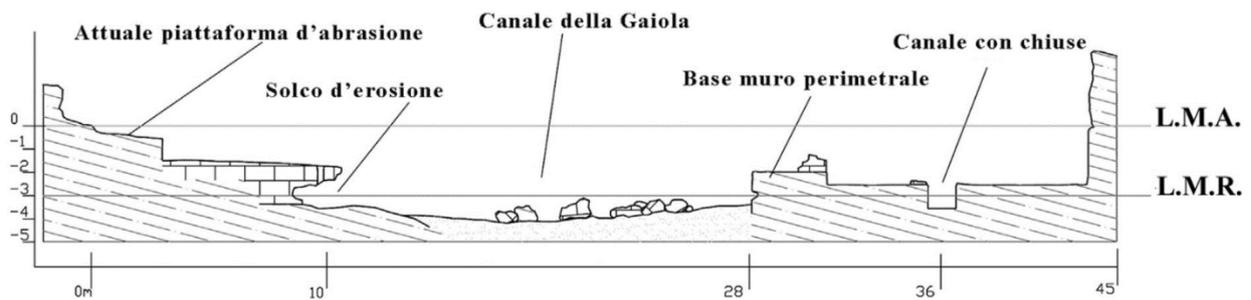


Figura 5.40: Sezione con l'indicazione del livello del mare attuale (L.M.A.) e quello stimato in epoca romana (L.M.R.); traccia della sezione (fig.5.39; Simeone & Masucci, 2009).

Nei pressi dell'Isolotto della Gaiola, sono presenti peschiere scavate nel banco tufaceo con alcuni paramenti in laterizi e malta di allettamento a separare l'interno della peschiera. Inoltre, vi è un canale di riciclo delle acque, ampio 1.2 m, la cui base è a -3.8 m. Il canale originariamente coperto, presenta i piedritti per le *catarae* tra le profondità di -2.5 m e -3.5 m.

Due peschiere ipogee sono state ricavate all'interno di due distinte cavità con un canale sommerso di larghezza ed altezza di 1.5 m che le mette in comunicazione. Due ulteriori cunicoli connettono le cavità e due le peschiere ipogee con il canale di separazione dei due isolotti (Simeone & Masucci, 2009).

Le due vasche ipogee si affacciano su una vasca perimetrata da un muro in laterizi e malta di allettamento posto a -4.5 m di profondità. Lungo il perimetro, a 30 cm dal fondo del muro, è presente una griglia traforata fissa di 80 x 80 cm.

Lungo la vicina Cala di Trentaremi si aprono 36 cavità artificiali (fig.5.41), legate alla coltivazione del tufo. La geometria delle incisioni fa ipotizzare un iniziale utilizzo da parte dei greci che in seguito, ha consentito di impiantare l'attività romana. Le più ampie cavità sono perennemente sommerse con piano di cava tra i -4 e -6 m. Le altre presentano un piano di calpestio poco sopra il livello di alta marea (Simeone *et al.*, 2007).

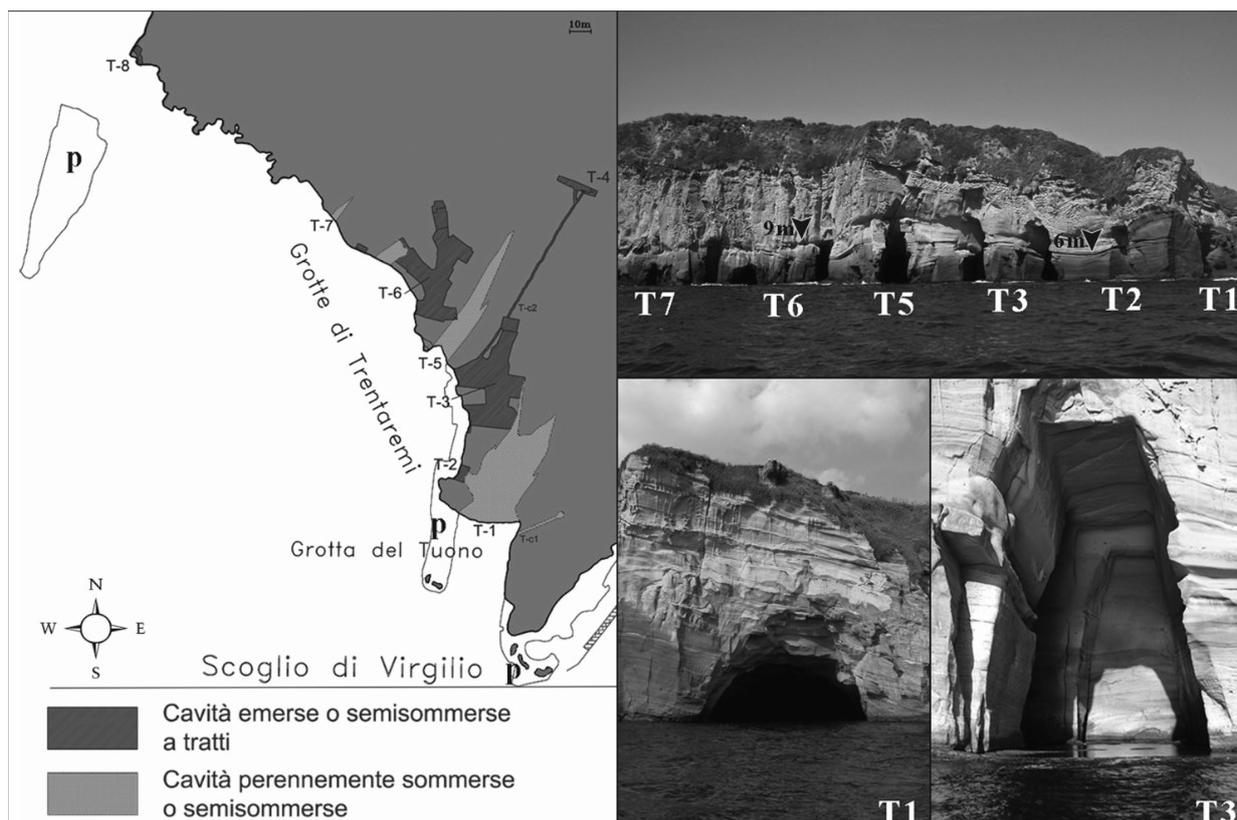


Figura 5.41: Rilievo delle cavità del promontorio di Trentaremi, con le piattaforme esterne semisommerse (Simeone & Masucci, 2009).

Palazzo degli Spiriti

Il più suggestivo edificio lungo la costa di Posillipo è il Palazzo degli Spiriti, uno splendido esempio di abitazione romana di età augustea (fig.5.17). Edificio di tre piani è costruito di fronte ad una cava di Tufo Giallo napoletano (fig.5.42a), il cui piano basale risulta completamente sommerso (fig.5.42b) ed ostruito dal crollo di parte delle volte del primo piano. Vari autori osservano tracce morfologiche di erosione marina, tanto sulle pareti esterne che in quelle interne della struttura, fino ad un'altezza di +4.88 m s.l.m. (Russo F, 2003, *cum bibliografia*).

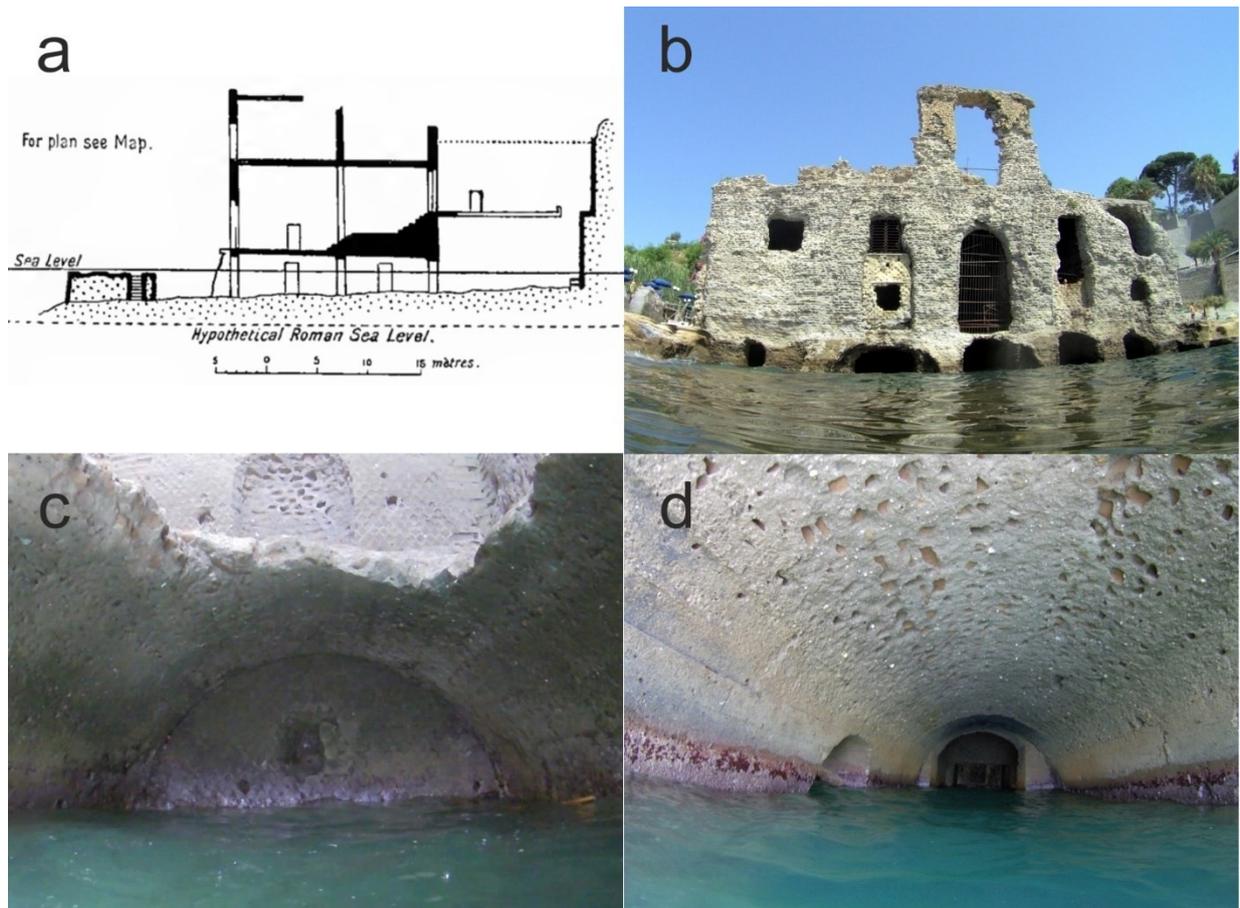


Figura 5.42: Palazzo degli Spiriti; a, sezione dell'edificio (Gunther, 1913); b, prospetto visto dal mare (S); c, volta del primo piano crollata; d, ambiente voltato; foto C. Stanislao 2016.

Nuove osservazioni hanno permesso di identificare tracce di solchi di battente (fig.5.43) posti a +1.91 cm e a +4.75 sul livello del mare. L'avanzato degrado della struttura ed il parziale crollo delle volte del primo piano hanno impedito di valutare con precisione lo sprofondamento della struttura in ogni punto, ma da misurazioni nella parte ovest del palazzo risulta che la pavimentazione inferiore è attualmente sommersa a -2.7 m di profondità.



Figura 5.43: Doppio solco di battente inciso sulle pareti del Palazzo degli Spiriti (foto C. Stanislao, 2015).

Gunther, (1913) ipotizza una sorta di corte aperta, dove il mare entrava nella parte posteriore della casa, e di un ingresso per le barche nel pianale del seminterrato. Tracce di intonaco e decorazioni, nella parte sommersa, fanno escludere tale ipotesi.

Nella zona prospiciente il palazzo, a circa 150 m verso il largo (S) (fig. 5.44), è presente una secca tufacea con strutture in *opus pilarium* (fig. 5.45a), con paramenti rivestiti in laterizi e malta di allettamento (fig. 5.45b).



Figura 5.44: Ubicazione degli elementi archeologici sommersi: I, *pilae* dell'Area Marina Protetta; II-III, *pilae* antistanti il Palazzo degli Spiriti; IV, intaglio rettangolare; V, fori cilindrici; immagine satellitare Google EarththPro.

La secca in TGN ha una forma al L con dimensioni di circa 50x50 m, sulla cui sommità si rinviene una incisione profonda 40 cm a pianta quadrangolare (fig.5.45c) e numerosi fori cilindrici (fig.4.45d) per infiggere palificate in legno.

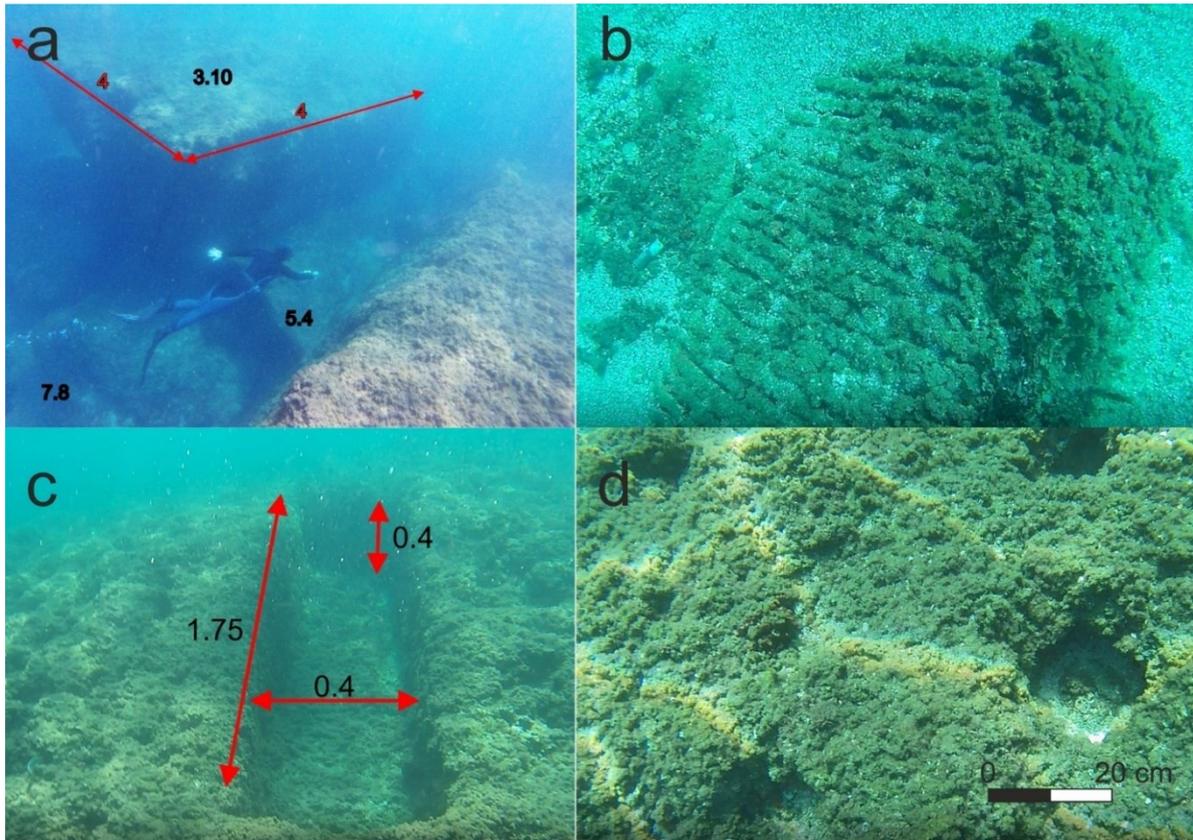


Figura 5.45: a, *pilae* sommerse nell'area della secca prospiciente il Palazzo degli Spiriti (foto M. Bonacci, 2017); b, paramento in laterizi e malta di allettamento distaccato dalla *pila* e adagiato sul fondo alla profondità di -7.10 m; c, incisione quadrangolare; d, fori nel banco tufaceo, (foto C. Stanislao, 2017).

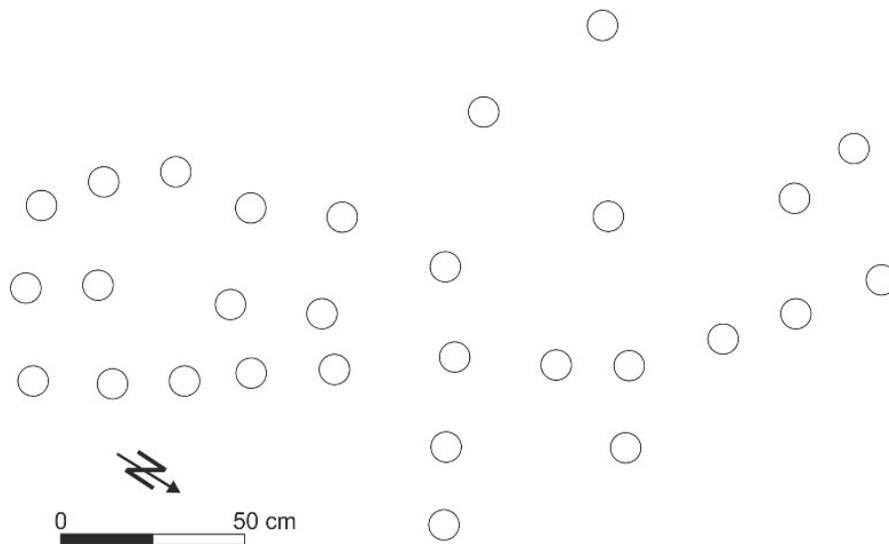


Figura 5.46: Disposizione dei fori circolari artificiali sul banco tufaceo.

Sito di Marechiaro

A nordest del Palazzo degli Spiriti, a circa 50 m, una scogliera moderna maschera i resti del borgo di Marechiaro (fig.5.17) con le sue strutture portuali e abitative (fig.5.47).



Figura 5.47: Porto di tipo neroniano a Marechiaro, volo dronico (foto R. Siano, 2015).

L'ingresso al porto è largo 34.7 m ed ha una profondità massima di 7.9 m. Il molo di ovest (fig.5.48a) è parzialmente sormontato dalla moderna scogliera, è in *opus cemicium*, ed è composto da una struttura squadrata con pareti verticali con fori sommitali per il posizionamento dei pali (fig.5.48b). Attualmente il molo è a -0.9 m sotto il livello marino.

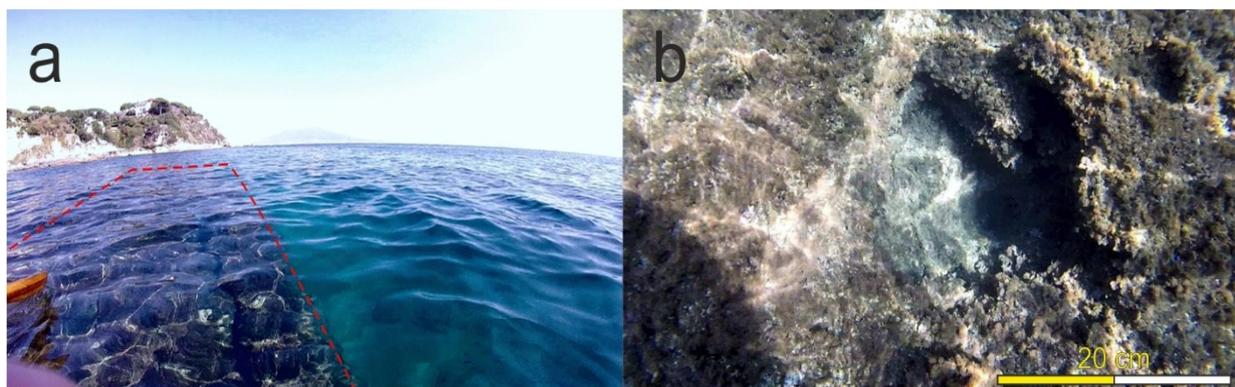


Figura 5.48: Dettaglio del molo ovest; a, foto dal natante di supporto; b, fori circolari artificiali per l'infissione di pali lignei (foto C. Stanislao, 2017).

Il molo est invece, è ricavato da un banco in TGN e completato in *opus cementicium*.

In epoca romana, il bacino del porto era stretto e poco profondo (attualmente la profondità è di 0.5 m) e la parte superiore dei moli a difesa doveva superare di alcuni metri il livello medio marino (Gunther, 1913).

All'interno del porto si rinvengono le rovine di un'antica villa (fig.5.47), la cosiddetta villa Pollio (Gnther, 1913), costituita da numerosi ambienti i cui piani di calpestio sono a -1.2 m sotto l'attuale livello medio del mare.

Cala san Basilio

La Cala di San Basilio (fig.5.17) è denominata dai locali Rocce Verdi, per il colore dei suoi affioramenti tufacei ricoperti da alghe verdi tra le quali *Ulva lactuca*. Pur essendo una zona intensamente edificata e rinomata dal punto di vista socio-ricreativo, i reperti archeologici (fig.5.49) d'età greco-romana non sono mai stati documentati né segnalati agli uffici preposti.



Figura 5.49: Ubicazione delle strutture archeologiche: 1, peschiera lato lido; 2, peschiera centrale; 3, camera sepolcrale; 4, arco sommerso; 5, sporgenza; 6, lastre; 7, struttura in muratura; 8, peschiera sommersa est; 9, peschiera sommersa ovest; 10, fori circolari; 11, rampa.

Pertanto, si è reso necessario effettuare rilevamenti topografici e batimetrici di dettaglio, oltre che rilievi geomorfologici e geoarcheologici subacquei e terrestri.

I rilievi batimetrici hanno evidenziato la presenza di un banco tufaceo, molto articolato e a bassa pendenza, che si interrompe bruscamente alla profondità di -7 m. Oltre, si ritrova un fondo sabbioso-ciottoloso. Rilievi geoarcheologici hanno evidenziato la presenza di un vero e proprio complesso archeologico con cisterne, peschiere ed opere portuali.

A seguito di sopralluoghi nel sito, è stata esaminata una cavità scavata nel tufo, alla base della scalinata di accesso alla spiaggia di fondo cala, successivamente ampliata in più fasi (fig.5.50a), ben leggibili nelle tracce dei diversi strumenti impiegati (fig.5.50b).



Figura 5.50: a, nicchie o sepolcrali presenti all'ingresso della camera sepolcrale (E.A. Stanco, com. pers. 2015); b, tracce di lavorazione per l'ampliamento della cavità, I, tracce di scalpello a testa quadrata, II, incisioni da scapezzatore (strumento con una punta rettangolare larga all'incirca cm 6, lunga cm 5,5 e spessa circa 1 cm nel punto di contatto con il corpo cilindrico, fino a rastremarsi ad uno spessore di 4 mm); c, cavità gemelle; d, interno della cavità di NE (foto a-c, C.Stanslao,2015; d, C. Donadio, 2015).

Un *tunnel* emerso mette in comunicazione la camera con due cavità semisommerse tra -0.5 e 1 m, con ben conservato un doppio gradino alto 40 cm. Nella zona antistante l'ingresso delle cavità, sul fondo marino, sono presenti massi subarrotondati connessi ai normali processi morfoevolutivi di arretramento della ripa tufacea (fig.5.50c-d), avvenuti in epoca pre- e post-romana. Altri numerosi resti, visibili sul fondale antistante Villa Fattorusso, evidenziano la presenza di un complesso monumentale di epoca romana, finora non segnalato in letteratura. In particolare, vi sono risultanze di sei scavi nel tufo a sezione quadrangolare (fig.5.51a), di

dimensioni fino a circa 4x4 m, disposti simmetricamente e parallelamente alla linea di costa. Si rilevano, altresì, tagli subverticali con canali trasversali e al piede, nonché resti di muri in posto o ribaltati (fig.5.51b) e probabile pavimentazione lapidea sul fondo marino (fig.5.52c).

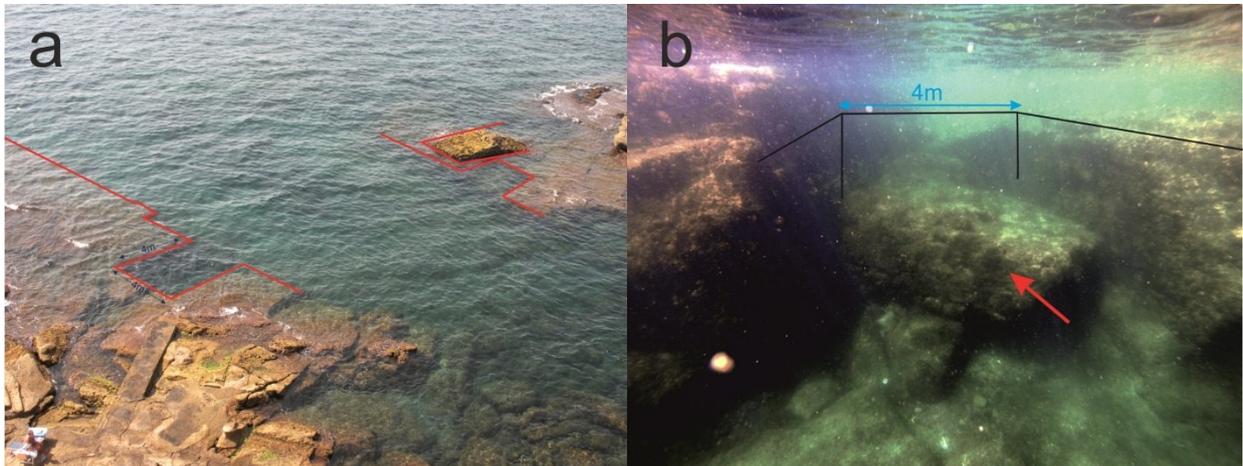


Figura 5.51: a, vista dall'alto (N-S) del complesso sommerso con gli elementi evidenziati in rosso (foto C. Stanislao, 2016); b, dettaglio degli elementi di taglio squadrato sommersi (foto C. Stanislao, 2016) con elementi murari ribaltati nella struttura squadrata.

Nella parte esterna di questi elementi antropici è presente un arco sommerso a volta (fig.5.52b) inclinata verso sud, tra le profondità di circa -0.3 e -3.5 m, alla cui base si distende un canale subrettilineo. Quest'ultimo misura poco più della larghezza dell'arco (~0.9 m), con cui è in asse e si distende al piede del terrazzo marino tufaceo fino all'esigua cala ad ovest. Ad est dell'arco, invece, la prosecuzione del canale è mascherata da sedimenti ghiaioso-sabbiosi e massi tufacei subarrotondati.

Di incerta funzionalità è la struttura tufacea, la cui base è posta a -7.5 m (fig.5.52c). Tale struttura, alta fino a circa 1.5 m, è debolmente inclinata verso la costa (nord) e mostra ai lati della sommità subpianeggiante, di larghezza costante, un bordo perimetrale a sezione rettangolare, ma sfrangiato. La base, invece, è svasata ed a forma di piedistallo stretto ed allungato, che richiama la forma di uno scafo. Per tali peculiari caratteristiche geometriche, la struttura appare simile ad una rampa. Va specificato che morfologie così articolate, di genesi naturale, modellate nel tufo non sono finora conosciute.

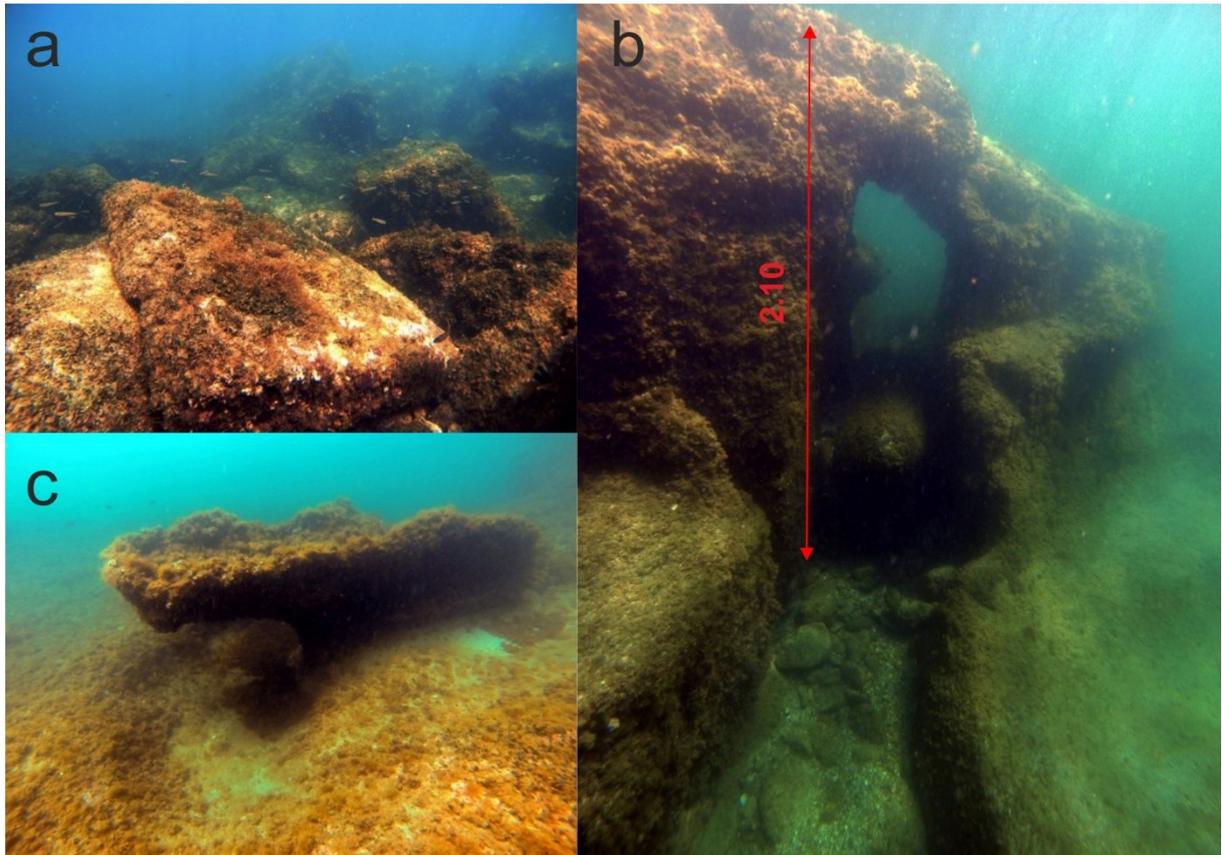


Figura 5.52: a, resti di pavimentazione in materiale lapideo (foto C. Stanislao, 2016); b, arco sommerso con canale alla base (foto C. Donadio); c, elemento strutturale in Tufo Giallo Napoletano (foto C. Donadio, 2016).

Per i dettagli delle singole strutture si rimanda agli allegati in particolare alla tavola 1 ed alle schede delle strutture archeologiche emerse e sommerse corrispondenti.

PALAZZO DONN'ANNA

Il palazzo si trova su un basso promontorio tufaceo, orientato in direzione NO-SE orientato, completamente incorporato nell'edificio (fig.5.53). Progettato dall'architetto Cosimo Fanzago per donna Anna Carafa, amante del viceré spagnolo *Ramiro Núñez de Guzmán*, duca di *Medina de las Torres*, nel 1600 ma non fu mai completato a causa della morte della donna.

Rimasto incompiuto, assunse lo spettacolare fascino di una rovina antica, confusa fra i resti delle *ville* romane che caratterizzano il paesaggio costiero di Posillipo e fra gli anfratti delle grotte. Per R. La Capria (1999), che ne fece uno dei luoghi del suo romanzo "Ferito a morte", si tratta di una «maestosa mole cadente e quasi una rovina, ma bellissima, al cospetto del mare».



Figura 5.53: Ubicazione del sito analizzato lungo la costa tufacea di Posillipo; foto Google EarththPro.

La residenza rappresenta l'unico esempio di palazzo veneziano a Napoli. Nel XVII secolo era lontano dalla città abitata e l'accesso era possibile solo dal mare con piccole imbarcazioni che entravano nel palazzo attraverso un *tunnel*, ancora esistente, ed una scala intagliata nel TGN che permetteva di raggiungere il teatrino di corte. Per la costruzione del palazzo, fu necessario demolire una preesistente abitazione cinquecentesca, la villa Bonifacio (Attanasio & Castronuovo, 1999). Nell'area sommersa è presente un molo sommerso conosciuto solo da pochi pescatori locali e denominato La Carena.

I rilievi, effettuati per la prima volta, evidenziano un molo (fig.5.54) orientato in direzione NE-SO lungo circa 50 m che poggia su un fondale sabbioso a -3.90 m e si erge dal fondo per 1.15 m.

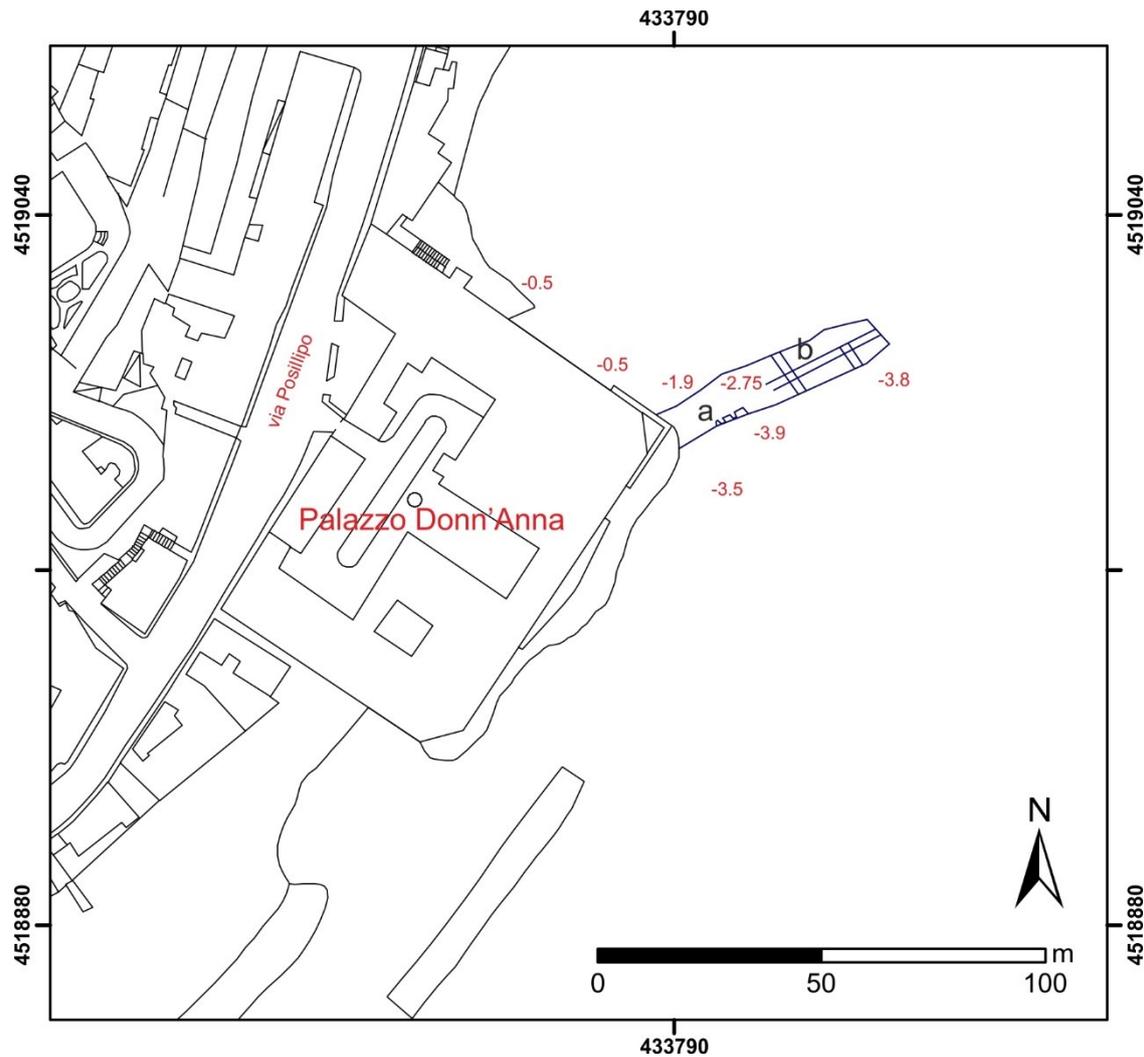


Figura 5.54: Planimetria generale del molo romano (in blu) del Palazzo donn'Anna; base cartografica tratta da Comune di Napoli, scala 1:1000; a, doppia forma rientrante; b, tracce delle travi lignee; i numeri rossi indicano le profondità puntali misurate in sito, coordinate geografiche WGS84 zona 33T.

Sulla superficie si osservano chiaramente le tracce delle travi lignee utilizzate per le casseforme erose, in maniera morfoselettiva, dall'azione del mare (fig.5.55b). Nella parte rivolta verso il mare aperto, due rientranze sembrano somigliare a delle bitte d'ormeggio (fig.5.55c-d). Sulla sommità del molo, la presenza di bitte è facilmente ipotizzabile, ma non si può escludere che il doppio elemento possa essere connesso con la cassaforma e la gettata di calcestruzzo, in quanto, il calcestruzzo romano da solo non sarebbe stato un buon materiale da costruzione per le bitte, soggette ad una forte erosione da parte delle cime d'ormeggio. Ulteriori studi potranno fornire una maggiore chiarezza su questo elemento.

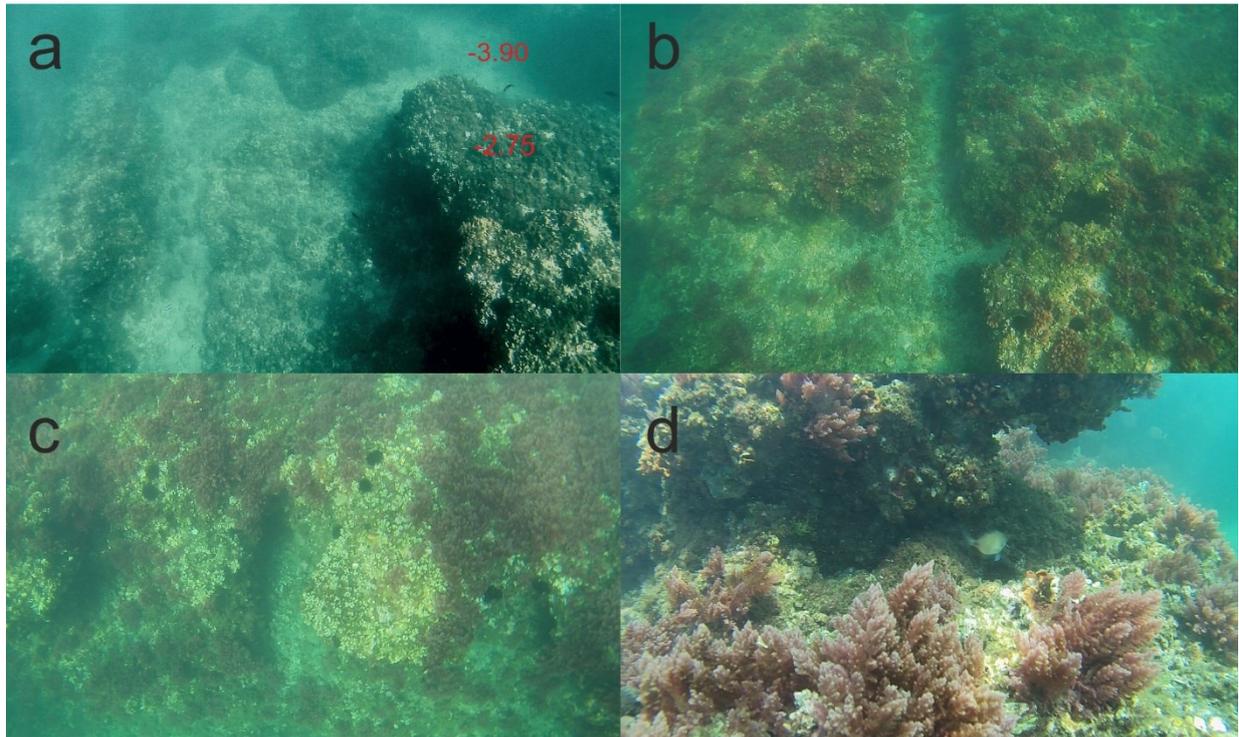


Figura 5.55: Molo romano adiacente al Palazzo donn'Anna; a, punta esterna del molo con riferimenti delle profondità rispetto all'attuale livello marino; b, tracce della cassaforma lignea; c, doppio elemento rientrante; d, dettaglio della base dei precedenti elementi (foto C. Stanislao, 2017).

Ulteriori rinvenimenti si osservano per la prima volta a ovest del Palazzo donn'Anna in località San Pietro ai due Frati (fig.5.53), dove 3 elementi strutturali rettilinei lunghi circa 12 m e perpendicolari all'attuale costa si rinvennero tra -2.45 e -3.6 m (fig.5.56). Inoltre, tra di essi è stato rinvenuto un palo ligneo mineralizzato, adagiato sul fondo sabbioso che in parte lo seppellisce (fig.5.56d). L'assenza di elementi distintivi impedisce di valutare l'originale funzione di questi elementi rettilinei e, conseguentemente, i tassi dei moti verticali del suolo.

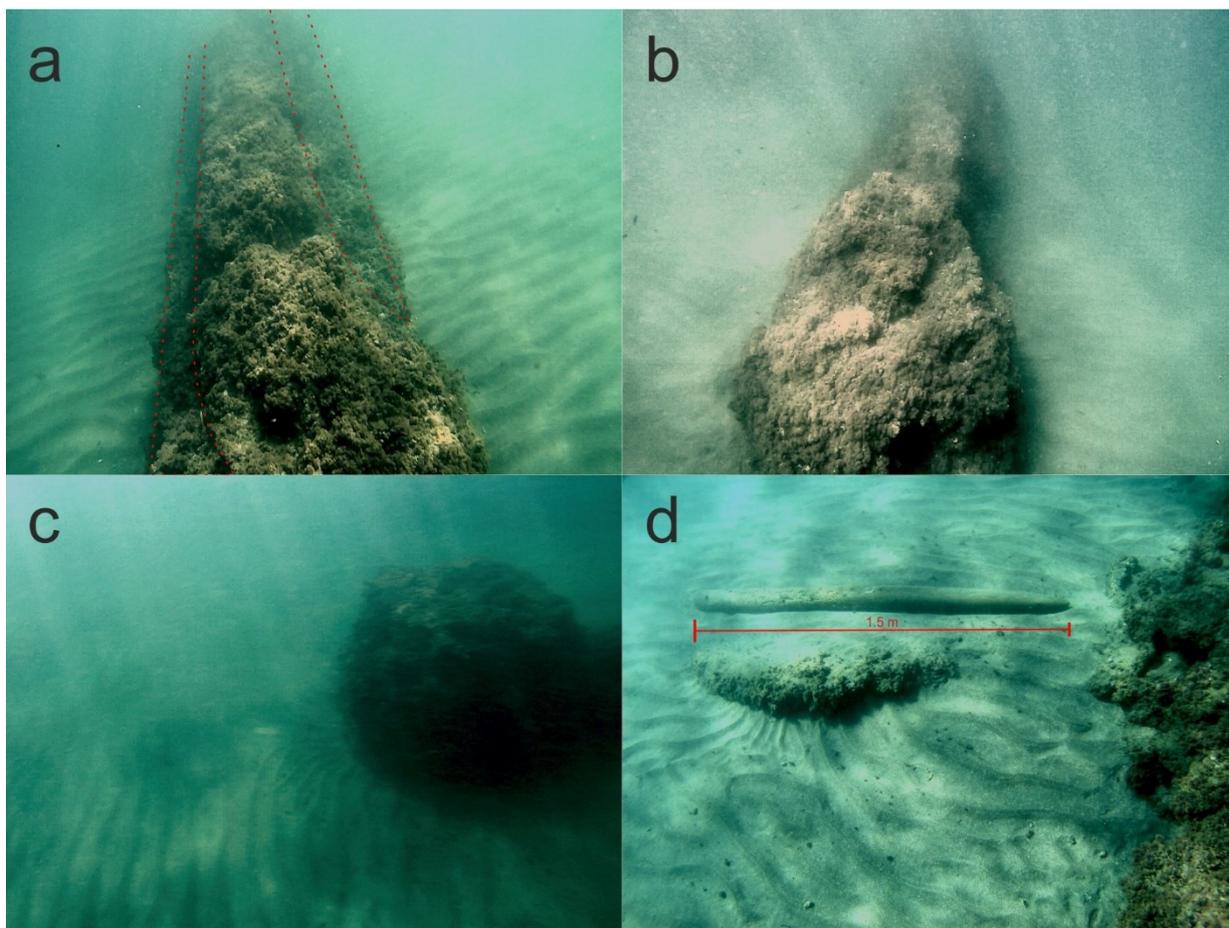


Figura 5.56: Elementi archeologici sommersi; a-b, strutture rettilinee sommerse parallele tra loro; c, dettaglio della parte iniziale della terza struttura; d, palo ligneo mineralizzato adagiato sul fondo sabbioso a -3.5 m (foto C. Stanislao, 2017).

CASTEL DELL'OVO

Il Castel dell'Ovo (*castrum Ovi*), è il castello più antico della città di Napoli (Galante, 1872) ed è uno degli elementi che spiccano maggiormente nel celebre panorama del golfo (fig.5.57). Si trova tra i quartieri di San Ferdinando e Chiaia, di fronte a Via Partenope.



Figura 5.57: Ubicazione dell'area di studio (a) con dettaglio del Castel dell'Ovo (b); evidenziata nel riquadro bianco l'ubicazione delle opere sommerse; foto da Google EarththPro

Il suo nome deriva da un'antica leggenda secondo la quale il poeta latino Virgilio nascose nelle segrete dell'edificio un uovo che mantenesse in piedi l'intera fortezza. La sua rottura avrebbe provocato non solo il crollo del castello, ma anche una serie di rovinose catastrofi alla città di Napoli (Altamura, 1974).

Il castello sorge sull'isolotto di tufo di Megaride (*Μεγαρις*), propaggine naturale del Monte Echia, ed un sottile istmo lo univa alla terraferma. In età romana l'isolotto era la sede della villa di Licinio Lucullo, edificata nel I secolo a.C. a Napoli.

La villa di Lucullo aveva un'estensione immensa, non ancora ben definita dato il continuo susseguirsi di nuove scoperte archeologiche. Stando agli ultimi ritrovamenti, doveva giacere nell'ampio territorio che va dall'isolotto di Megaride fino al Monte Echia sul lato sud e, sul lato sud-est fino nei pressi di Piazza Municipio.

Successivamente la villa dovette passare al demanio imperiale e le ultime tracce di frequentazioni si hanno alla fine dell'impero romano d'occidente, quando divenne la residenza dell'ultimo imperatore Romolo Augustolo. La segnalazione della presenza di tali strutture sommerse si hanno sin dagli anni '90 (Donadio et al., 1995; Donadio & Valente, 1995; De Pippo et al., 1996; Pennetta et al., 2016; Isaia et al., 2016).

Oggi è possibile ritrovare alcune tracce di quella che dovette essere una delle ville più affascinanti dell'antichità in maggioranza nei sotterranei del Castel dell'Ovo e nei fondali ad ovest della cinta muraria.

Sommersa alla profondità massima di -5.10 m, si osserva un'opera rettilinea (fig.5.58a) incisa nel tufo con 4 archi (fig.5.58b) e 5 fori sommitali (fig.5.58c) con diametro di 50 cm. I canali sono molto profondi e attraversano la struttura tramite alcune gallerie a sezione quadrangolare (fig.5.58d-e). Inoltre, alcuni elementi squadrati (fig.5.58f-g) sono adagiati sul fondo; Probabilmente questi sono stati diverti dal paramento borbonico emerso costruito per proteggere la scogliera tufacea dalle onde del mare.

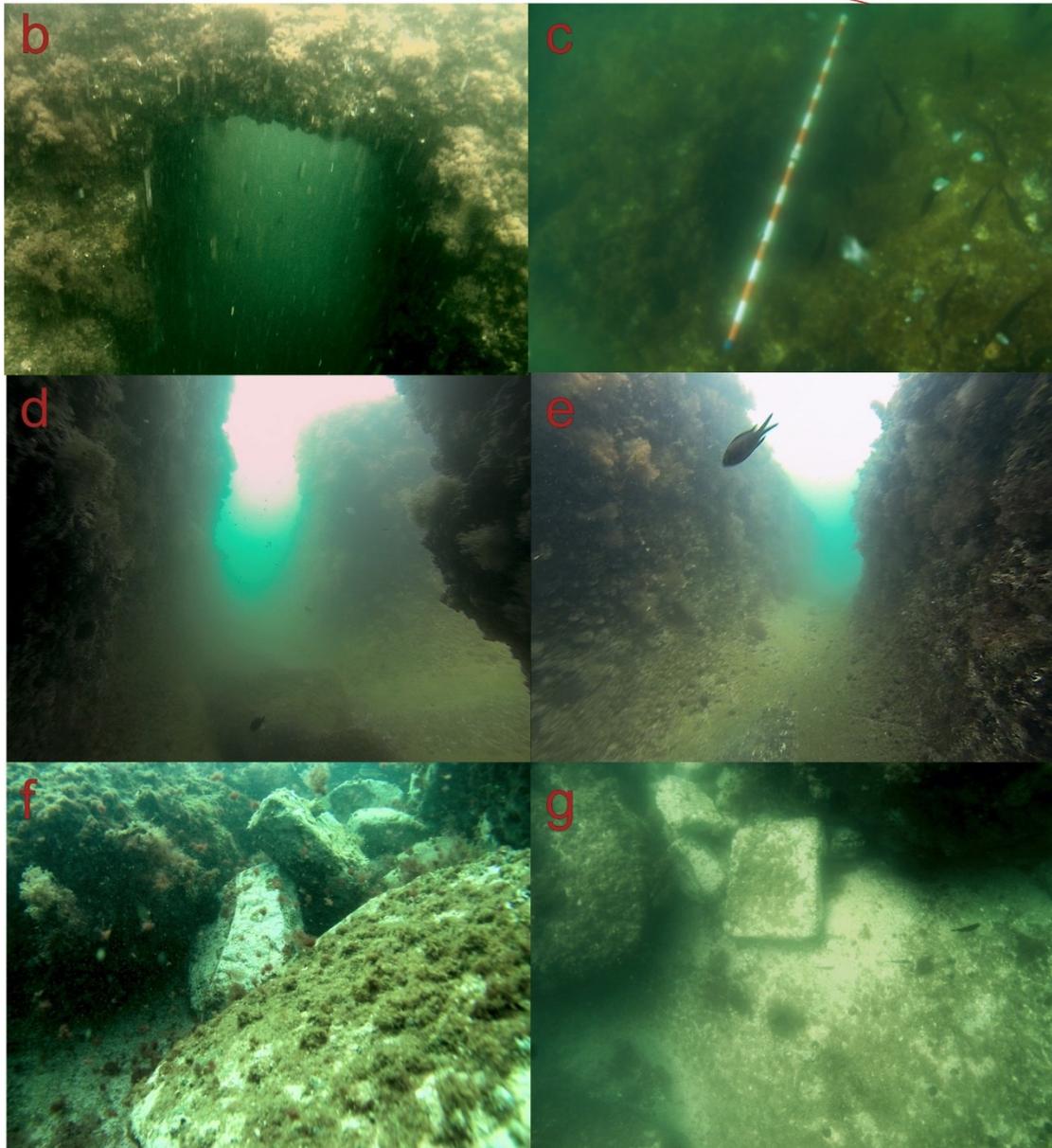
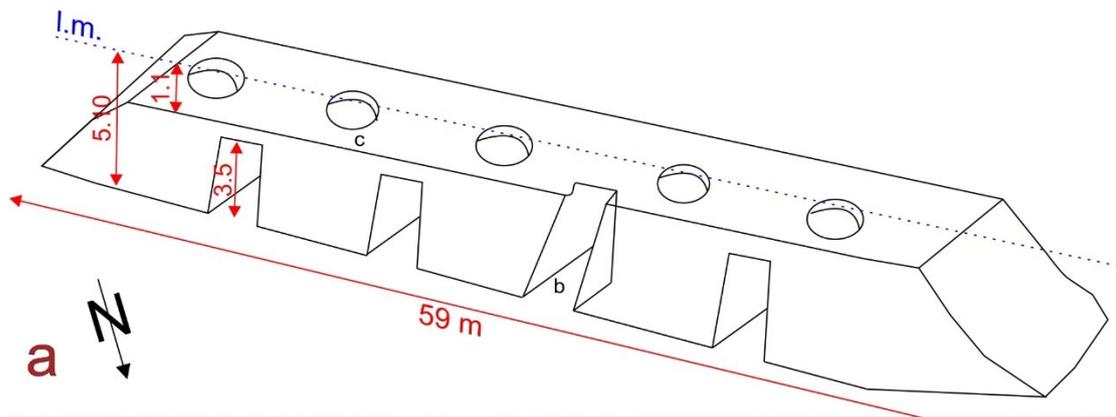


Figura 5.58: a, assonometria dell'opera rettilinea sommersa; b, arco; c, fori circolari sommitali, i segmenti dell'asta graduata misurano ciascuno 5 cm; d, canali passante, e, canale posto parallelamente alla struttura e che si congiunge con il canale precedente (d); f-g, lastre in materiale lapideo (a, b, e, f, foto C. Stanislao, 2017; c, d, foto C. Donadio, 2017).

PIAZZA MUNICIPIO

Lungo la costa, a ridosso dell'attuale porto di Napoli è presente uno dei più grandi cantieri archeologici d'Italia, dove gli scavi hanno riportato alla luce strutture di epoca romana e greca (fig.5.59).

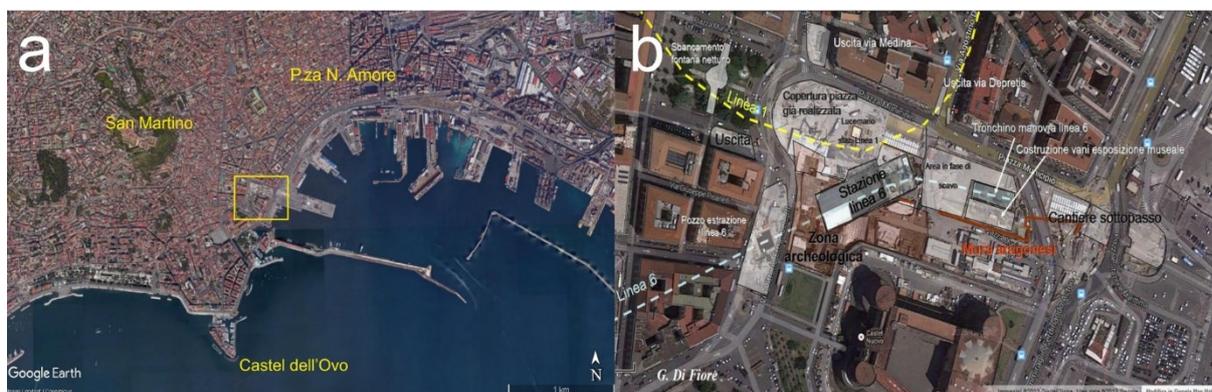


Figura 5.59: a, ubicazione del sito di Piazza Municipio; b, dettaglio degli scavi archeologici rispetto ai lavori per la realizzazione della stazione della metropolitana.

L'ipotesi della presenza di due porti, *de illu arcina* e *de illu vulpum*, nelle insenature in corrispondenza di Piazza Municipio, fu avanzata a seguito degli studi di M. Napoli su documenti del XI secolo (Giampaola, 2004).

Durante i lavori per la costruzione della stazione della metropolitana di Piazza Municipio è stato ritrovato l'antico porto cittadino e, con esso, alcune navi romane nei sedimenti sabbiosi siltosi del fondo marino di quell'epoca. Nel 2005 furono ritrovate tre navi e, negli scavi successivi, i resti di altre due navi in quello che era l'antico porto cittadino. Si tratta di battelli lunghi circa 15 m che servivano a trasportare merci o alimenti e, probabilmente, facevano la spola tra il porto e le navi più grandi che stazionavano al largo. Le barche sembrano essere navi utilizzate tra la fine del II secolo e gli inizi del III secolo d.C.



Figura 5.60: Vista dall'alto delle navi ritrovate all'interno dello scavo di Piazza Municipio (fonte costruirespa.it).

La linea di costa sottostante l'area degli scavi, tra le stazioni della metropolitana di Municipio e Università in piazza G. Bovio, presenta una grande insenatura, accanto alla quale i carotaggi geoarcheologici, eseguiti a nord e a sud di Corso Umberto, nello spazio antistante le colline del Monterone e di San Marcellino, hanno rivelato un'ulteriore minore rientranza protetta dalle vicine fortificazioni urbane (Giampaola, 2009).

Le indagini archeologiche hanno chiarito la presenza nell'area, fra la stazione Municipio ed Università, di una grande insenatura, forse utilizzata come approdo, già nelle fasi più antiche dell'insediamento di *Parthenope* e di *Neapolis* (Giampaola, 2009). È stato accertato che l'area ha svolto attività portuale fin dalla fine del IV secolo a. C., intensificandola per tutta l'epoca romana sino alla metà del V secolo d.C. (Carsana *et al.*, 2009).

Di seguito vengono riportati schematicamente i dati estrapolati dalla letteratura scientifica disponibile ed utilizzati, successivamente, per la valutazione dei tassi dei moti verticali del suolo.

Resti di strutture di epoca ellenistica, di cui è stata ipotizzata la pertinenza agli arsenali, sono riscontrabili dai sondaggi dell'area di Via Tari Marotta (Carsana *et al.*, 2009). L'edificio più

antico rinvenuto durante gli scavi, è attribuibile al IV secolo a.C. ed il suo piano di calpestio è posto a -0.6 m s.l.m. Un secondo piano di calpestio, di fine IV secolo, è posto a -0.2 m s.l.m. (Amato et al., 2009).

Nel I secolo d.C. la sequenza dei diversi livelli sabbiosi, corrispondenti a progressivi fondali, si sviluppano per un'altezza di circa 1,35/1,10 m (da quota -5.45/-5.15 a quota -4.15/-3.8 m s.l.m.), a testimonianza di una elevata velocità di sedimentazione riscontrata in ugual misura nei porti antichi di Marsiglia arcaica, Alessandria romana e Tiro (Marriner & Morhange, 2007).

I rinvenimenti archeologici, legati al II d.C. sono costituiti da pali di sostegno per due pontili con tracce di bio-corrosione a -3.3 m s.l.m. (Amato et al., 2009). Tra i livelli stratigrafici del II e III secolo d.C., è stato rinvenuto un relitto affondato a -3.3 m (Carsana et al., 2009).

Simile regime sedimentario si riscontra a Piazza N. Amore dove attorno al IV-V secolo d.C., sui piani pavimentali del già citato complesso monumentale, si depositano sabbie fini e silt, rendendo necessario realizzare opere di sollevamento dei piani di calpestio e dei canali di drenaggio (Bragantini et al., 2010).

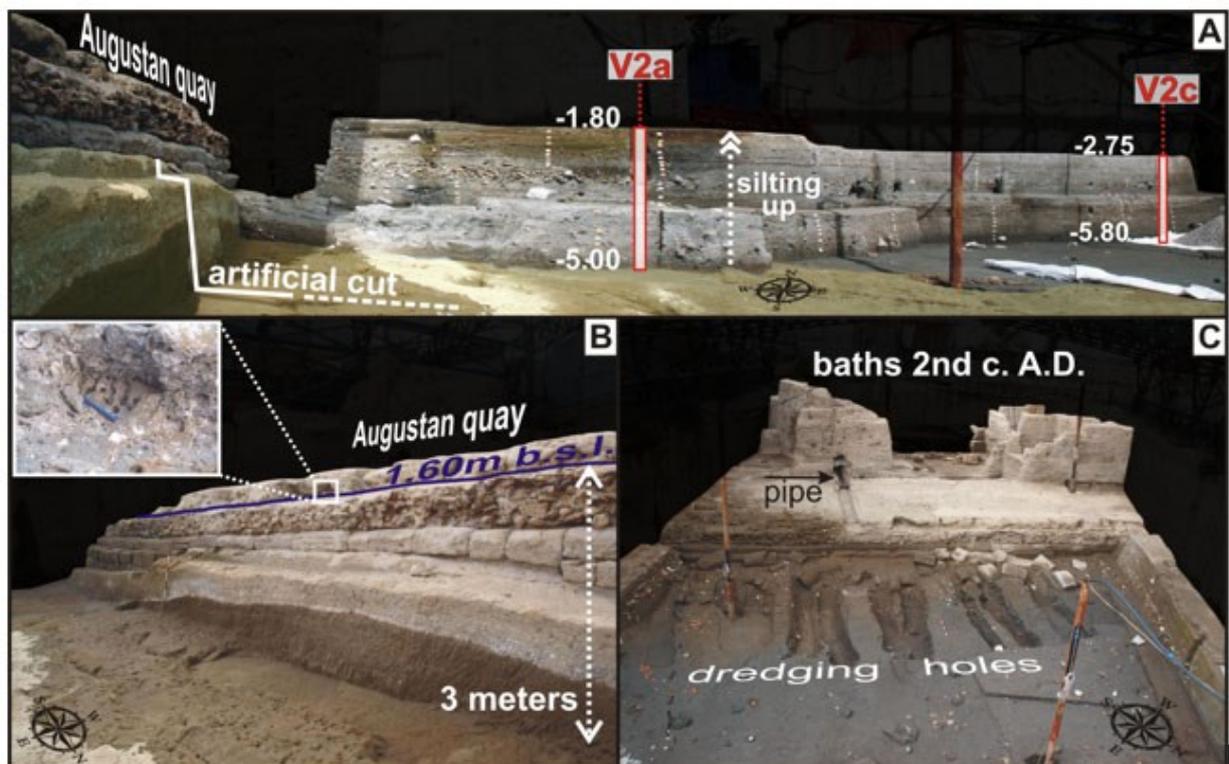


Figura 5.61: Rilievi laser scan sul fronte di scavo di Piazza Municipio (Di Donato, 2017).

SITI ARCHEOLOGICI DELLE ISOLE FLEGREE (III)

Sito archeologico di Punta Mezzogiorno.

Le Isole di Vivara e Procida sono strettamente interconnesse da un punto di vista vulcanologico e storico, anche se la frequentazione e lo sviluppo socio-economico sono variati nel corso dei secoli. Vivara, era collegata all'isola di Procida da una stretta falesia, oggi scomparsa ed era un importante insediamento nell'Età del Bronzo, ma nell'epoca romana e successivamente, durante il Medioevo, è stata relegata ad un ruolo marginale aumentando, così, il divario socio-culturale la vicina con l'Isola di Procida.

La frequentazione di Vivara è attestata sin dall'Epoca del Bronzo, con importanti insediamenti, localizzati a Punta Mezzogiorno, ma dal XIV secolo a.C., ogni traccia di una stabile presenza antropica sull'isola scompare per circa due millenni, per riprendere nel 1681, quando si costruì una villa colonica sul pianoro sommitale. Costruzione che ancora oggi è l'unica di rilievo dell'isola. (G. Buchner, 1938). Reperti ottenuti dagli scavi degli anni trenta del '900 hanno evidenziano un notevole flusso commerciale tra l'isola e le città del Mar Egeo, dimostrando, altresì, che Vivara, e più in generale l'arcipelago flegreo rappresentava, in quel preciso periodo storico, un punto strategico nell'ambito degli interscambi commerciali (Marazzi & Tusa, 1976). Verso la metà del XVIII secolo d.C., il re Carlo III di Napoli, fece di Vivara una sua riserva di caccia, popolandola, tra l'altro di fagiani, conigli e caprioli.

All'interno del Golfo di Genito (fig.5.62), dove è stata istituita l'Area Marina Protetta Regno di Nettuno, la presenza di solchi di battente e terrazzi marini dislocati a profondità tra -1 e -21 m e formati sin da 7 ka BP, testimoniano la forte componente vulcano-tettonica agente sull'isola. La recente letteratura scientifica (Mocchegiani Carpano, 2001; Aiello et al., 2007; Putignano et al., 2009; 2014) ha individuato, a Punta Mezzogiorno, vari elementi di fattura antropica attribuibili ad ormeggi e scale (fig.5.63). Di rilevante interesse risulta la presenza di una scala micenea intagliata nel tufo ed attualmente ubicata tra -4 e -9 m in allineamento con le scale presenti sul versante. I gradini meglio conservati si trovano nella parte superiore, che termina con un piccolo terrazzo a -6 m (fig.5.63 a), la parte inferiore invece, ha una pendenza media maggiore ed è più consumata. A nord dell'Isola di Vivara sono state rilevate anche forme relazionabili a bitte ed anelli d'ormeggi (fig.5.63b-c)

L'Isola di Procida, invece, durante il periodo non documentato di un'eventuale attività antropica di Vivara, divenne sede di ville ed insediamenti sparsi senza diventare una vera città. Fu utilizzata dai patrizi romani come luogo di vacanza, nonché area riservata per la coltivazione di vigneti e

oliveti. A partire dal III secolo d.C., però, la crisi dell'Impero romano e il successivo declino del commercio e della marina, dovuti al succedersi di invasioni barbariche provocò la forte riduzione dell'attività lavorativa e culturale degli abitanti di Procida.



Figura 5.62: Ubicazione del sito archeologico dell'Isola di Vivara; immagine da Google EarththPro, 2017.

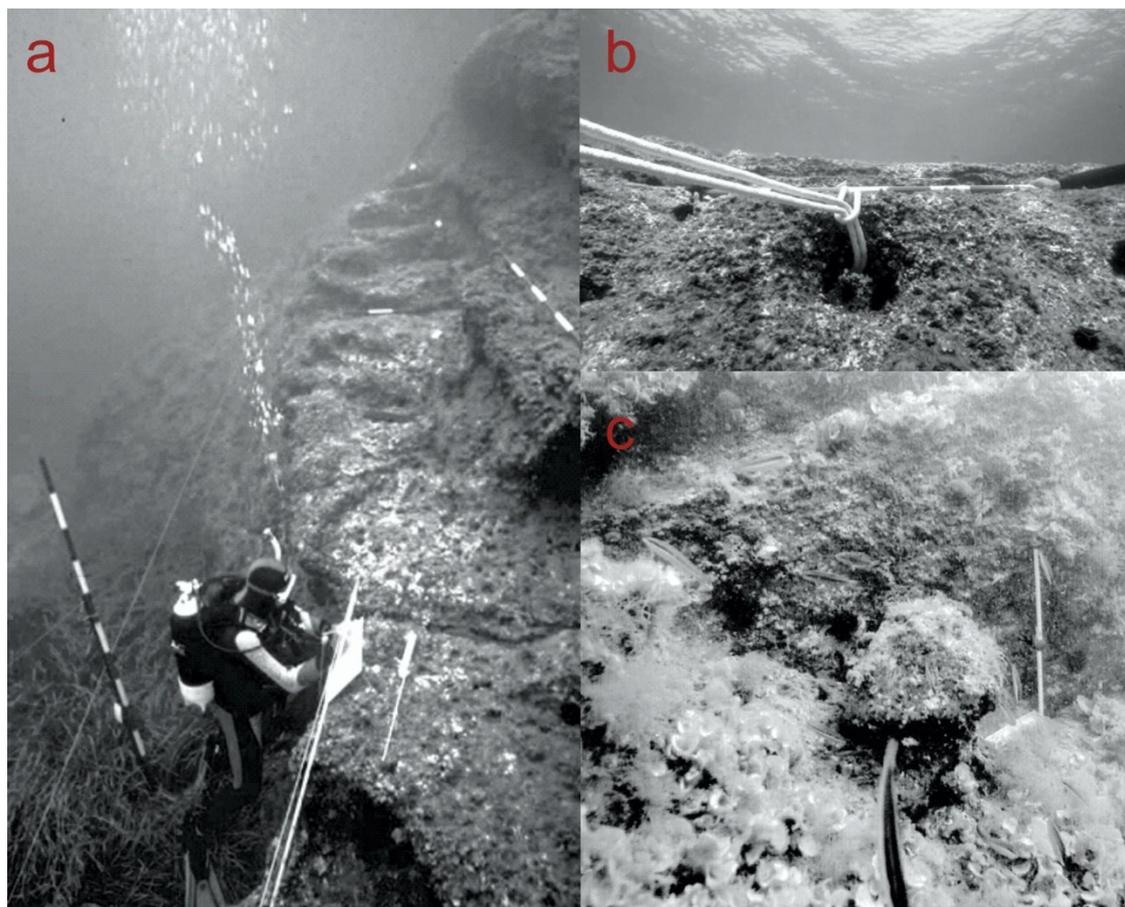


Figura 5.63: elementi antropici sommersi nell'isola di Vivara; a, scala micenea; b, anello d'ormeggio cavato dal substrato tufaceo; c, bitta d'ormeggio (Putignano, 2009 mod.)

Sito Archeologico di Cartaromana.

L'Isola d'Ischia è considerata il più antico stanziamento greco in Italia la cui fondazione, a seguito della pre-colonizzazione, viene fatta risalire alla prima metà del VIII secolo a.C. L'antica colonia greca era ubicata nell'odierna Lacco Ameno.

La frequentazione romana è testimoniata dalla presenza di scarsi resti di strutture murarie, di una necropoli legata alla cittadella esistente dal IV secolo a.C. fino al II d.C., chiamata *Aenaria*, situata nel lato opposto dell'isola rispetto all'antica colonia greca. I rinvenimenti nella baia di Cartaromana (fig.5.64) di lingotti in stagno e piombo, alcuni dei quali con l'iscrizione *CN-ATELLI-F-MISERINI*, fecero ipotizzare la presenza di fonderie (Boni *et al.*, 1997; Stefanile, 2009).

I primi che studiarono *Aenaria* furono Giorgio Buchner e Don Pietro Monti, gli stessi archeologi che studiavano la greca *Pithekoussai*. Dopo la scoperta, *Aenaria* subì un lungo oblio ed i rilievi sull'area sono stati riavviati solo nel 2011.



Figura 5.64: Ubicazione del sito di Cartaromana; immagine da Google EarththPro

Le ricerche hanno permesso di individuare la presenza di strutture murarie (fig.5.65) con paramento in opera reticolata riconducibili, probabilmente, ad una villa marittima corredata da ninfei e gallerie scavati negli scogli di Sant'Anna (Benini, 2016). Altri resti murari, affioranti dal fondale marino, sono stati attribuiti a strutture portuali. Sotto una coltre di sedimenti di 2 m, le indagini di scavo hanno messo in luce i resti della banchina portuale vera e propria caratterizzata da una cassaforma lignea in ottimo stato di conservazione (fig.5.66; Benini, 2016).

Nel complesso, è stata stimata una sommersione di circa 7 m. Le ricerche sono ancora in fase di sviluppo ed i dati sulle misurazioni fornite sono preliminari.

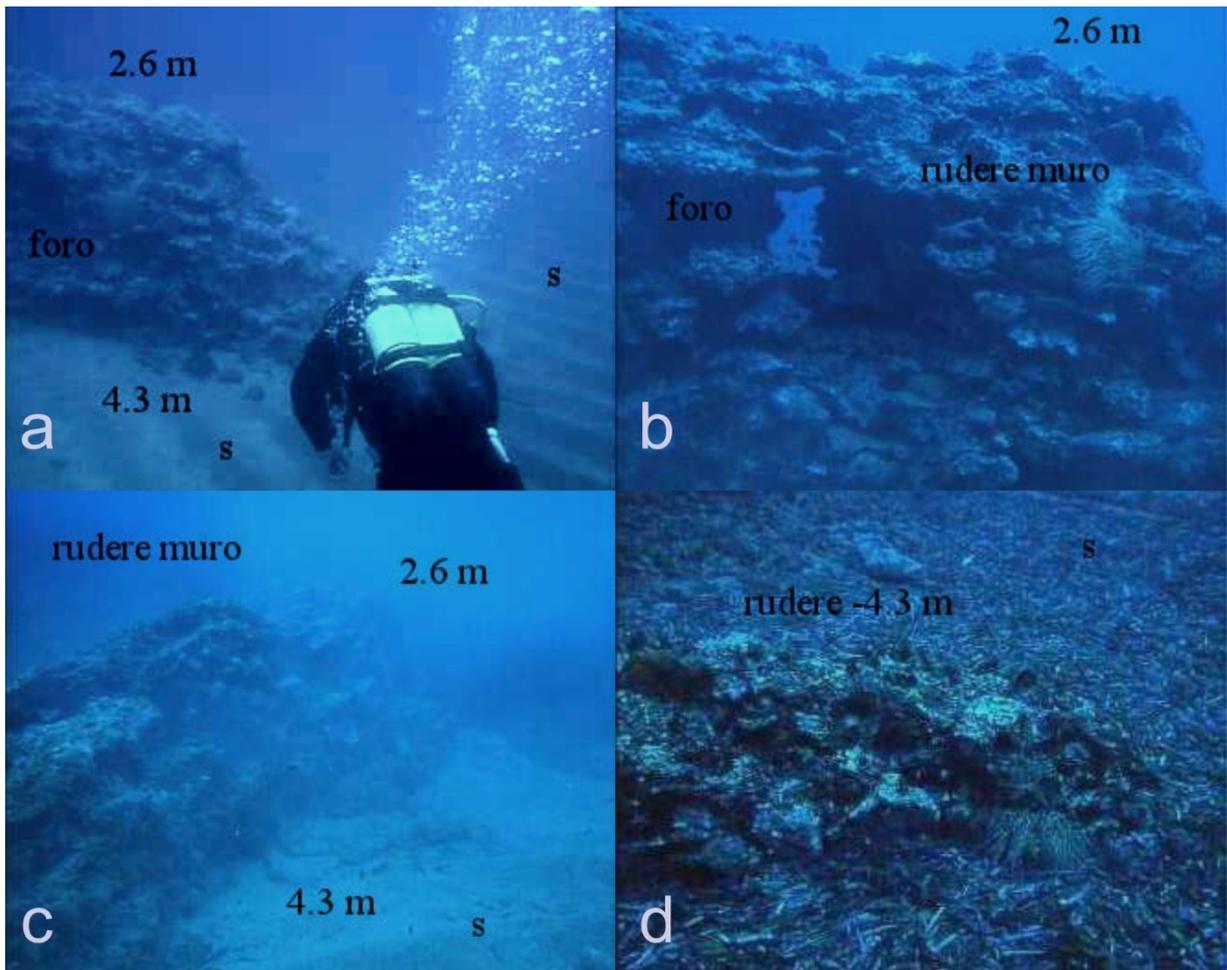


Figura 5.65: Strutture romane dell'area di Cartaromana (foto C. Donadio, 2009); i numeri indicano le profondità in -m s.l.m.; a, resti murari affioranti da n substrato sabbioso; b, fori che attraversano la struttura; c, dettaglio del fondo sabbioso; d, *mattes* di *Posidonia oceanica* che ingloba la struttura.

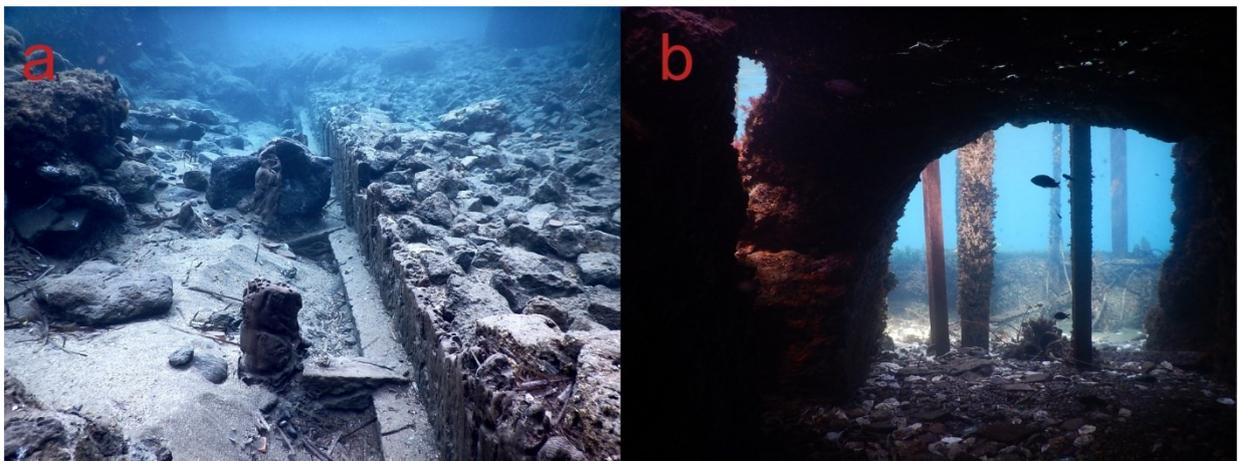


Figura 5.66: Strutture romane di Cartaromana (Benini, 2016); a, resti della banchina portuale e della cassaforma lignea utilizzata per la sua costruzione; b, la galleria scavata in uno degli scogli di Sant'Anna.

SITI ARCHEOLOGICI DELLA COSTA VESUVIANA (IV)

Le scarse evidenze geologiche ed archeologiche, abbinate ai prodotti vulcanici del distretto del Somma-Vesuvio, hanno reso la costa vesuviana raramente studiata. Inoltre, la presenza di una costa bassa ha fatto sì che l'apporto sedimentario abbia sepolto, e potrebbe completamente seppellire i porti e le ville costiere.

Le segnalazioni dei pescatori locali, sui presunti resti, non hanno avuto conferma, in quanto i ruderi segnalati, sono rivelati essere depositi di Durece, un prodotto piroclastico litoide connesso all'eruzione pliniana del 79 d.C.

I rilievi geomorfologici e geoarcheologici condotti nell'area prospiciente la città di Ercolano, hanno mostrato a circa 4 m di profondità, a non più di un centinaio di metri dall'attuale linea di riva, chiare evidenze morfologiche, talora con associati manufatti d'epoca romana riferibili al I secolo d.C. (De Pippo *et al.*, 1994). Tali rilievi hanno dimostrato che i ruderi di strutture termali con resti di pasto cementati (*Ostrea sp.* e *Haliotis lamellosa*) giacciono a 4.3 m di profondità a breve distanza da riva.

SITI ARCHEOLOGICI DELLA PENISOLA SORRENTINA ED ISOLA DI CAPRI (V)

Lungo la Penisola Sorrentina, analisi di campo abbinate a dati di bibliografici, hanno mostrato la presenza di tre importanti siti archeologici (fig.5.67).

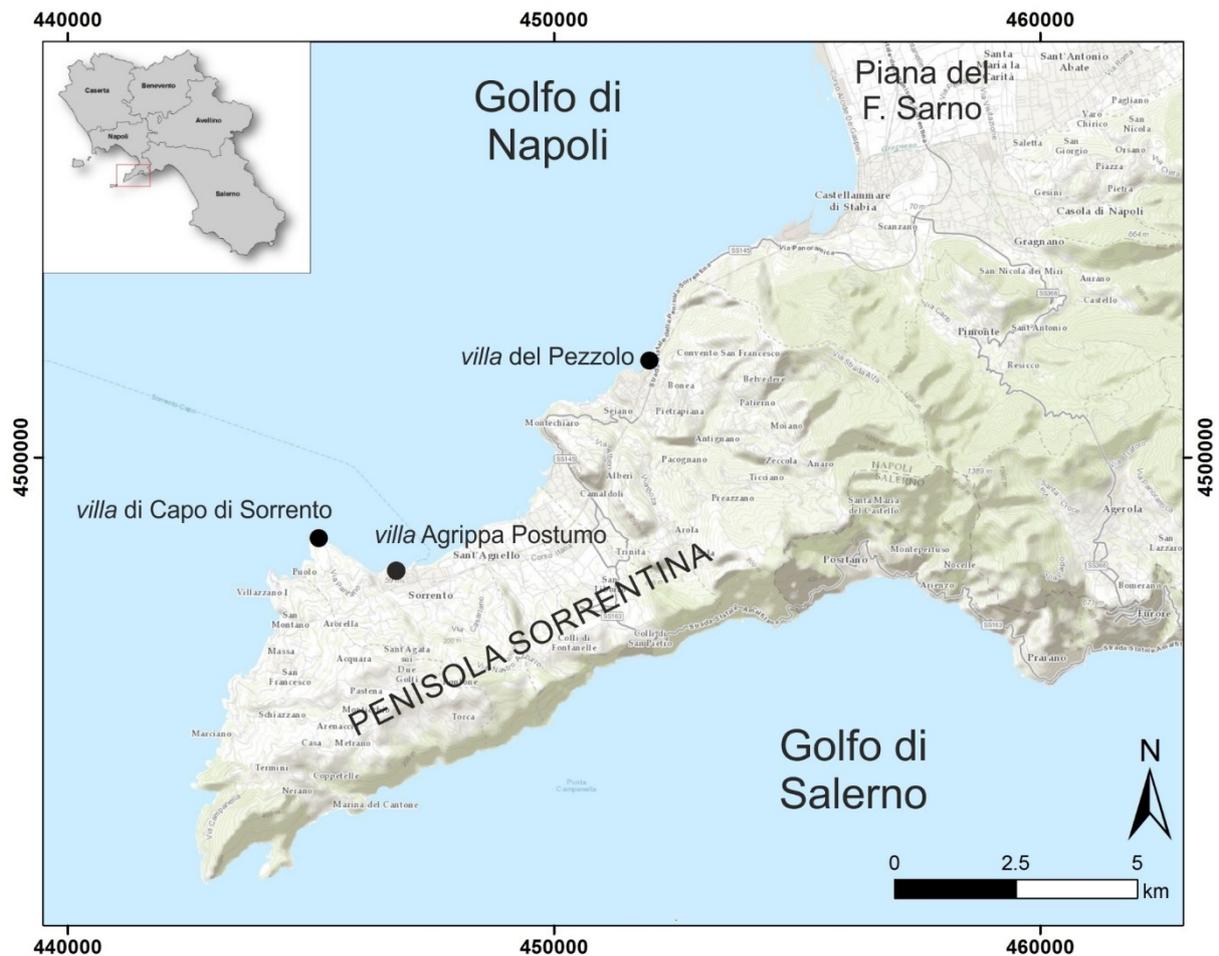


Figura 5.67: Ubicazione dei siti archeologici analizzati; coordinate geografiche EGS84 zona 33T.

Villa del Pezzolo

Il sito posizionato più a nord è la villa del Pezzolo, nei pressi di Marina di Seiano, alla foce del Rivo d'Arco. Queste rovine (fig.5.68) possono essere utilizzate per decifrare e datare la sequenza di eventi geomorfologici legati all'eruzione del 79 d.C., che modificò drasticamente la costa di Marina di Equa e parzialmente distrusse la *villa* romana.



Figura 5.68: Strutture emerse della villa del Pezzolo (foto C. Stanislao, 2015); a, scala con gradini in calcare; b-c mura in opera reticolata; d, galleria

La presenza di sedimenti sabbiosi, abbinati a depositi alluvionali e piroclastici rimaneggiati, impediscono il riconoscimento visivo delle strutture sommerse. Analisi sismo-stratigrafiche, abbinata a *Sub bottom profiler*, hanno fornito informazioni sui resti archeologici di due moli adagiati sul substrato inferiore (Aucelli *et al.*, 2016).

Villa Agrippa Postumo

A Sorrento, in uno dei punti più caratteristici della Penisola Sorrentina, intagliato nel costone tufaceo, sorgono le rovine romane della *villa* di Agrippa Postumo (nipote di Augusto, che scelse Sorrento come dimora) del I secolo a.C. La *domus*, tramite dei ritrovamenti occasionali, è stata localizzata sull'area oggi occupata dal monastero di San Paolo. Lungo la costa, invece, è possibile vedere i resti dei ninfei e delle peschiere della seconda metà del II secolo a.C.(fig.5.69), che costituiscono il più straordinario insieme che oggi si conservi di questo genere di opere. L'impianto marittimo della villa, costituiva l'elemento più importante ed è

composto da un Ninfeo Maggiore, rivestito interamente da mosaico, e da un Ninfeo Minore, rivestito da mosaico vitreo, entrambi situati nel costone tufaceo sotto l'attuale Villa Pompeiana, accessibili solo via mare.

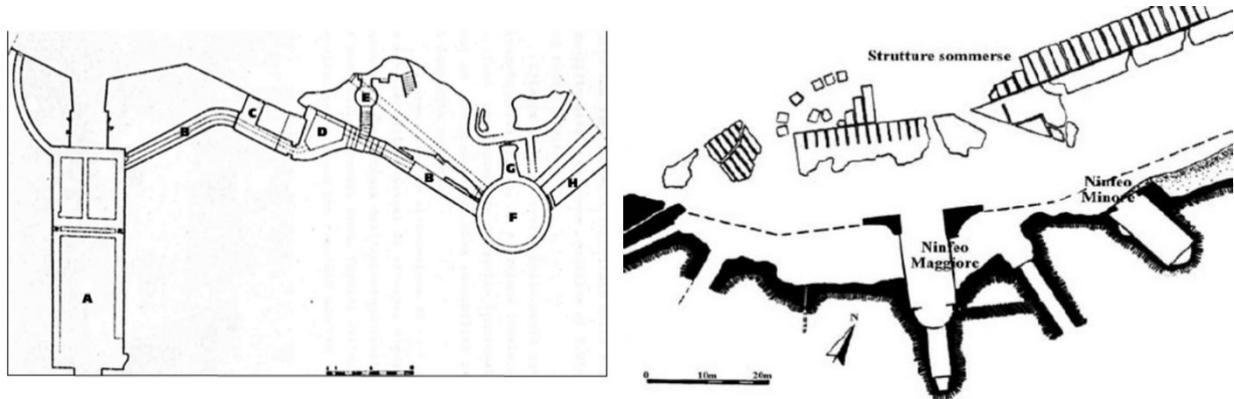


Figura 5.69: Planimetria generale della villa di Agrippa Postumo (Mingazzini & Pfister, 1946)

Rilievi di dettaglio, per incrementare le informazioni di Mingazzini & Pfister, (1946) sono state condotti sulla peschiera. Accessibile solo da mare, la peschiera (fig.5.70) è ricavata dalla ripa ignimbratica, suddivisa in tre zone (fig.5.70c), tramite un piccolo sistema di chiuse, le cui tracce si ritrovano sulle pareti laterali. Sono presenti due livelli di crepidini posti a -0.55 m e -0.9 m di profondità. Interventi di restauro sono stati effettuati nell'800 per arrestare l'arretramento della ripa causata dai normali processi erosivi. I lavori, hanno modificato l'aspetto esteriore dell'entrata che ora si presenta rivestita da blocchi di materiale lapideo. Tra la peschiera e il ninfeo maggiore, i rilievi hanno mostrato due strutture sommerse, mai cartografate e riportate qui per la prima volta. La prima è rappresentata da una protuberanza triangolare spianata, alla profondità di -1.85 m, che si erge dal fondo per 50 cm, con la superficie ricoperta da una patina biancastra (fig.5.71). Un canale curvilineo pianeggiante, intagliato nella parete ignimbratica, si congiunge con la sommità della protuberanza. La seconda struttura, a forma di L, (fig.5.72a) con un ringrosso a forma di fungo o di collare (fig.5.72b), è ubicata verso mare a 5 m dalla prima ed alla profondità di circa 1.9 m. La sommità, ricoperta da organismi marini, è posizionata a -0.45 m s.l.m. La parte rivolta verso terra presenta una concavità, a ricordare una bitta, mentre quella rivolta verso mare, è caratterizzata da un cordone leggermente curvilineo alto circa 40 cm, sfrangiato sulla dorsale, con un'apertura quadrata e ricoperto anch'esso da una patina biancastra (fig.5.72c-d).



Figura 5.70: Resti emersi della *villa* di Agrippa Postumo; b, vista panoramica dei ruderi emersi; c, atrio della peschiera; d, interno della peschiera con le crepidini evidenziate con un tratteggio rosso (foto C. Stanislao, 2016).

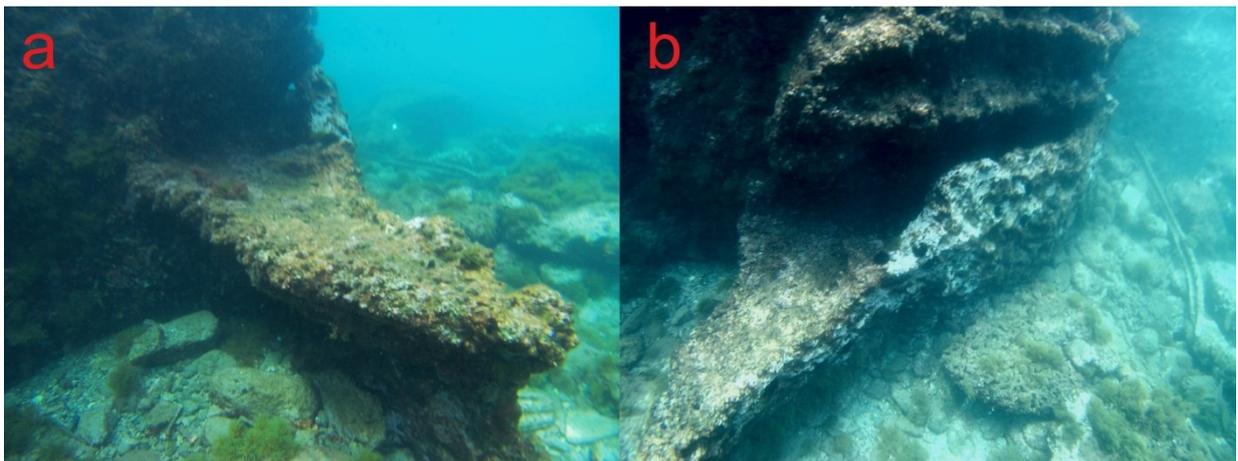


Figura 5.71: a, struttura sommersa sporgente rilevata nei pressi della *villa* di Agrippa Postumo; b, canale curvilineo insistente sulla struttura (foto C. Stanislao, 2016).

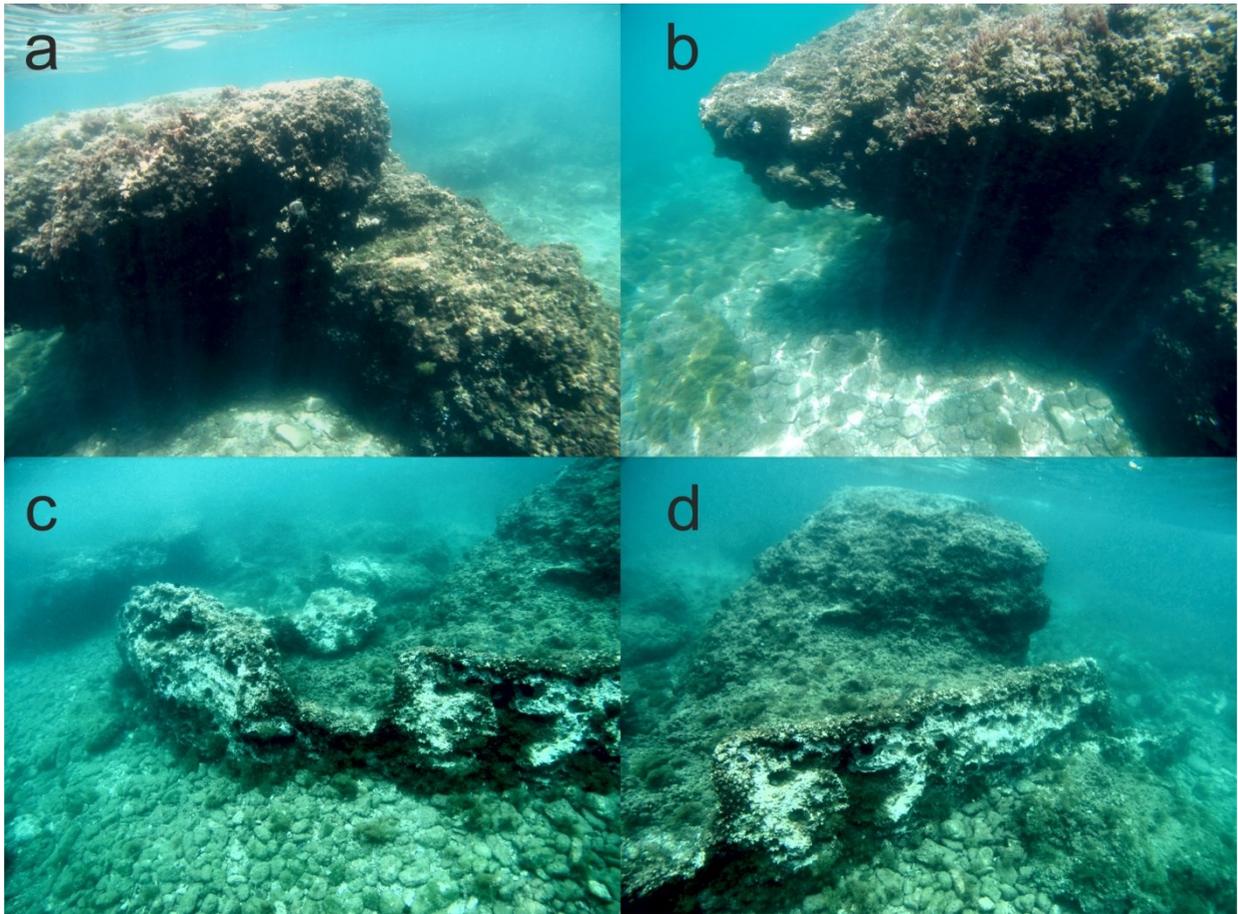


Figura 5.72: a, struttura sommersa a forma di L; b, dettaglio della convessità; c, cordone con apertura quadrata; d, vista panoramica della struttura (foto C. Stanislao, 2016)

Villa del Capo di Sorrento

La *villa* del Capo di Sorrento, è identificata con la *villa* di *Pollius Felix*, per la descrizione vaga del poeta Stazio (*Silve*, II, in Russo, 2006). Nuove considerazioni fanno propendere a che l'ubicazione della *villa* di *Pollius Felix* sia più ad ovest. Il complesso si divide in *domus* e *villa* a mare con relativi annessi collegati tramite una serie di scale e terrazzi (fig.5.73; Mingazzini & Pfister, 1946). A differenza della *villa* di Agrippa Postumo, questa è edificata su di un promontorio calcareo.

All'interno di una baia, si rileva un piccolo approdo semiaffiorante, eroso dall'azione del mare (fig.5.73c-d). Una superficie spianata lo collega con i ruderi in opera incerta.

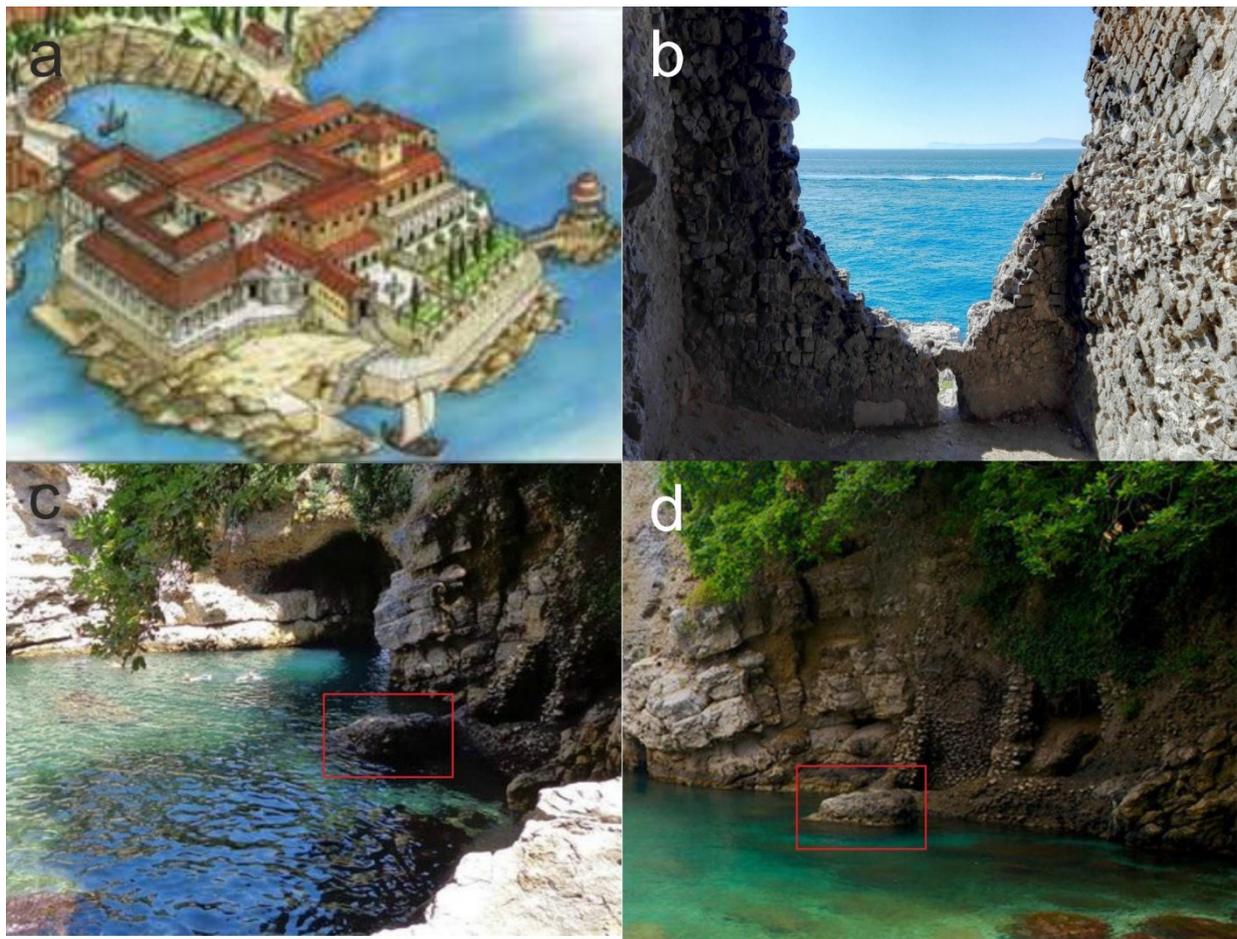


Figura 5.73: Villa del Capo di Sorrento; a, ricostruzione del complesso; b, vista suggestiva dall'interno delle stanze superiori della villa; c-d, dettaglio del piccolo approdo evidenziato con il riquadro rosso, (foto C. Stanislao, 2015).

Sito archeologico di Palazzo a Mare

La presenza umana sull'Isola di Capri è attestata fin dal Paleolitico inferiore, ma lo sviluppo storico dell'isola si ha con la colonizzazione da parte dei greci che ne fanno punto focale per gli scambi commerciali marittimi. Capri fece parte del territorio di *Neapolis* e dipese politicamente da questa fin quando Augusto rese l'isola una sua proprietà privata, dando in cambio ai Neapolitani l'Isola di Ischia e avviando sul territorio una massiccia attività edilizia. Diversamente da Augusto, il suo successore, Tiberio, rese l'Isola di Capri sua sede stabile nel decennio compreso tra il 27 e il 37 d.C. La scelta di ritirarsi sull'isola coincise, evidentemente, con una nuova politica di Tiberio che, mirando ad una forma assolutistica di potere, interruppe la politica di collaborazione con il senato, elevando Capri a nuova capitale dell'impero. Tiberio, in chiara rottura con la politica romana, si attornì di filosofi greci ed astrologi babilonesi e

continuando la politica edilizia inaugurata da Augusto, edificò dodici imponenti *villae* e provvide, inoltre, ad impiantare ninfei in varie grotte dell'isola.

Una delle *villae* romane più significative è localizzata nell'area che porta il nome di Palazzo a Mare. Questa *villa* si estendeva su di una vasta superficie che va dalla punta Bevaro alla spiaggia, nota come "Bagni di Tiberio" (fig.5.74), disponendosi con vari nuclei tra il mare ed il promontorio, rispecchiando la tipologia della *villa maritima*, caratterizzata da elementi architettonici sparsi, in posizione panoramica, nel contesto naturale.

La struttura consisteva essenzialmente in una lunga scalinata coperta da volte a botte, un porticciolo privato e un esedra-ninfeo semicircolare decorato da colonne (Di Franco, 2015).



Figura 5.74: Ubicazione del sito archeologico di Palazzo a Mare, nel settore nord dell'Isola di Capri.

La *villa*, attribuita ad Augusto, con successivi rifacimenti dovuti a Tiberio, nel Settecento fu depredata di pavimenti, capitelli e lastre marmoree dall'austriaco Hadrawa; subì ulteriori danni durante l'occupazione francese agli inizi dell'Ottocento, quando la parte centrale fu trasformata in piazza d'armi e vi fu costruito un fortino. L'attività edilizia ha trasformato ulteriormente l'aspetto dei luoghi, per cui dell'antica dimora imperiale non restano che alcuni elementi murari sommersi, spezzoni di muri di terrazzamento, alcune cisterne e scarsi ruderi dei quartieri residenziali. Secondo l'archeologo A. Maiuri (1956), la residenza vera e propria, di modesta estensione, era nell'area dell'ex-fortino, poi trasformato in villa privata, dove sono ancora riconoscibili alcuni ambienti di incerta funzione, cisterne ed un *impluvium*. Inoltre,

Maiuri attribuisce le strutture, attualmente sommerse, a vasche presumibilmente delle peschiere, ed a un porticciolo di approdo alla *villa*.

Del complesso archeologico rimane solo parte delle strutture a terra (fig.5.75a) ed alcuni elementi sommersi (fig.5.75b). Quest'ultimi, utilizzabili come *markers* geoarcheologici, sono costituiti da un arco sommerso, la cui base è posta ad una profondità di -4.2 m, costruito in materiale lapideo e malta di allettamento (fig.5.75c). Alla base dell'arco è ubicato un canale per lo smaltimento delle acque. Un *tunnel* (fig.5.75d), posto a -1.6 m di profondità, taglia la struttura ortogonalmente alla linea di riva. (fig.5.76).

Infine, nella parte interna della struttura, dal fondo emergono delle costruzioni in muratura troncate bruscamente. Questi elementi, verosimilmente, fungevano da piedritti che livellavano il fondo e permettevano il sostegno di una pavimentazione.

Inoltre, ad est del complesso (fig. 5.77b) a circa 50 m dalla costa, sono presenti due segmenti di moli continui; uno parallelo alla costa di 14x4.5 m ed un secondo obliquo di 12x3.5 m, posti a difesa dei venti di maestrale (Scognamiglio, 2010). Ulteriori pilae sono cartografate dallo stesso autore a circa 650 m ad est del complesso in prossimità della moderna scogliera (fig. 5.78c).

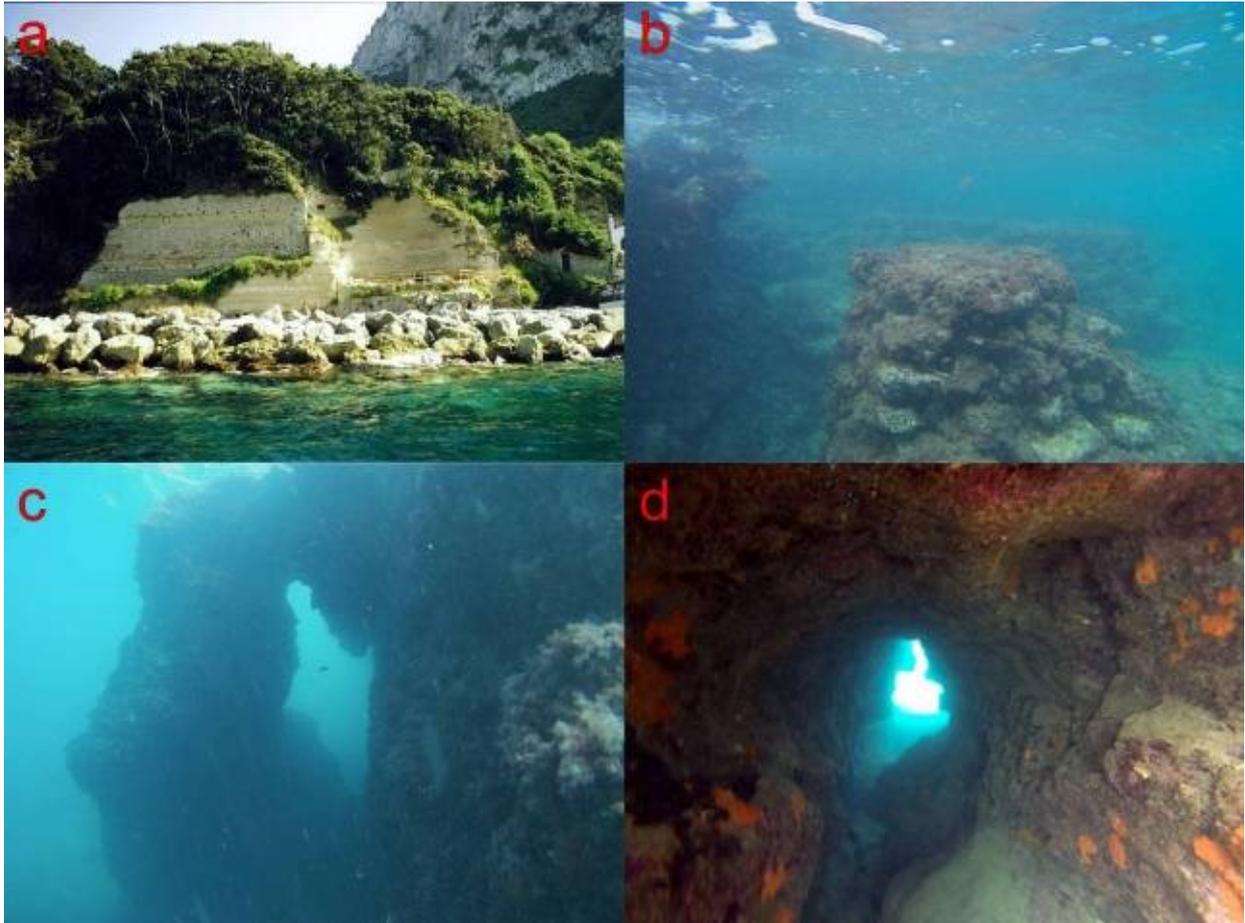


Figura 5.75: Strutture emersi (a) e sommersi (b) del Palazzo a Mare; c, arco sommerso; d, galleria sommersa (foto a-c, C. Stanislao 2015; d, C. Donadio, 2015).

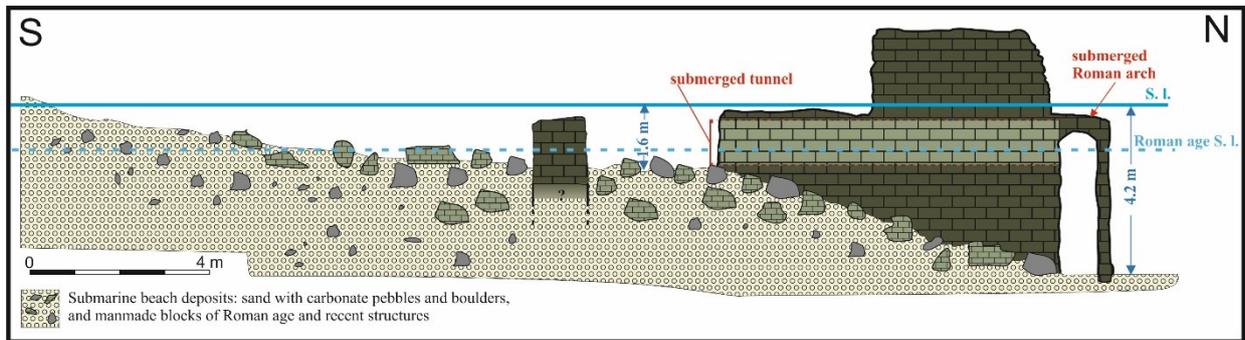


Figura 5.76: Sezione delle strutture di Palazzo a Mare; S.L., livello marino attuale.

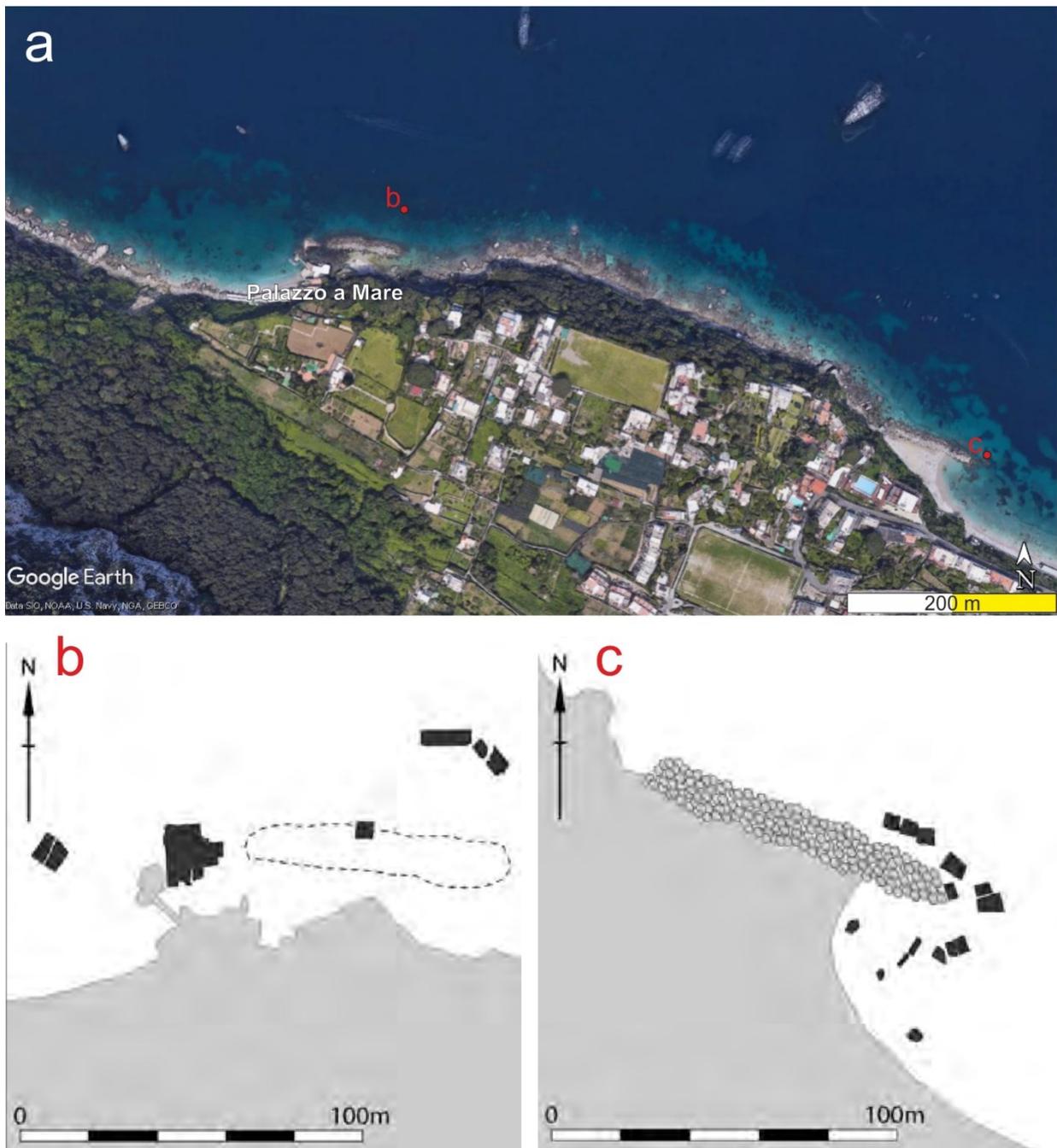


Figura 5.77: Ubicazione delle *pilae* prospicienti il Palazzo a Mare; a, moli continui a protezione del Palazzo a Mare; b, *pilae* ubicate a circa 650 m dal Palazzo a Mare (Brandon *et al.*, 2014).

SITI ARCHEOLOGICI DELLA GRECIA

La collaborazione con l'Università degli Studi di Patrasso in Grecia ha permesso lo studio di tre siti archeologici dell'Isola di Creta finalizzato alla comprensione delle relazioni tra gli elementi archeologici e il livello marino in epoche storiche, in uno stile tettonico compressivo ed un contesto dinamico differente. I siti scelti sono i tre porti di Hersonissos, Falasarna e Ierapetra, ubicati agli estremi dell'isola (fig.5.78).



Figura 5.78: Ubicazione dei tre siti archeologici nell'Isola di Creta, in Grecia.

Porto di Hersonissos

L'antica città di Hersonissos è situata nella parte settentrionale dell'isola di Creta nel Mare Egeo. La vantaggiosa posizione geografica favorì il sorgere di una fiorente rete commerciale.

Il piccolo porto romano di Hersonissos (270x150 m) è stato fondato su una piccola oasi ellenistica situata a ridosso di un promontorio oggi chiamato Kastri. Il porto (fig.5.79) comprende moli in calcestruzzo e frangiflutti e opere idrauliche. Semi affiorante il molo sud, edificato dai romani, è ben conservato ed ha una lunghezza di 22.7 m ed una larghezza di 3.3 m. Protette dalla barriera frangiflutti si rinvergono tre vasche quadrate (con dimensioni di 2x2 m) con un bordo perimetrale alto 20 cm. A tergo di esse è stata identificata una depressione

circolare (1.5 m di diametro) con una colonna spezzata all'interno (fig.5.80) finora non cartografata. Queste strutture si attestano alla profondità di -1.75 m.

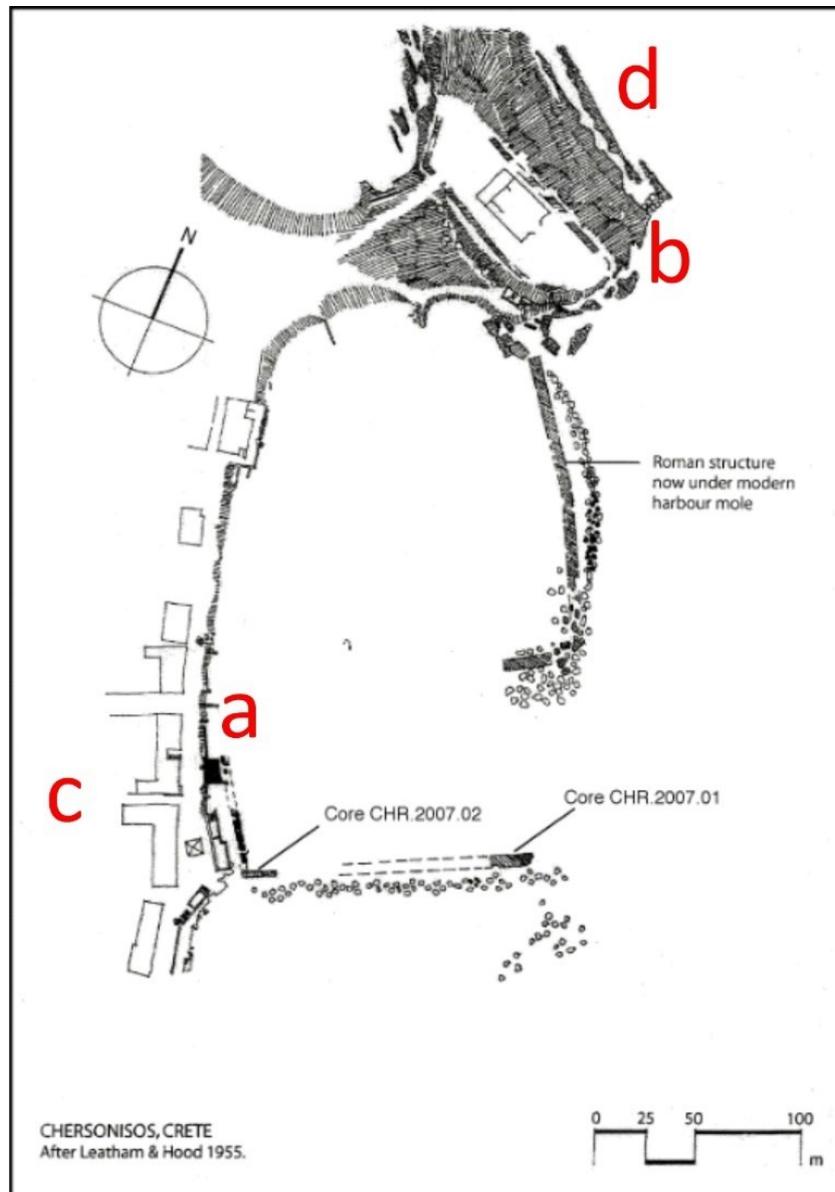


Figura 5.79: Planimetria generale del porto di Hersonissos in Grecia (Brandon *et al.*, 2005); le lettere indicano l'ubicazione degli elementi riportati in fig.5.80.



Figura 5.80: a, molo romano di Hersonissos; b, barriera frangiflutti sommersa posizionata in corrispondenza del frangente d'onda; c, fontana a gravità; depressione cilindrica con all'interno una colonna marmorea spezzata (foto C. Stanislao, 2017).

Porto di Falasarna

Il porto di Falasarna, d'epoca arcaica - greco-romana, è ubicato sulla costa occidentale dell'Isola di Creta e prende il suo nome dalla ninfa Falasarna.

Oggi il porto e le strutture annesse sono sulla terraferma a +6.6 m sul livello marino. L'analisi geomorfologica e geoarcheologica evidenzia la presenza delle tipiche strutture connesse ad attività portuali, come le bitte e gli anelli d'ormeggio. Quest'ultimi sono disposti lungo una parete curvilinea su due livelli; il più basso con direzione N-S e l'altro a NO-SE. Numerosi blocchi squadrati, sparsi sul promontorio che ospita il sito e riferibili a muri di cinta ed edifici abitativi, evidenziano l'entità dell'attività tettonica che ha dislocato l'intera area. Inoltre, un solco di battente a +2 m s.l.m. si rileva su tutta la falesia per circa 500 m.

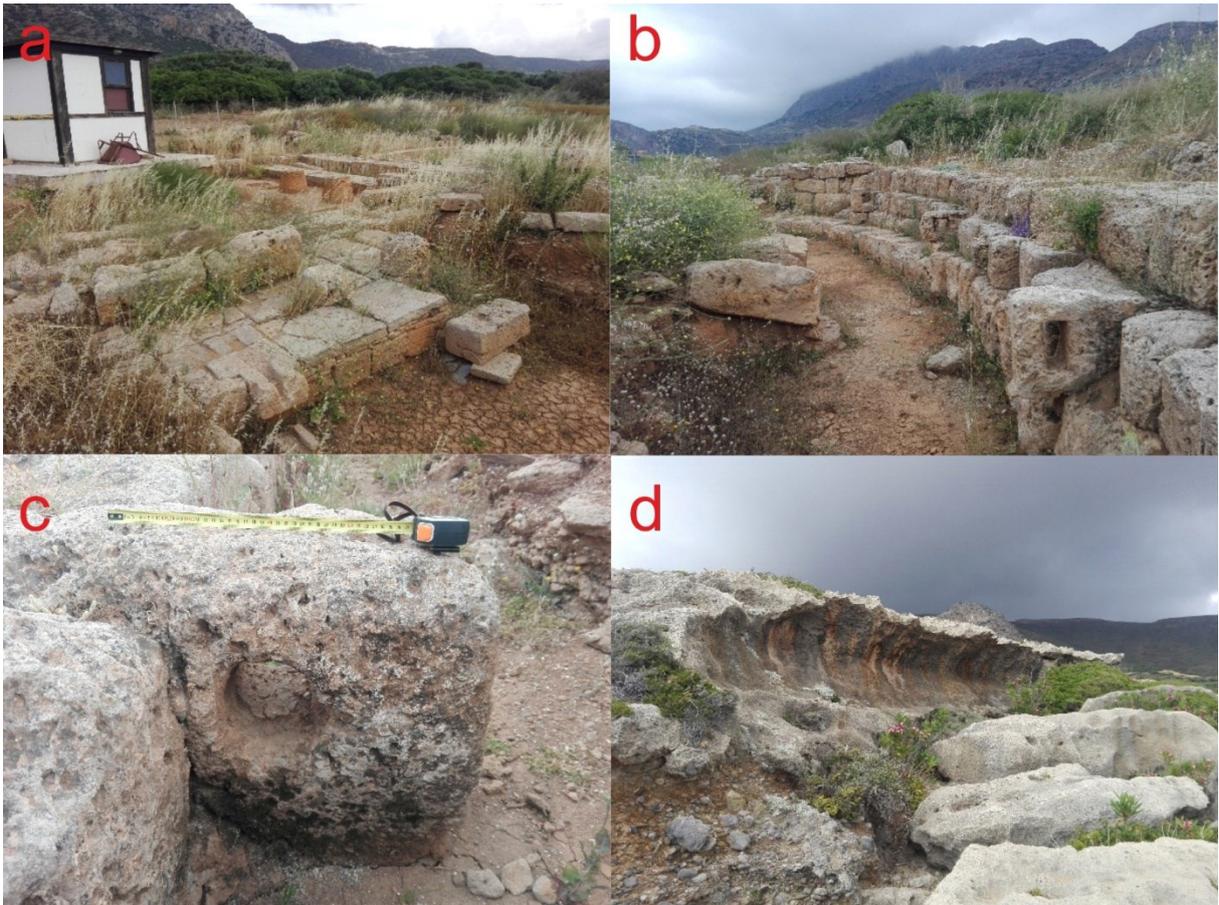


Figura 5.81: Resti archeologici del porto di Falasarna in Grecia (foto C. Stanislao, 2017); a, bitte d'ormeggio; parete curvilinea con doppia fila di anelli; c, dettaglio dell'anello d'ormeggio; solco di battente a +2 m s.l.m.

Porto di Ierapetra

L'antica città di Hierapytna, famosa per essere stata un covo di pirati in epoca romana, fu distrutta dai Romani nel 67 a.C. per essere ricostruita successivamente. Nell'824 d.C. fu conquistata dagli Arabi, per cadere, poi, sotto il dominio dei Veneziani i quali edificarono la fortezza di Kale che tutt'oggi domina la costa.

Per tali vicissitudini, del molo romano rimangono poche tracce ulteriormente ridotte dalla moderna scogliera edificata su di esso. Ciononostante, sulla parte iniziale della moderna scogliera, a -0,55 m, sono individuabili resti di una pavimentazione in calcestruzzo idraulico (Mourtzas & Kolaiti, 2017).

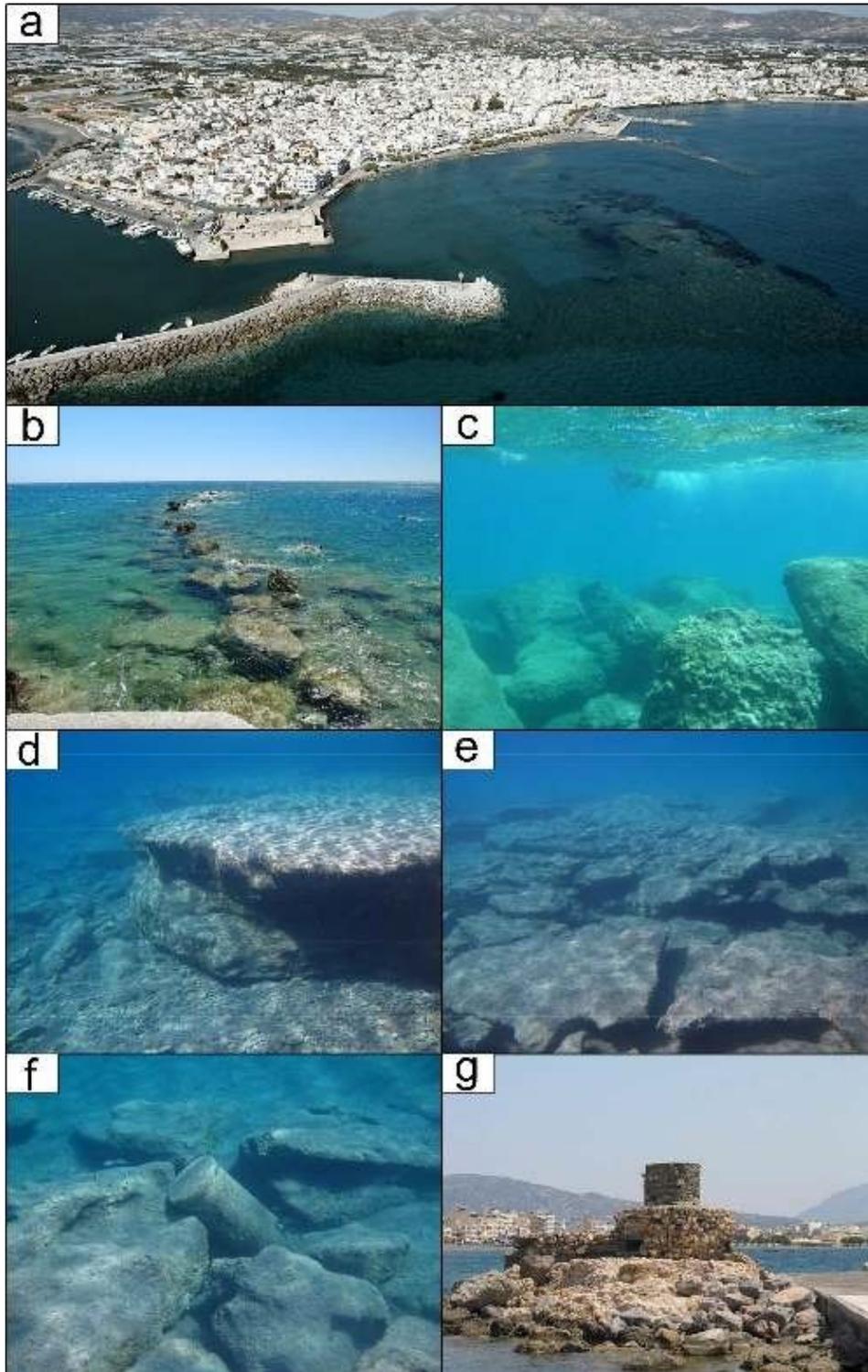


Figura 5.82: a, vista aerea del porto di lerapetra; b, dettaglio della parte emersa della scogliera ad est della fortezza veneziana; c, dettaglio sommerso della stessa; d-e, parte interna del reef; f, colonna adagiata sul fondale; g, torre d'avvistamento moderna (immagine tratta da Mourtzas & Kolaiti, 2017).

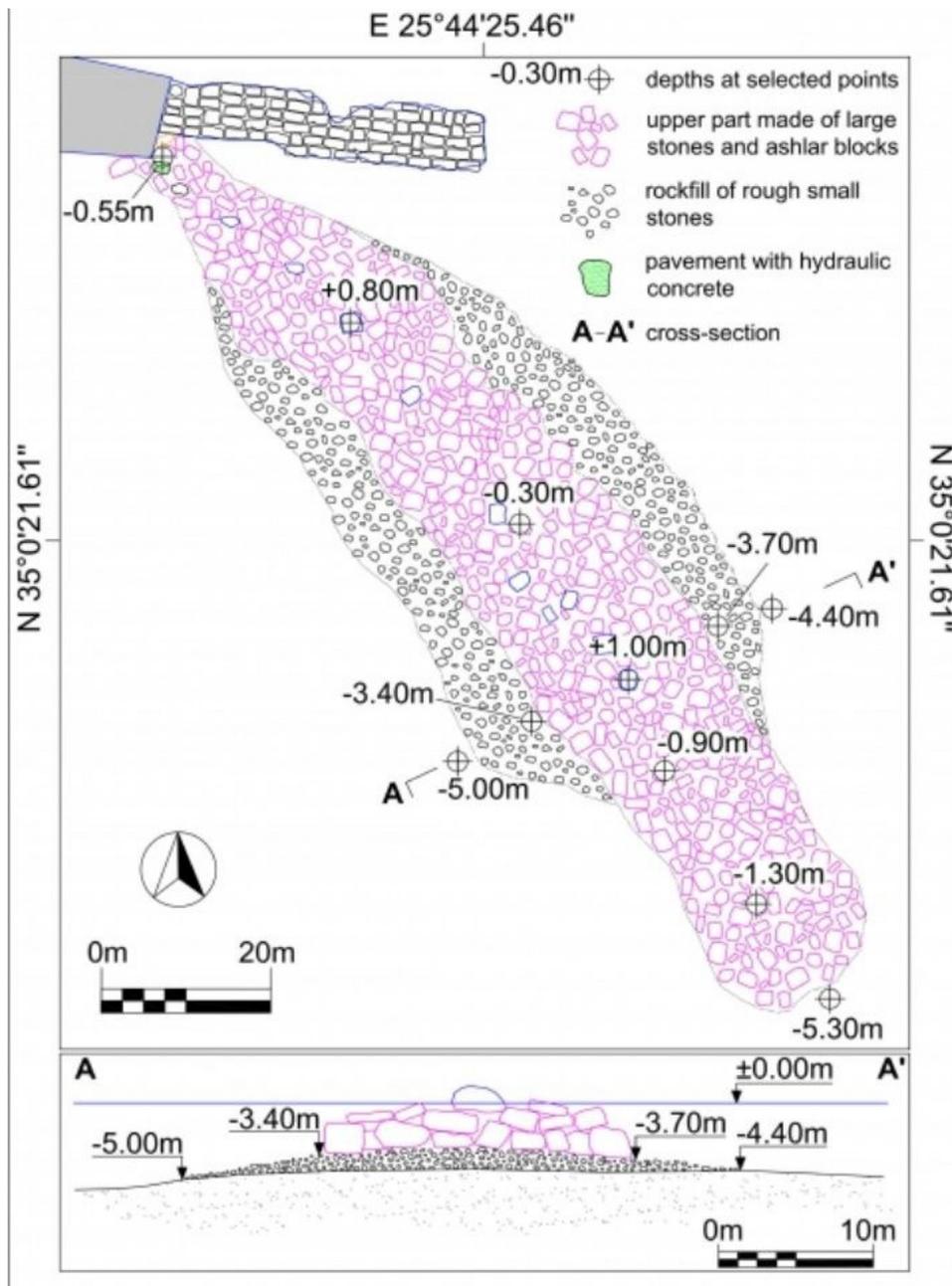


Figura 5.83: Pianta e sezione della scogliera ad est della fortezza Veneziana (Mourtzas & Kolaiti, 2017).

CAPITOLO 6 DISCUSSIONI

DINAMICA DELLE VARIAZIONI DEI MOTI VERTICALI DEL SUOLO

Nell'aree costiere del Mar Mediterraneo possono operare uno o più tra i fenomeni in precedenza descritti, il cui ammontare determina differenti oscillazioni relative del livello marino. Dall'epoca greco-romana, in quest'area, ad oggi il livello del mare risulta, sempre in risalita in risposta all'aggiustamento glacio-idro-isostatico. Questa risalita, sommata al sollevamento e/o abbassamento del suolo causato da diversi fattori endogeni (tettonica, vulcano-tettonica, bradisismo e subsidenza s.s.), produce effetti differenti sul paesaggio costiero (fig.6.1) schematizzabili nei seguenti quattro principali effetti:

- a. stabilità di RSLC (*Relative sea level change*), medesimi tassi di risalita del livello marino e di sollevamento del suolo;
- b. regressione di RSLC, velocità di innalzamento del suolo maggiore di quella del livello marino;
- c. ingressione di RSLC, sollevamento del suolo con tasso minore della risalita del livello marino;
- d. rapida sommersione, subsidenza del suolo e risalita del livello marino;
- e. ingressione di RSLC per bradisismo.

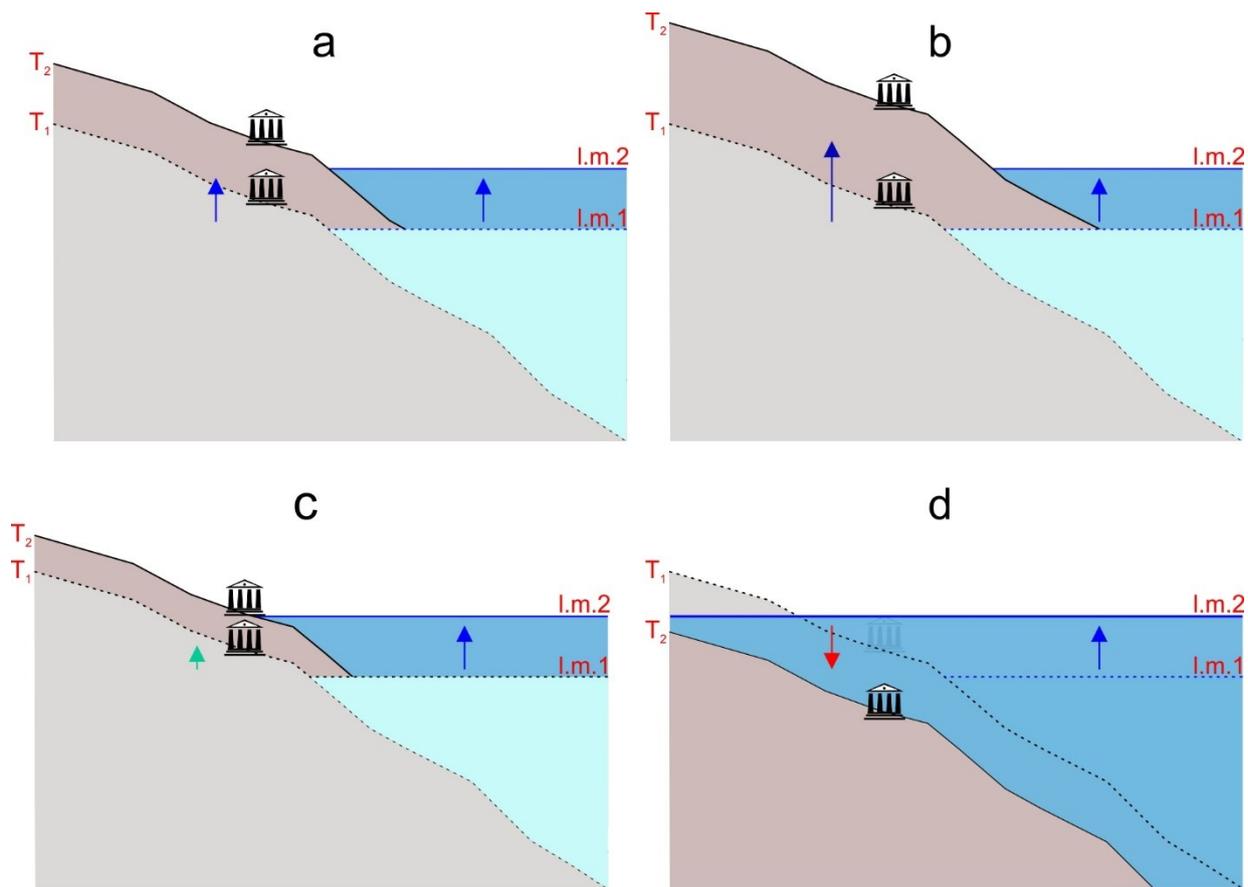


Figura 6.1: Schemi delle variazioni relative del livello marino in funzione delle differenti cause agenti in aree costiere dall'epoca greco-romana ad oggi, con conseguente sommersione o emersione delle strutture archeologiche; a, stabilità; b, sollevamento; c, lenta sommersione; d, rapida sommersione; I.m.1 e T_1 , livello marino e profilo costiero in epoca greco-romana; I.m.2 e T_2 , livello marino e profilo costiero attuali; le frecce di colore blu indicano sollevamento, quelle di colore rosso sommersione, mentre quelle di colore verde lieve innalzamento. Figura non in scala.

Le variazioni, schematizzate precedentemente possono avvenire con tasso costante o variabile, ma risultano nel brevissimo periodo (mesi, anni) costanti, ad eccezione della variazione prodotta dal bradisismo, la cui entità varia anche di un'unità di misura nel breve tempo (ore/giorni). Queste oscillazioni risultano difficilmente stimabili in quanto, per il susseguirsi di fasi di sollevamento ed abbassamento, possono annullarsi a vicenda con la conseguenza che un'area dinamicamente attiva può risultare apparentemente stabile nel lungo periodo (fig.6.2).

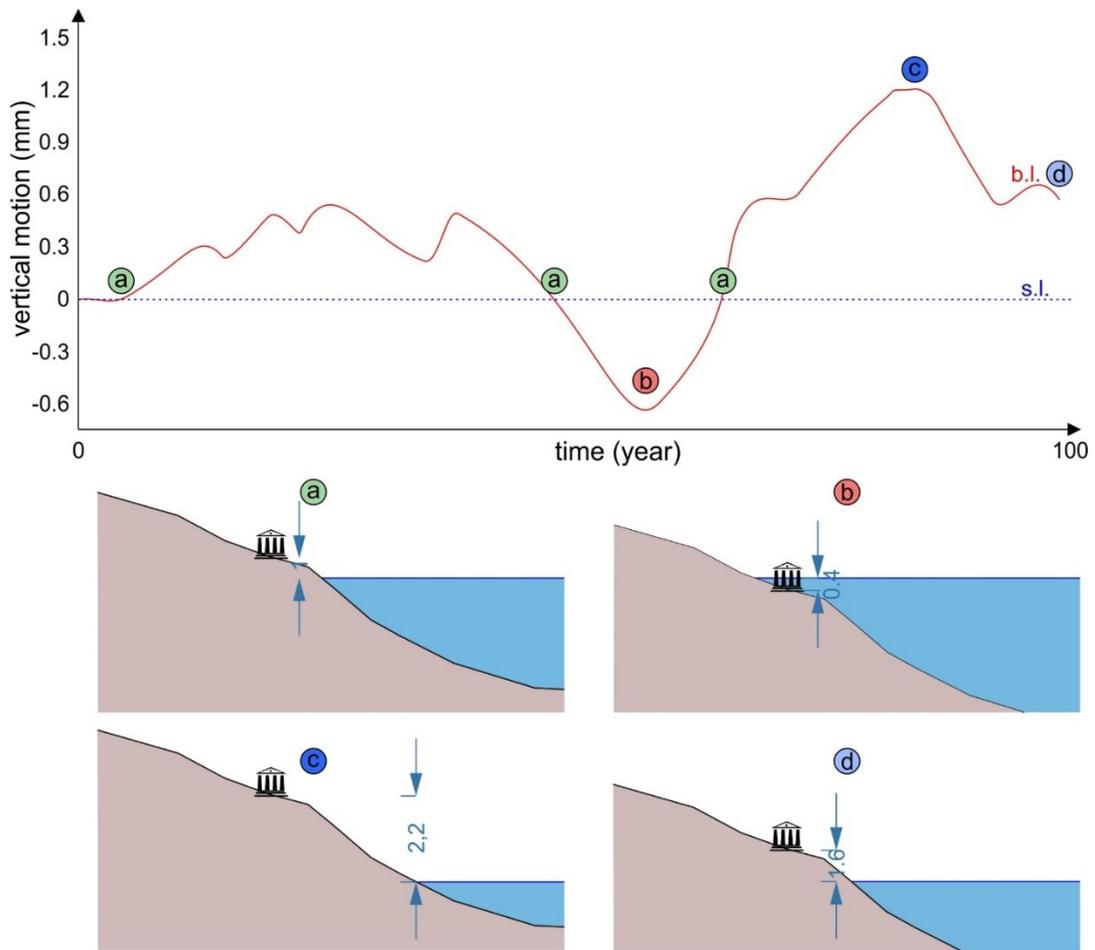


Figura 6.2: Grafico e schemi del dislocamento di un elemento archeologico costiero in funzione della variazione del suolo causata dal bradisismo; s.l., livello marino; b.l., curva bradisismica, questa curva è solo illustrativa e non rappresenta dati registrati nell'area flegrea; a, apparente stabilità; b, sommersione, c e d, sollevamento.

Ulteriore configurazione si può avere quando i movimenti verticali agiscono in modo differenziale lungo la costa. L'attività bradisismica e vulcano-tettonica possono innescare movimenti di basculamento (*tilting*) che producono una variazione relativa tra le varie quote delle strutture identificate dalle stesse tipologie di indicatori archeologici.

Un schema è rappresentato nel caso (a) della figura 6.3 dove moti differenziali verticali nel tempo si traducono in una differente stima della quota del livello marino locale in epoca storica. Gli effetti di questa tipologia di movimento producono uno scostamento dalla verticale delle strutture archeologiche. Questo effetto, però, può essere mascherato dall'erosione e dalle incrostazioni di organismi marini, oppure, non risultare apprezzabile in caso di tassi simili o ancora se il fondo è incoerente e quindi mobile per opera del moto ondoso e delle correnti marine.

Va osservato che strutture messe in opera diacronicamente producono più o meno gli stessi effetti del *tilting* a meno degli scostamenti dalla verticale, come mostrato nello schema (b) della figura 6.3.

A livello regionale, in alcune aree italiane, può agire o dominare una determinata causa. Alcune zone costiere in Toscana, in Sardegna, nel Lazio meridionale, nonché certi settori della Sicilia occidentale possono considerarsi sostanzialmente stabili. Il Friuli, il Veneto e L'Emilia-Romagna sono, invece, aree in subsidenza s.s. (tettonica), localmente accelerata per estrazione di fluidi dal sottosuolo e il gravare di centri urbani su terreni comprimibili. Fra i principali settori attualmente in sollevamento vi sono la Calabria e la Sicilia orientale (Antonioli & Silenzi, 2007). Processi tettonici regionali generano un uplift anche, nelle isole di Lipari (0.31 mm/anno) di Filicuti (0.31 mm/anno) e di Salina (0.36 mm/anno; Calanchi *et al*, 2002).

In Campania, a differenza di altre regioni, i moti verticali del suolo sono determinati da molteplici concause che agiscono in modo differenziale e locale sulla fascia costiera, determinando una dinamica estremamente complessa in tempi geologicamente brevissimi (<5 millenni) e storicamente nel medio breve periodo fino al recente (da 4 millenni a 1 mese).

L'analisi dei vari settori della costa campana ha permesso di valutare e discriminare le diverse componenti agenti sul territorio che in modo differenziale hanno determinato la sommersione di molteplici complessi archeologici. In particolare, di seguito vengono descritte in dettaglio le osservazioni e le considerazioni sui siti analizzati nel corso delle indagini e rilevamenti condotti durante il Dottorato di Ricerca.

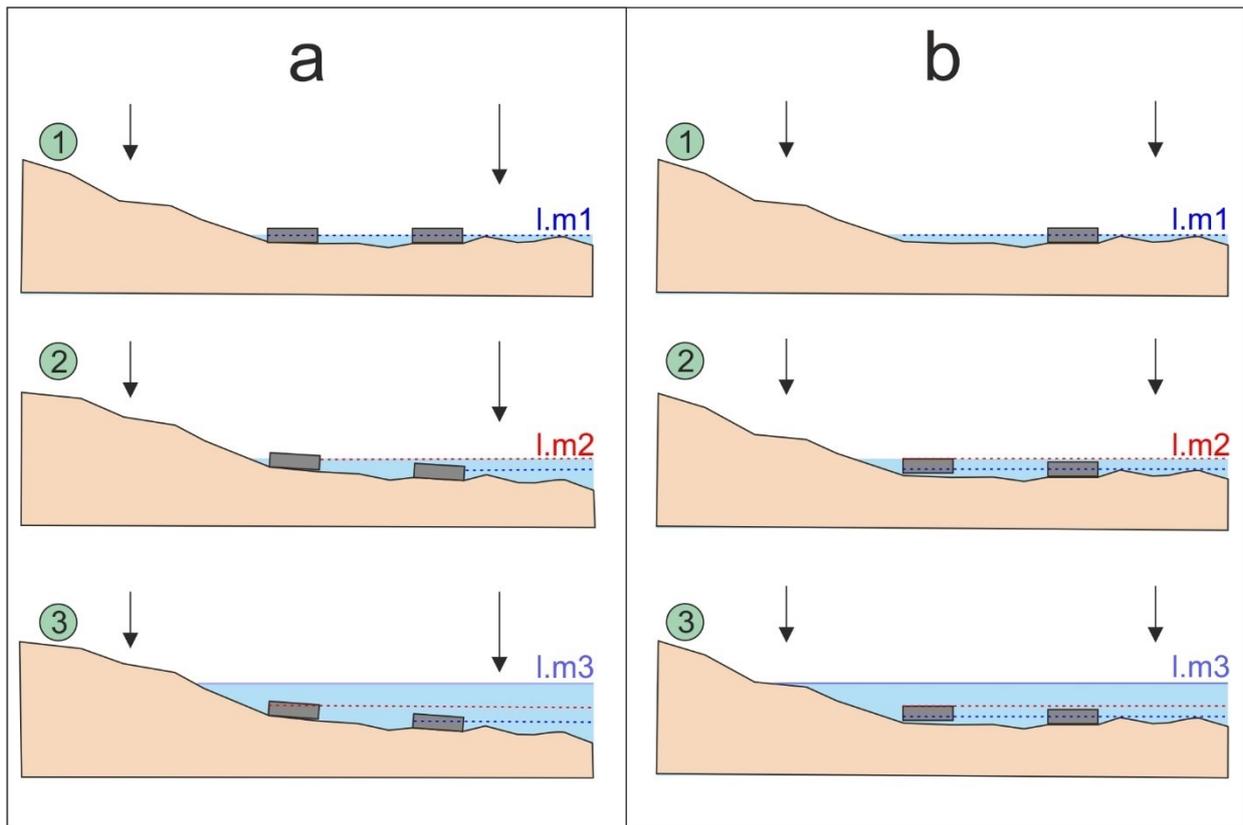


Figura 6.3: Schema della sommersione delle strutture archeologiche sommerse in funzione del tempo e dei moti verticali differenziali. a, esempio di moti verticali del suolo che agiscono in modo differenziale tra la costa e il fondo marino antistante con effetto di *tilting* delle strutture archeologiche; fase 1: due strutture identiche sono costruite contemporaneamente; fase 2: i moti differenziali generano prima la sommersione rapida dell'opera posta più distale, con lieve inclinazione della stessa verso il largo; fase 3: gli effetti della sommersione risultano più evidenti estendendosi anche all'opera più prossimale; b, caso della sommersione di opere costruite in tempi differenti (diacronia); fase 1: viene realizzata la prima opera; fase 2: edificata la seconda opera con la stessa relazione con il livello marino al momento della costruzione; fase 3: la sommersione continua e gli indicatori geoarcheologici si rinvencono a profondità differente.

SITI ARCHEOLOGICI DELL'AREA DEL GOLFO DI GAETA (I)

Nonostante il territorio che costituisce la costa del Golfo di Gaeta sia molto esteso, i siti archeologici sono rari e di solito poco studiati. Recenti rilevamenti geomorfologici, sedimentologici e geoarcheologici hanno consentito di valutare i moti verticali del suolo e comprendere la morfoevoluzione del paesaggio costiero emerso e sommerso. In particolare, sono stati analizzati due siti di grande interesse nazionale e regionale.

Siti archeologico dell'area di Sinuessa (Mondragone)

L'analisi geomorfologica e geoarcheologica ha evidenziato la presenza di numerosi resti archeologici attribuibili a strade, *villae maritimae* e opere portuali (fig.6.4).

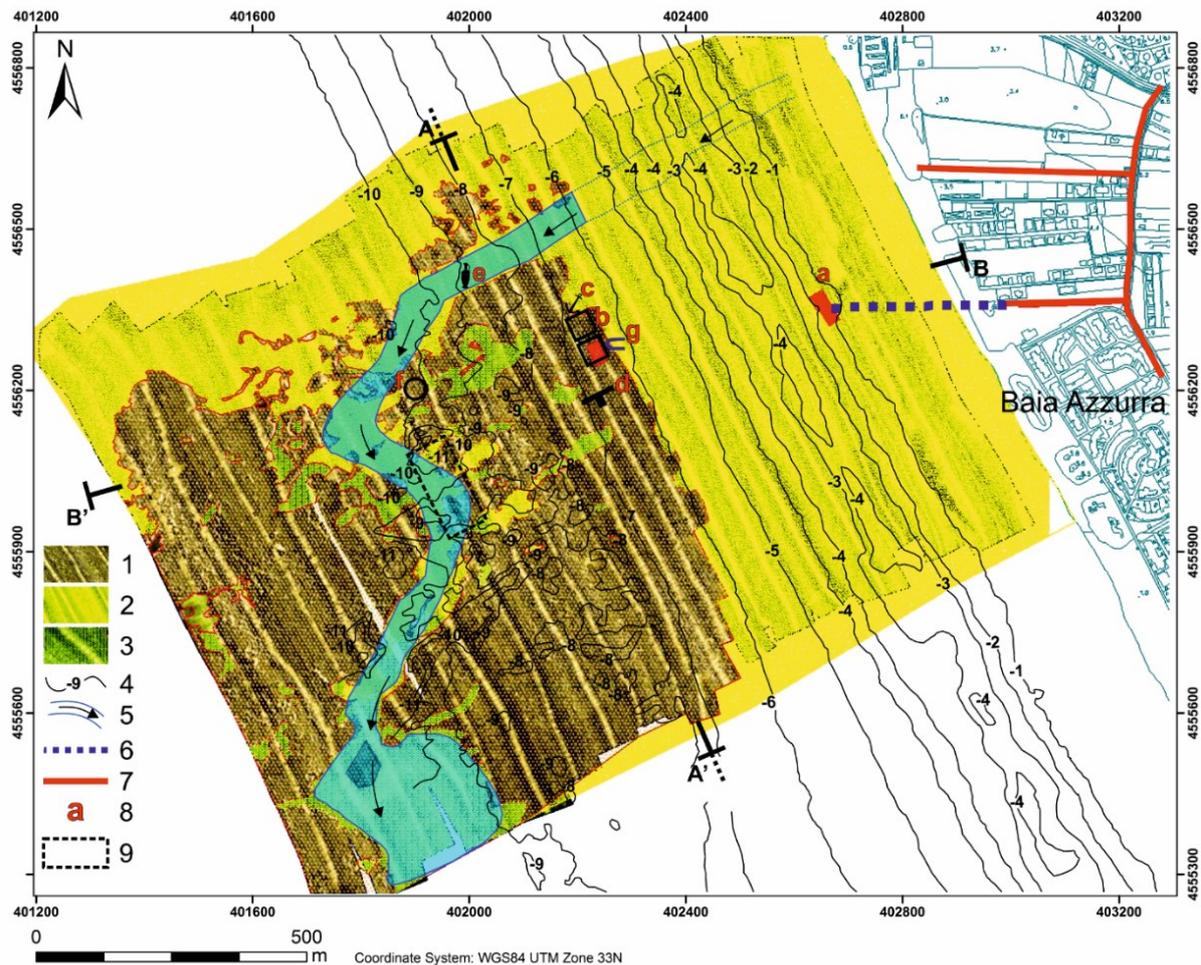


Figura 6.4: Carte geomorfologica schematica del fondale marino di Sinuessa, basata su sonogrammi *Side-Scan Sonar* e rilevamenti subacquei, con la posizione dei resti archeologici sommersi (Pennetta *et al.*, 2016). Legenda: 1) fondo marino sabbioso; 2) banco di Ignimbrite Campana (~39 ka BP; De Vivo *et al.*, 2001); 3) paleodepositi fluviali; 4) isobate; 5) paleocanale sommerso; 6) segmento di strada romana emersa; 7) probabile prosecuzione subacquea della strada romana, sepolta dai sedimenti o smantellata; 8) reperti archeologici: a) strada pavimentata romana sommersa; b) *pila* romana; c) ceppo di piombo di ancora romana; d) artefatto in tufo a forma di T; e) anfora; f) depressione cilindrica di una macina; g) paleosolco di battente; 9) probabile ubicazione del porto età romana. A-A', profilo sismico P29 (AdB, 2013); B-B', traccia di sezione geologica con elementi geoarcheologici (vedi Figura 6.8); quote e profondità in metri s.l.m., sistema di coordinate geografiche WGS84 Zona 33N.

Queste opere sono state costruite su un banco tufaceo (fig.6.5) messo in posto circa 39.000 anni dal presente (De Vivo *et al.*, 2001), quando l'area fu raggiunta da flussi piroclastici provenienti dai Campi Flegrei, posti a 50 km a SE, che colmarono la Piana Campana.

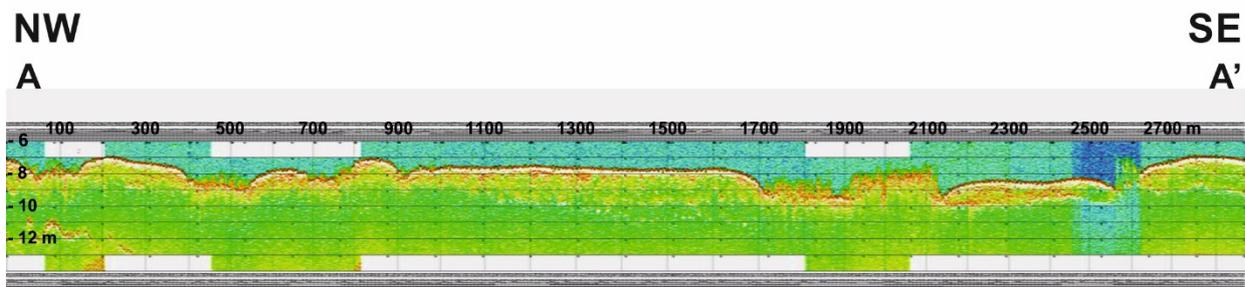


Figura 6.5: Traccia del profilo P29 (vedi Figura 5.4), orientata in direzione NO-SE, analizzata con i parametri *Sub bottom profiler* SES-2000 (A dB, 2013); la profondità è in metri.

Questi flussi sono stati messi in posto quando il livello marino dell'epoca era più basso dell'attuale e posizionato in prossimità dell'attuale batimetrica dei -60 m, interessando i versanti meridionali del Monte Massico ed in misura ridotta pure quelli settentrionali.

I rilievi *Side-Scan Sonar* hanno evidenziato la presenza di profonde incisioni in allineamento con gli attuali corsi d'acqua presenti sulla terraferma. Queste incisioni sono imputabili a fiumi e torrenti che solcano l'ampia piana i quali, a causa del significativo abbassamento del livello marino (fino a circa -125 m rispetto all'attuale) manifestatosi durante l'ultima epoca glaciale (Würm), hanno disseccato il banco tufaceo di neoformazione, modificando il proprio profilo di equilibrio ed infine raccordandosi e sfociando presso il nuovo livello di base progressivamente spostatosi a decine di chilometri verso ovest (fig.6.6).

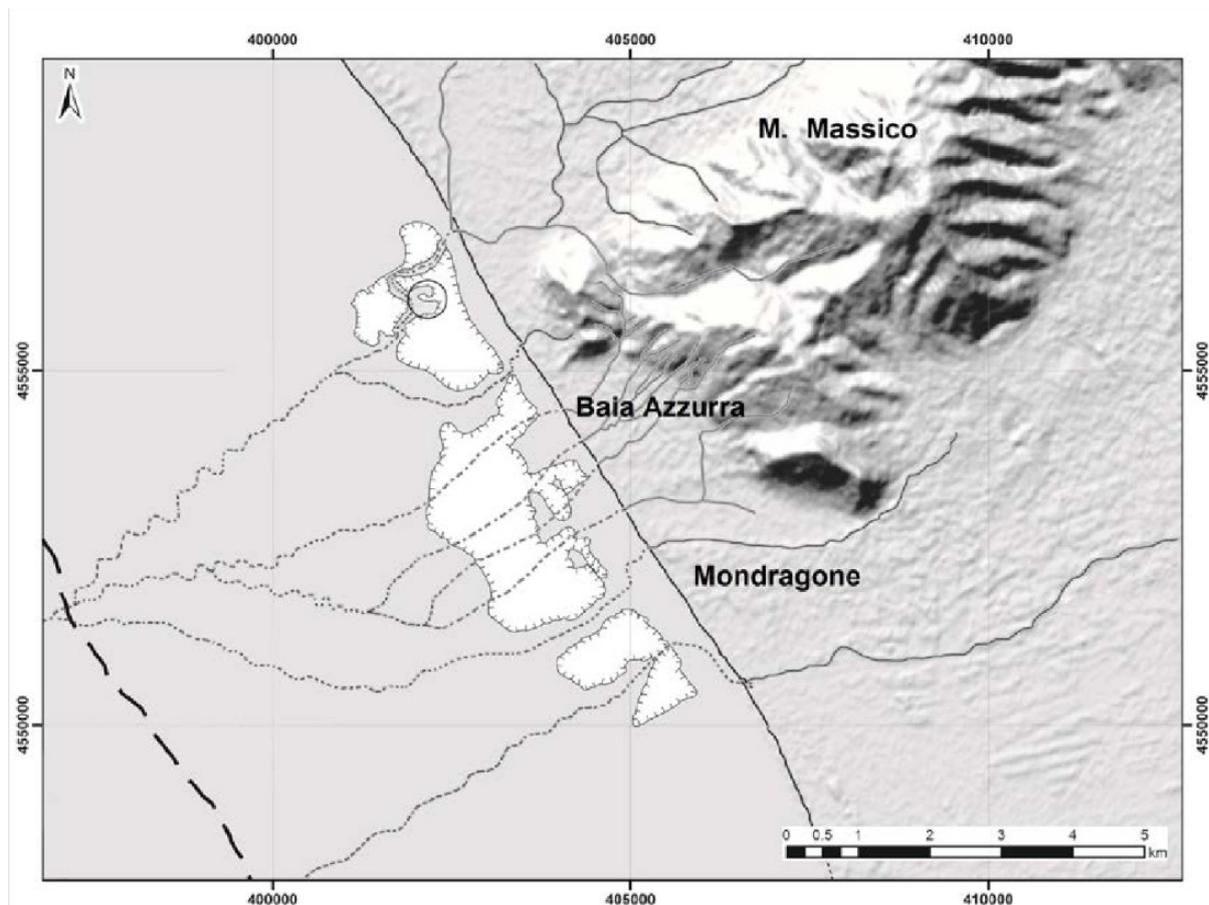


Figura 6.6: Modello digitale del territorio emerso e sommerso in cui è ubicato il sito archeologico di Sinuessa (Pennetta *et al.*, 2016) Sinuessa. Il cerchio nero indica la posizione dell'approdo in epoca romana, situato in una insenatura del canale sinuoso che disseca il banco di tufo grigio. La linea tratteggiata indica la linea di riva (posta alla profondità di -60 m, rispetto all'attuale livello marino, durante l'eruzione dell'Ignimbrite Campana, vvenuta ~39 ka BP). La massa ignimbritica fu dissecata dai corsi d'acqua che scorrevano sulla terraferma quando il livello del mare si abbassò ulteriormente durante la glaciazione würmiana (raggiungendo la quota di circa -125 m rispetto all'attuale ~18 ka BP). Sistema di coordinate geografiche WGS84 Zona 33T.

I resti archeologici, rilevati lungo i fondali prospicienti un'area occupata dall'antica colonia marittima di *Sinuessa*, sono da ascrivere verosimilmente ad infrastrutture portuali collegate alle attività della colonia verso mare nel periodo imperiale romano. La testimonianza di 24 *pilae*, la cui sommità è ubicate all'attuale profondità di 9 m, con fori passanti posti a 50 cm dalla loro cima, fa ipotizzare una sensibile subsidenza della piattaforma tufacea su cui fondano le *pilae*. Infatti, i fori originariamente dovevano essere posizionati poco al di sopra del livello di alta marea dell'epoca.

L'analisi della distribuzione delle *pilae* adagiate in una depressione del banco tufaceo evidenzia che queste sono in direzione N-S e E-O, ma gli allineamenti non risultano perfettamente ortogonali tra di loro come solitamente ci si aspetterebbe per una struttura portuale fig.6.7).

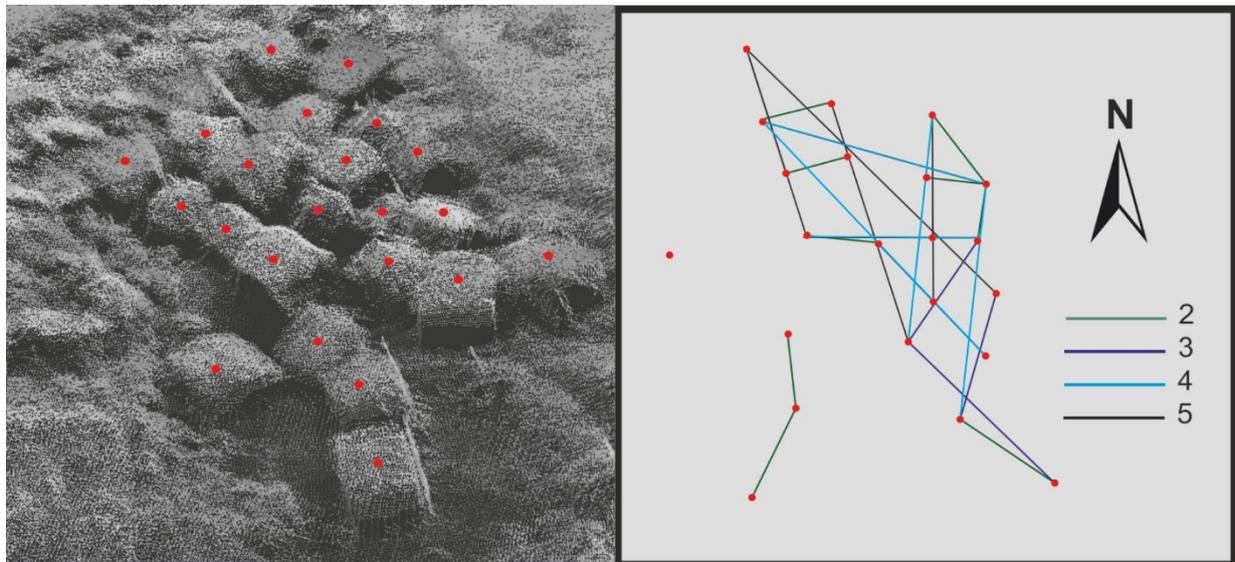


Figura 6.7: Schema degli allineamenti delle *pilae* sommerse presso il sito archeologico di *Sinuessa* a Mondragone. I punti rossi corrispondono al centro di ciascuna *pila*, mentre i segmenti colorati e i relativi numeri indicano rispettivamente l'allineamento e l'ammontare degli elementi cubici.

Inoltre, sono state individuate altre due paleolinee di riva: una più antica, che precede il periodo romano, a -11 m di profondità circa ed una più recente, ovvero post-romana, alla profondità di -6.5/7 m di profondità. La prima più antica, posta ad una distanza dalla costa attuale pari a 250 m, verosimilmente, ascrivibile al Periodo Greco-Romano. L'altra più recente, inquadrabile in un periodo compreso tra i 1700 anni dal presente fino a nostri giorni, sarebbe nel complesso prossima all'attuale linea di riva se non fosse avvenuto il sollevamento relativo glacio-idro-isostatico del livello marino.

La strada romana, oggi sepolta in parte dai depositi di sabbia post-romana, prosegue nella stessa direzione ed è probabilmente parte di una rete di strade costiere che hanno servito l'area portuale con attività sviluppate sulla superficie del basamento tufaceo. Probabilmente, questa strada finiva sulla spiaggia che a quel tempo era collocata alla profondità attuale di circa -11 m. Infatti, proprio, a quella profondità, ad una distanza di 1 km circa dall'odierno dal litorale, sono

state rinvenute una paleospiaggia ed una cavità circolare scavata per ricavare una macina per cereali, che può essere datata a circa 2500 anni dal presente.

Il livello del mare è risalito lentamente fino ad una profondità pari all'attuale -8 m. Le attività antropiche, come le strutture portuali, si svilupparono nell'area subpianeggiante con la realizzazione delle 24 *pilae* a quell'epoca emergenti fino al III secolo d.C. In realtà, la storia della città costiera sembra terminata proprio intorno a questo secolo, insieme alle attività del porto (Crimaco, 1993). Nella letteratura, è stato erroneamente ipotizzato un probabile insabbiamento del porto; al contrario, le strutture sono state sommerse abbastanza rapidamente a causa sia dell'aumento del livello del mare sia dalla subsidenza.

Alcuni autori indicano che la subsidenza s.s. dei settori adiacenti al Monte Massico potrebbe essersi protratta sino a tempi storici (Romano *et al.*, 1994); tale dato era supportato dal lavoro di Pagano (1974) che indicava la presenza di resti di una città di epoca romana nel tratto di mare antistante l'abitato di Mondragone, dalla linea di riva fino ad una profondità generica di -20 m

Tale profondità è stata molto ridimensionata in questa ricerca, riducendola a quella effettivamente rilevata, pari a circa -8 m. Billi *et al.* (1997) indicano una faglia diretta NO-SE nella porzione occidentale di Monte Massico, in prossimità della fascia costiera; Cinque *et al.* (2000) ne definiscono sia un'attività, a partire da 37 ka BP anni fa (si precisa che negli anni 2000 l'età di emissione del Tufo Grigio Campano era datata da ricercatori circa 37 ka BP) fino all'attuale, sia una lunghezza, pari a 6 km, con *slip rate* verticale di 0.1-0.5 mm/anno. Anche tale valore è stato ricalcolato in questa ricerca in quanto rapportato agli ultimi 1700 anni, risultando così uno *slip rate* verticale di 2.35-2.65 mm/anno. Tale tasso di movimenti verticali del suolo viene ricalcolato nella presente ricerca. L'evento ha tuttavia un'incerta collocazione temporale, seppure abbia un vincolo temporale legato al periodo romano, ma verosimilmente è da correlare ad eventi tettonici avvenuti in epoca post-romana (fig.6.8).

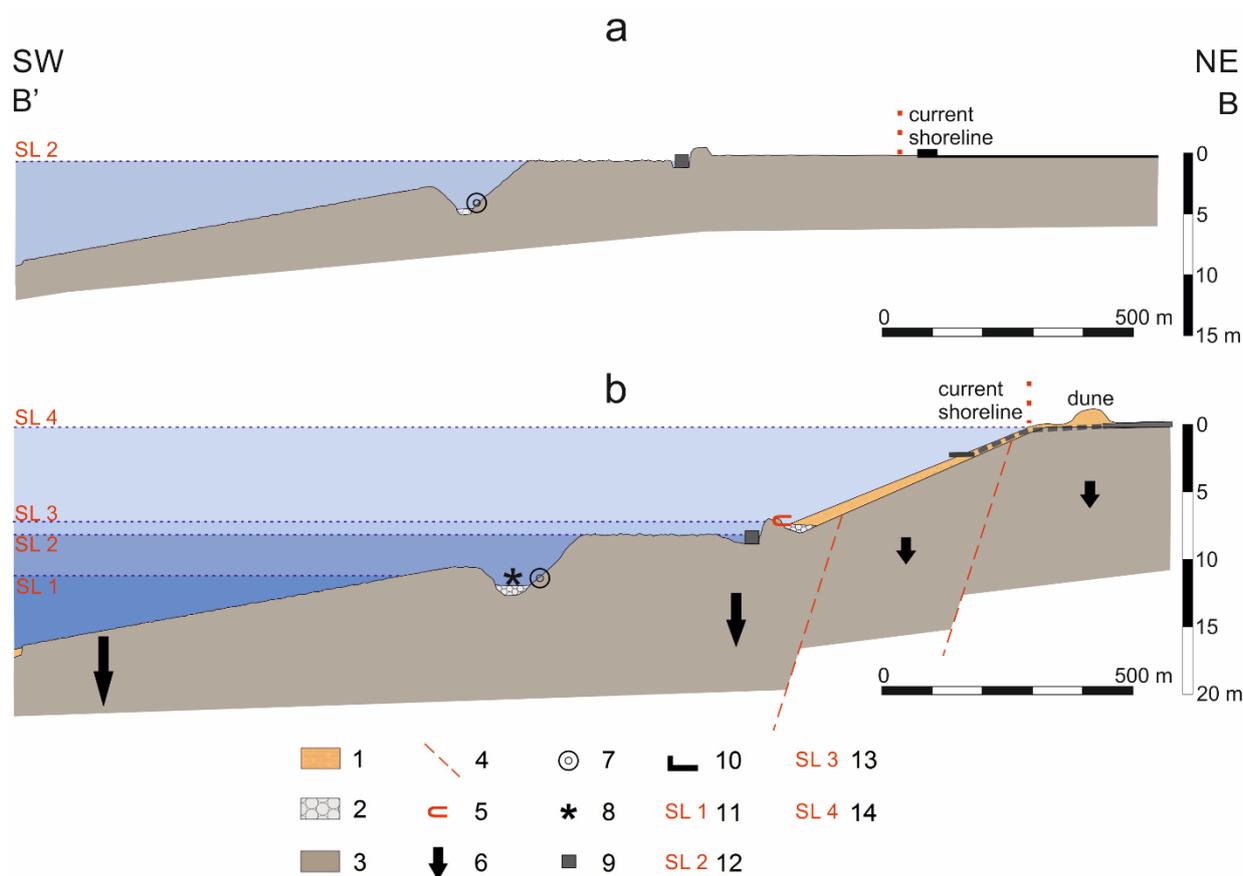


Figura 6.8: Sezione geologica della costa di *Sinuessa* in epoca romana (a) e successivamente ai cambiamenti avvenuti negli ultimi 2500 anni (b) entrambi desunti dai rilievi geomorfologici e geoarcheologici sulla terraferma e lungo i fondali marini. Legenda: 1, depositi marini; 2, palespiaggia; 3, Ignimbrite Campana; 4, faglie sepolte o incerte; 5, paleosolchi di battente; 6, moti verticali del suolo; 7, depressione cilindrica scavata per l'estrazione di una macina; 8, campo di anfore ed ancore; 9, *pilae* romane; 10, blocchi calcarei della strada romana; 11, livello marino del V-IV secolo a.C.; 12, livello marino in epoca romana (20000 anni dal presente); 13, livello marino post-romano; 14, livello marino attuale; B-B' rappresenta la traccia della sezione geologica (vedi figura 6.4); profondità in metri s.l.m. (Pennetta *et al.*, 2016).

Alcuni Autori (Casella, 2002; Galatini & Galli, 2004) attribuiscono i danni a carico del teatro cittadino di età augustea in Sessa Aurunca al terremoto verificatosi nel 346 A.D., con probabile epicentro nel Monte Matese (La Greca, 2007). Tali danni sembrano essere stati riparati anche in precedenza (da una nobildonna di rango imperiale di nome Matidia) per probabili effetti di un terremoto verificatosi prima della fine del II secolo d.C. (Camodeca, 2005). Dalle analisi di Giusti (1928) si escluderebbero terremoti tra il 1500 ed il 1800.

Pertanto, movimenti verticali del suolo potrebbero essere ascritti al III secolo d.C., a causa della tettonica recente lungo una faglia diretta, con andamento circa meridiano (NNO-SSE), ubicata nei pressi della costa. Questi moti verticali hanno determinato il collasso del banco tufaceo (fig. 11.6), che ha raggiunto una quota di sommersione pari a circa -6.5/-7 m di profondità. Durante, ma soprattutto, dopo tale periodo sono comunque intervenuti anche processi di subsidenza s.s.

Il tasso di subsidenza s.s. rilevato nel periodo 1992-2000 (Geoportale Nazionale, pcn.minambiente.it) con acquisizione radar con tecnica PSI – SAR (*Permanent Scatter Interferometry - Synthetic Aperture Radar*) a mezzo di satelliti ERS con orbita *ascending*, può essere assimilato mediamente ad 1.5 mm/anno (fig.6.9).

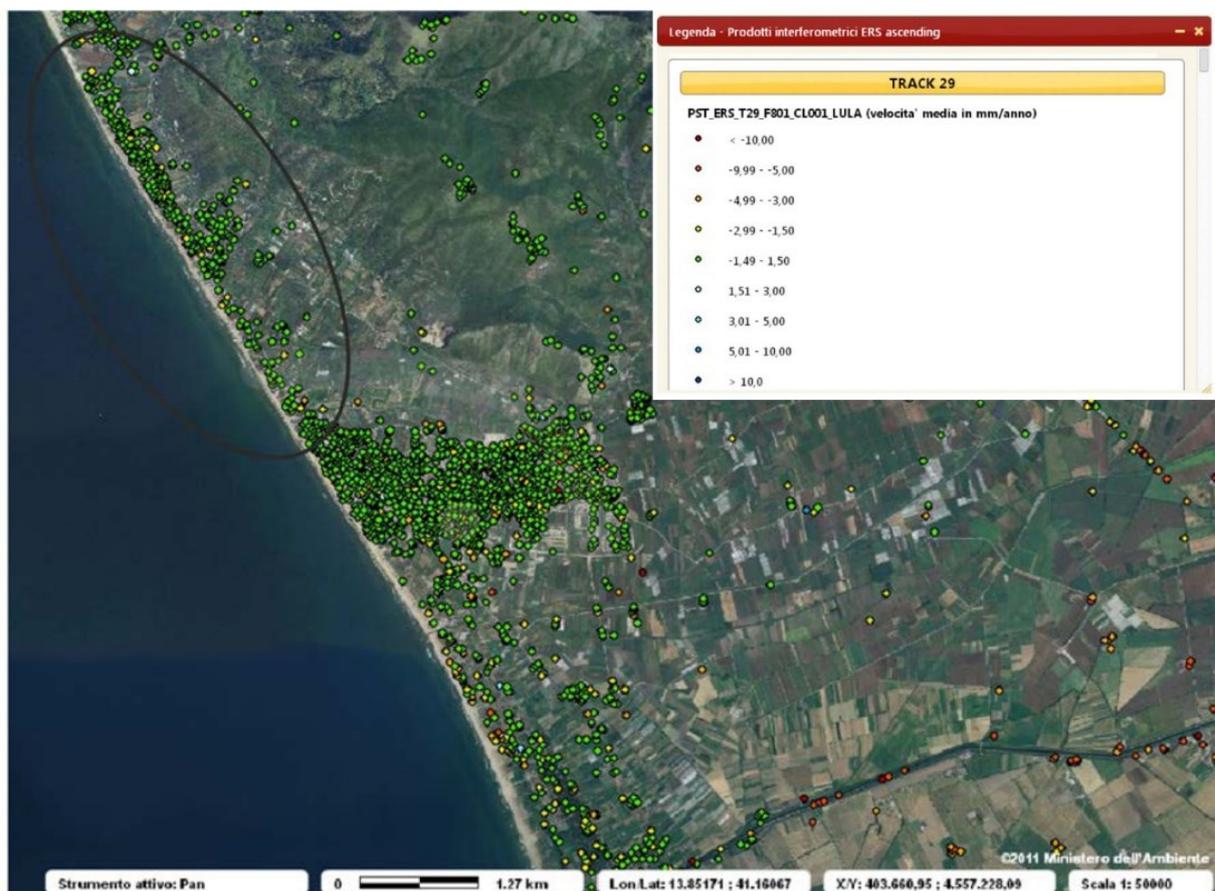


Figura 6.9: Prodotti interferometrici ERS *ascending* 2011; immagini con PSI su foto aerea. I cerchi verdi e gialli indicano un'oscillazione media di 1.5 mm/anno. Nell'ovale è indicata l'area di studio in cui è presente il sito archeologico di *Sinuessa*, nel territorio di Mondragone.

Tale dato, se proiettato negli ultimi 1.700 anni circa restituirebbe un valore complessivo di subsidenza s.s. pari a 2.5 m. Va infine, tenuto presente che l'aliquota più cospicua dei

cedimenti a carico della successione sedimentaria tardo-quadernaria, in prevalenza di natura sabbioso-siltosa, sottoposta al carico dei sovrastanti e potenti prodotti piroclastici, si è esaurita dopo la deposizione della massa ignimbratica.

Siti archeologico dell'area di Torregaveta

Dalle ricerche svolte in questa zona, è emerso che le strutture della *villa maritima* sono state quasi completamente distrutte dall'azione erosiva del moto ondoso, che ha generato processi di erosione morfoselettiva sulle mura ed incrostazioni sulla quasi totalità delle superfici, contribuendo ad alterare l'aspetto delle opere e a disgregare il materiale lapideo sottostante. Si osservano, inoltre, alcune cavità nei punti che un tempo ospitavano i conci che costituivano le strutture murarie (conci di tufo e laterizi) e crolli, avvenuti per scalzamento al piede della ripa tufacea.

Le strutture archeologiche emerse sono legate agli ambienti abitativi della *villa* di Servilio Vatia, mentre quelle sommerse agli impianti di piscicoltura e ad opere di difesa a protezione della *villa*. In particolare, il rinvenimento di molti elementi archeologici, utilizzabili come geoidicatori, ha permesso la ricostruzione i moti verticali del suolo avvenuti dall'epoca romana ad oggi.

Tra i canali rinvenuti, si possono distinguere quelli di riciclo delle peschiere ed altri per il deflusso delle acque superficiali. I canali di riciclo delle acque sono posti a -4.7 m s.l.m.: considerando che questi erano posizionati al di sotto della bassa marea, la subsidenza riferita a questo indicatore risulta di -4.5 ± 20 m. I canali di apporto di acque dolci che dal promontorio arrivano alle strutture sommerse, sono posti a -3.3 m s.l.m. Questi ultimi dovevano essere originariamente posti sopra il livello di alta marea, pertanto si registra una sommersione minima di -3.5 m. Il riempimento di sedimenti all'interno dei canali rende questa misura meno precisa. Considerando che Seneca descrisse questa *villa* in efficienza nel 60-65 d.C. e che le strutture più recenti sono datate non oltre il II d.C., si può ipotizzare verosimilmente che la sommersione nell'area di Torregaveta si sia innescata alla fine di tale periodo.

Essendo il sito ubicato nell'area flegrea, questa sommersione può essere attribuita oltre che alla subsidenza s.s. e al costante innalzamento del livello marino, anche al bradisismo che ha ribassato l'area di 2.5 mm/anno, considerando in tal caso l'indicatore geoarcheologico più affidabile (fig.6.10).

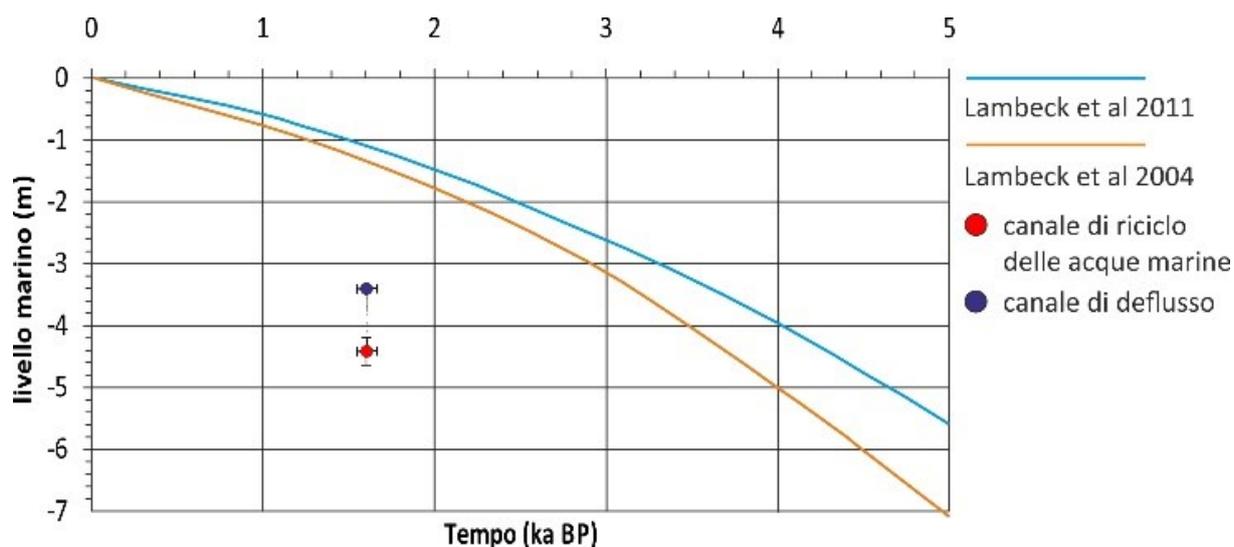


Figura 6.10: Posizione degli indicatori geoarcheologici della *villa maritima* di Servilio Vatia a Torregaveta in relazione alle curve predittive delle variazioni del livello marino (Lambeck *et al.*, 2004, 2011) nei siti della Campania.

SITI ARCHEOLOGICI DELLA COSTA FLEGREO-PARTENOPEA (II)

La costa flegreo-partenopea rappresenta l'area che ha maggiormente subito nel corso del tempo variazioni fisiografiche e dove la coesistenza di molteplici cause, porta a cambiamenti drastici e repentini dell'assetto geomorfologico costiero. Attualmente i siti analizzati sono completamente sommersi, anche di molti metri, per effetto del bradisismo che ha dislocato in maniera differenziale le opere architettoniche che un tempo si trovano emerse, in prossimità della linea di riva. Lungo questa costa si ritrovano la maggior parte dei siti analizzati dei quali alcuni sono inediti o mai studiati oppure raramente segnalati.

Porto di Miseno

L'analisi iconografica, ha evidenziato come l'attuale assetto morfologico dell'area di Capo Miseno sia profondamente differente da quello del Periodo Greco-Romano, per gli effetti del bradisismo e delle frequenti mareggiate. Infatti, nelle carte storiche del Beloch (1890) ed in quelle precedenti agli anni '60, Punta Pennata era collegata all'entroterra. Nel 1966, con una fortissima mareggiata, fu aperto un varco dalle onde generate dal maltempo a scala nazionale che causò, tra l'altro, anche la nota alluvione di Firenze. A seguito di questo evento i *fetches* sono mutati, come accadde quando venne realizzata la costruzione del ponte fra la terraferma e l'isola di Nisida (Valente & Donadio, 1995; De Pippo *et al.*, 2002).

La stima, in precedenti lavori sugli elementi della testa del molo, non può essere considerata attendibile per i forti cedimenti strutturali causati dalla moderna barriera

frangiflutti che in parte fonda proprio sulle *pilae* romane. Inoltre, anche se la struttura avesse resistito, i tassi di subsidenza sarebbero stati sovrastimati, in quanto il peso della moderna struttura avrebbe molto probabilmente causato cedimenti differenziali di un sottofondo in parte tufaceo ed in parte sabbioso.

Invece, la presenza di una peschiera con tutti gli elementi caratterizzanti, rappresenta sicuramente un ottimo indicatore del livello marino dell'epoca romana.

In particolare, le crepidini indicano una sommersione di 3.6 ± 0.2 m e le grate una subsidenza di -4 ± 0.2 m. La quota del *tunnel* è congruente con il livello delle crepidini, con una sommersione minima di 3.6 m.

L'anello di ormeggio posto attualmente a -1.35 m di profondità, in epoca romana per il suo funzionamento doveva essere posto sopra il livello di alta marea. Pertanto, se ne deduce una sommersione tra i 1.95 e i 2.55 m. La differenza di quote, tra la peschiera e l'anello, può essere imputata all'incertezza di quest'ultimo indicatore. L'altezza funzionale è stata calcolata su indicazioni ricavati da ancoraggi per natanti di medio tonnellaggio, mentre allo stato attuale delle conoscenze, non è possibile affermare con certezza la quota di questo elemento per le navi di grande tonnellaggio, come la classe Misenense o Ravennata.

Una variazione complessiva di -3.6 m può essere valutata dall'epoca greco-romana ad oggi, con tassi medi di subsidenza tra 1.7 e 1.85 mm/anno.

L'analisi degli allineamenti (fig.6.10) delle *pilae* del porto di *Misenum* ha evidenziato che queste sono disposte secondo le direzioni N30° e N140°. Il molo a Punta Terone, pur presentando un certo allineamento le sette *pilae*, non risultano perfettamente in asse ma tendono a disegnare in pianta un arco ad ampio raggio procedendo dalla costa verso il largo. Inoltre, tale allineamento appare ruotato di 20° in senso antiorario rispetto alla scogliera moderna.

La moderna scogliera in massi calcarei è stata costruita per riparare l'area dalle mareggiate del II quadrante (scirocco) e risulta posta perpendicolarmente alla direzione di massima agitazione delle onde (N110°), come mostrato dai *fetches* geografico ed efficace. Pertanto, considerando l'accuratezza degli ingegneri ed architetti romani, questo scostamento potrebbe essere spiegato con un diverso regime dei venti in epoca greco-romana che, rispetto all'attuale, sarebbero ruotati in senso antiorario. Questa ipotesi è supportata dai dati delle foce di alcuni fiuni tirrenici quali l'Ombrone, il Volturno ed il Sele, dove la risposta morfologica al cambiamento del regime dei venti ha causato la rotazione oraria della linea di riva, nell'arco degli ultimi 50 anni, con fulcro circa al centro del sistema di foce (Donadio *et al.*, 2017a).

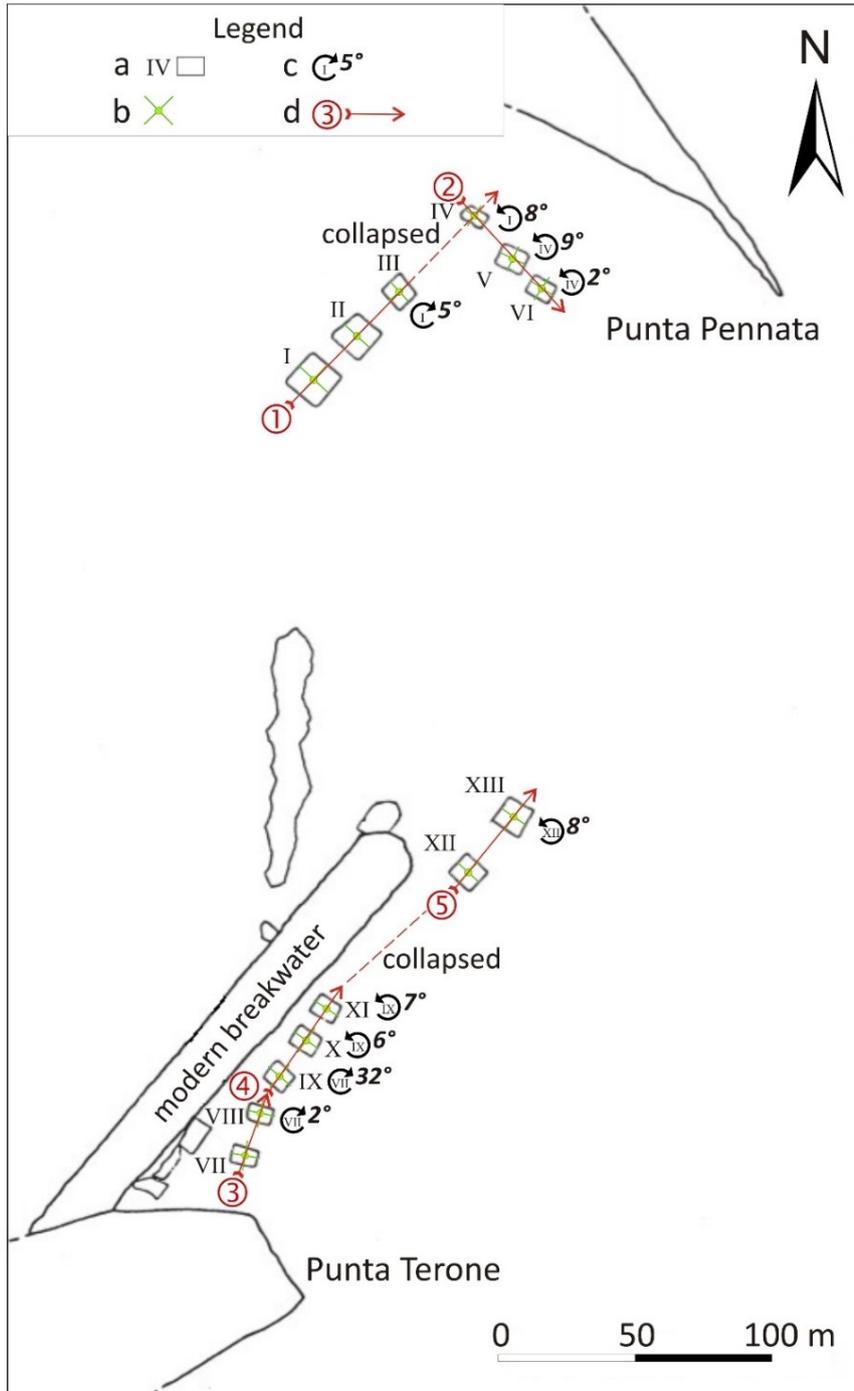


Figura 6.11: Pianta generale delle *pilae* di Punta Terone presso il porto romano di Misenum con l'analisi degli allineamenti; legenda: a, numero della *pila*; b, centro ed assi della *pila*; c, rotazione in gradi della *pila* rispetto a quella di riferimento (nel semicerchio): il verso della freccia indica se la rotazione è oraria oppure antioraria; d, numero dell'allineamento e direzione: linea continua se le *pilae* sono in posto, tratteggiata se collassate.

Lacus Baianus

I rilievi effettuati hanno evidenziato la presenza di un fondale sabbioso dove un breve molo del I secolo a.C., un tempo emerso, attualmente è alla profondità media di -4.95 m. Considerando che l'altezza d'onda significativa in quest'area è pari a 1.1 m e che il molo è esposto a N45° rispetto alla direzione di provenienza delle massime mareggiate, la sommersione del molo risulta di circa -6.1 m. Questa sommersione è ascrivibile soprattutto a moti bradisismici. La datazione del porto, abbinata alle osservazioni sugli indicatori geoarcheologici, consente una stima dei tassi dei moti verticali medi dall'epoca greco-romana ad oggi di -2.9 mm/anno.

Villa maritima dei Pisoni

Proseguendo verso ovest, rilievi nell'area della *villa* dei Pisoni hanno confermato la presenza di un vasto complesso archeologico dove sono presenti *villae maritimae*, peschiere e opere a difesa degli edificati. Il pavimento interno della *villa* è attualmente sommerso a -5.2 m s.l.m., mentre le mura perimetrali a sud raggiungono la batimetrica dei -8m.

Le *pilae*, poste a protezione della *villa* sono ubicate a -5.5 m di profondità, adagate su un fondo sabbioso e risultano disarticolate fra loro, probabilmente a causa di mareggiate. Infatti, attraverso l'analisi degli allineamenti delle *pilae* (fig.6.11) di ordine superiore a 3, ovvero almeno tre elementi in allineamento, è possibile fare le seguenti considerazioni seguenti:

- a. durante la messa in opera le *pilae* sono state costruite non in asse generando fra loro una lieve rotazione oraria o antioraria per meglio adattarsi alle caratteristiche morfologiche del substrato - litoide o incoerente – del fondo marino;
- b. le *pilae* a protezioni delle strutture retrostanti sono in origine disarticolate;
- c. si osservano elementi cubici più piccoli tra le grandi *pilae* allineate suggerendo che queste possano essere state realizzate in momenti differenti;
- d. le *pilae* poste ad est, oltre alla funzione di protezione, poiché sono disposte su due file parallele, potevano fungere anche da attracco protetto.

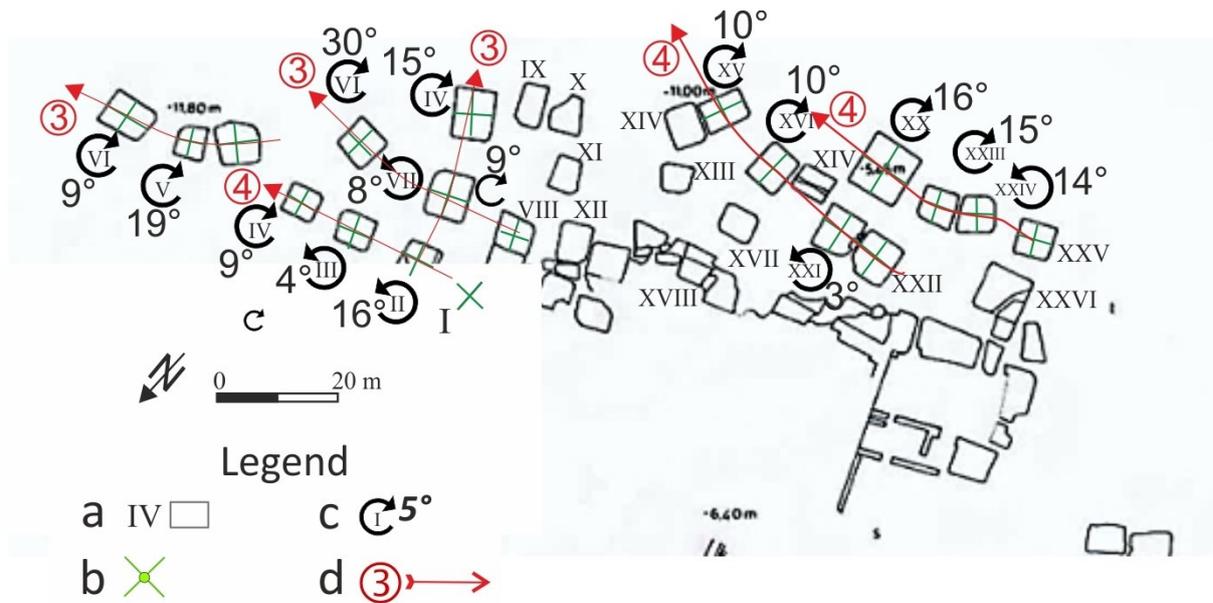


Figura 6.12: Pianta generale delle *pilae* della *villa* dei Pisoni (Brandon *et al.*, 2008 mod.) con l'analisi degli allineamenti. Legenda: a, numero della *pila*; b, centro ed assi della *pila*; c, rotazione in gradi della *pila* rispetto a quella di riferimento (nel semicerchio): il verso della freccia indica una rotazione oraria o antioraria; d, numero di allineamenti e direzione.

Infine, gli indicatori archeologici consentono di valutare una variazione verticale del suolo -6.3 m con tassi medi di 3.2 mm/anno.

c.d. Ninfeo di Claudio

A Punta Epitaffio sorge il ninfeo di Claudio. La maestosità del luogo è ostentata nelle statue, nelle pavimentazioni marmoree e nei colonnati che adornano il ninfeo. La presenza di pavimenti suggerisce che il ninfeo fosse in origine completamente emerso e a seguito dei moti bradisismici sia stato sommerso con fasi positive e negative, sino a raggiungere l'attuale profondità di -4.6 m, con una sommersione complessiva di almeno -5.7 m. Questo ninfeo, destinato a soddisfare i piaceri dell'Imperatore Claudio, doveva essere già in opera nella metà del I secolo d.C., adempiendo allo scopo almeno fino al fine del II secolo d.C. Non riscontrando tracce di rifacimenti, è ipotizzabile che la sommersione sia stata rapida con tassi medi di -3.1 mm/anno.

Villa Protiro

I rilievi geoarcheologici e geomorfologici sulla *villa* a Protiro hanno evidenziato la presenza di pavimenti attualmente sommersi a -5.4 m s.l.m. Un complesso termale del I secolo d.C. si sviluppa tra -5.40 e -4.60 m di profondità.

Apportando le opportune correzioni per questa tipologia di indicatore, si registra una sommersione complessiva di -6.5 m, di cui l'aliquota maggiore è attribuibile al bradisismo. Quindi, per questo sito si può considerare un tasso medio di -2.9 mm/anno.

Secca delle Fumose

Si tratta di un sito caratterizzato dalla risalita di fluidi idrotermali. L'analisi geoarcheologica ha evidenziato la presenza di 28 *pilae* adagiate su un fondale prevalentemente sabbioso che degrada dolcemente sino alla profondità di -20 m. L'analisi delle *pilae* evidenzia che queste sono disposte in 2 famiglie di allineamenti con angoli di quasi 90°, a dimostrazione che queste sono state progettate come base per l'edificazione di strutture architettoniche (fig.6.13). La presenza di un paramento in opera reticolata su alcune *pilae* fa ipotizzare ad un utilizzo di casseforme stagnate per la realizzazione delle opere. Recenti studi dimostrano che le *pilae* avessero anche la funzione di attracco, come segnalato da De Fazio nel 1832 per le *pilae* di Nisida (Benini, 2010 *cum bibliografia*).

La sommersione totale di questi elementi cubici risulta di -6.7 m calcolata considerando la quota media delle *pilae* che si suppone essere in posto, l'altezza di marea e l'altezza funzionale rielaborata in base al *fetch* efficace. Questa sommersione è il risultato principale delle oscillazioni bradisismiche che dall'edificazione dell'opera ai giorni nostri risulta mediamente di -3.5 mm/anno.

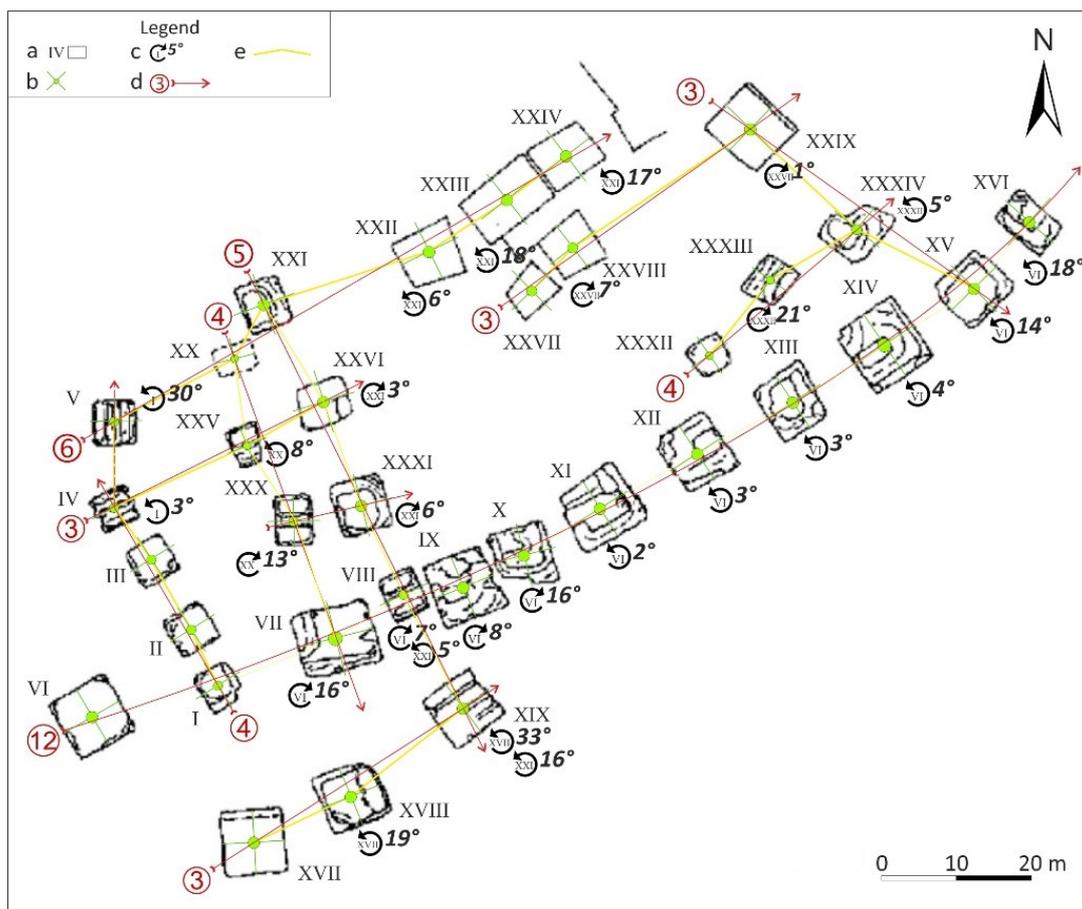


Figura 6.13: Pianta generale delle *pilae* della Secca Fumosa (Brandon et al., 2008 mod.) con l'analisi degli allineamenti; legenda: a, numero della *pila*; b, centro ed assi della *pila*; c, rotazione in gradi della *pila* rispetto a quella di riferimento (nel cerchio): il verso della freccia indica una rotazione oraria o antioraria; d, numero di allineamenti e direzione; e, segmento congiungente il centro delle *pilae*.

Portus Iulius

Le vicende storiche legate a questo al porto, risultano fondamentali per la comprensione dei moti verticali del suolo. Infatti, la migrazione del porto militare a Miseno, a causa di un rapido insabbiamento del porto, segna un'accelerazione negativa dell'attività bradisismica tra la fine del I secolo a.C. e l'inizio del I secolo d.C.

Altre fonti che descrivono la storia del *Portus Iulius* riferiscono di ulteriori crisi bradisismiche nei secoli successivi.

Cassiodoro riferisce che alla fine del V secolo, la diga foranea del porto che veniva sommersa fu distrutta. Nei secoli successivi si ha la completa scomparsa sott'acqua della diga e di tutte le strutture antiche, tanto che il Lucrino si unificò al mare.

Successivi innalzamenti vengono riferiti da De Iorio nel 1503 che in un documento scrive: «il mare si seccò portando fuori alcune *pilae*» (Di Fraia, 1993).

Secondo Gianfrotta (2011), non furono effetti bradisimici sugli equilibri idraulico-geologici dell'area a determinare il trasferimento della flotta a Miseno, ma il superamento delle esigenze strategiche.

Attualmente la parte sommitale del porto è posta a -4.2 m di profondità, indicando una sommersione di almeno 5.3 m. Sulla base delle misurazioni dedotte dall'alloggiamento della grata individuata presso l'impianto di Porto Giulio è possibile stabilire che il livello del mare doveva essere compreso, al momento della sua costruzione, tra -3,1 e -4,1 m quindi con un livello medio più basso di circa $m\ 3,6 \pm 0,20$ (Benini & Giacobelli, 2014).

Gli elementi squadrati, posti a profondità di -3.9 m, possono essere attribuiti alla pavimentazione dell'antica strada Herculania che correva parallelamente alla linea di costa dell'epoca romana. Non si ha notizia della strada durante la sommersione del porto, e se questa fosse transitabile, ma probabilmente l'originale altezza sul livello del mare ha permesso il continuo funzionamento dell'opera. Considerando la fine delle attività militari nel 12 a.C., risulta un tasso medio di -2.6 mm/anno.

Macellum-c.d. Tempio di Serapide

Il sito archeologico del cosiddetto Serapeo o Tempio di Serapide, in realtà il *Macellum* ovvero il mercato cittadino, ha rappresentato un punto chiave per la conoscenza dei moti verticali del suolo dei Campi Flegrei. Il primo lavoro di dettaglio si deve a Parascandola (1947) le cui ricerche furono incentrate sulla ricostruzione delle oscillazioni del suolo a partire dall'epoca romana (fig.6.14). Gli studi successivi di Pirazzoli (1976) slegano la relazione tra sollevamento del suolo ed episodi eruttivi. L'analisi dei fori di litodomi e i depositi salini permisero di ricostruire le variazioni positive e negative sin dal V secolo d.C. Le oscillazioni di Parascandola possono essere di seguito schematizzate:

- a. primo episodio marino, attorno al V secolo d.C.;
- b. perforazione dei fori da parte dei litofagi tra il IX e X secolo d.C.;
- c. episodio marino-lacustre tra il VII e VIII secolo d.C., e concomitante con la fase pre-eruttiva del Monte Nuovo.

Successivi lavori (Russo, 2003) hanno affinato le interpretazioni, studiando la stratigrafia e le quote dei granai imperiali, contribuendo alla realizzazione delle curve di oscillazione bradisismica valide per le aree emerse (fig.6.15).

I dati ricavati dalle curve di Russo (2003) sono stati utilizzati in questo lavoro per implementare i modelli digitali delle iso-curve di variazione dei moti verticali del suolo che verranno illustrati più avanti.

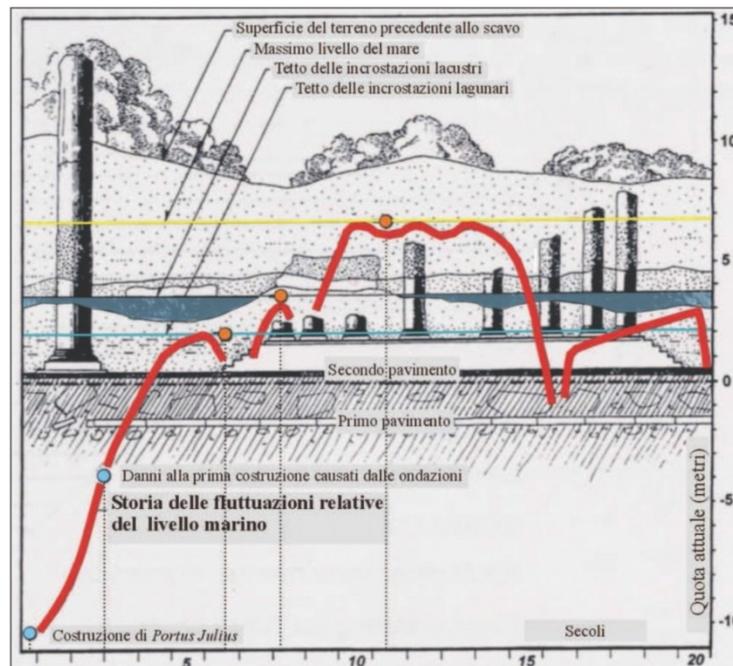


Figura 6.14: Curva delle variazioni relative del livello marino negli ultimi 2000 anni desunta dai dati geoarcheologici registrati presso il c.d. Tempio di Serapide (Parascandola, 1947 mod.).

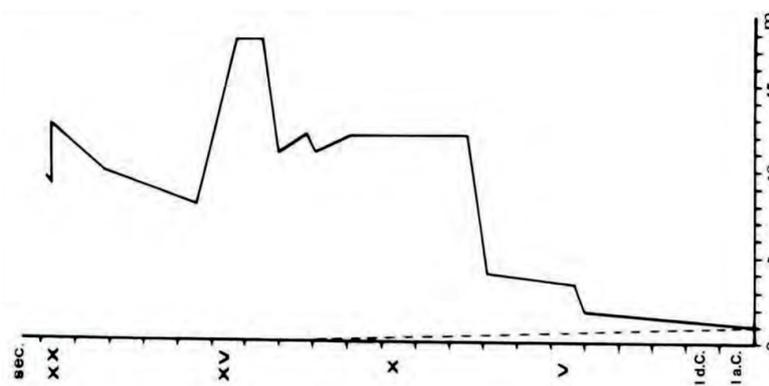


Figura 6.15: Curva della variazione relativa del livello marino negli ultimi 2000 anni desunta dai dati geoarcheologici (Russo, 2003).

Area archeologica dell'Isola di Nisida

Elementi in *opus pilarium* sono stati utilizzati per la comprensione dei moti verticali del suolo. Queste *pilae* a differenza delle altre del Golfo di Pozzuoli, hanno dimensioni molto maggiori (9x9 m) e risultano sommerse a -2.10 m. Del molo a -6 m di profondità, descritto dall'architetto Nicolini negli anni '50, non se ne hanno più tracce ma, considerando le crisi bradisismiche degli anni '70 e '80, oggi si sarebbe trovato a meno di 3 m di profondità, in linea con le misure delle *pilae* verso Capo Posillipo, a SE.

Sulla base dei dati osservati è possibile desumere una sommersione di -3.20 m con tassi medi di -1.8 mm/anno.

Area Marina Protetta di Gaiola

La stima dei moti verticali del suolo è stata effettuata tramite la quotatura delle peschiere e delle strutture portuali. In particolare, il canale per lo scolo delle acque, originariamente doveva essere posto a -20 cm dalla bassa marea per cui, considerando l'attuale quota, può essere stimata una sommersione di -3.4 m.

Le grate all'interno della peschiera adiacente a quelle ipogee, con base a -4.2 m e sommità a -3.4, indicano una sommersione di -3 m.

La differenza di quote tra gli indicatori è sicuramente legata all'errore intrinseco del *marker*, ma un'aliquota potrebbe essere spiegata con un leggero *tilting* che ha ribassato in modo differenziale la costa, causando una maggiore sommersione della peschiera esterna. Questo *tilting* è legato ad una piccola componente della subsidenza s.s. e sicuramente all'azione differenziale dell'attività bradisismica nell'area flegrea. Dati moderni sismogenetici e informazioni sulle livellazioni dei capisaldi dell'area flegrea (Del Gaudio *et al.*, 2009), evidenziano che il bradisismo agisce in modo differenziale tra Cuma, Castel dell'Ovo e Quarto con una diminuzione spostandosi dal Rione Terra verso est ed aumentando verso Pozzuoli a formare una semi cupola (Russo, 2003).

I dati dei moti verticali attuali del suolo forniti dall'IREA (fig.6.16), sembrano supportare questa ipotesi secondo cui, la deformazione media sottocosta è nell'ordine di 0.01-0.04 cm/anno e di 0.1 cm/anno nella parte esterna dell'Isolotto di Gaiola.

L'analisi delle *pilae* presenti alla fine del molo foraneo, stima una sommersione indicativa tra i -3.6 e -3.9 m. Tale stima deriva dalla valutazione che queste, per funzionare, dovevano essere

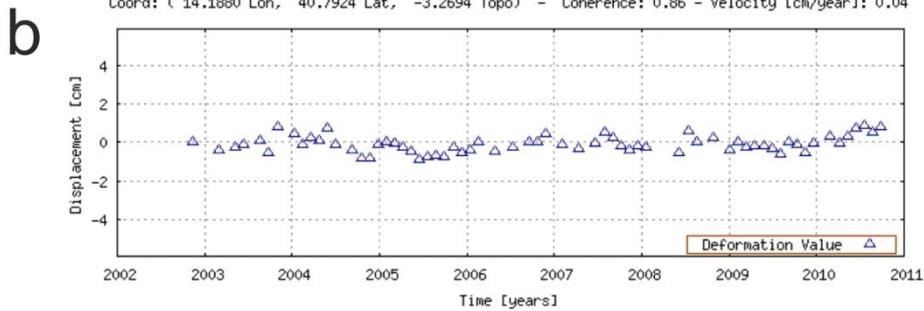
emerse e che l'altezza d'onda significativa in quest'area è di 1.1 m. Considerando la qualità inferiore dell'indicatore, le quote possono essere considerate coerenti con quelle delle peschiere. Infatti, considerando una subsidenza di 3 m, la sommità delle *pilae* risulterebbe tra -0.5 e -0.1 m s.l.m. Pertanto, tassi di subsidenza dell'ordine di 1.74-1.58 mm/anno possono essere stimati per quest'area.

La presenza di un solco di battente a -2.9 m sta ad indicare una stasi del livello marino. Considerando il materiale in cui è modellato e che la convessità è ampia circa 0.8 m, questa deve essere persistita per almeno un secolo.

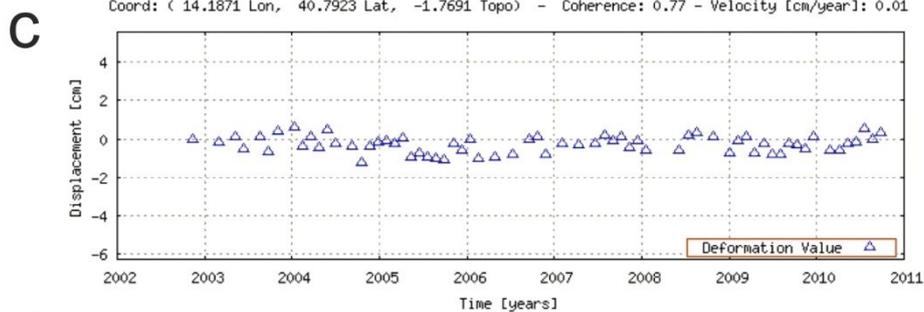
Non potendo datare con certezza l'inizio dell'attività estrattiva o riconoscere la cronologia delle fasi che hanno interessato la Baia di Trentaremi, non è stato possibile relazionare il piano di cava con le variazioni relative del livello marino. Pur volendo forzare l'estrapolazione di dati, essendo i moti verticali incostanti e bidirezionali legati al bradisismo, non è possibile datare le cavità a partire dai tassi di sommersione delle peschiere, possibili esclusivamente in aree soggette solo a subsidenza o a tettonica s.s.



Coord: (14.1880 Lon, 40.7924 Lat, -3.2694 Topo) - Coherence: 0.86 - Velocity [cm/year]: 0.04



Coord: (14.1871 Lon, 40.7923 Lat, -1.7691 Topo) - Coherence: 0.77 - Velocity [cm/year]: 0.01



Coord: (14.1863 Lon, 40.7914 Lat, 6.6474 Topo) - Coherence: 0.83 - Velocity [cm/year]: 0.10

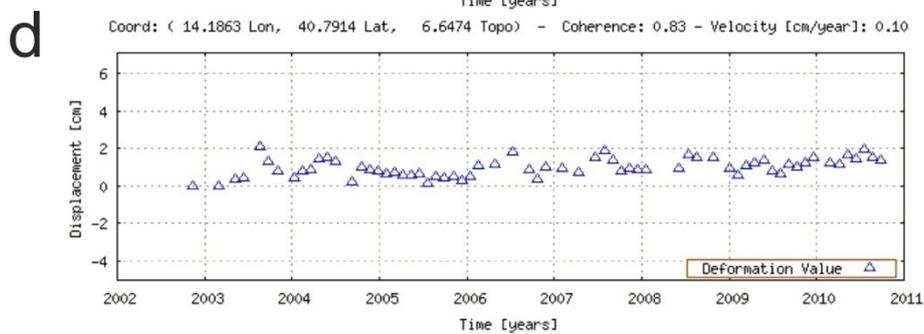


Figura 6.16: Prodotti interferometrici dell'Area Marina Protetta di Gaiola (a); b-d, analisi puntuale della deformazione verticale del suolo calcolata in un arco temporale di circa 9 anni (IREA, 2017).

Palazzo degli Spiriti

Nuove osservazioni sul Palazzo degli Spiriti, a Marechiaro, hanno permesso non solo l'individuazione del piano di calpestio sommerso a -2.7 m di profondità, ma hanno anche evidenziato la presenza di due solchi di battente sulle pareti dell'edificio, segnalati in letteratura solo come morfoselezione. L'identificazione di questi solchi è stata possibile attraverso il riconoscimento della continuazione del solco anche sulle pareti laterali e in pochi tratti sulle pareti interne del palazzo. Alla quota del livello del mare, si osservano forme convesse levigate sulle pareti divisorie del palazzo (fig.6.17), che potrebbero essere riconducibili ad un solco di battente attuale anche se tali forme non si rinvenivano sulla ripa retrostante.



Figura 6.17: Interno del Palazzo degli Spiriti: in evidenza un possibile solco di battente relazionato all'attuale livello marino (foto C. Stanislao; 2016).

Nell'area antistante il Palazzo degli Spiriti, a circa 150 m di distanza verso il largo, è presente una secca costituita da un terrazzo d'abrasione marina modellato nel TGN. Rilievi geoarcheologici hanno evidenziato per la prima volta, un'incisione rettangolare ed una serie di fori circolari alla sommità, della secca posta a -1.20 m.

L'incisione rettangolare, potrebbe essere stata creata per la produzione privata del *garum*, ovvero una salsa ricavata dalla fermentazione delle viscere dei pesci. Immaginando l'intenso odore acre che poteva emanare è plausibile che sia stata collocata lontano dall'abitazione principale.

L'interpretazione dei numerosi fori è ancora dubbia, ma sembra che questi siano stati utilizzati per attività di piscicoltura. Supponendo che l'incisione rettangolare sia una vasca per il

garum (fig.6.18), questa doveva essere posta sopra il livello marino e protetta dalle mareggiate, quindi, considerando tale elemento risulta una sommersione maggiore di -2.3 m.

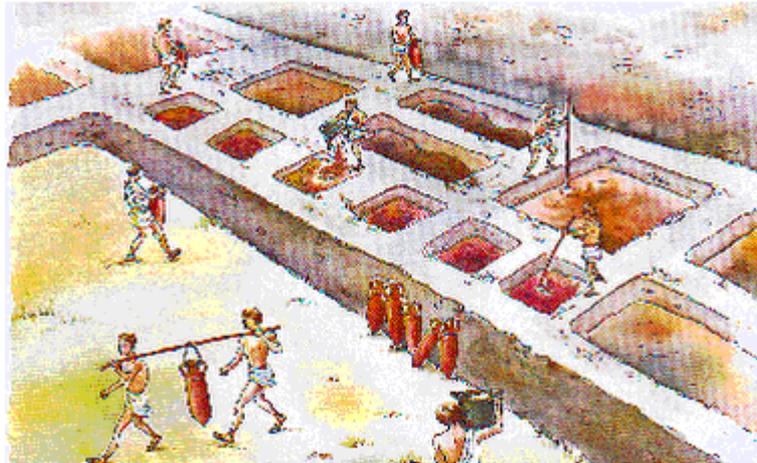


Figura 6.18: Ricostruzione di una fabbrica di *garum* in spagna (fonte ciceroinrome.it).

Ulteriori ricerche hanno evidenziato 7 *pilae* nella parte interna della secca, alla profondità di -3.10 m. La particolarità di alcune *pilae* è un gradino alla base che unisce due *pilae* adiacenti. Questo gradino si erge da un fondo di -7.8 per un'altezza di 2.4 m (fig.5.45). Considerando che la sommità delle *pilae* doveva emergere, risulta secondo questo indicatore una sommersione di circa -4.2 m dall'epoca romana.

La presenza di una secca che in epoca romana doveva essere emersa o almeno subaffiorante, fa supporre che le *pilae* avessero una funzione diversa dalla protezione del Palazzo degli Spiriti retrostante. L'analisi della loro disposizione (fig.6.19) evidenzia che, queste sono ordinate su due allineamenti ortogonali che, sfruttando la conformazione naturale della secca, formano un rettangolo. Quest'area sarebbe potuta essere utilizzata come approdo protetto per le attività di pesca. Questa osservazione può essere supportata dalle considerazioni sulle variazioni verticali fornita dai vari indicatori, infatti l'area interna perimetrata dalle *pilae* e dalla secca sarebbe stata profonda circa -3 m permettendo l'ingresso agevole di piccoli natanti.

I due solchi di battente testimoniano le oscillazioni in epoca post-romana connesse agli effetti del bradisismo flegreo. Le quote sommate alla subsidenza attuale, suggeriscono una sommersione verosimilmente in epoca medievale di -8.7 m.

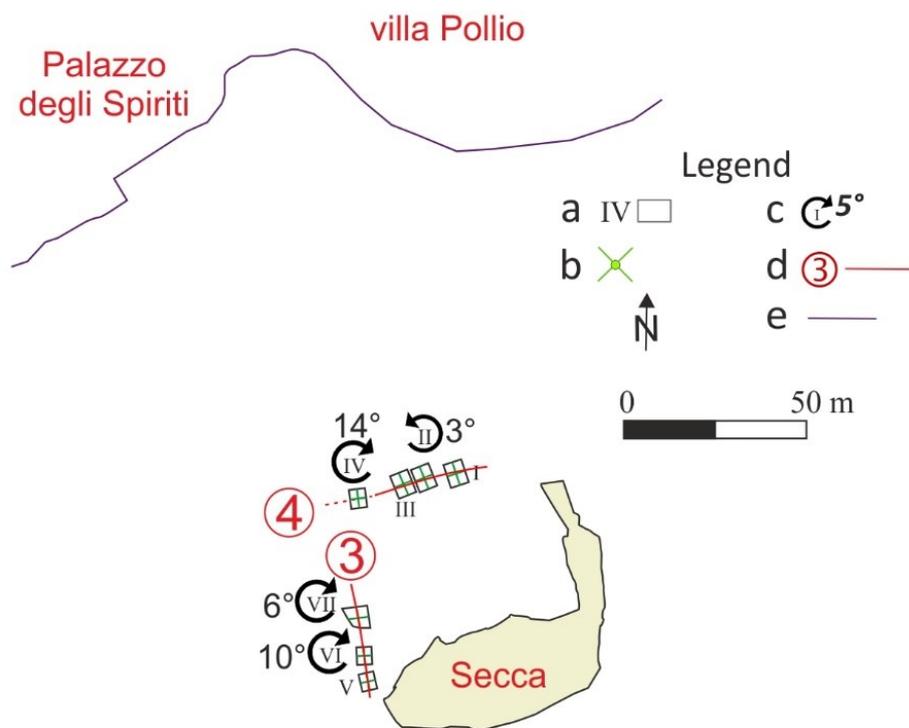


Figura 6.19: Pianta generale delle *pilae* antistanti il Palazzo degli Spiriti con l'analisi degli allineamenti. Legenda: a, numero della *pila*; b, centro ed assi della *pila*; c, rotazione in gradi della *pila* rispetto a quella di riferimento (nel cerchio): il verso della freccia indica una rotazione oraria o antioraria; d, numero di allineamenti; e, linea di costa attuale.

Sito di Marechiaro

Le informazioni relative a questo sito sono esigue e ormai datate. Pertanto, immersioni ripetute sono state effettuate per migliorare il bagaglio di conoscenze geoarcheologiche dell'area. I sopralluoghi hanno evidenziato la presenza di un molo di tipo neroniano e di ruderi di una *villa maritima* attribuita da Gunther alla *villa* di Pollio. Elementi geoarcheologici utili per la valutazione dei moti verticali del suolo sono forniti dal molo e dal piano di calpestio della *villa*. Le quote degli elementi sono di -0.9 m di profondità per la sommità del molo e di -1.2 m per i pavimenti della *villa* di Pollio.

Sulla base delle relazioni tra le strutture archeologiche e il livello marino risulta una subsidenza complessiva di -2.2 m con tassi medi di -1.1 mm/anno.

Sito archeologico di Cala San Basilio

Rilievi geoarcheologici e geomorfologici sul sito di Cala San Basilio, finora assolutamente inediti, hanno evidenziato che la cavità scavata nel tufo, alla base della scalinata di accesso alla spiaggia, è pertinente ad una camera sepolcrale di epoca romana successivamente ampliata in più fasi, ben leggibili nelle tracce dei diversi strumenti impiegati. Si evince, inoltre, che le altre due più ampie cavità gemelle che si aprono sul mare sono certamente antiche e, allo stato attuale delle conoscenze, sono da identificare, presumibilmente, come cisterne di epoca romana, piuttosto che peschiere. Altri numerosi resti, visibili sul fondale antistante Villa Fattorusso, evidenziano la presenza di un complesso monumentale di epoca romana, finora non segnalato. Interpretati come peschiere, presentano elementi utilizzati per la valutazione degli antichi livelli marini, ovvero canali di riciclo e arco sommerso. La posizione degli elementi è congruente fra loro ed indica una sommersione di -4.2 m (fig. 6.20). Non è possibile datare con certezza le peschiere, ma data la frequentazione nelle aree limitrofe dal I secolo a.C., queste potrebbero essere attribuite a tale periodo. In base a quanto premesso, è stato stimato una subsidenza complessiva del suolo di -1.9/-2.1 mm/anno complessivo dall'epoca greco-romana ad oggi.

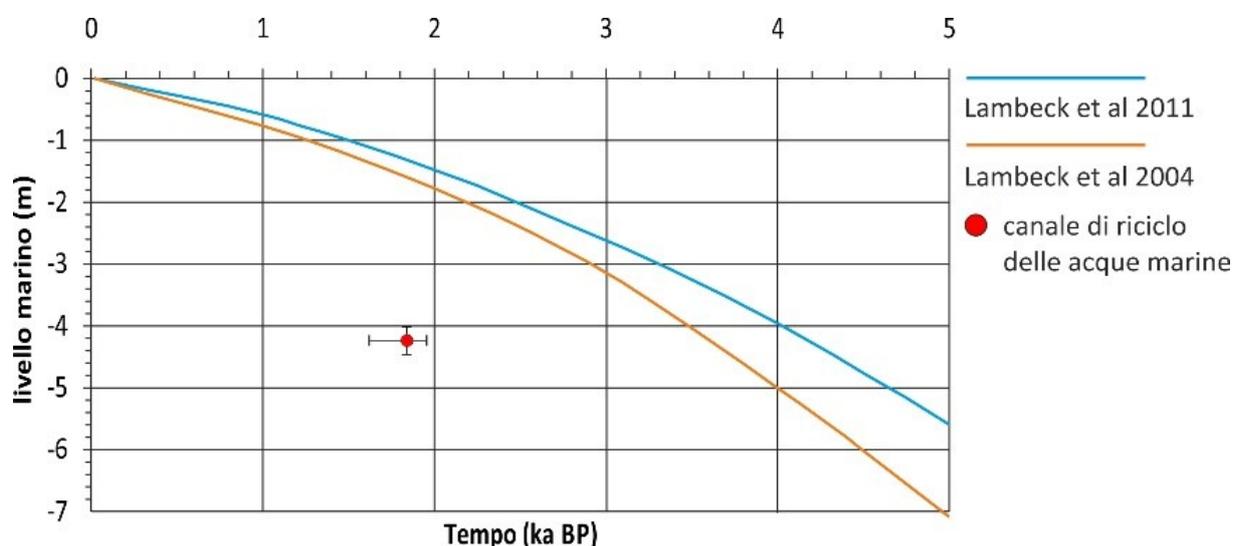


Figura 6.20: Posizione degli indicatori geoarcheologici di Cala San Basilio in relazione alle curve predittive delle variazioni del livello marino (Lambeck *et al.*, 2004, 2011) nei siti della Campania.

Palazzo donn'Anna

Rilievi inediti sull'area sommersa del Palazzo donn'Anna, hanno portato al riconoscimento di un molo romano ubicato a circa 45° dallo spigolo occidentale del palazzo. Il molo è intensamente colonizzato da organismi marini, ciononostante, sono ancora riconoscibili sulla superficie le tracce delle travi lignee utilizzate per la realizzazione delle casseforme. L'analisi di questo elemento rivela una subsidenza di -3.9 m con un tasso medio di -1.95 mm/anno (fig.6.21). La parte verso mare aderente al Palazzo donn'Anna è caratterizzata da due rientranze con scanalatura alla base, simili per forma a delle bitte. La presenza di bitte sulla sommità del molo è facilmente ipotizzabile, ma non si esclude che la doppia rientranza potrebbe costituire un elemento connesso con la cassaforma e la gettata di calcestruzzo giacché per la forte erosione da parte delle corde, il calcestruzzo romano da solo non sarebbe stato un buon materiale per una bitta. Ulteriori studi geomorfologici e geoarcheologici potranno far chiarezza su questo elemento e sui rapporti del promontorio tufaceo con l'area retrostante.

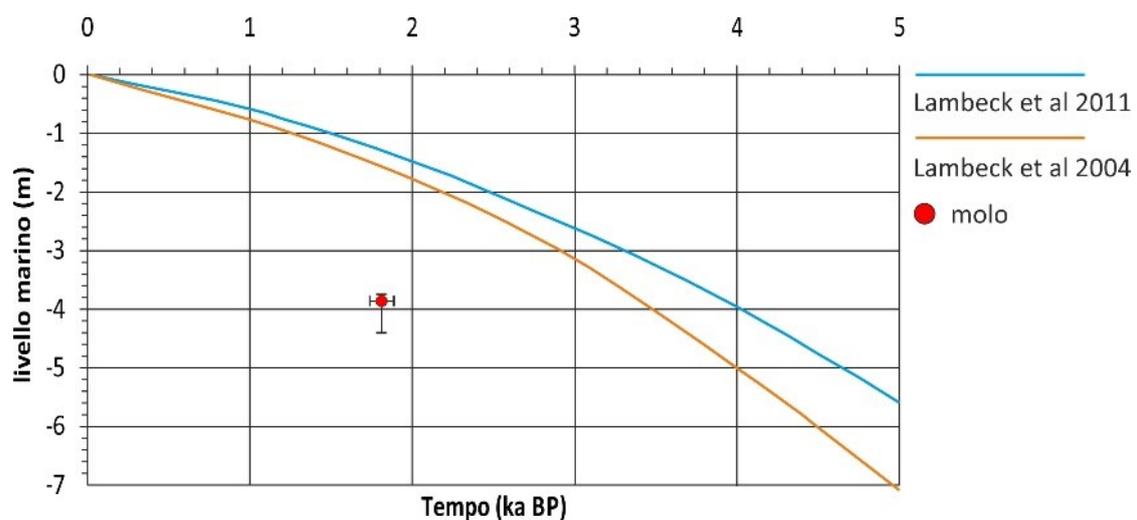


Figura 6.21: Posizione dell'indicatore geoarcheologico del sito di Palazzo Donn'Anna in relazione alle curve predittive delle variazioni del livello marino (Lambeck *et al.*, 2004, 2011) nei siti della Campania.

Ad est del palazzo, in località San Pietro ai due Frati, si segnala la presenza di tre strutture parallele allungate, misuranti circa 12 m. La funzionalità di queste opere allo stato attuale delle conoscenze non può essere fornita.

Castel dell'Ovo

Rilievi geoarcheologici hanno evidenziato la presenza di una struttura rettilinea allungata di circa 59 m orientata parallelamente alla cinta muraria occidentale del Castel dell'Ovo. I resti, attribuiti alla *villa* di Lucullo, hanno funzioni ancora da identificare. La presenza di canali fa ipotizzare che la struttura fosse semisommersa, e fungesse da riparo permettendo il passaggio dell'acqua. Inoltre, la presenza di fori cilindrici di 50 cm di diametro a distanza regolare, suggerisce che questi servissero da base ad un colonnato e quindi che la sommità dovesse essere emersa ed a riparo dalle mareggiate. Sulla base di quanto premesso, la sommersione dell'opera (fig.6.22), con correzioni delle profondità, risulta tra -2.7 e i -3.20.

Il tasso medio di subsidenza è stata valutata in funzione del contesto storico-archeologico risultando di -1.27/ 1.52 mm/anno ipotizzando un intervallo cronologico tra il II e I secolo a.C.

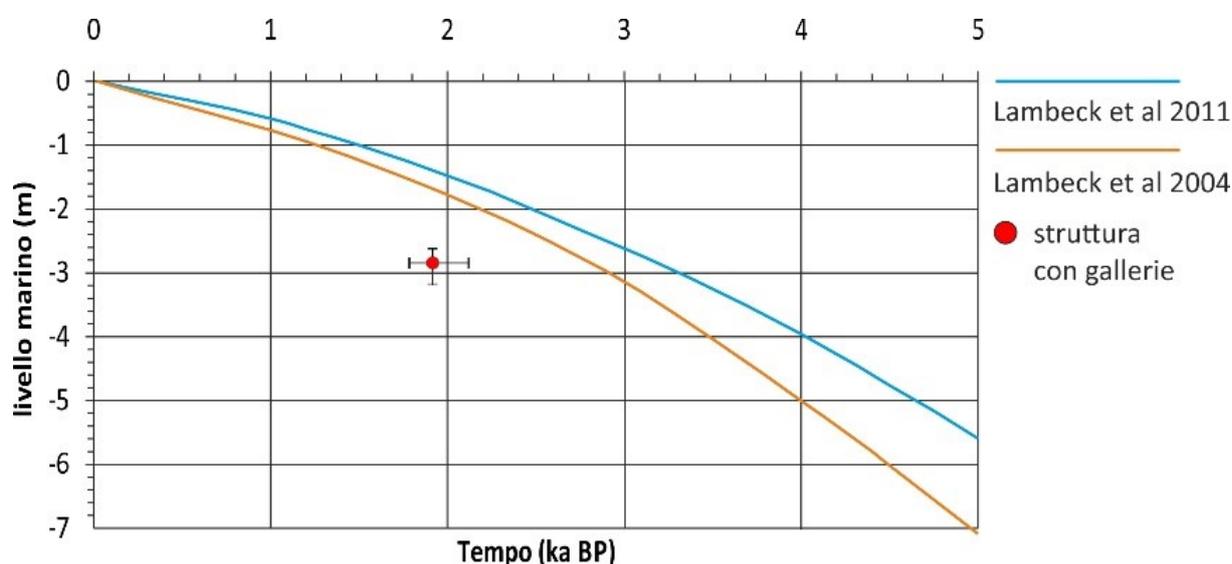


Figura 6.22: Posizione dell'indicatore geoarcheologico di Castel dell'Ovo in relazione alle curve predittive delle variazioni del livello marino (Lambeck *et al.*, 2004, 2011) nei siti della Campania.

Piazza Municipio

Le numerose indagini succedutesi nel centro storico di Napoli nel corso degli anni hanno fornito informazioni morfostratigrafiche e geoarcheologiche che hanno permesso di ricostruire gli antichi livelli marini in epoca greco-romana.

Le altezze dei pali del molo ed il tipo di imbarcazioni rinvenute, confermerebbero un contesto di acque poco profonde, adatte al pescaggio di navi di cabotaggio (Marriner & Morhange, 2007). Un molo perpendicolare alla linea di costa, realizzato nel I d.C., indica un livello del mare relativo di -3 m di profondità. La biocorrosione sugli elementi residui delle parti infisse dei pali di

sostegno di due pontili del II d.C., che si trovano a -3.3 m di profondità, suggeriscono che il livello marino post II secolo doveva trovarsi tra -2.9 e -2.5 m dall'attuale.

In corrispondenza del livello stratigrafico corrispondente al III secolo d.C. (-3.3 m) è stato rinvenuto un relitto affondato. Pertanto, in quel periodo il fondo doveva essere ubicato proprio a quella quota. Considerando un volume di accoglienza necessario per il transito, l'attracco delle barche anche con la bassa marea ed un presumibile pescaggio inferiore a 1.5 m per una barca di piccolo cabotaggio, il livello marino dell'epoca doveva trovarsi tra -2 e -1.6 m dall'attuale. Va precisato che la propagazione degli errori dovuta all'incertezza cronologica e sulla quota funzionale genera una bassa affidabilità del dato.

Per tutto ciò premesso può essere stimato un tasso medio di subsidenza dell'ordine di -1.4/-1.6 m dall'epoca greco-romana (fig.6.23).

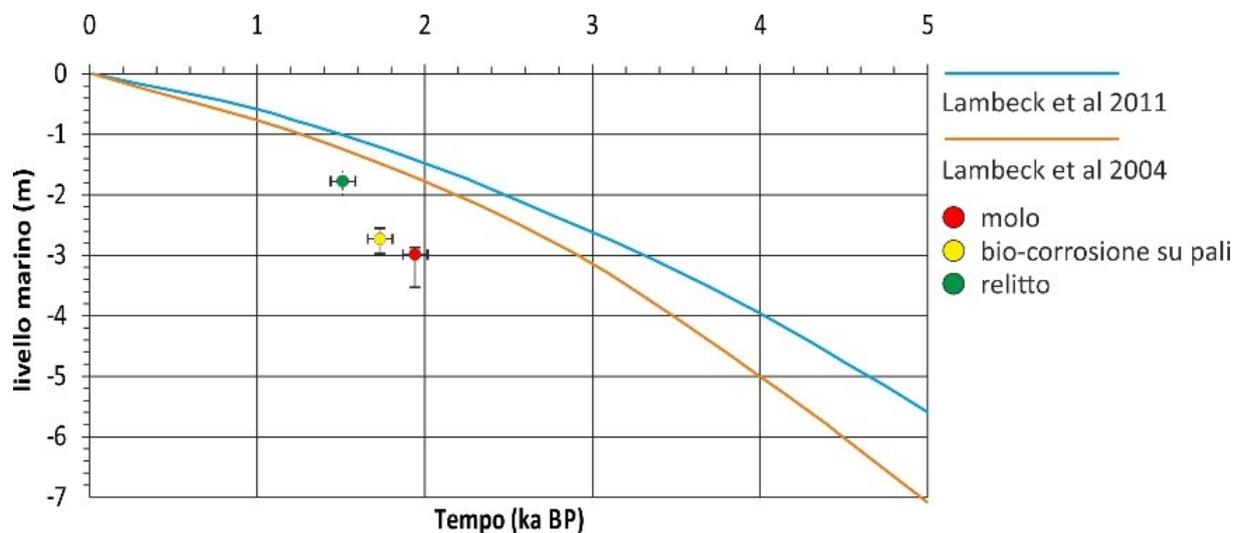


Figura 6.23: Posizione dell'indicatore geoarcheologico di Piazza Municipio in relazione alle curve predittive delle variazioni del livello marino (Lambeck *et al.*, 2004, 2011) nei siti della Campania.

Amato *et al.* (2009), in relazione all'aspetto dei moti verticali del suolo nell'ambito del territorio di *Neapolis*, notano che le unità stratigrafiche del I a.C. e del I secolo d.C. nell'area occidentale (Siti "Università" e "Municipio"), risentono della subsidenza indotta dal bradisismo, rispetto ai coevi livelli dell'area "Garibaldi".

SITI ARCHEOLOGICI DELLE ISOLE FLEGREE

Sito archeologico di Punta Mezzogiorno

La conformazione delle isole di Vivara e Procida è sono fortemente influenzate dall'attività vulcanica, dove il susseguirsi di eruzioni ha contribuito a modellare l'attuale fisiografia della costa. Le tracce di questa intensa attività sono ben leggibili nei terrazzi e nei solchi di battente che incidono le pareti tufacee sommerse tra -1 e -21 m (Putignano *et al.*, 2008). Le prime tracce storiche ed archeologiche della colonizzazione dell'Isola di Vivara risalgono all'Età del Bronzo ed è ipotizzabile che la spinta sedimentazione del Golfo di Genito (Putignano *et al.*, 2014), nell'ultimo millennio, abbia sepolto resti più antichi.

La dislocazione causata dall'attività vulcano-tettonica ha causato la sommersione dei resti archeologici ubicati nel Golfo di Genito. Qui a Punta Mezzogiorno, tra -4 e -9 m, è presente una scala intagliata nel tufo.

Secondo Putignano *et al.* (2009), la presenza di un piccolo terrazzo sulla scala a -6 m indicherebbe una stasi marina tra una prima fase di sommersione, fino a tre metri, ed una seconda che ha sommerso ulteriormente la base della scala portandola all'attuale profondità di 9 m. La presenza di un solco di battente a -6 m nei pressi della scala è portata a supporto dell'interpretazione. La datazione di frammenti ceramici inglobati nella superficie dell'antica piana costiera riconosciuta in uno scavo, fa attribuire indirettamente la scala al bronzo medio (Moccheggiano Carpano, 2001).

L'altezza funzionale dalla base +0.5 m è stata ipotizzata per la scala micenea. Pertanto, una sommersione di 9.5 m \pm 0.5 può essere imputata ai movimenti vulcano-tettonici con un tasso medio tra i 2.5 ed i 2.7 mm/anno.

Sito archeologico di Cartaromana

Il vulcanismo attivo dell'Isola d'Ischia, segnalata dai recenti terremoti con epicentro nel Comune di Casamicciola (agosto 2017), hanno modificato drasticamente la morfologia costiera, ripercuotendosi sugli antichi porti ed edifici storici.

Don Pietro Monti, ascrive la causa della distruzione della cittadella a Cartaromana all'eruzione del Montagnone-Maschiatta, che fu accompagnata da forti terremoti ed assestamenti vulcano-tettonici.

Le ricerche, hanno permesso di individuare la presenza di resti murari (fig.5.64) con paramento in opera reticolata riconducibili, probabilmente, ad una villa marittima corredata da ninfei e gallerie scavati negli scogli di Sant'Anna (Benini, 2016). Gli scavi per portare a giorno il sito archeologico hanno rilevato che le strutture murarie erano sepolte da 2 metri di sedimento. Inoltre, hanno evidenziato la presenza di resti della banchina portuale vera e propria caratterizzata da una cassaforma lignea in ottimo stato di conservazione (Benini, 2016). I risultati dei rilievi geoarcheologici sono ancora preliminari, pertanto, viene fornito un dato indicativo sulla sommersione dell'area di Cartaromana di circa 7 m con un tasso medio di subsidenza pari a -3.3 mm/anno.

SITI ARCHEOLOGICI DELLA COSTA VESUVIANA

L'interpretazione dei dati di letteratura ha consentito di delineare un quadro generale dell'evoluzione morfologica della costa negli ultimi 2000 anni. La presenza sommersa di piroclastiti del 79 a.C. (De Pippo *et al.*, 1994), deposte in ambiente subaereo, lasciano ipotizzare che la costa del I secolo d.C. fosse posizionata molto più a largo della costa attuale.

La quota funzionale minima dei pavimenti mosaicati della villa Inglese, rilevati da *Golser et al.* (1990) è stata stimata di 1.5 sulla base dell'altezza dell'onda significativa (1 m) e l'altezza di marea. Non possedendo altri riferimenti archeologici, non è possibile stabilire la pertinenza dei mosaici, pertanto, si stima una subsidenza minima di -5.7 m in epoca post-romana.

La subsidenza viene confermata dai ritrovamenti di depositi di spiaggia e frammenti ceramici inglobati nei depositi lavici di Torre del Greco (De Pippo *et al.*, 1994).

De Pippo *et al.* (1994) sottolineano, inoltre, che la spiaggia sommersa evidenzia caratteri variabili in funzione delle differenze litologiche e morfologiche della costa, ma anche per effetto di fenomeni erosivo-deposizionali e vulcano-tettonici.

La posizione dei ruderi risulta incompatibile con il livello marino del I secolo d.C. stimato dalle curve di Lambeck *et al.* (2004, 2011) e la motivazione va ricondotta ai movimenti vulcano-tettonici, innescati dallo svuotamento della camera magmatica del distretto del Monte Somma Vesuvio a seguito dell'eruzione del 79 d.C.

L'assenza di evidenze morfologiche e sedimentologiche di antichi stazionamenti del livello del mare fanno ipotizzare l'assenza di movimenti bradisismici.

SITI ARCHEOLOGICI DELLA PENISOLA SORRENTINA E DELL'ISOLA DI CAPRI.

Rilievi geoarcheologici hanno permesso di identificare tre siti di grande interesse per l'area della Penisola Sorrentina dove lo studio sui rapporti tra le strutture archeologiche e il livello marino hanno permesso di rivalutare le stime sui moti verticali del suolo presenti in letteratura.

Villa del Pezzolo

Secondo Cinque & Robustelli (2009), possono essere identificate tre fasi di costruzione. La prima fase si è verificata tra il I secolo a.C. e la metà del I secolo d.C. Questa prima *villa* fu eretta sul banco calcareo che costituiva la baia e aveva una scala che scendeva verso la spiaggia (fig. 1c). La *villa* fu gravemente danneggiata e parzialmente sepolta a seguito dell'eruzione del Somma-Vesuvio nel 79 d.C. In particolare, la parte inferiore della scala che scendeva verso la spiaggia fu coperta da depositi alluvionali denominati *durece* (Cinque *et al.*, 2000).

In seguito agli eventi alluvionali la villa, in base alla tipologia di costruzione, fu ricostruita nel II secolo d.C.

La terza fase di costruzione consiste nel restauro e nell'adattamento delle camere riposanti sulla terrazza e sulla costruzione di un nuovo percorso verso la spiaggia attraverso un *tunnel* inclinato. L'architettura delle forme e i materiali utilizzati suggeriscono che la terza fase di edificio e la sua fase geomorfologica correlativa si siano verificati nel III secolo d.C.

La presenza di un fondale sabbioso oblitera i sedimenti ed impedisce valutazioni corrette della variazione verticali del suolo. Secondo dati *side scan sonar* la sommersione del piccolo molo annesso alla villa è valutato essere di $1.6 \text{ m} \pm 0.5 \text{ m}$ (Aucelli *et al.*, 2016).

Villa Agrippa Postumo

La costa di Sorrento è caratterizzata dalla presenza di depositi ignimbrici messi in posto dopo l'eruzione della Ignimbrite Campania. Qui scavata nella ripa si ritrova la peschiera della *villa* di Agrippa Postumo, in ottimo stato di conservazione con tutti gli elementi tipici che la caratterizzano.

In alcune peschiere la sommità delle saracinesche corrisponde al livello delle crepidini più basso (Anzidei *et al.* 2003). Pertanto, considerando che le saracinesche dovevano sporgere di almeno 20 cm sul livello del mare, risulta una sommersione pari a $1.10 \pm 20 \text{ cm}$.

Le strutture rilevate ad est della peschiera, risultano sicuramente di fattura antropica, probabilmente legate a opere idrauliche. La loro funzione non è stata ancora chiarita, in quanto, la profondità a cui si trovano è discordante con le quote della peschiera. Infatti, se riportate al livello marino attuale, la peschiera adiacente risulterebbe completamente emersa. Non si osservano chiare tracce di dislocamenti a seguito di faglie tra i due corpi, quindi, per individuare la finalità dei manufatti è opportuno procedere a ulteriori investigazioni.

Villa del Capo di Sorrento

La struttura emersa risulta notevolmente diruta e spogliata di tutte le decorazioni e paramenti. Un'analisi macroscopica delle malte che la costituiscono evidenziano l'uso di aggregati grossolani lavici probabilmente di origine flegrea. La presenza di un piccolo approdo è stato utilizzato come indicatore degli antichi livelli marini. Le misure effettuate nella parte più integra dell'approdo, dove l'erosione marina è stata meno spinta, indicano una sommersione di -1.05 m.

Questi tre siti essendo lontani dai Campi Flegrei non vengono influenzati dall'attività bradisismica, ma solo dalla componente glacio-idro-isostatica abbinata ad una lieve subsidenza s.s., così come confermata dal confronto con le curve di Lambeck *et al.* (fig.6.24). L'abbassamento più pronunciato a villa del Capo di Sorrento è legato all'incertezza connessa alla tipologia di indicatore utilizzato. Inoltre, l'indicatore geoarcheologico della villa Pezzolo graficamente ricade al di sotto della curva del 2011 di Lambeck. Si è proceduto, quindi, ad effettuare un'analisi statistica comparativa, confrontando l'indicatore con la curva di Lambeck *et al.* (2011) L'analisi evidenzia che l'indicatore rientra nel *range* del 95° percentile dell'area sottesa dalla curva, per cui si può affermare che il punto giace all'interno della curva stessa.

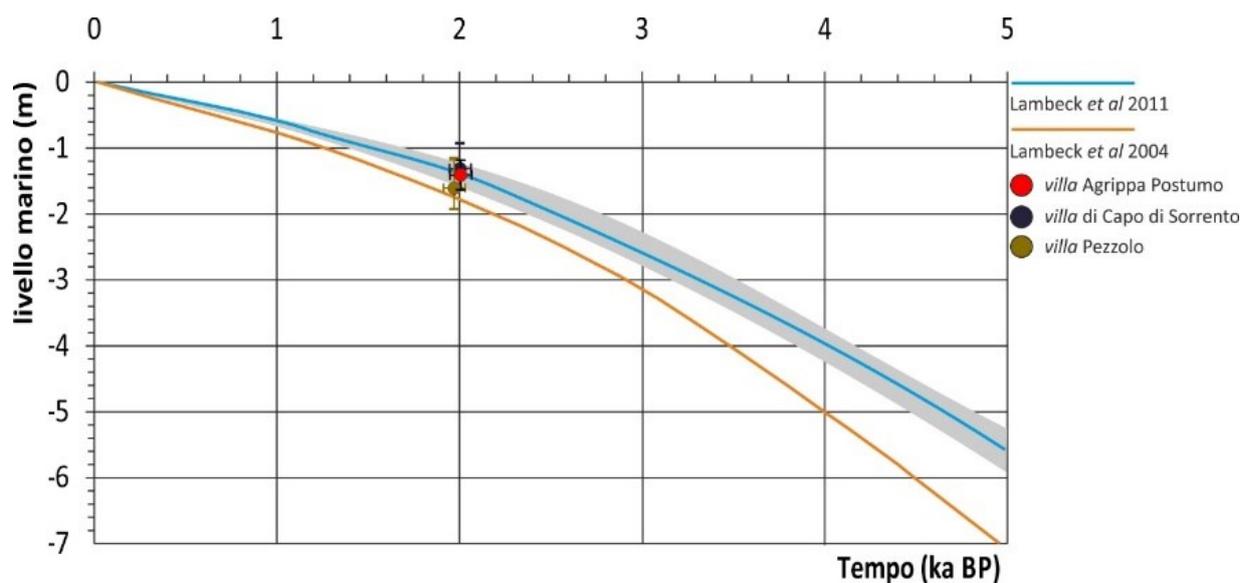


Figura 6.24: Posizione degli indicatori geoarcheologici della Penisola Sorrentina in relazione alle curve predittive delle variazioni del livello marino nei siti della Campania (Lambeck *et al.*, 2004, 2011).

Sito archeologico di Palazzo a Mare

Nell'isola carbonatica di Capri, le rovine romane della villa marittima di Tiberio si attestano ad una profondità di -4.2 m. A questa profondità va aggiunta la quota di 1 m, necessaria a preservare il funzionamento della struttura anche in condizioni di forti tempeste. Pertanto, è stata stimata una sommersione totale di -5.2 m (fig.6.25).

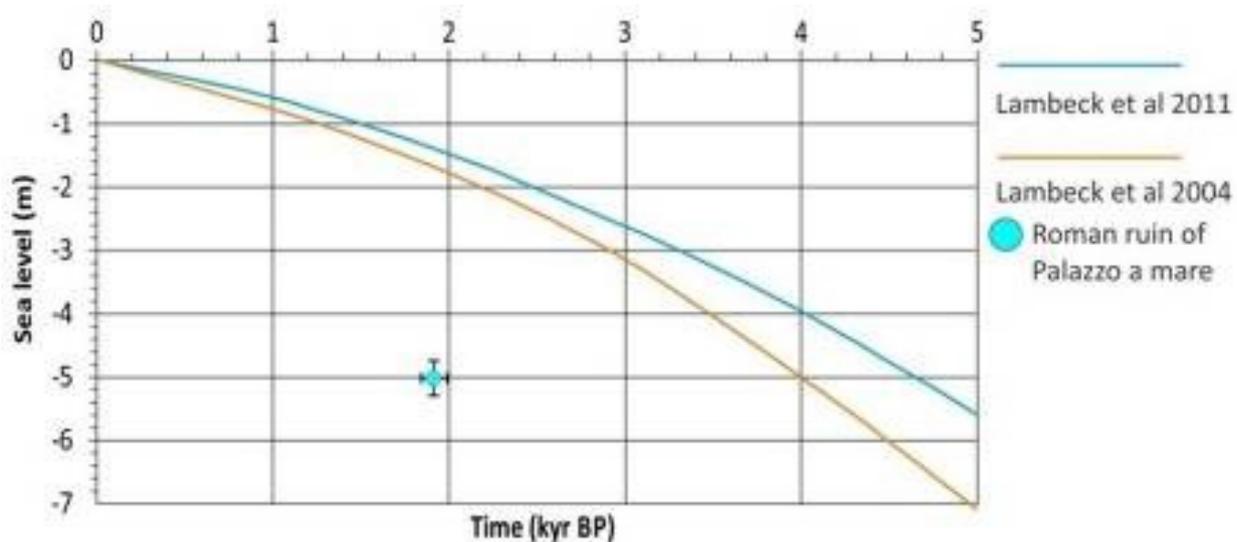


Figura 6.25: Posizione degli indicatori geoarcheologici del sito di Palazzo a Mare in relazione alle curve predittive delle variazioni del livello marino nei siti della Campania (Lambeck *et al.*, 2004, 2011).

Anche considerando il livello del mare durante l'epoca romana, questa subsidenza è incongruente con il sollevamento dell'isola, generale di circa 1.5 m, causato dalla tettonica. Tale sollevamento è contrassegnato, lungo le scogliere, da un paleosolco di battente del Tirreniano (130 ka anni BP), modellato a -5.5 m circa.

Tale sommersione può essere attribuita solo in parte alla componente glacio-idro-isostatica ed alla subsidenza s.s. che dai dati radar SAR si attesta sui 0.12 mm/anno (fig.5.18). Infatti, sommando le due componenti, considerando una subsidenza costa nel tempo, risulta una sommersione di -3.65 m.

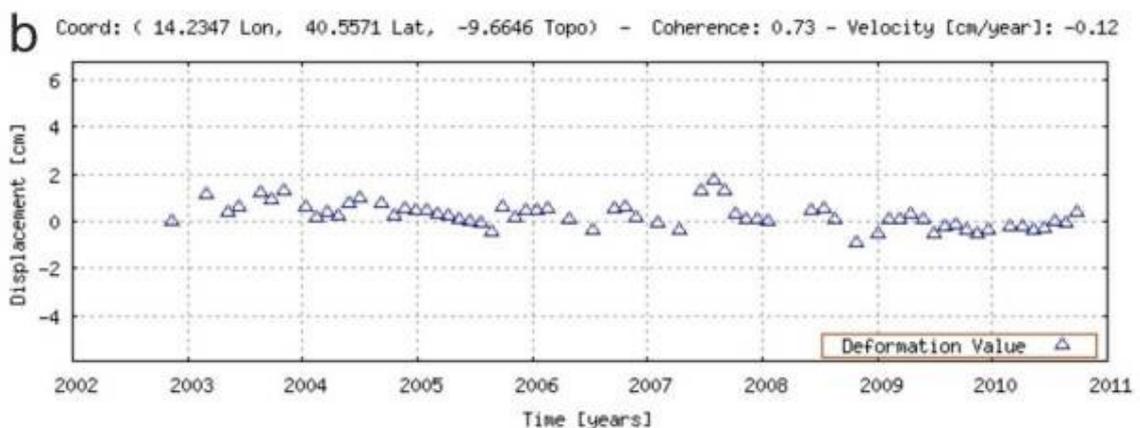
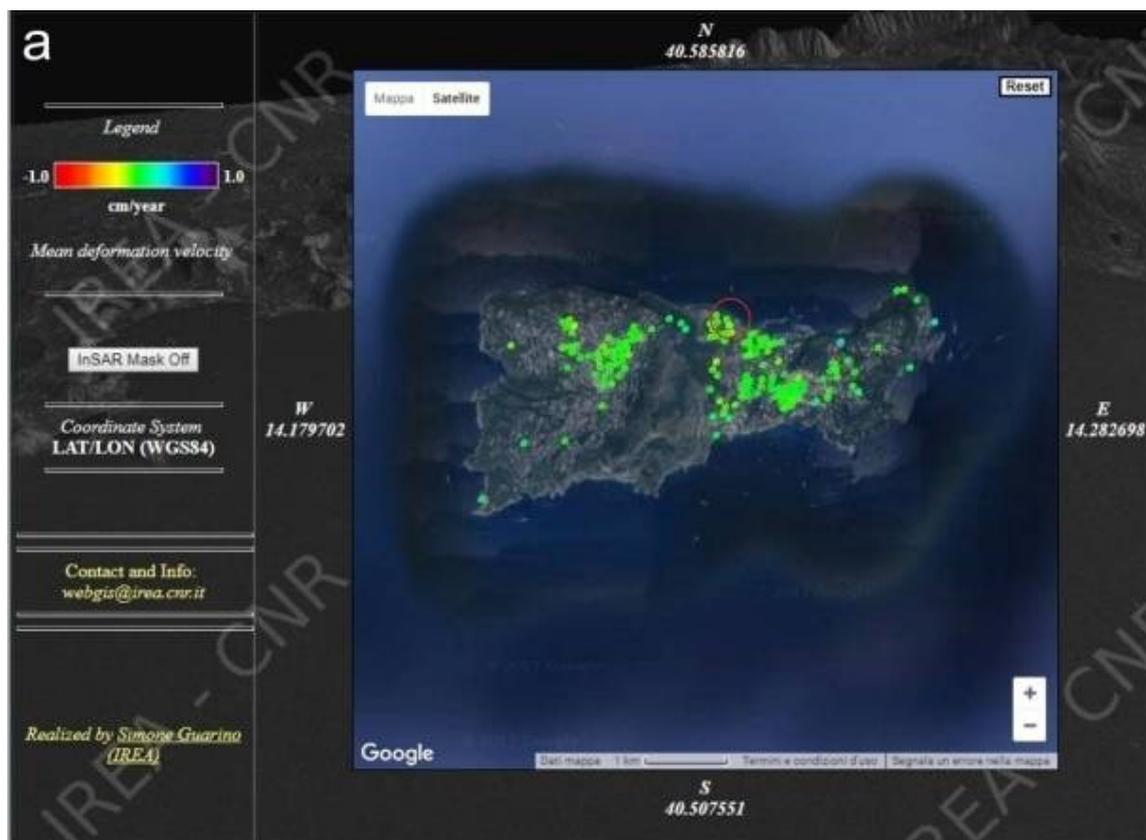


Figura 6.26: Prodotti interferometrici del sito di Palazzo a Mare (a); b, analisi puntuale della deformazione verticale del suolo calcolata in un arco temporale di circa 9 anni (fonte IREA).

Risulta evidente che altri fenomeni hanno contribuito alla sommersione della *villa*. In letteratura (Working Group, 2004; Guidoboni, 2007) non risultano terremoti significativi che avrebbero potuto ribassare l'area, a conferma dell'assenza di sismicità collegata alla Catena Appenninica.

Un meccanismo plausibile è rappresentato da movimenti asismici e microsismici lungo il piano di faglie legate al sistema principale orientate in direzione NE-SO. Questi fenomeni generano movimenti verticali a bassa velocità nell'intervallo di -0,6 e -0,8 cm/anno. Tale interpretazione è sostenuta dallo spostamento locale dei terrazzi marini del Tirreniano (125 ka) e dei solchi di battente (Ferranti *et al.*, 2007).

Nella tabella 6.1 sono riportati i dati dei geoidicatori dei vari siti analizzati e i valori della sommersione ricavati dai geoidicatori della letteratura.

Tabella 6.1: Dati delle misurazioni effettuate nei diversi siti della Campania utilizzati come indicatori delle variazioni relative del livello marino dall'epoca greco-romana al presente. Le misure degli indicatori riportate si intendono corrette secondo la formula (2); δ , intervallo d'errore; ?, dato imprecisato.

Sito	Tipologia di indicatore	Livello marino relativo (-m)	δ	Cronologia	Acquisizione del dato	
Sinuessa	pilae	10.5	+ 50	III d.C.	m.d.	
Torregaveta	riciclo acqua	-4.5	\pm 20	II d.C.	m.d.	
	cond. acqua dolce	>3.5	+ 50		m.d.	
Porto di Miseno	crepidine	3.6	\pm 20	I d.C.	d.b.	
	grata	4 m	\pm 20		d.b.	
	tunnel	3.6	\pm 20		d.b.	
	anello d'ormeggio	2.1	\pm 40		d.b.	
Porto di Baia	molo	6.10	\pm 50	I a.C.	m.d.	
Villa dei Pisoni	piano di calpestio	6.30	\pm 50	I d.C.	m.d.	
Ninfeo di Claudio	piano di calpestio	> -5.7	+ 50	II d.C.	m.d.	
Protiro	piano di calpestio	6.5	+ 50	I d.C.	m.d.	
Secca delle Fumose	pilae	6.7	+ 50	I d.C.	m.d.	
Porto Iulius	molo	5.5	+ 50	I a.C.	m.d.	
	grata	-3.6	\pm 50		d.b.	
Isola di Nisida	pilae	3.2	+ 50	II d.C.	m.d.	
Area Marina protetta di Gaiola	canale per il riciclo acquee	-3.4	\pm 20	I d.C.	m.d.	
	grata	-3	\pm 20		d.b.	
	pilae	>3.6	\pm 50		m.d.	
	solco	-2.9	\pm 50		d.b.	
Palazzo degli Spiriti	piano di calpestio	> 3.9	+ 50	I a.C.	m.d.	
	vasca per garum	> 2.3	?		m.d.	
	pilae	> 4.20	+ 50		m.d.	
	solco	+1.91	\pm 50		?	m.d.
	solco	+ 4.75	\pm 50		?	m.d.
Marechiaro	molo	2.9	+ 50	I a.C.	m.d.	
	piano di calpestio	2.3	+ 50		m.d.	
Cala San Basilio	canale per il riciclo acquee	3.5	\pm 20	I a.C.	m.d.	
	arco	3.5	\pm 20		m.d.	
Palazzo Donn'Anna	molo	3.9	+ 50	II d.C.	m.d.	
Castel dell'Ovo	struttura con gallerie	2.7-3.20	\pm 50	I a.C.*	m.d.	
Piazza Municipio	molo	2.7-3	+ 50	I d.C.	d.b.	
	biocorrosione	2.7	\pm 30	II d.C.	d.b.	
	relitto	1.8	\pm 20	II-III d.C.	d.b.	
Punta Mezzogiorno	scala	9.5	\pm 50	XVII-XIII a.C.	d.b.	
Cartaromana	ruderi	7.3	?	I a.C.	m.d., d.b.	
Torre Scassata	piano di calpestio	5.4	+ 50	I a.C.	d.b.	

Sito	Tipologia di indicatore	Livello marino relativo (-m)	δ	Cronologia	Acquisizione del dato
Ercolano	struttura termale	5.6	+ 50	II d.C.	d.b.
Villa Pezzolo	molo	1.6	\pm 50	II d.C.	d.b.
Villa Agrippa Postumo	crepidine	1.1	\pm 20	II d.C.	m.d.
Villa del Capo di Sorrento	approdo	1.05	\pm 50	II d.C.	m.d.
Palazzo a Mare	arco con canale alla base	-4.7	\pm 20	II d.C.	m.d.

SITI ARCHEOLOGICI DELLA GRECIA

L'analisi sul porto di Hersonissos è stata finalizzata alla comprensione dei metodi di costruzione di siti romani da parte delle maestranze locali.

La carota di calcestruzzo idraulico prelevata nel porto di Hersonissos (fig.5.78), nell'ambito del Progetto Romacons, ha permesso la caratterizzazione del geomateriale.

L'analisi minero-petrografica dimostra che il calcestruzzo idraulico è stato confezionato con un *mix* di calce spenta, aggregati calcarei autoctoni e TGN o pozzolana provenienti dai distretti vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio (Brandon *et al*, 2014, Stanislao, a.a. 2011). Questo *mix design*, a meno degli aggregati grossolani, presenta la stessa miscela del calcestruzzo impiegata per la realizzazione delle *pilae* nell'area di Baia (Brandon *et al*, 2014; Stanislao *et al.*, 2011).

La geometria costruttiva varia in relazione al settore di traversia, ma è possibile identificare componenti similari a quelli dell'area flegrea, quali l'avamposto, moli convergenti, criteri dimensionali e canali d'accesso.

I rilievi geoarcheologici sul porto di Falasarna, mostrano due livelli di anelli d'ormeggio che normalmente si collegano a rifacimenti a causa di variazioni del livello marino. In questo caso specifico, l'adeguamento dell'attracco ad un livello marino più basso, avrebbe richiesto il completo smantellamento dell'opera e pertanto non si riscontrerebbe il doppio livello di anelli. Di conseguenza, è plausibile ipotizzare che la differenza di quota possa servire per diverse tipologie di imbarcazioni.

Le evidenze archeologiche del sito di Falasarna suggeriscono che uno studio più accurato sugli anelli di ormeggio del porto possa essere un dato importante per comprendere al meglio le relazioni, ancora incerte, fra le strutture d'ormeggio ed il livello del mare relativo.

La completa distruzione del porto di Ierapetra, nel corso dei secoli, ha impedito di raggiungere la finalità prefissata ovvero l'analisi dei rifacimenti della struttura nel tempo che si ipotizzavano ancora esistere in loco.

Alla luce delle considerazioni sopracitate, si ritiene che nonostante i porti siano ubicati in diverse aree geografiche questi seguano rigidi criteri geometrici e costruttivi. Pertanto, le relazioni tra gli indicatori geoarcheologici ed il livello marino, estrapolate in aree ad oggi considerate stabili, possono essere applicate a tutti i siti del Mediterraneo Occidentale.

ANALISI DELLA MORFODINAMICA DINAMICA NEI VARI SETTORI DELLA CAMPANIA

Le analisi delle caratteristiche geoarcheologiche e geomorfologiche, effettuate nei singoli siti, hanno permesso di comprendere e valutare i movimenti verticali del suolo avvenuti in quella specifica area, determinare i relativi tassi, risalire alle concause e tra queste discriminare i differenti o principali processi che li hanno attivati.

Tuttavia, le incertezze derivanti dalla quantità e qualità degli indicatori geoarcheologici, geomorfologici o biologici presenti in ciascun sito, sia emerso sia sommerso, in alcuni casi falsano le stime dei moti verticali del suolo.

I risultati acquisiti nei rilievi geoarcheologici svolti nell'arco di tre anni, se analizzati nella loro globalità, tendono a compensare le incertezze apparse, restituendo il *trend* generale delle zone caratterizzate da contesti geologici alquanto diversi, utile contributo alla comprensione della geodinamica a scala regionale e locale.

I dati ottenuti dai rilevamenti sul campo e subacquei, insieme a quelli desunti dalla letteratura tecnico-scientifica esaminati criticamente, sono stati processati tramite *software* di modellazione territoriale (Arcgis v.10.4) al fine di realizzare carte geotematiche e *fence diagram* delle iso-curve di abbassamento dovuto a moti verticali del suolo (fig.6.27). Queste carte permettono di comparare le aree geografiche e distinguerne le tendenze morfoevolutive nel breve-medio periodo.

Nel modello NO-SE (fig.6.28), che qui si propone per la prima volta, sono rappresentati gli *slip rate* (mm/anno) dei siti analizzati: è ben evidente la loro stretta correlazione spaziale. Infatti, in tutta l'area campana agisce in egual misura la componente glacio-idro-isostatica post-glaciale che dall'epoca romana ad oggi ha causato un innalzamento del livello marino, stimato da Lambeck *et al.* (2004, 2011) tra 1.1 e 1.25 m. A questo contributo va sommata la componente della locale subsidenza s.s. che, nella direzione NO-SE, varia da 0.2 a 0.002 mm/a. Lungo il

Litorale Falerno-Domitio ha agito ed agisce pure la tettonica, soprattutto dal terremoto manifestatosi nel 374 A.D. che, probabilmente, ha causato la riattivazione di faglie con andamento appenninico tra Monte Cicoli e il Monte Massico nel territorio di Mondragone causando la sommersione dell'approdo di *Sinuessa*.

La costa flegreo-partenopea, invece, è soggetta ad una subsidenza di fondo, soprattutto nelle zone di piana costiera, ma principalmente è affetta da vulcano-tettonica e bradisismo. L'ultimo episodio vulcano-tettonico è connesso all'eruzione di Monte Nuovo (1538) che ha causato prima un sollevamento del suolo di 6-7 m poi un abbassamento di circa 5 m con una deformazione permanente del suolo. Diversamente, l'attività bradisismica, in quanto deformazione pseudoelastica del suolo cineritico causata da sottopressioni di fluidi idrotermali (gas e vapor d'acqua) ad alta pressione e temperatura all'interno del bacino magmatico flegreo, agisce in modo differenziale con intensità che tende ad aumentare da Capo Miseno verso Baia, esprimendosi in un picco massimo nell'area di Secca delle Fumose. Procedendo da Pozzuoli verso la costa partenopea, questa componente tende velocemente a scemare in prossimità dell'area di Piazza Municipio, fino a dissolversi del tutto in prossimità dell'attuale Stazione Centrale di Napoli.

L'analisi morfostratigrafica conferma l'assenza di attività bradisismica in questo sito (Amato *et al.*, 2009). Le due crisi bradisismiche positive del 1972-1974 e 1980-1982 hanno complessivamente sollevato il suolo di circa +2.8 m senza, per altro, sfociare in un evento parossistico quale un'eruzione vulcanica. Attualmente l'area è soggetta ad un lieve bradisismo positivo che progressivamente sta facendo recuperare parte della subsidenza avvenuta dall'epoca romana ad oggi.

L'attività vulcano-tettonica, invece, caratterizza specialmente le isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e la costa vesuviana, laddove lo svuotamento delle camere magmatiche ed i collassi vulcano-tettonici post-eruttivi hanno provocato una consistente subsidenza in tempi molto brevi.

Nell'area costiera della Penisola Sorrentina e dell'Isola di Capri, invece, gli abbassamenti sono legati esclusivamente alla componente glacio-idro-isostatica post-glaciale. Nel *trend* generale di stabilità, i rilievi geomorfologici e geoarcheologici, nonché accurate misure basate su geoindicatori affidabili, hanno evidenziato un'anomalia nei tassi dei moti verticali del suolo nel sito di Palazzo a Mare ubicato nel settore settentrionale di Capri. In quest'area, verosimilmente, movimenti asismici e microsismici, lungo piani di faglia legati al sistema

principale orientato in direzione NE-SO, hanno dislocato il sito di circa 2 m superiore ai valori registrati nella vicina Penisola Sorrentina. Questo valore non è imputabile alla sola subsidenza s.s. oppure a eventi sismici post-romani, tra l'altro non registrati in letteratura scientifica e nemmeno nelle più recenti cronache classiche, movimenti che avrebbero senz'altro disarticolato o ribaltato le strutture oggi sommerse le quali, invece, appaiono ben conservate e giacenti su un substrato piano. Pertanto, si può solo ipotizzare che tale subsidenza sia connessa proprio ad attività asismica e microsismica piuttosto che a movimenti gravitativi profondi, finora non segnalati in letteratura. Ulteriori rilevamenti microgeomorfologici subacquei e sulla terraferma potranno contribuire a definire meglio le concause per confermare quanto supposto sulla base dei dati di questa ricerca.

La ricostruzione delle paleolinee di costa nei vari periodi storici dall'epoca greco-romana fino all'attuale, nonostante in questo lavoro siano stati incrementati i dati, affinati i calcoli relativi ai moti verticali del suolo e migliorate le misure riferite ad indicatori geomorfologici e geoarcheologici più o meno affidabili, non è ancora possibile in quanto in alcune zone sono carenti proprio quegli elementi geoambientali caratterizzanti quali paleospagge o solchi di battente.

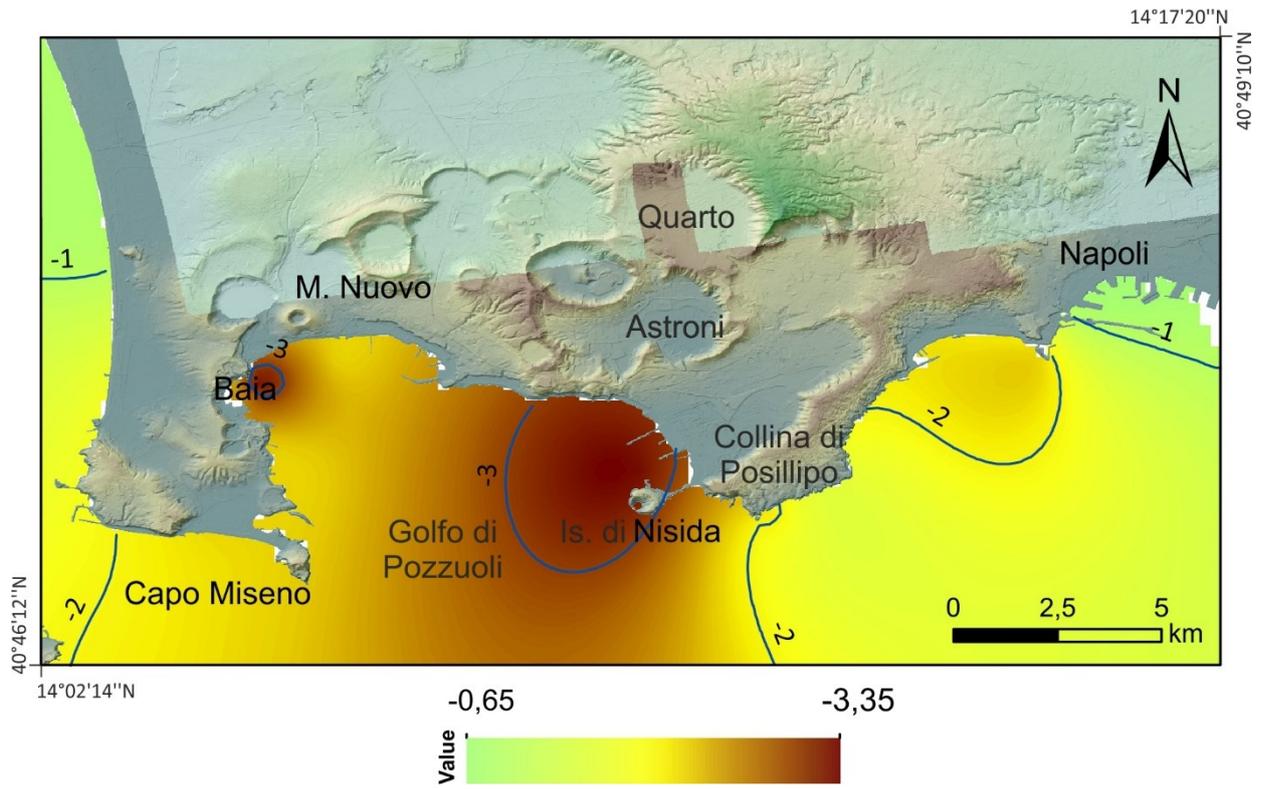


Figura 6.27: Carta geotematica delle iso-curve di abbassamento del fondo marino dell'area flegreo-partenopea relative a moti verticali avvenuti tra l'epoca greco-romana ed il presente. Valori in - mm/anno; DTM Lidar da MATTM – *Environmental Remote Sensing Plan* (PT-A).

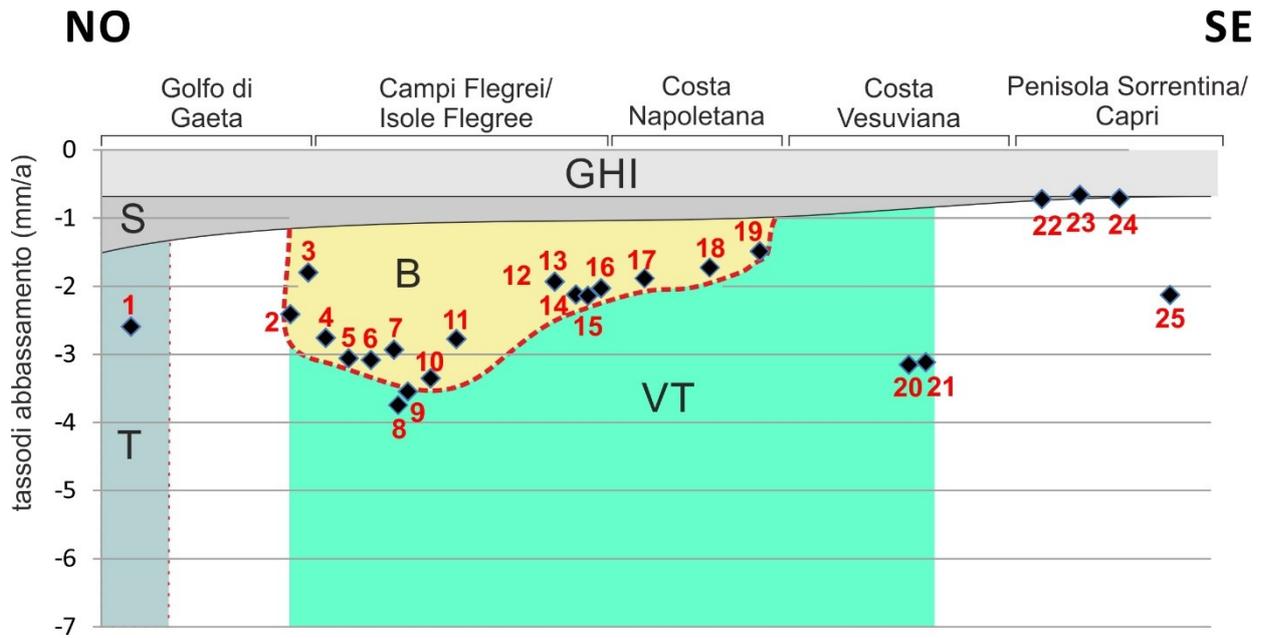


Figura 6.28: Modello rappresentante i tassi di subsidenza (mm/a) calcolati per i siti archeologici costieri e sommersi esaminati lungo la Costa Campana, procedendo in direzione NO-SE; GHI, componente glacio-idro-isostatica post-glaciale; B, bradisismo; S, subsidenza s.s.; T, tettonica; VT, vulcano-tettonica; i numeri indicano i vari siti archeologici: 1, Sinuessa; 2, Torregaveta; 3, Porto di Miseno; 4, Porto di Baia; 5, *villa maritima* dei Pisoni, 6, ninfeo di Claudio; 7, *villa* Protiro; 8, Punta Mezzogiorno; 9, Cartaromana; 10, Secca delle Fumose; 11, *Porto Iulius*; 12, area dell'Isola di Nisida; 13, Area Marina Protetta di Gaiola; 14, Palazzo degli Spiriti; 15, Marechiaro; 16, Cala San Basilio; 17, Palazzo donn'Anna; 18, Castel dell'Ovo; 19, Piazza Municipio; 20, Torre Scassata; 21, area di Ercolano; 22, *villa* Pezzolo; 23, *villa* Agrippa Postumo; 24, *villa* del Capo di Sorrento; 25, Palazzo a Mare; per i dettagli consultare la tab.6.1.

CONCLUSIONI

L'analisi critica della letteratura tecnico-scientifica, i rilevamenti geomorfologici e geoarcheologici lungo la costa emersa e sommersa della Campania, confrontati con alcuni siti archeologici dell'Isola di Creta con simili caratteristiche e funzioni ma sostanzialmente diversi per stile tettonico e morfodinamica, hanno permesso di valutare tipi, entità e tassi dei moti verticali recenti del suolo, responsabili della sommersione di beni archeologici ed anche dell'erosione costiera.

L'analisi delle strutture archeologiche campane ha evidenziato che molti elementi possono essere utilizzati come indicatori del livello marino del passato e, anche se le maestranze greche e romane custodivano gelosamente le proprie conoscenze, le varie tipologie di strutture seguono rigidi criteri costruttivi giunti a noi tramite i testi classici e storici come il *de Architectura* di Vitruvio.

L'analisi dei porti dell'Isola di Creta ha mostrato che, nonostante questi risultino di piccola entità e lontani dal fulcro dell'Impero Romano, sono caratterizzati dagli stessi elementi architettonici tipici di opere portuali dell'area flegrea. Infatti, l'analisi di alcuni geomateriali ha evidenziato non solo un *mix design* del calcestruzzo idraulico simile a quello flegreo, ma anche l'impiego di materiale pozzolanico proveniente dai distretti vulcanici dei Campi Flegrei e del Monte Somma-Vesuvio.

Lo studio sistematico sui ruderi costieri della Campania ha permesso di migliorare le conoscenze e l'interpretazione dei geoidicatori utilizzabili per la ricostruzione degli antichi livelli marini, inserendo parametri non legati solo alla tipologia di geoidicatore ma anche alle condizioni geoambientali al contorno e ai parametri morfoclimatici del luogo.

Gli antichi livelli del mare sono registrati su gran parte delle coste della Campania da elementi geomorfologici relativi alle sue fasi di stazionamento durante gli stadi interglaciali. Le linee di costa sono spesso dislocate a varie quote e in modo differenziale da fasi tettoniche *sensu lato* fornendo, quindi, indicazioni oltre che sull'eustatismo pure sull'attività vulcano-tettonica e localmente sugli effetti bradisismici, sulla subsidenza naturale ed accelerata. Dalle strutture archeologiche osservabili è possibile desumere in modo palinspastico sia l'antico livello medio del mare dell'epoca sia le deformazioni verticali subite dal suolo nelle aree indagate.

La strutturazione della fascia costiera è stata controllata dalla mutua interazione tra eventi tettonici, bradisismici, vulcano-tettonici e variazioni glacio-idro-isostatiche del livello

marino post-glaciale che ha contribuito alla genesi ed evoluzione delle varie Unità Fisiografiche Costiere (UFC), caratterizzate da forme più recenti impostate su paesaggi ereditati. Questi ultimi, sono stati modellati in condizioni tettono-climatiche diverse dalle attuali, manifestatesi sia prima, sia nell'arco del Quaternario e, soprattutto, negli ultimi 10.000 anni (Olocene). Pertanto, negli attuali paesaggi costieri campani, sono riconoscibili sia differenti stili tettonici sia geoindicatori tipici di sistemi morfoclimatici non più attivi, ma caratterizzati da morfologie rimodellate.

In particolare, nei vari settori analizzati della Campania, tra cui il Golfo di Gaeta (i), area costa Flegreo-Partenopea (ii), Isole Flegree (iii), Costa Vesuviana (iv), Penisola Sorrentina e l'Isola di Capri (v), i risultati evidenziano moti verticali differenziali legati a tettonica (i), bradisismo (ii), vulcano tettonica (iii-iv), moti verticali complessi (bradisismo +/- subsidenza s.s. +/- vulcano-tettonica).

La sommersione può essere attribuita, in parte, alle componenti climatica ed isostatica e può essere riassunta in:

- i) cambiamenti del volume delle acque (scioglimento delle coltri glaciali, espansione termica delle masse d'acqua oceaniche; queste variazioni sono dipendenti dal clima e dal tempo);
- ii) glacio-idro-isostasia connessa al sollevamento delle terre emerse e alla subsidenza dei fondali oceanici come conseguenza dello scioglimento delle coltri glaciali, secondo la risposta reologica della litosfera (questi fattori regionali e locali sono dipendenti dalla geologia *sensu lato* del sito e dal tempo).

In sintesi, si evince che il Litorale Falerno-Domitio è stato interessato da fenomeni tettonici successivi all'epoca romana che hanno ribassato il banco ignimbrico. La costa flegrea è tuttora interessata da una dinamica complessa che rende l'area estremamente instabile. Il bradisismo è legato a processi idro-magmatici, che possono ciclicamente sommergere o innalzare i complessi archeologici.

La Costa Vesuviana con per le isole flegree di Ischia, Procida e Vivara è dominata dalla componente vulcano-tettonica che, a seguito di svuotamenti delle camere magmatiche per eruzioni piroclastiche e laviche con conseguenti collassi, ha determinato dal Pleistocene fino all'epoca romana (eruzione pliniana del 79 d.C.) e l'età moderna (ultima eruzione flegrea di M.

Nuovo del 1538, eruzione subpliniana del Vesuvio del 1631) repentini variazioni verticali del suolo e talora *tsunami*.

La Penisola Sorrentina risulta, ad oggi, relativamente stabile e la lieve sommersione può essere imputata solo alla risalita del livello marino dovuta alla componente glacio-idro-isostatica posta-glaciale.

Nell'isola carbonatica di Capri, le rovine romane della *villa maritima* di Tiberio nel settore settentrionale, si attestano ad una profondità di -4.20 m. La *villa* non presenta segni di disarticolazione, non ha subito franamenti né risulta inclinata verso mare, pertanto, le quote rilevate mediante indicatori geoarcheologici affidabili, risultano congruenti con quelle originarie. La causa di tale sommersione può essere attribuita a movimenti asismici e microsismici lungo piani di scorrimento di faglie legati al sistema principale orientato in direzione NE-SO.

Alcune risultati qui conseguiti, che in parte contraddicono i modelli morfodinamici finora proposti per l'Isola di Capri, sono ritenuti ancora non pienamente soddisfacenti, pertanto saranno oggetto di futuri approfondimenti quali l'esame di:

1. elementi topografici ed archeologici discordanti tra le peschiere della *villa* di Agrippa Postumo a Sorrento e alcune strutture sommerse ad essa adiacente;
2. resti di manufatti rinvenuti nell'area sommersa di San Pietro ai due Frati, lungo la costa di Posillipo a Napoli;
3. possibili relazioni tra la posizione ed il tipo di anelli d'ormeggio del porto di Falasarna nell'Isola di Creta, in Grecia, con gli antichi livelli marini e gli analoghi elementi rilevati nei porti romani della Campania.

Al termine di tre stagioni di ricognizioni con centinaia di immersioni subacquee e raccolta di documentazione geoarcheologica, ci si augura che gli sforzi profusi sul campo possano offrire lo spunto per la pianificazione di nuove e più approfondite attività di ricerca alla luce di un approccio multidisciplinare. Molte informazioni ottenute sulle *ville maritimae* segnalate per la prima volta in queste pagine, possono divenire scenari di studio per il futuro.

La realizzazione di una piattaforma in ambiente GIS che integri i risultati ricavati dall'analisi del territorio emerso e sommerso, consentirà di comprendere meglio e nel dettaglio il susseguirsi delle numerose fasi oscillatorie che hanno interessato la regione Campania, terra

complessa, unica e magnifica, assumendo questo approccio metodologico quale modello per lo studio di altre regioni interessate da simili dinamiche morfoevolutive.

BIBLIOGRAFIA

Abate, D., De Pippo, T., Ilardi, M., Pennetta, M., 1998. Studio delle caratteristiche morfoevolutive quaternarie della piana del Garigliano. *Il Quaternario* 11, 149–158.

Adam, J. P., Guidobaldi, M. P., Torelli, M., & Torelli, M. (1996). *L'arte di costruire presso i Romani: materiali e tecniche*. Longanesi.

Adem, J., 1989. On the effect of the orbital variation on the climates from 4 thousand years ago to present. In: *Annales Geophysicae*. pp. 599–605.

Aiello, G., Barra, D., De Pippo, T., Donadio, C., Petrosino, C., 2007. Geomorphological evolution of Phlegrean volcanic islands near Naples, southern Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie* 51, 165–190.

Albore Livadie, C., Barra, D., Bonaduce, G., Brancaccio, L., Cinque, A., Ortolani, F., Pagliuca, S., Russo, F., 1990. Evoluzione geomorfologica, neotettonica e vulcanica della piana costiera del fiume Sarno (Campania) in relazione agli insediamenti anteriori all'eruzione del 79 d. C. In: *Pact*. pp. 237–256.

Alessio, M., Allegri, L., Antonioli, F., Belluomini, G., Improta, S., Manfra, L., Preite, M., 1996. La curva di risalita del Mare Tirreno negli ultimi 43 ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici. *Memorie Descrittive del Servizio Geologico Nazionale* 52, 235–256.

Altamura, A., (1974). *Cronaca di Partenope (2)*. Società editrice napoletana.

Amato, L., Guastaferro, C., Cinque, A., Donato, V. di, Romano, P., Ruello, M.R., Morhange, C., Ermolli, E.R., Irollo, G., Carsana, V., 2009. Ricostruzioni morfoevolutive nel territorio di Napoli. *Méditerranée* 23–31.

Amouretti, M.-C., Brun, J.-P., 2002. Olivier et huile dans l'Antiquité: découvertes archéologiques récentes. *Agriculture méditerranéenne. Variété des techniques anciennes*, pp. 127e141. Aix-en-Provence.

Anderson, R.S., Densmore, A.L., Ellis, M.A., 1999. The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research* 11, 7–19.

Annechino, R., 1930. *Torregaveta: nota storico-toponomastica*.

Antonioli, F., Silenzi, S., 2007. Variazioni relative del livello del mare e vulnerabilità delle pianure costiere italiane. Quaderni SGI 2.

Antonioli, F., Anzidei, M., Lambeck, K., Auriemma, R., Gaddi, D., Furlani, S., Orrù, P., Solinas, E., Gaspari, A., Karinja, S., 2007. Sea-level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Reviews* 26, 2463–2486.

Anzidei, M., Benini, A., Lambeck, K., Esposito, A., Surace, L., 2004. Siti archeologici costieri di età romana come indicatori delle variazioni del livello del mare: un'applicazione al mare Tirreno (Italia centrale). In: *Evolucion Paleoambiental de Los Puertos y Fondeaderos Antiguos En El Mediterraneo Occidental*. Rubbettino.

Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Lambeck, K., Sivan, D., Serpelloni, E., Stocchi, P., 2011. Sea level change and vertical land movements since the last two millennia along the coasts of southwestern Turkey and Israel. *Quaternary International* 232, 13–20.

Antonioli, F., Presti, V. L., Rovere, A., Ferranti, L., Anzidei, M., Furlani, S., Spampinato, C. R. (2015). Tidal notches in Mediterranean Sea: a comprehensive analysis. *Quaternary Science Reviews*, 119, 66-84.

Attanasio, S., Castronuovo, S., 1999. I palazzi di Napoli: architetture e interni dal Rinascimento al neoclassico. Edizioni scientifiche italiane.

Aucelli, P., Cinque, A., Giordano, F., Mattei, G., 2016. A Geoarchaeological survey of the marine extension of the roman archaeological site Villa del Pezzolo, Vico Equense, on the Sorrento Peninsula, Italy. *Geoarchaeology* 31, 244–252.

Auriemma, R., Solinas, E., 2009. Archaeological remains as sea level change markers: a review. *Quaternary International* 206, 134–146.

Autorità di Bacino Nord Occidentale, 2015. Relazione Idraulico-Marittima, studio del moto ondosso.

Babbini, L., Bressan, G., 1997. Recensement de Corallinacées de la Mer Méditerranée et- considérations phytogéographiques. *Résumé* 5, 7.

Barattolo, F., Donadio, C., Pennetta, M., Perriello Zampelli, S., 2016. Guida Geologica Regionale. Campania e Molise. In: Società Geologica Italiana. pp. 171–180.

Bellini, G.R., 2007. "Minturnae" porto del Mediterraneo. Romula 7–28.

Beloch, J., 1890. Campanien: Geschichte und Topographie des antiken Neapel und seiner Umgebung. E. Morgenstern.

Beneo, E., 1952. Lo schema strutturale dell'isola di Capri. Boll Serv Geol It 73, 163–170.

Benini, A., 2016. Natura e cultura delle piccole isole. Scuola Scienze e Società.

Benini, A, Giacobelli, M, (2014). Peschiera o Pescheria? curiosità Flegrea. Atti del III Convegno di Archeologia Subacquea, ed. Edipuglia.

Benini, A., Lanteri, L., 2010. Il porto Romano di Miseno: nuove acquisizioni. Ricoveri per navi militari nei porti del Mediterraneo antico e medievale 109–117.

Bergomi, C., Catenacci, V., Cestari, G., Manfredini, M., Manganelli, V., 1969. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F 171 Gaeta. Servizio Geologico d'Italia, Napoli.

Berrino, G., Corrado, G., Riccardi, U., 1998. Sea gravity data in the Gulf of Naples: a contribution to delineating the structural pattern of the Vesuvian area. Journal of Volcanology and Geothermal Research 82, 139–150.

Boni, M., Gialanella, C., Knill, M., 1997. La fonderia di Carta Romana (isola d'Ischia): provenienza del minerale di piombo e utilizzazione dei metalli. Proc. 4 Giorn. "Le Scienze della Terra e l'Archeometria" (D'Amico, C. and Livadie, CA Eds), Napoli 20–21.

Bordoni, P., Valensise, G., 1998. Deformation of the 125 ks marine terrace in Italy: tectonic implications. Coastal Tectonics. IS Stewart, Geological Society, London, Special Publications 146.

Borriello, M.R., Ambrosio, A. d', 1979. Baiae-Misenum. Olschki.

Boschi, E., Ferrari, G., Gasperini, P., Guidoboni, E., Smriglio, G., Valensise, G., 1995. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 aC al 1980. Istituto Nazionale di Geofisica.

Bowles, C.J., Cowgill, E., 2012. Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocino-Sonoma coast, northern California. Geosphere 8, 386–402.

Bragantini, I., Cavaliere Manasse, G., Febbraro, S., Giampaola, D., Roncella, B., 2010. Lo scavo di piazza Nicola Amore: le fasi edilizie e decorative del complesso monumentale. *Annali di Archeologia e Storia Antica* 18, 607–621.

Brancaccio, L., Cinque, A., Romano, P., Roskopf, C., Russo, F., Santangelo, N., Santo, A., 1991. Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy). *Z. Geomorphol* 82, 47–58.

Brancaccio, L., Cinque, A., Romano, P., Roskopf, C., Russo, F., Santangelo, N., 1995. L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica. *Memorie della Società Geografica Italiana* 53, 313–336.

Brandon, C. J., Hohlfelder, R. L., Jackson, M. D., & Oleson, J. P. (2014). *Building for eternity: the history and technology of Roman concrete engineering in the sea*. Oxbow Books.

Brandon, C., Hohlfelder, R.L., Oleson, J.P., Stern, C., 2005. The Roman Maritime Concrete Study (ROMACONS): the harbour of Chersonisos in Crete and its Italian connection. *Méditerranée. Revue géographique des pays méditerranéens/Journal of Mediterranean geography* 25–29.

Brandon, C.J., Hohlfelder, R.L., Oleson, J.P., 2008. The concrete construction of the Roman harbours of Baiae and Portus Iulius, Italy: The ROMACONS 2006 field season. *International Journal of Nautical Archaeology* 37, 374–379.

Brandon, C.J., Hohlfelder, R.L., Jackson, M.D., Oleson, J.P., 2014. *Building for eternity: the history and technology of Roman concrete engineering in the sea*. Oxbow Books.

Calanchi, N., Lucchi, F., Pirazzoli, P. A., Romagnoli, C., Tranne, C. A., Radtke, U., Rossi, P. L. (2002). Late Quaternary relative sea-level changes and vertical movements at Lipari (Aeolian Islands). *Journal of Quaternary Science*, 17(5-6), 459-467.

Capotorti, F., Tozzi, M., 1991. Tettonica trascorrente nella penisola sorrentina. *Mem. Soc. Geol. It* 45, 35–57.

Capuano, P., Achauer, U., 2003. Gravity field modeling in the Vesuvius and Campanian area. The TomoVes Seismic Project: Looking Inside Mt. Vesuvius.

Caputo, P., 2006. Ricerche sul suburbio meridionale di Cuma. Atlante tematico di topografia antica 15, 107–134.

Carobene, L., Pasini, G., 1982. Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale). Società adriatica di scienze.

Carrara, E., Iacobucci, F., Pinna, E., Rapolla, A., 1973. Gravity and magnetic survey of the Campanian volcanic area, Southern Italy. Boll. geofis. teor. appl 15, 39–51.

Carro, D., 2011. La Classis Praetoria Misenensis. In: La Viabilità Antica Nei Campi Flegrei. Bacoli.

Carsana, V., Febbraro, S., Giampaola, D., Guastaferro, C., Irollo, G., Ruello, M.R., 2009. Evoluzione del paesaggio costiero tra Parthenope e Neapolis. Méditerranée 14–22.

Chiesa, S., Civetta, L., De Lucia, M., Orsi, G., Poli, S., 1987. Volcanological evolution of the island of Ischia. Rend Acc Sci Fis Mat Napoli Special Issue 69–83.

Chiodini, G., Frondini, F., Cardellini, C., Granieri, D., Marini, L., Ventura, G., 2001. CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 106, 16213–16221.

Chiodini, G., Todesco, M., Caliro, S., Del Gaudio, C., Macedonio, G., Russo, M., 2003. Magma degassing as a trigger of bradyseismic events: The case of Phlegrean Fields (Italy). Geophysical Research Letters 30.

Cinque, A., Robustelli, G., 2009. Alluvial and coastal hazards caused by long-range effects of Plinian eruptions: the case of the Lattari Mts. After the AD 79 eruption of Vesuvius. Geological Society, London, Special Publications 322, 155–171.

Cinque, A., Romano, P., 1990. Segnalazione di nuove evidenze di antiche linee di riva in Penisola Sorrentina (Campania). Geografia fisica e dinamica quaternaria 13, 3–36.

Cinque, A., Russo, F., 1986. La linea di costa del 79 dC fra Oplonti e Stabiae nel quadro dell'evoluzione olocenica della Piana del Sarno (Campania). Bollettino della Società Geologica Italiana 105, 111–121.

Cinque, A., Aucelli, P.P.C., Brancaccio, L., Mele, R., Milia, A., Robustelli, G., Romano, P., Russo, F., Santangelo, N., Sgambati, D., 1997. Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the Bay of Napoli. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat* 3, 123–141.

Cinque, A., Robustelli, G., Russo, M., 2000. The consequences of pyroclastic fallout on the dynamics of mountain catchments: Geomorphic events in the Rivo D'Arco basin (Sorrento Peninsula, Italy) after the plinian eruption of Vesuvius in 79 AD. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 23, 117–129.

Cinque, Al., Alinaghi, H. Hab., Laureti, L.M. Merto, 1987. Osservazioni preliminari sulle evoluzioni geomorfologiche della Piana del Sarno (Campania, Appennino Meridionale)

Cioni, R., D'Antonio, M., De Vita, S., Fisher, R.V., Marianelli, P., Marinoni, L., Orsi, G., Ort, M., Pappalardo, L., Piochi, M., Rosi, M., Santacroce, R., Sbrana, A., 1994. Volcanoes of the Neapolitan area: Vesuvio, Ischia, Campi Flegrei. International Mineralogical Association.

Cocco, E., De Pippo, T., Massari, P., 1988. L'uso delle sabbie fluorescenti per la valutazione del drift litoranee lungo il litorale domitio (Golfo di Gaeta). *Memorie della Società Geologica Italiana* 41, 869–876.

Costanzo, M.R., Nunziata, C., 2014. Lithospheric V S models in the Campanian Plain (Italy) by integrating Rayleigh wave dispersion data from noise cross-correlation functions and earthquake recordings. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 234, 46–59.

Crimaco, L., 1993. Il territorio di Sinuessa tra storia ed archeologia. *Prospettive di memoria: testimonianze archeologiche dalla città e dal territorio di Sinuessa* 29–58.

Cubellis, E., Ferri, M., Luongo, G., Obrizzo, F., 2001. The roots of Mt. Vesuvius deduced from gravity anomalies. *Mineralogy and Petrology* 73, 23–38.

De Alteriis, G., Tonielli, R., Passaro, S., De Lauro, M., 2006. *Isole Flegree (Ischia e Procida)*. Liguori editore, Napoli 73.

De Pippo, T., Di Cara, A., Guida, M., Pescatore, T., Renda, P., 1984. Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: lineamenti di geomorfologia. *Mem. Soc. Geol. It* 27, 151–159.

De Pippo, T., Donadio, C., Russo, F., Sgambati, D., 1994b. Caratterizzazione geomorfologica del litorale vesuviano: evidenze per la ricostruzione della linea di costa di epoca romana. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 52, 207–24.

De Pippo, T., Donadio, C., Pennetta, M., Terlizzi, F., Valente, A., Vecchione, C., Vegliante, M., 2000. Morfologia dei fondali ed inquinamento lungo il litorale di Bagnoli: un'ipotesi di intervento per il recupero ambientale. *Mostra Medit. Tecnol. Innov. En. Amb*, TEKNA, 6a8 October.

De Pippo T., Donadio C., Russo F., Sgambati D., 1996. Caratteri geomorfologici costieri e sottomarini del litorale napoletano tra Castel dell'Ovo e Capo Posillipo. *Atti VI Conf. Sc. Ann. Att. Ric. Dip. Territorio ed Ambiente*.

De Pippo, T., Pennetta, M., Terlizzi, F., Valente, A., 2007. Principali tipi di falesia nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri: caratteri e lineamenti morfoevolutivi. *Bol. Soc. Geo. It.* 126, 181.

De Pippo, T., Donadio, C., Pennetta, M., Petrosino, C., Terlizzi, F., Valente, A., 2008a. Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy. *Geomorphology* 97, 451–466.

De Pippo, T., Donadio, C., Pennetta, M., Petrosino, C., Terlizzi, F., 2008b. Land units of Sarno river basin (southern Italy) for land evaluation. *Geogr Fis Din Quat* 31, 21–36.

De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P.B., Calvert, A., Bohrsen, W.A., Spera, F.J., Belkin, H.E., 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *Mineralogy and Petrology* 73, 47–65.

De Vivo, B., Lima, A., Belkin, H.E., 2007. Stato della ricerca vulcanologica nella regione Campania: modelli interpretativi alternativi. *Napoli Assise* 1–73.

Del Gaudio, C., Aquino, I., Ricco, C., Serio, C., 2009. Monitoraggio geodetico dell'area vulcanica napoletana: risultati della livellazione geometrica di precisione eseguita ai Campi Flegrei a settembre 2008. *Quaderni di Geofisica*.

Di Donato V., Ruello M.R., Liuzza V., Carsana V., Giampaola D., Di Vito M., Morhange C., Cinque A., Russo Ermolli E., 2017. Development and decline of the ancient harbor of Neapolis. *Geoarchaeology*, in press.

Di Fraia, G., 1993. Baia sommersa. Nuove evidenze topografiche e monumentali 21–48.

Di Franco, L. 2015. Capreensia disiecta membra. Augusto a Capri e la villa di Palazzo a Mare, Scienza e Terra Eds., Roma

Di Girolamo, P., Stanzione, D., 1973. Lineamenti geologici e petrologici dell'isola di Procida. Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia 29, 81–125.

Donadio, C., 2010. I fondali Italiani. La Costa d'Italia, Carlo Delfino Editore, Sassari 85–96.

Donadio, C., Magdaleno, F., Mazzarella, A., Kondolf, G.M., 2015. Fractal dimension of the hydrographic pattern of three large rivers in the mediterranean morphoclimatic system: Geomorphologic interpretation of russian (usa), ebro (spain) and volturno (italy) fluvial geometry. Pure and Applied Geophysics 172, 1975–1984.

Donadio C., Russo F., Sgambati D., 1995. Osservazioni geomorfologiche preliminari nel litorale sommerso flegreo. Geologia delle aree di avampaese, 77° Riunione Estiva, Congr. Naz. Soc. Geol. It., Bari, 23 settembre – 1 ottobre 1994, 215-216.

Donadio, C., Vigliotti, M., Valente, R., Stanislao, C., Ivaldi, R., Ruberti, D., 2017a. Anthropoc vs. natural shoreline changes along the northern Campania coast, Italy. Journal of Coastal Conservation 1–17.

Donadio, C., Stamatopoulos, L., Stanislao, C., Pennetta, M., 2017b. Coastal dune development and morphological changes along the littorals of Garigliano, Italy, and Elis, Greece, during the Holocene. Journal of Coastal Conservation 1–17.

Donadio C., Valente R., 1995. Coast renaturalization at west periphery of Naples: morphologic features and landscape design. MEDCOAST 98, proc. II Int. Conf. on the Mediterranean Coastal Environment 24-27 ottobre 1995, 1 E. Özhan ed. 423-437.

Dubois, C., 1907. Pouzzoles antique:(Histoire et topographie). A. Fontemoing.

Ducci, D., Napolitano, P., 1991. Le condizioni di stabilità delle coste dell'Isola di Procida (golfo di Napoli). Atti 1° Conv. Naz. dei Giov. Rie. Geol. Appi., Rie. Scient. ed Educ. Perman., suppl 93, 97–106.

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.

Dvorak, J.J., Mastrolorenzo, G., 1991. The mechanisms of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, southern Italy. *Geological Society of America*.

Evelpidou, N., Pirazzoli, P.A., Vassilopoulos, A., Tomasin, A., 2011a. Holocene submerged shorelines on Theologos area (Greece). *Zeitschrift für Geomorphologie* 55, 31–44.

Evelpidou, N., Pirazzoli, P.A., Saliège, J.-F., Vassilopoulos, A., 2011b. Submerged notches and doline sediments as evidence for Holocene subsidence. *Continental Shelf Research* 31, 1273–1281.

Evelpidou, N., Kampolis, I., Pirazzoli, P.A., Vassilopoulos, A., 2012. Global sea-level rise and the disappearance of tidal notches. *Global and Planetary Change* 92, 248–256.

Felici, E., 1993. Osservazioni sul porto neroniano di Anzio e sulla tecnica romana delle costruzioni portuali in calcestruzzo.

Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Pra, G., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Orrù, P., Pappalardo, M., Radtke, U., 2006. Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: tectonic implications. *Quaternary international* 145, 30–54.

Ferranti, L., Antonioli, F., Anzidei, M., Monaco, C., Stocchi, P., (2010). The timescale and spatial extent of vertical tectonic motions in Italy: insights from relative sea-level changes studies. *Journal of the Virtual Explorer*, 36, 30.

Ferrari, M., 2011. Anche al tempo dell'antica Roma si allevava pesce. *Vita di Campagna*.

Frassetto, R., 2005. The facts of relative sea-level rise in Venice. *Flooding and Environmental Challenges for Venice and its Lagoon: State of Knowledge*. Cambridge University Press, Cambridge 29–40.

Furlani, S., Cucchi, F., Odorico, R. (2010). A new method to study microtopographical changes in the intertidal zone: one year of TMEM measurements on a limestone removable rock slab (RRS). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 54 (2), 137-151.

Galante, G.A., 1872. *Guida sacra della città di Napoli*. Stamperia del Fibreno.

Gasperetti, G., 1993. Problemi di topografia urbana. Prospettive di Memoria. Testimonianze Archeologiche dalla città e dal territorio di Sinuessa, Ministero per i Beni Culturali ed Ambientali, Soprintendenza Archeologica per le province di Napoli e Caserta 59–69.

Gasperetti, G., Crimaco, L., 1993. Viabilità e ville marittime nel territorio di Sinuessa. Bollettino di Archeologia 22, 29–33.

Giampaola, D., 2004. Dagli studi di Bartolomeo Capasso agli scavi della Metropolitana: ricerche sulle mura di Napoli e sull'evoluzione del paesaggio costiero. Napoli Nobilissima 5.

Giampaola, D., 2009. Archeologia e città: la ricostruzione della linea di costa. Tema. Journal of Land Use, Mobility and Environment 2.

Gianfrotta, P. (2010). LE TERME DI M. LICINIO CRASSO FRUGI A BAIA. Archeologia Classica, 61, 193-209.

GIANFROTTA 2011: P.A. GIANFROTTA, «"... mare Tyrrhenum a Lucrino molibus seclusum"», in ATTA 21, 2011, pp. 69-80.

Golsen, C., Pagano, M., Russo, F., 1990. Evidenze archeologiche sommerse a Torre del Greco e loro implicazioni sull'andamento della linea di costa vesuviana del 79 dC.

Got, H., Aloisi, J.-C., Monaco, A., 1985. Sedimentary processes in Mediterranean deltas and shelves. In: Geological Evolution of the Mediterranean Basin. Springer, pp. 355–376.

Guidoboni, E., Ebel, J.E., 2009. Earthquakes and tsunamis in the past. A guide to techniques in historical seismology. Cambridge University Press.

Guidoboni, E., Comastri, A., Traina, G., 1994. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century. Istituto nazionale di geofisica.

Günther, R.T., 1913. Pausilypon, the Imperial Villa Near Naples,... by RT Günther,... University Press.

Hallermeier, R.J., 1980. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. Coastal engineering 4, 253–277.

Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121–1132.

Higginbotham, J.A., 1997. *Piscinae: artificial fishponds in Roman Italy*. UNC Press Books.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record.

Isaia R., Iannuzzi E., Sbrana A., Marianelli P., Donadio C., Conforti A., D'Argenio B., 2016. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 446-447 Napoli, ISPRA, Regione Campania, 248.

Kraus, N.C., Larson, M., Wise, R.A., 1998. Depth of closure in beach-fill design. Army Engineer waterways experiment station vicksburg MS Coastal and Hydraulics lab.

La Capria, R., 1999. *L'armonia perduta: una fantasia sulla storia di Napoli*. Rizzoli-RCS Libri.

Laborel, J., Laborel-Deguen, F., 1994. Biological indicators of relative sea-level variations and of co-seismic displacements in the Mediterranean region. *Journal of coastal research* 395–415.

Laborel, J., Morhange, C., Collina-Girard, J., Laborel-Deguen, F., 1999. Littoral bioerosion, a tool for the study of sea-level variations during the Holocene. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 45, 164–168.

Lamarck, J.B.P.A. de M., 1819. *Histoire naturelle des Animaux sans vertèbres*.

Lambeck, K., Bard, E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 175, 203–222.

Lambeck, K., Johnston, P., 1995. Land subsidence and sea-level change: contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth. In: *Land Subsidence. Proc. Fifth Int. Symp. Land Subsidence*, The Hague. pp. 16–20.

Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Esposito, A., 2004a. Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 563–575.

Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A., Silenzi, S., 2004b. Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews* 23, 1567–1598.

Lambeck, K., Antonioli, F., Anzidei, M., Ferranti, L., Leoni, G., Scicchitano, G., Silenzi, S., 2011. Sea level change along the Italian coast during the Holocene and projections for the future. *Quaternary International* 232, 250–257.

Lanteri, L., 2014. Il Porto di Miseno. *Atlante tematico di topografia antica* 24, 179–195.

Lao, F., Cicala, S., 1961. *Atti del II congresso internazionale di archeologia sottomarina : Albenga 1958*. Istituto Internazionale di Studi Liguri.

Leoni, G., Dai Pra, G., 1997. Variazioni del livello del mare nel tardo olocene, ultimi 2500 anni, lungo la costa del Lazio in base ad indicatori geo-archeologici: interazioni fra neotettonica, eustatismo e clima. ENEA, Unità comunicazione e informazione.

Linnaeus, C., 1767. *Systema naturae*, ed. 12, vol. 2. Laurentii Salvii, Stockholm.

Lirer, L., 2011. *I Campi Flegrei: Storia di un campo vulcanico*. Acc. Pontaniana.

Lirer, L., Petrosino, P., Armiero, V., 2010. Il Serapeo ed i Granai Imperiali di Pozzuoli. *Italian journal of geosciences* 129, 237–250.

Lo Presti, V., Antonioli, F., Auriemma, R., Ronchitelli, A., Scicchitano, G., Spampinato, C.R., Anzidei, M., Agizza, S., Benini, A., Ferranti, L., 2014. Millstone coastal quarries of the Mediterranean: A new class of sea level indicator. *Quaternary International* 332, 126–142.

Lucignano, A.E.-A., n.d. *Ninfei marittimi imperiali nel Golfo di Napoli*.

Maarleveld, T.J., Guérin, U., Egger, B., 2013. *Manual for Activities directed at Underwater Cultural Heritage: guidelines to the Annex of the UNESCO 2001 Convention*. Unesco.

Maclaren, C., 1842. ART. XVI.--The Glacial Theory of Prof. Agassiz. *American Journal of Science and Arts (1820-1879)* 42, 346.

Maiuri, A., 1956. *Capri: storia e monumenti*. Istituto poligrafico dello Stato.

Maniscalco, F., 1992. *Archeologia subacquea: manuale*. Guida Editori.

Maniscalco, F., 1997. Ninfei ed edifici marittimi severiani del Palatium imperiale di Baia. Massa editore.

Maniscalco, F., Severino, N., 2002. Recenti ipotesi sulla conformazione del Lacus Baianus, Ostraka. *Rivista di Antichità* 11, 167–176.

Marazzi, M., Tusa, S., 1976. Nuove testimonianze micenee dall'isola di Vivara'. *La Parola del Passato* 171, 473–485.

Marriner, N., Morhange, C., 2007. Geoscience of ancient Mediterranean harbours. *Earth-Science Reviews* 80, 137–194.

Mazzarella, A., Palumbo, A., 1988. Long-period variations of mean sea level in the Mediterranean area. *Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata* 6, 253–259.

Mazzella, S., 1606. *Sito et antichità della città di Pozzuoli e del suo amenissimo distretto*.

Medas, S., 2000. The late-Roman Parco di Teodorico Wreck, Ravenna, Italy: preliminary remarks on the hull and the shipbuilding. In: *Boats, Ships and Shipyards. Proceedings of the Ninth International Symposium on Boat and Ship Archaeology, Venice*. pp. 42–48.

Mele, R., Del Prete, S., 1998. Fenomeni di instabilità dei versanti in Tufo Verde del Monte Epomeo (isola di Ischia, Campania). *Bollettino della Società geologica italiana* 117, 93–112.

Mele, R., Del Prete, S., 1999. Lo studio della franosità storica come utile strumento per la valutazione della pericolosità da frane. Un esempio nell'area di Gragnano (Campania). *Bol. Soc. Geo. It.* 118, 91–112.

Milankovič, M., Milankovic, M., Mathematician, Y., Milankovic, M., Mathématicien, Y., Milankovic, M., 1938. *Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate*. Borntraeger.

Milano, V., 1978. *Sulle lunghezze del Fetch effettivo nel Mar Mediterraneo*. Università di Pisa.

Milia, A., Torrente, M.M., 1999. Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy). *Tectonophysics* 315, 301–318.

Milia, A., Torrente, M.M., Russo, M., Zuppetta, A., 2003. Tectonics and crustal structure of the Campania continental margin: relationships with volcanism. *Mineralogy and Petrology* 79, 33–47.

Mingazzini, P., Pfister, F., 1946. *Surrentum*. Sansoni Editore.

Mitchum Jr, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

Mocchegiani Carpano, C., 2001. *Archeologia subacquea a Procida-Vivara*. Istituto Universitario Orientale.

Molinier, R., Picard, J., 1953. *Notes biologiques à propos d'un voyage d'étude sur les côtes de Sicile: par Roger Molinier et Jacques Picard,...* Masson.

Monti, L., Donadio, C., Putignano, M.L., Toccaceli, R.M., 2003. *Geologia subacquea delle aree marine costiere. Linee guida al rilevamento geologico subacqueo, scala 1, 93.*

Morachiello, P., Fontana, V., 2009. *L'architettura del mondo romano*. Laterza.

Morhange, C., Laborel, J., Hesnard, A., Prone, A., 1996. Variation of relative mean sea level during the last 4000 years on the northern shores of Lacydon, the ancient harbour of Marseilles (chantier J. Verne). *Journal of Coastal Research* 841–849.

Mourtzas, N., Kolaiti, E., 2017. Geoarchaeology of the Roman harbour of Ierapetra (SE Crete, Greece). *Méditerranée. Revue géographique des pays méditerranéens/Journal of Mediterranean geography*.

Orsi, G., De Vita, S., Piochi, M., 1994. Ischia: a volcanic island. IAS 15th reg meet fieldtrip guidebook 107–123.

Pagano, M., Russo, F., Terrasi, F., Tuniz, C., 1994. Antropizzazione e attività vulcanica in alcuni siti archeologici di Torre del Greco (NA). *Atti del II Sem. Int. "Il Sistema uomo-ambiente tra passato e presente"*, Centro Univ. Eur. BB. CC., Ravello (SA).

Palumbo, A., 2003. Il Vesuvio, i Campi Flegrei ei napoletani: che cosa potrà accadere e quando. Liguori Editore.

Palumbo, A., Mazzarella, A., 1982. Mean sea level variations and their practical applications. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 87, 4249–4256.

Paoletti, V., Secomandi, M., Piromallo, M., Giordano, F., Fedi, M., Rapolla, A., 2005. Magnetic survey at the submerged archaeological site of Baia, Naples, Southern Italy. *Archaeological Prospection* 12, 51–59.

Parascandola, A., 1947. I fenomeni bradisismici del Serapeo di Pozzuoli. Stabilimento tipografico G. Genovese.

Passaro, S., Barra, M., Saggiomo, R., Di Giacomo, S., Leotta, A., Uhlen, H., Mazzola, S., 2013. Multi-resolution morpho-bathymetric survey results at the Pozzuoli–Baia underwater archaeological site (Naples, Italy). *Journal of Archaeological Science* 40, 1268–1278.

Pennetta, M., Valente, A., Abate, D., Boudillon, G., De Pippo, T., Leone, M., Terlizzi, F., 1998. Influenza della morfologia costiera sulla circolazione e sedimentazione sulla piattaforma continentale campano-laziale tra Gaeta e Cuma (Italia meridionale). *Bollettino della Società geologica italiana* 117, 281–295.

Pennetta, M., Corbelli, V., Gattullo, V., Nappi, R., 2011a. Caratteri morfosedimentari del sistema dunare costiero in sinistra foce del Fiume Garigliano. In: *Congresso Annuale GEOSED*. pp. 27–28.

Pennetta, M., Corbelli, V., Esposito, P., Gattullo, V., Nappi, R., 2011b. Environmental Impact of Coastal Dunes in the Area Located to the Left of the Garigliano River Mouth (Campanya, Italy). *Journal of Coastal Research* 421–427.

Pennetta, M., Stanislao, C., D’Ambrosio, V., Marchese, F., Minopoli, C., Trocciola, A., Valente, R., Donadio, C., 2016. Geomorphological features of the archaeological marine area of Sinuessa in Campania, southern Italy. *Quaternary International* 425, 198–213. doi:<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.04.019>.

Pérès, J.-M., Picard, J., 1964. Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. Station.

Perrotta, A., Scarpati, C., Luongo, G., Morra, V., 2010. Stratigraphy and volcanological evolution of the southwestern sector of Campi Flegrei and Procida Island, Italy. *Geological Society of America Special Papers* 464, 171–191.

Pippo, T., Donadio, C., Pennetta, M., Terlizzi, F., Vecchione, C., Vegliante, M., 2002. Seabed morphology and pollution along the Bagnoli coast (Naples, Italy): a hypothesis for environmental restoration. *Marine Ecology* 23, 154–168.

Pirazzoli, P.A., 1986. Marine notches. In: *Sea-Level Research*. Springer, pp. 361–400.

Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Arnold, M., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Papageorgiou, S., 1994. Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth area, Greece. *Tectonophysics* 229, 201–209.

Pirazzoli, P.A., Laborel, J., Stiros, S.C., 1996. Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101, 6083–6097.

Polli, S. (1956). Le maree nei porti di Napoli e Civitavecchia. *Annals of Geophysics*, 9 (3), 393-410.

Polticelli, C. (2004). *Glossario di Scienze della Terra*. Alpha Test.

Prada, J., De la Pena, J., Redondo, C., 1995. Estructuras portuarias en la historia antigua. III Jornadas españolas de ingeniería de costas y puertos 2, 211–225.

Putignano, M.L., Cinque, A., Lozej, A., 2009. Late Holocene ground movements in the Phlegrean Volcanic District (Southern Italy): new geoarchaeological evidence from the islands of Vivara and Procida. *Méditerranée* 43–50.

Putignano, M.L., Orrù, P.E., Schiattarella, M., 2014. Holocene coastline evolution of Procida island, Bay of Naples, Italy. *Quaternary International* 332, 115–125.

Rittmann, A., Gottini, V., 1980. *L'isola d'Ischia-Geologia*.

Rolandi, G., Russo, F., 1986. I depositi vulcanici di età pre-79 dC affioranti lungo il litorale compreso tra i Comuni di Torre del Greco e Torre Annunziata. *Atti Conv. dei Gruppi Archeologici dell'Italia Meridionale*, Prata Sannita 117.

Rolandi, G., Russo, F., 1989. Contributo alla conoscenza dell'attività storica del Vesuvio: Dati stratigrafici e vulcanologici nel settore meridionale tra Torre del Greco, località Villa Inglese, e Torre Annunziata. *Boll. Soc. Geol. Ital* 108, 521–536.

Rosen, P.A., Hensley, S., Joughin, I.R., Li, F.K., Madsen, S.N., Rodriguez, E., Goldstein, R.M., 2000. Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE* 88, 333–382.

Russo, F. (2003). I depositi marini olocenici nei Campi Flegrei: testimonianze di una evoluzione geomorfologica complessa. Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene. *Centro Univ. Europeo per i Beni Culturali, Ravello, Territorio storico ed ambiente*, 3, 95-127.

Russo, M., 2006. La villa romana del Capo di Sorrento: con i fondi agricoli acquistati dal Comune. *Centro di studi e ricerche multimediali Bartolommeo Capasso*.

Santacroce, R., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Donahue, D.J., Joron, J.L., 2008. Age and whole rock–glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 1–18.

Scafetta, N., 2013. Discussion on common errors in analyzing sea level accelerations, solar trends and global warming. *arXiv preprint arXiv:1305.2812*.

Scarpati, C., Cole, P., Perrotta, A., 1993. The Neapolitan Yellow Tuff—a large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, southern Italy. *Bulletin of Volcanology* 55, 343–356.

Scherling, K., 1953. *Portus Iulius*. *Real-Encyclopädie der klassischen Altertumswissenschaft* 22, 408.

Scicchitano, G., Antonioli, F., Berlinghieri, E.F.C., Dutton, A., Monaco, C., 2008. Submerged archaeological sites along the Ionian coast of southeastern Sicily (Italy) and implications for the Holocene relative sea-level change. *Quaternary Research* 70, 26–39.

Scognamiglio, E., 2002. Nuovi dati su Baia sommersa. *Archeologia Subacquea. Studi, ricerche, documenti* 3, 47–55.

Scognamiglio, E., (2010). Prime ricognizioni lungo la costa settentrionale dell'Isola di Capri, in *Archeologia Maritima Mediterranea* 7, 117-128.

Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., Williams, S.D., 2013. Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 6003–6024.

Sgrosso, Ital., 1986. Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centromeridionale. *Mem. Soc. Geol. It* 35, 203–219.

Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183–190.

Signorini, R., 1950. Sulla tettonica dell'Isola di Capri. *Boll Soc Geol Ital* 69, 516–534.

Sigurdsson, H., Cashdollar, S., Sparks, S.R., 1982. The eruption of Vesuvius in AD 79: reconstruction from historical and volcanological evidence. *American journal of archaeology* 39–51.

Simeone, M., Masucci, P., 2009. Analisi geoarcheologiche nell'Area Marina Protetta Parco Sommerso di Gaiola (Golfo di Napoli). *Il Quaternario* 22, 25–32.

Simeone, M., Masucci, P., Pagliarani, A., 2007. Cavità costiere dell'Area Marina Protetta Parco Sommerso di Gaiola Golfo di Napoli. *Atti I Convegno Regionale di Speleologia, Oliveto Citra*.

Sivan, D., Wdowinski, S., Lambeck, K., Galili, E., Raban, A., 2001. Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167, 101–117.

Sivan, D., Lambeck, K., Toueg, R., Raban, A., Porath, Y., Shirman, B., 2004. Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for relative sea level changes during the last 2000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 315–330.

Spada, G., Galassi, G., 2012. New estimates of secular sea level rise from tide gauge data and GIA modelling. *Geophysical Journal International* 191, 1067–1094.

Stefanile, M., 2009. Il lingotto di piombo di Cn. Atellius Cn. f. Miserinus e gli Atellii di Carthago Nova. *Ostraka* 18, 559–565.

Stanislao, C., 2011. Il calcestruzzo dei porti Romani di Egnazia Chersonissos ad Alessandria d'Egitto: mix design, composizione mineralogica e processi minerogenetici secondari (Tesi di laurea sperimentale in Scienze e Tecnologie dei minerali industriali). Università degli Studi di Napoli, Napoli.

Stanislao, C., Rispoli, C., Vola, G., Cappelletti, P., Morra, V., & de'Gennaro, M. (2011). Contribution to the knowledge of ancient Roman seawater concretes: Phlegrean pozzolan adopted in the construction of the harbour at Soli-Pompeiiopolis (Mersin, Turkey). *Periodico di mineralogia*, 80(3), 471-488.

Stiros, S., Pirazzoli, P.A., 1998. Late Quaternary Coastal Changes in the Gulf of Corinth, Greece: Tectonics, Earthquakes, Archaeology. Geodesy Laboratory, Department of Civil Engineering, Patras University.

Stocchi, P., Spada, G., 2009. Influence of glacial isostatic adjustment upon current sea level variations in the Mediterranean. *Tectonophysics* 474, 56–68.

Tammaro, U., Di Sena, F., Capuano, F., Obrizzo, F., La Rocca, A., Pinto, P., De Martino, P. (2007). Deformazioni del suolo mediante analisi dei dati mareografici nell'area vulcanica napoletana nel periodo 1999-2006. Atti 11^a Conferenza Nazionale ASITA.

Torrente, M.M., Milia, A., Bellucci, F., Rolandi, G., 2010. Extensional tectonics in the Campania Volcanic Zone (eastern Tyrrhenian Sea, Italy): new insights into the relationship between faulting and ignimbrite eruptions. *Italian journal of geosciences* 129, 297–315.

Trocciola, A., Minopoli, C., Pica, R., Sarao, P., 2014. Indagini geofisiche per la mappatura dei fondali e delle antiche strutture portuali sommerse di Sinuessa. *Archeomatica* 4.

Tsimplis, M., Spada, G., Marcos, M., Flemming, N., 2011. Multi-decadal sea level trends and land movements in the Mediterranean Sea with estimates of factors perturbing tide gauge data and cumulative uncertainties. *Global and Planetary Change* 76, 63–76.

Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 3. Relative changes of sea level from Coastal Onlap: section 2. Application of seismic reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.

Vail, P.R., Hardenbol, J., Todd, R.G., 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy.

Vandam, T. M., Blewitt, G., & Heflin, M. B. (1994). Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99 (B12), 23939-23950.

Varriale, I. (2004). Costa flegrea e attività bradisismica dall'antichità ad oggi. DE MARIA, L., TURCHETTI, R.(a cura di), Rotte e porti del mediterraneo dopo la caduta dell'Impero Romano d'Occidente, Roma, 291-305.

Varro, M.T., Pagani, G.G., 1846. Opere di M. Terenzio Varrone con tr. e note, ed G. Antonelli, Venezia

Vezzoli, L., 1988. Island of Ischia. Consiglio nazionale delle ricerche.

Vitagliano, E., Di Maio, R., Scafetta, N., Calcaterra, D., Zanchettin, D., 2017. Wavelet analysis of remote sensing and discharge data for understanding vertical ground movements in sandy and clayey terrains of the Po Delta area (Northern Italy). *Journal of Hydrology* 550, 386–398.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295–305.

Wardle, D., 2014. Suetonius: Life of Augustus. Clarendon Ancient History Series.

Working Group CPTI, 2004. Catalogo parametrico dei terremoti italiani, versione 2004 (CPTI04). INGV, Bologna, see Data and Resources section.

Working Group CPTI, Group, C.W., 1999. Catalogo parametrico dei terremoti italiani. ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna 92.

Zarattini, A., Trigona, S.L., Bartoli, D.G., Atauz, A.D., 2010. The roman fishpond of Ventotene (Latina, Italy). *Fold & Old Fasti OnLine documents & research* 191, 1–10.

Zollo, A., Capuano, P., Corciulo, M., 2006. Geophysical Exploration of the Campi Flegrei (Southern Italy) Caldera'Interiors: Data, Methods and Results.

GLOSSARIO

Sono appresso elencati in ordine alfabetico e descritti in sintesi i termini italiani ed esteri di frequente uso nelle Scienze della Terra, citati nel testo.

abrasione → processo meccanico esercitato dal moto ondoso sulle rocce in affioramento lungo costa favorito dalla presenza di grani di sedimento.

affioramento → area in superficie di qualsiasi dimensione, da submetrica a diversi chilometri quadrati, costituita da rocce lapidee o sciolte e distinguibile da quelle contigue; può essere stato un tempo celato o meno dai terreni soprastanti ed in seguito messo a nudo dall'erosione; può essere anche costituito da formazioni rocciose più resistenti all'erosione (e. selettiva, e. morfoselettiva o morfoselezione) rispetto ai terreni circostanti, da corpi minerari, filoni o da altre rocce (sedimentarie, vulcaniche e/o metamorfiche) che per cause tettoniche, eruzioni vulcaniche o processi erosivi si ritrovano esposte sulle superficie terrestri.

alloctono → proveniente da altre zone, si dice di formazioni rocciose rimosse dal luogo di origine; si riferisce ad una comunità di organismi, sia fossili sia viventi, se ritrovata a distanza dal luogo di vita (fossili), a seguito di rimaneggiamento o trasporto, o di origine (viventi), se introdotti dall'uomo, di proposito o accidentalmente, in habitat differenti da quelli di provenienza.

ambiente → l'insieme delle caratteristiche fisico-chimiche e biologiche che permettono e favoriscono la vita degli esseri viventi.

autoctono → prodotto in loco, si dice di formazioni rocciose (p.e. sedimenti, detriti o altri corpi rocciosi) messi in posto nello stesso luogo in cui è presente la roccia di origine (r. madre); si riferisce ad una comunità di organismi, sia fossili sia viventi, se ritrovata nel luogo di vita (fossili) o di origine (viventi).

banco → in stratigrafia, strato o insieme di strati di spessore variabile, di solito superiore al metro.

beach rock → deposito di ambiente intertidale a diagenesi precoce sinsedimentaria con cemento carbonatico, nel significato equivalente di spiaggia fossile.

bioerosione → erosione prodotta da organismi su roccia o gusci di molluschi; è detta anche *biocarsismo*.

calcare → roccia costituita da carbonato di calcio (CaCO_3); si distinguono calcari di origine sedimentaria e metamorfica (alcuni noti come marmi cristallini).

corallo → *vedi madreporari*.

coralligeno → concrezionamento organico, vegetale ed animale, che può ricoprire il fondale marino, anche di natura sabbiosa o conglomeratica, o le falesie sommerse; è costituito essenzialmente da alghe rosse e animali coloniali come briozoi e madreporari

datazioni → è l'insieme degli studi volti a individuare l'età di un corpo roccioso; essa può essere assoluta, se espressa da un numero ottenuto in funzione di analisi chimiche e/o fisiche, o relativa, se fornita in funzione dei rapporti stratigrafici, cioè di sovrapposizione o di sottoposizione ad altri corpi rocciosi.

detrito → frammenti o clasti di diverse dimensioni, risultante dalla disgregazione di una o più rocce ad opera degli agenti esogeni, in genere sciolto o più o meno cementato; talora è messo in posto da eruzioni esplosive (d. *piroclastico*) o a seguito d'intensa attività tettonica (*milonite*); il *d di falda* o *falda detritica* è una massa incoerente di frammenti rocciosi, in genere di forma conica (*conoide detritico*) o allungata, accumulati al piede di una falesia oppure alla base di un rilievo collinare o montuoso a seguito di ripetuti distacchi per erosione o frane.

facies → termine latino (faccia), in geologia indica un corpo sedimentario con caratteristiche fisiche (litologia, tessitura, geometria e spessore degli strati, fossili) che lo differenziano rispetto ai depositi che gli sono associati, sia verticalmente sia lateralmente (*f. deposizionale, sedimentaria, granulometrica*); suggerisce anche la categoria entro cui si può classificare una roccia o una formazione, p.e. una roccia sedimentaria formatasi in mare (*f. marina*), nella zona tra la più alta e la più bassa marea e costituita da depositi ghiaiosi-sabbiosi (*f. litorale*) oppure in ambiente subaereo (*f. continentale*); talora, in base agli elementi litologici, morfostratigrafici, morfografici, granulometrici e tessiturali dei depositi ed alla posizione di questi all'interno di un corpo sedimentario o rispetto ad un particolare agente di erosione, trasporto e deposizione (vento, moto ondoso, corrente fluviale o marina, torbida, frana, colata lavica, etc.), ad una morfologia (rilievo montuoso, duna, spiaggia, falesia, piattaforma continentale, bacino oceanico, etc.) o alla genesi (fluviale, lacustre, marina, continentale, vulcanica, etc.); si differenzia in *f. prossimale, intermedia e distale*, anche mediante il riconoscimento di altrettante *f. deposizionali (massiva, ondulata, planare, caotica, etc.)*; in zoologia, si riferisce all'aspetto generale caratteristico di un animale; in biologia, all'insieme

di caratteristiche tipiche di un ambiente biologico o al complesso degli organismi acquatici che per un periodo continuato vivono a contatto con il fondo marino (*f. biocenotica, f. delle biocenosi bentoniche*); in botanica, all'aspetto caratteristico di una fitocenosi in un determinato luogo; in ecologia, all'insieme di specie, animali o vegetali, a contatto sufficientemente stretto per stabilire tra loro delle interazioni almeno potenziali.

faglia → frattura delle masse rocciose lungo la quale si è verificato uno spostamento relativo dei blocchi, ovvero un sollevamento di una parte ed un ribassamento dell'altra; una f. è detta *verticale* o *obliqua* secondo l'inclinazione assunta dal piano di faglia (*specchio* o *liscione*); le faglie si suddividono in *normali* (se il piano di faglia s'immerge sotto la parte ribassata) *inverse* (nel caso contrario), *trascorrenti* o *trasformi* (se lo spostamento relativo tra i blocchi è orizzontale).

falesia → termine di origine francese [*falaise*] che indica una scarpata molto ripida dovuta all'incessante azione erosiva su rocce degli agenti esogeni (*f. marina*) e/o a fenomeni tettonici lungo pendii rocciosi (*f. strutturale*) di varia natura (*f. carbonatica, f. tufacea, etc.*); una *paleofalesia* (*f. fossile* o *morta, f. ereditata*) è una f. prodotta nel passato in condizioni climatiche o morfogenetiche diverse dall'attuali e/o da eventi tettonici non più attivi.

fetch → superficie di mare sulla quale lo spirare del vento trasferisce energia al moto ondoso.

Geomorfologia → scienza che studia i processi morfogenetici e le forme del paesaggio fisico; essa permette di riconoscere quali processi, in funzione dei tipi litologici e dell'evoluzione del clima, sono stati responsabili del modellamento delle forme che caratterizzano il paesaggio attuale e di capire come queste possono evolvere, anche in presenza di un nuovo fattore condizionante: l'uomo.

ka → kiloanno o chiloanno, per migliaia di anni; segue un numero intero o decimale che indica l'età espressa in migliaia di anni (per esempio 125 ka BP, 125.000 anni fa o prima del presente).

limi – silt – sabbie – ghiaie - ciottoli – blocchi → termini che servono ad indicare, dal più piccolo al più grande, la granulometria, cioè le dimensioni o la tessitura da fine a grossolana, dei granuli componenti un deposito sedimentario.

linea di costa → linea rappresentata dall'intersezione fra ambiente marino, ambiente aereo e costa rocciosa; nel caso in cui la costa sia costituita da un prisma sedimentario la linea di costa è l'intersezione fra l'ambiente aereo, il basamento roccioso locale ed il prisma sedimentario costiero

litofago → o litodomo, mollusco bivalve marino che durante l'accrescimento perfora il legno o la roccia in cui s'insedia, talora nutrendosene, meccanicamente o mediante enzimi acidi; p.e. le teredini mediterranee (*Teredo navalis*, *T. pedicellatus*, *T. utriculus*, *T. norvegica*, *Bankia minima*) ed atlantiche (*Teredo malleolus*, *T. megotara*, *Bankia bipennata*), che forano pali o scafi lignei di imbarcazioni arrecandovi danni; i litodomi o datteri di mare mediterraneo (*Lithophaga lithophaga*) ed extramediterranei (*Lithophaga antillarum*, *L. nigra*, *L. bisulcata*, *L. aristata*) che colonizzano i primi centimetri delle rocce carbonatiche (tra il livello marino e circa -40 m di profondità); quest'ultimo, quando è fossile, rappresenta un indicatore accessorio del paleostazionamento del livello marino (fascia a fori di litodomi).

livello del mare → superficie equipotenziale rispetto alla gravità; essa è condizionata e varia nello spazio e nel tempo in funzione di fenomeni a differente ciclicità (maree, moto ondoso, eustatismo, tettonica, isostasia etc.); sulla cartografia nautica italiana il livello del mare rappresentato è quello corrispondente alla minima marea.

materiale pozzolanico → materiale naturale capace di reagire con l'idrossido di calcio per formare composti idraulici simili a quelli che si generano durante l'idratazione del clinker di cemento Portland.

notch → vedi *solco di battente*.

opus cementicium → opera cementizia

opus pilarum → struttura costituita da pilastri utilizzata nei porti d'epoca romana.

opus reticulatum → opera reticolata; tecnica edilizia romana caratterizzata dall'accostamento di pietre di forma piramidale a base quadrata e disposte orizzontalmente con la base in vista, mentre la punta affonda nella malta. La disposizione crea un reticolo diagonale sulla superficie della parete.

paleosuperficie → superficie morfologica relitta suborizzontale o meglio paleomorfologia matura sospesa, in genere poligenica e policiclica, presente sulle culminazioni orografiche; la p. è una superficie spianata o di spianamento originata in epoche passate da fenomeni erosivi in condizioni climatiche (caldo-aride o caldo-umide, freddo-aride o freddo-umide) diverse dalle attuali e dislocata da eventi tettonici sin- o post-genetici; si rinviene sui rilievi appenninici tra circa 500 e 1600 m di quota ed indica periodi di sosta durante il sollevamento della catena montuosa.

scalzamento al piede → erosione prodotta dalle acque fluviali o marine alla base di una sponda o di una falesia, causa di fenomeni franosi.

solco di battente → (vedi *notch*) forma del paesaggio costiero caratterizzata da concavità continua lungo la falesia e parallela al livello del mare, di ampiezza controllata dalle maree; la sua origine è attribuita a bioerosione (se su rocce carbonatiche) o al battente dell'onda.

terrazzo → superficie pianeggiante, di origine marina, fluviale, lacustre o mista, delimitata da scarpate; un t. può essere generato da erosione marina (t. *d'abrasione marina* o t. *marino*, in vece di *piattaforma d'abrasione marina*, *p. d'abrasione* o *p. marina*), da accumulo o erosione di sedimenti in seguito ad esondazioni (t. *fluviale*) o deposizione lacustre ((t. *fluviale*) e nel contempo o successivamente può subire un rimodellamento da parte di altri processi esogeni, dislocazioni tettoniche e/o legate a fluttuazioni del livello di base globale o locale.

ABBREVIAZIONI

Al fine di agevolare la lettura e la comprensione di alcuni termini italiani ed esteri abbreviati presenti nel testo, seguiti o meno dal punto, appresso si riporta per esteso ed in ordine alfabetico la voce d'origine e talvolta una breve spiegazione.

a.C. → avanti Cristo

BP → *Before Present*, prima del presente, nel senso di anni fa; riferito in generale a datazioni, segue un numero intero o decimale che indica l'età espressa in anni o ka (per esempio 125 ka BP, 125.000 anni fa o prima del presente).

d.C. → dopo Cristo.

IC → Ignimbrite Campana, deposito piroclastico correlabile all'attività vulcanica dei Campi Flegrei (~39 ka BP)

l.m. → livello marino (vedi glossario).

p.m. → piano campagna.

s.l.m. → sul livello medio marino.

s.l. → *sensu lato*, locuzione latina - in senso largo; nel significato più ampio, più comprensivo.

s.s. → *sensu stricto*, locuzione latina - in senso stretto; nel significato più proprio e restrittivo della parola, del termine, della locuzione o della frase.

TGN → Tufo Giallo Napoletano; deposito piroclastico correlabile all'attività vulcanica dei Campi Flegrei (~15 ka BP).

ALLEGATI

SCHEDA DELLE STRUTTURE EMERSE DEL SITO ARCHEOLOGICO DI CALA SAN BASILIO	pag. I
SCHEDA DELLE STRUTTURE EMERSE DEL SITO ARCHEOLOGICO DI CALA SAN BASILIO	pag. vii
TAVOLA I	pag. xviii

SCHEDA DELLE STRUTTURE ARCHEOLOGICHE EMERSE DEL SITO DI CALA SAN BASILIO

Scheda n°1

nome identificativo	Camera Sepolcrale
coordinate	40°47'53.12"N 14°11'55.92"E
tipologia di struttura	camera sepolcrale
numerazione in planimetria *	1
quota/profondità	+2 m
materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	3.80
lunghezza max	6.7 m
larghezza max	6.7 m
diametro	
stato di conservazione	Ottimo



*per "il numero in planimetria" si intende il riferimento di questa e di tutte le successive schede al numero corrispettivo nella Tav.1

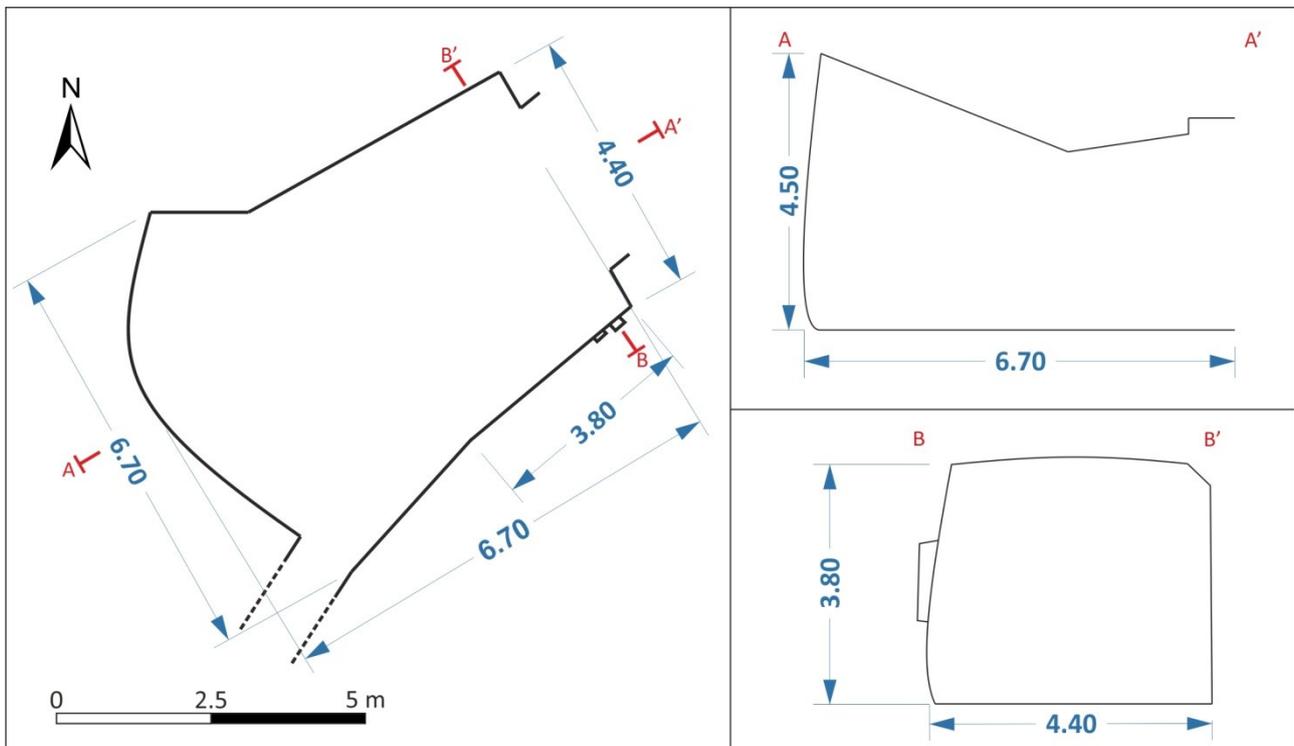


Figura A.1: Planimetria della camera sepolcrale; dimensioni in metri.

Descrizione:

La struttura è caratterizzata da un soffitto a volta che si amplia nella parte posteriore (fig.A.1).

Un *tunnel*, largo 1 m con inclinazione del pavimento di circa 45%, collega l'area con la struttura adiacente (fig. A.2a). Tale architettura è pertinente ad una camera sepolcrale di epoca romana, successivamente ampliata in più fasi, ben leggibili nelle tracce dei diversi strumenti impiegati (fig.A.2b).

Analizzando quest'ultime, si riscontrano tracce di scalpello a testa quadrata e incisioni da scapezzatore (strumento con una punta rettangolare larga all'incirca cm 6, lunga cm 5,5 e spessa circa 1 cm) nel punto di contatto con il corpo cilindrico, fino a rastremarsi ad uno spessore di 4 mm.

Inoltre, si evidenzia la presenza di due nicchie (fig.A.2c) sulla parete a sud e numerosi fori di forma quadrata (fig3d).

Una delle nicchie risulta rasata dai successivi ampliamenti della camera.

Illustrazione fotografica



Figura A.2: Dettagli della camera sepolcrale (foto C. Stanislao, 2015); a, *tunnel*; b, tracce di lavorazione per l'ampliamento della cavità, 1, tracce di scalpello a testa quadrata, 2, incisioni da scapezzatore; c, nicchia; d, fori quadrati di epoca post romana.

Scheda n°2

nome Identificativo	Cisterna Centale
coordinate	40°47'52.17"N 14°11'55.80"E
tipologia di Struttura	cisterna
numero in planimetria	2
quota/profondità	-1 m
materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	6 m
lunghezza max	7 m
larghezza max	8 m
diametro	
stato di conservazione	Buono

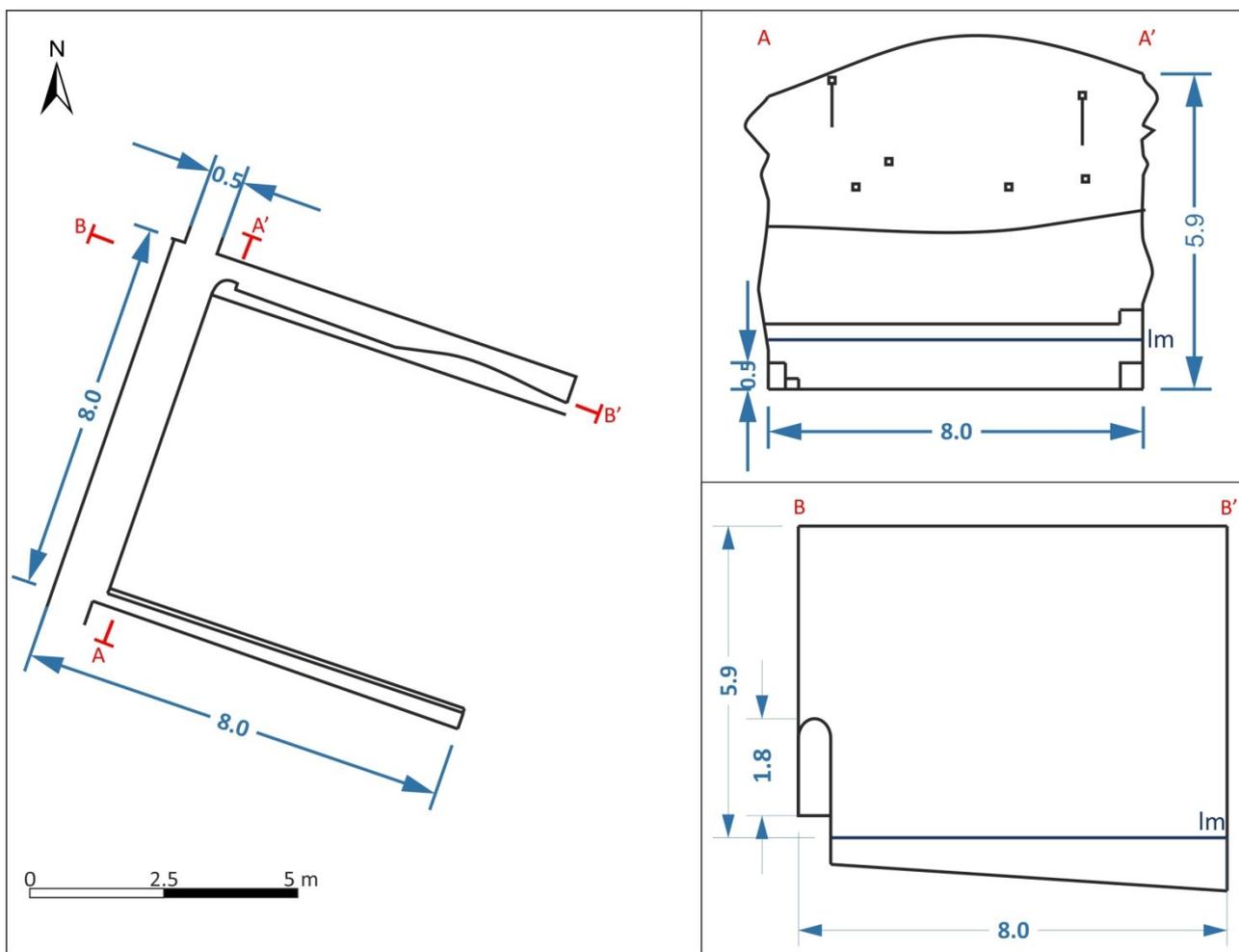


Figura A.3: Planimetria della camera, lm: livello marino attuale; dimensioni in metri.

Descrizione:

Cisterna ricavata dal Tufo Giallo Napoletano (TGN) (fig.A.3). Posta centralmente tra una cisterna e una camera sepolcrale, collegate tramite due *tunnel*. Sulla parte alta della parete posteriore, a circa 4 m di altezza, sono ben visibili due file di fori di forma quadrata ben allineati e stiffe metalliche (fig.A.4a). Quest'ultime, evidenziano come in tempi successivi la cisterna sia stata riadattata a rimessaggio. Un gradino perimetra le tre pareti della cisterna (fig.A.4c). Lungo la parete est è presente una seconda livello di *crepidine*, in parte obliterata da sedimenti sabbiosi. Sul pavimento posto a -1 m s.l.m, sono presenti numerosi sassi subarrotondati derivanti dal disfacimento della volta (fig.A.4d). Crepe subverticali corrono lungo tutte le pareti della cisterna.

Illustrazione fotografica

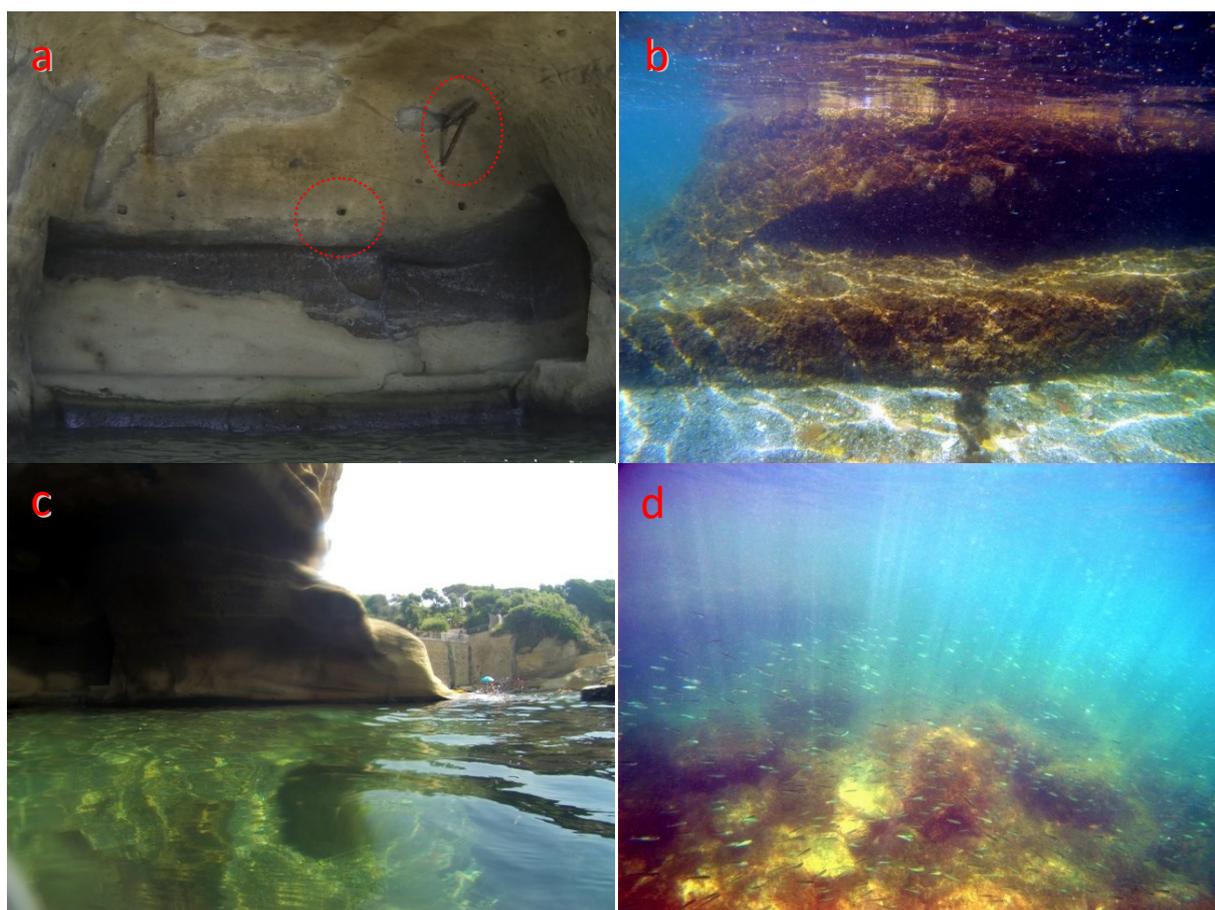


Figura A.4: Dettagli degli elementi che caratterizzano la cisterna (foto C. Stanislao, 2015); a, parete posteriore con evidenziati fori e staffe in metallo; b, doppia *crepidine*; c, arretramento della ripa con morfoselezione del TGN; d, fondo irregolare della cisterna.

Scheda n°3

nome identificativo	cisterna lato lido
coordinate	40°47'51.88"N 14°11'55.66"E
tipologia di struttura	cisterna
numero in planimetria	3
quota/profondità m	da -0.5 a -1.1 m
materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	7 m
lunghezza max	7 m
larghezza max	8 m
diametro	
stato di conservazione	Ottimo

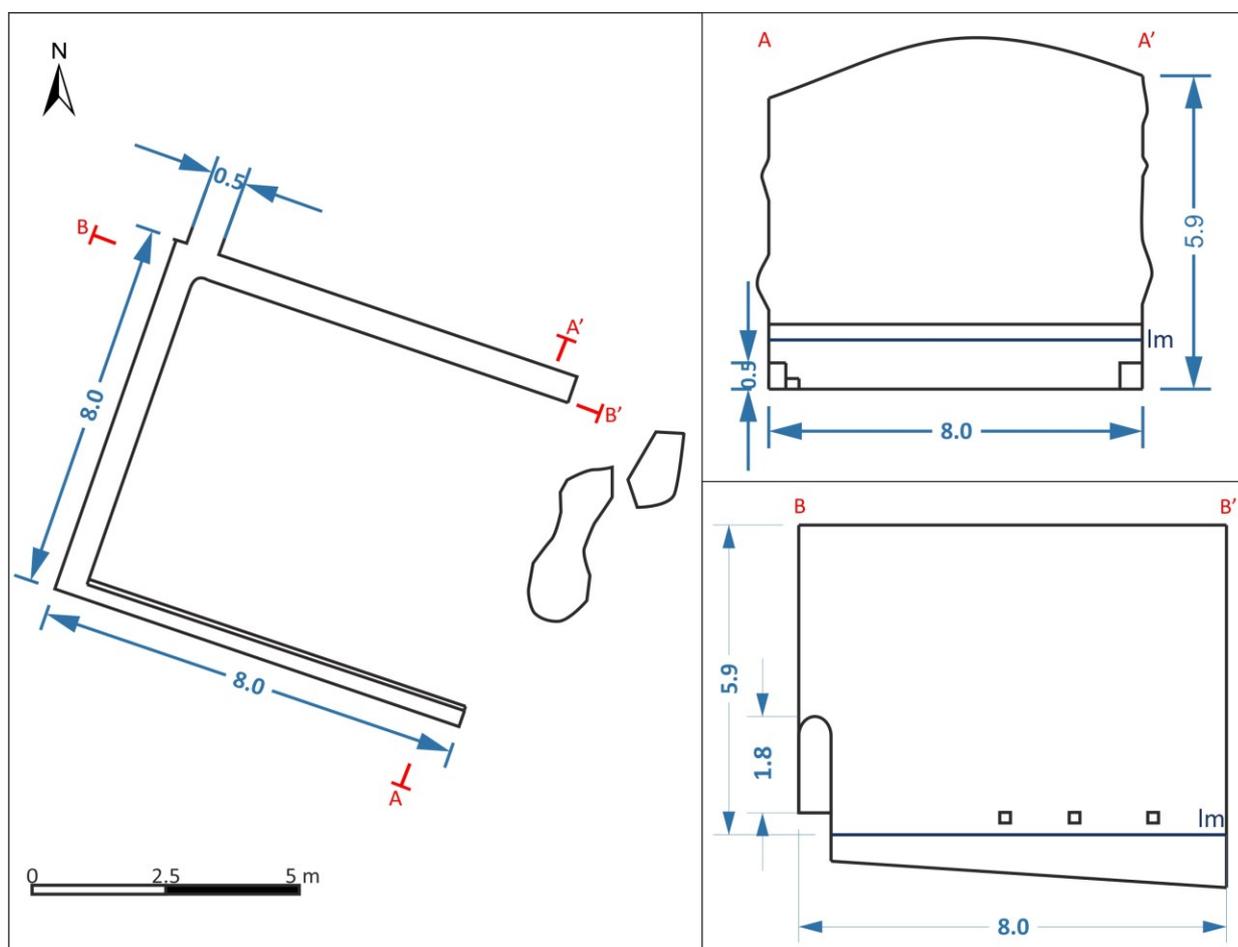


Figura A.5: Planimetria della camera, lm: livello marino attuale; dimensioni in metri.

Descrizione:

Ampia cavità ricavata nel versante tufaceo (fig.A.5). La cisterna si caratterizza per il soffitto a volta e un *tunnel* (1 x 6 x 2 m) (fig.A.6a) che la collega con quella adiacente. Alla base dell'entrata del *tunnel* è presente un gradino eroso e mal conservato. Sulla parete ad est si evidenzia la presenza di tre fori allineati di forma quadrata (fig.A.6b), verosimilmente utilizzati per il fissaggio di una passerella. Il pavimento, posto ad una profondità di 0.5 m s.l.m., va approfondendosi verso l'interno, fino ad arrivare ad una profondità di -1.1 m. Una *crepidine*, alta circa 20 cm, corre lungo tutto il perimetro della cisterna (fig.A.6c). Questo bordo risulta ben conservato solo sulla parete ovest. Prospiciente la cisterna, sul fondale, sono presenti massi subarrotondati derivanti dal normale disfacimento della ripa avvenuti in epoca pre- e post-romana. Anche in questa cisterna due famiglie di crepe sub verticali, con direzione N330 e N90, segnano le pareti.

Illustrazione fotografica

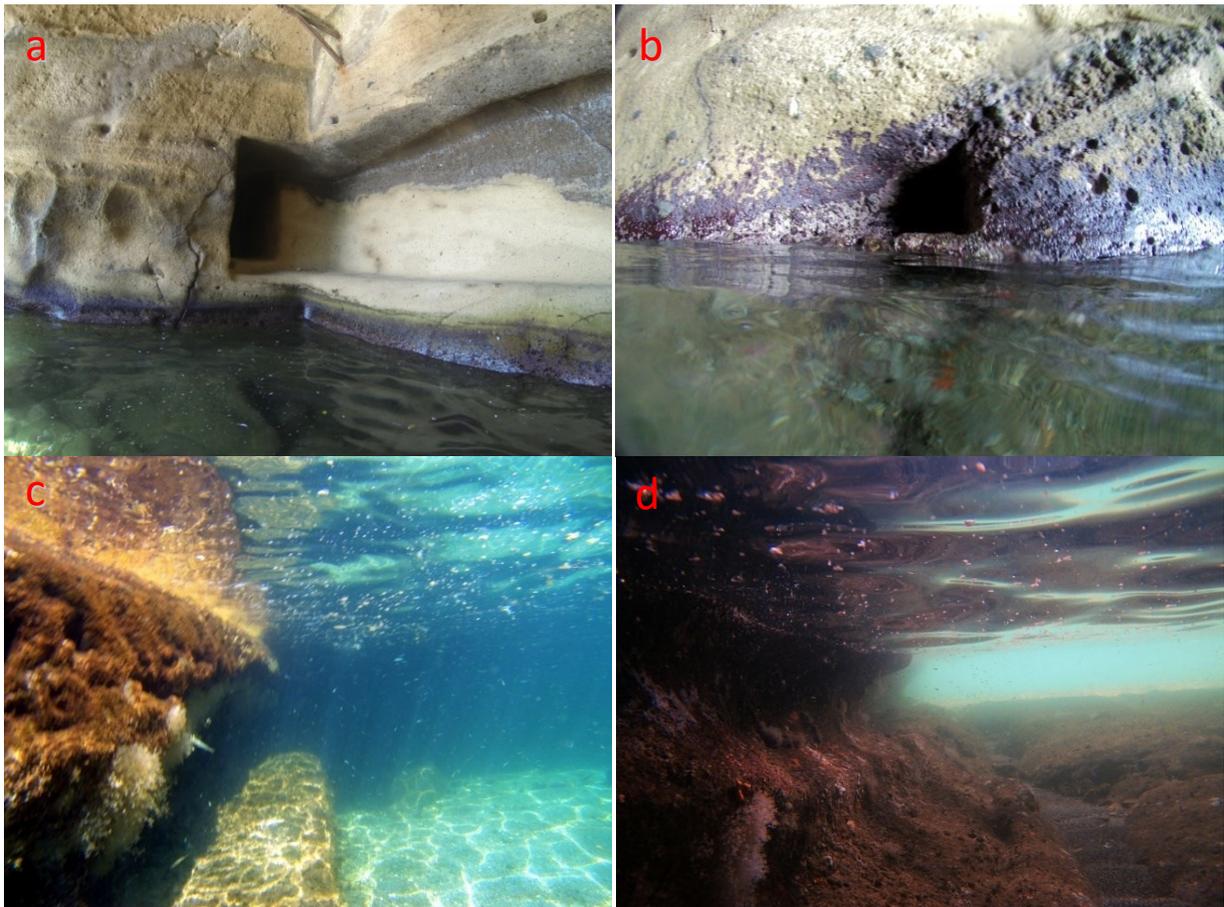


Figura A.6: Dettagli degli elementi architettonici della cisterna (foto C. Stanislao, 2015); a, *tunnel* che collega la cisterna con la struttura adiacente; b, fori di 20 cm di lato; c, bordo ricavato dal costone tufaceo rinvenuto lungo la parete ovest; d, erosione selettiva della parete est della cisterna.

SCHEDA DELLE STRUTTURE ARCHEOLOGICHE SOMMERSE DEL SITO DI CALA SAN BASILIO

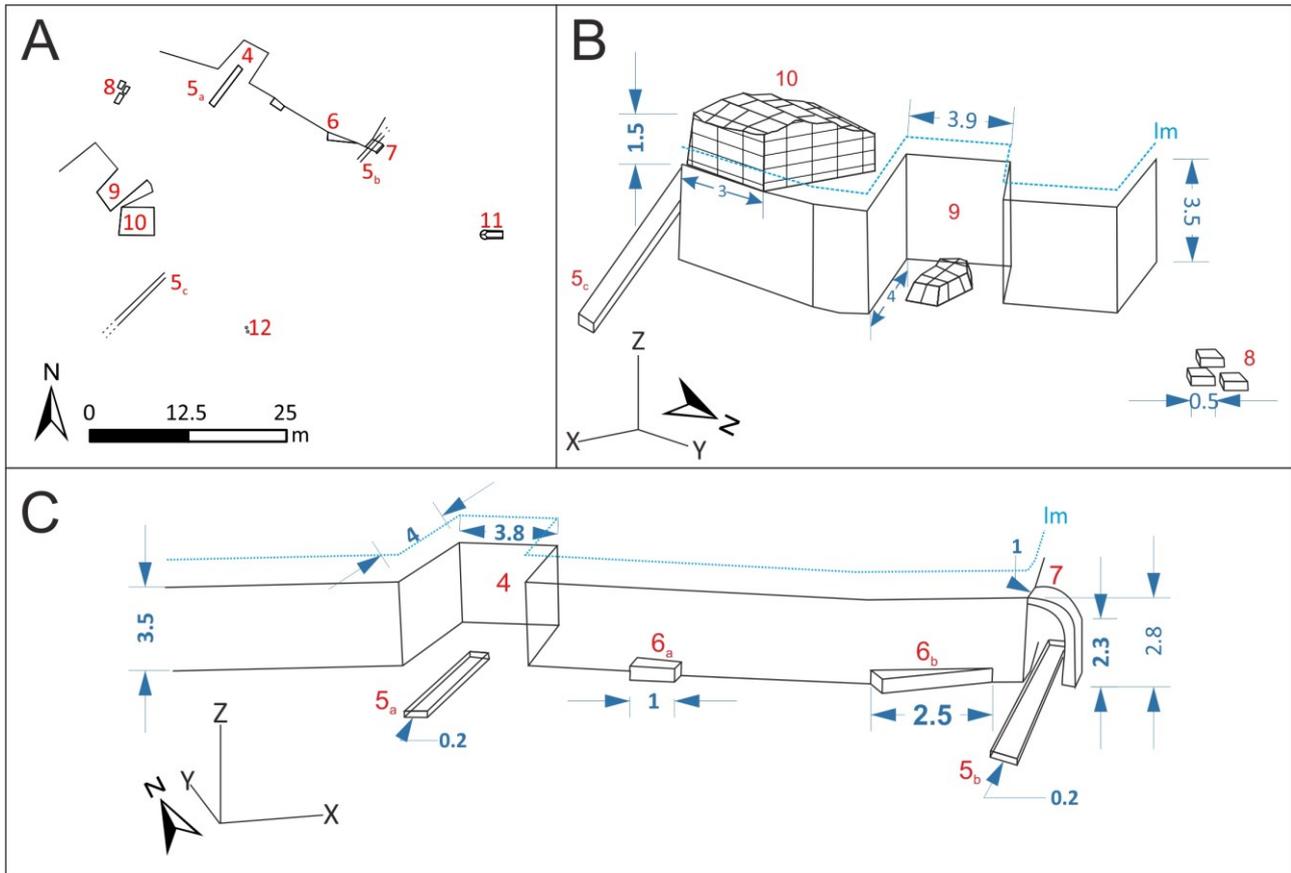


Figura A.7: Strutture archeologiche sommerse di Cala San Basilio; A, planimetria; B, rappresentazione prospettica con vista NE-SO; C, prospettiva SO-NE; 4, peschiera; 5, canale; 6, sporgenze; 7, arco; 8, lastre lapidee; 9, peschiera; 10, struttura in muratura; 11, fori; 12, rampa; lm: livello medio marino attuale; dimensioni in metri.

Scheda n°4

nome identificativo	Peschiera sommersa Est
coordinate	40°47'49.54"N 14°11'54.64"E
tipologia di struttura	Peschiera
nome in planimetria	4
quota/profondità m	-3.9
materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	4 m
unghezza max	4 m
larghezza max	3.9 m
diametro	
stato di conservazione	Buono



Descrizione:

Peschiera sommersa con lati ben squadri e pavimento posto a -3.9m (fig.A.7a-c, fig.A.8a). Si evidenzia la presenza di un piccolo canale largo 20 cm posizionato ortogonalmente all'entrata della struttura (fig.A.8b).

Illustrazione fotografica

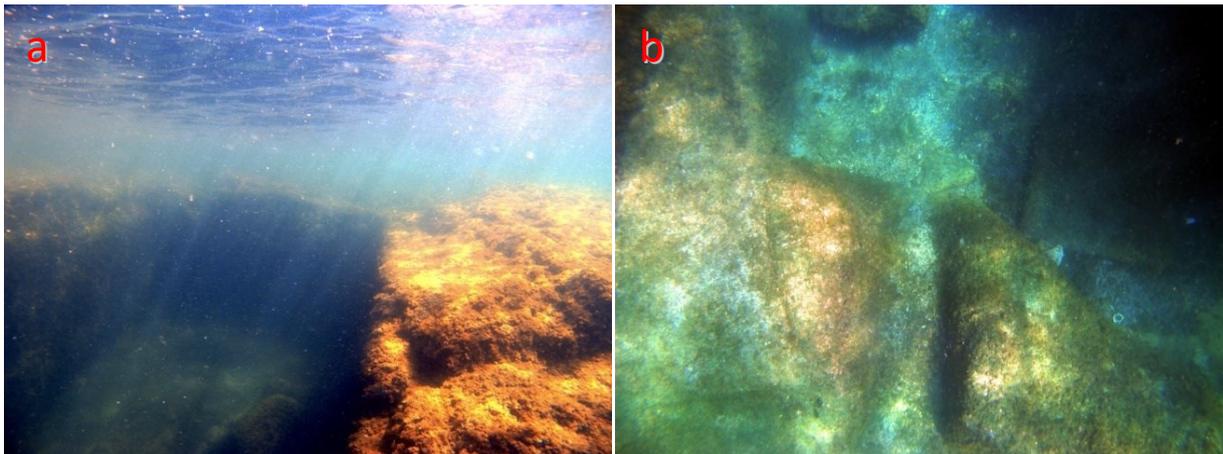


Figura A.8: Peschiera d'epoca romana (foto C. Stanislao, 2015); a, incisioni con spigoli ad angolo retto nel TGN; b, canale alla base della peschiera.

Scheda n°5

Nome Identificativo	Sporgenza nel Canale Centrale
coordinate	40°47'49.54"N }5a 14°11'54.64"E
	40°47'49.22"N }5b 14°11'55.27"E
	40°47'48.43"N }5c 14°11'54.28"E
Tipologia di Struttura	non identificata
numero in planimetria	6
quota/profondità m	-3.5m
materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	0.5 m
lunghezza max	1 m
larghezza max	1 m
diametro	
stato di conservazione	Buono



Descrizione:

Alla profondità di -3.9 m, sono stati rilevati tre canali incisi nel banco tufaceo (fig.A.7a-c) e posizionati ortogonalmente alla linea di riva. Il canale alla base dell'arco (5b) (fig.A.9a) ed in canale in prossimità della struttura muraria (5c) (fig.A.9b), risultano in allineamento fra loro, inoltre, appaiono paralleli al terzo canale censito all'interno della peschiera sommersa est (5b) (fig.A.9c).

Illustrazione fotografica



Figura A.9: Canali incisi in banco tufaceo (foto C. Stanislao, 2015); a, canale alla base dell'arco; b, canale in prossimità dell'opera muraria; c, canale all'interno della peschiera.

Scheda n°6

Nome Identificativo	Sporgenza nel Canale Centrale
coordinate	40°47'49.34"N } 6a 14°11'54.80"E
	40°47'49.19"N } 6b 14°11'55.12"E
Tipologia di Struttura	non identificata
numero in planimetria	6
quota/profondità m	-3.5m
materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	0.5 m
lunghezza max	1 m
larghezza max	1 m
diametro	
stato di conservazione	Buono



Descrizione:

Alla profondità di -3.5 m, posizionate tra una peschiera ed un arco sommerso, sono state cartografate due sporgenze ricavate da un banco di TGN (fig.A.7a, c; fig.A.10a). Le sporgenze, con lati definiti e ben squadrate, sono collegate tramite una *crepidine* larga circa 10 cm (fig.A.10b). Questi elementi, verosimilmente, fungevano da basi di sostegno per le grate.

Illustrazione fotografica

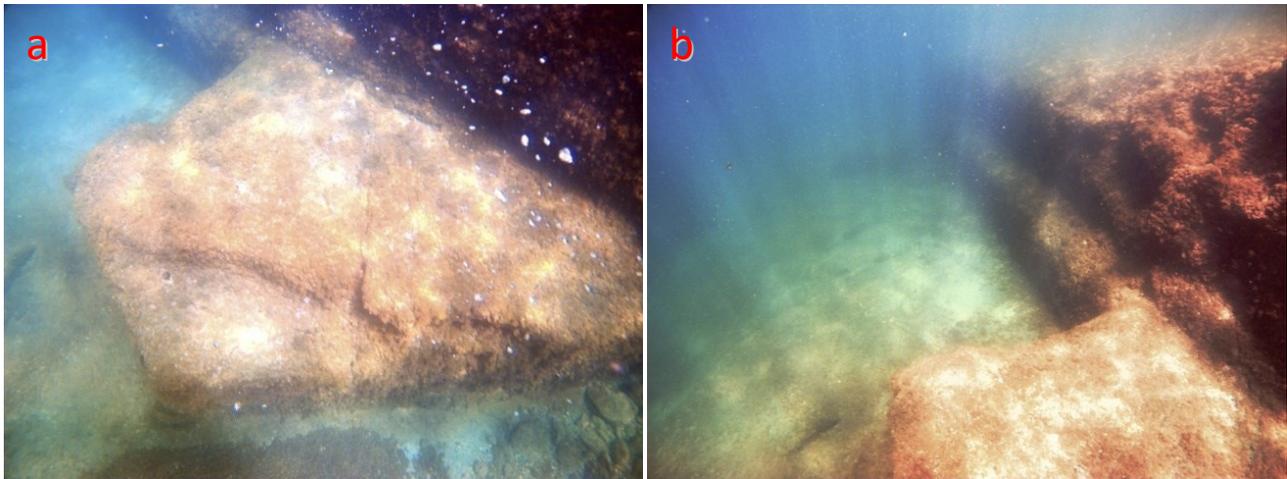


Figura A.10: Sporgenze ricavate dal banco roccioso (foto C. Stanislao, 2015); a, sporgenza adiacente la peschiera sommersa est, in planimetria identificata con la numerazione 6a; b, sporgenza 6b e *crepidine* che la collega all'altra.

Scheda n°7

nome identificativo	Arco sommerso
coordinate	40°47'49.22"N 14°11'55.27"E
tipologia di struttura	Arco Sommerso
numero in planimetria	7
quota/profondità m	-3.4 m
materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	2.8m -2.3
lunghezza max	1 m
larghezza max	0.8 m (luce)
diametro	
stato di conservazione	Buono



Descrizione:

Arco sommerso ricavato dal banco di TGN (fig.A.7a, c). La struttura architettonica è un arco asimmetrico con piedritti di 2.8 m e 2.3 m, lanciati a superare una luce di 0.8 m (fig.A.11). L'arco è attraversato da un canale posizionato parallelamente alla linea di costa.

Illustrazione fotografica

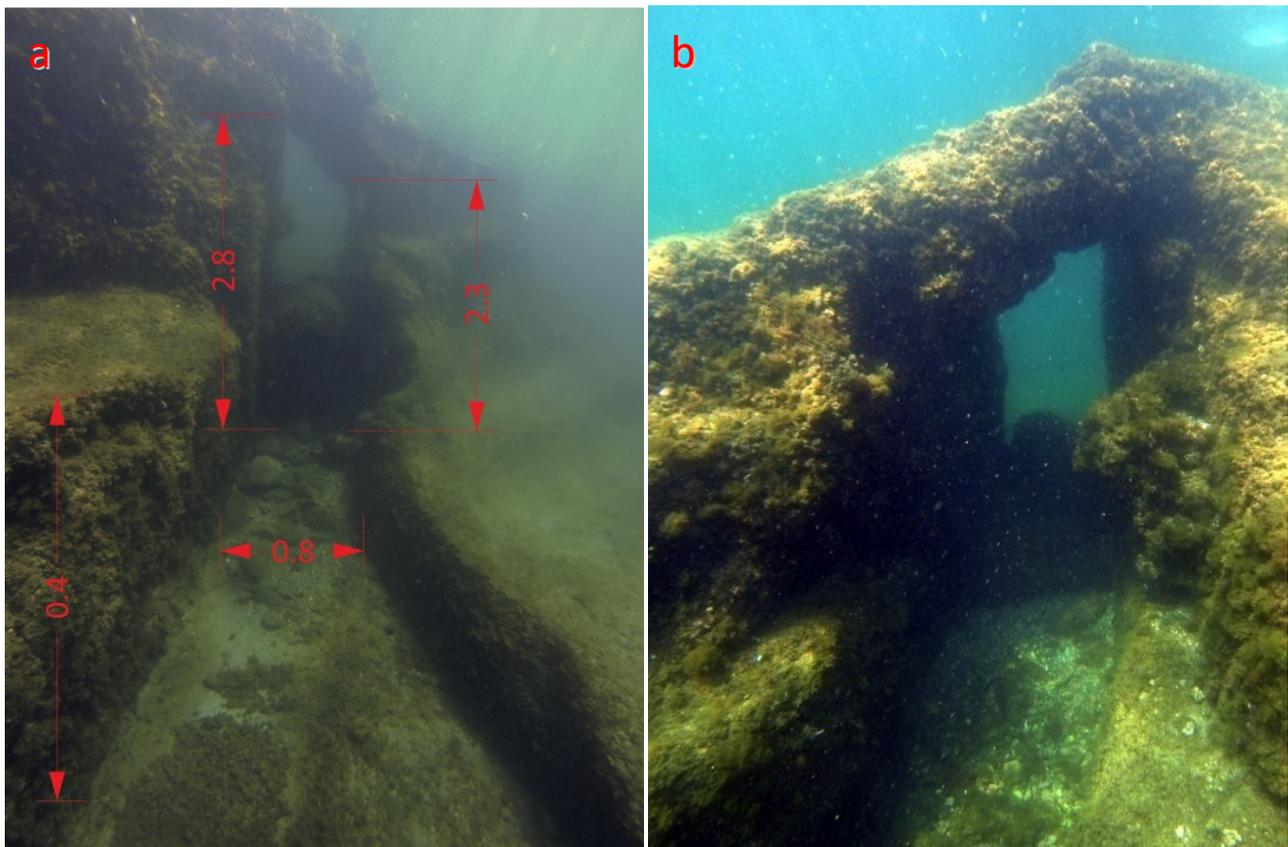


Figura A.11: Arco sommerso (foto C. Stanislao, 2015); a, vista SO-NE, dimensioni in metri; b, vista NE-SO.

Scheda n° 8

nome identificativo	Lastre lapidee
coordinate	40°47'49.48"N 14°11'53.82"E
tipologia di struttura	lastre
numero in planimetria	8
quota/profondità m	-2 m
materiale di costruzione	marmo
altezza max	0.2 m
lunghezza max	0.8 m
larghezza max	0.6 m
diametro	
stato di conservazione	buono



Descrizione:

Lastre in marmo adagiate nel canale realizzato nel banco tufaceo (fig.A.7a, c; fig.A.12a). Le lastre mostrano un avanzato stato di degrado dovuto a *marine fouling* ad opera di mitili, anemoni e alghe, come l'*Ulva lactuca* (fig.A.12b). Si rinvencono disarticolate tra loro, ma con l'asse maggiore orientato verso sud-ovest.

Illustrazione fotografica

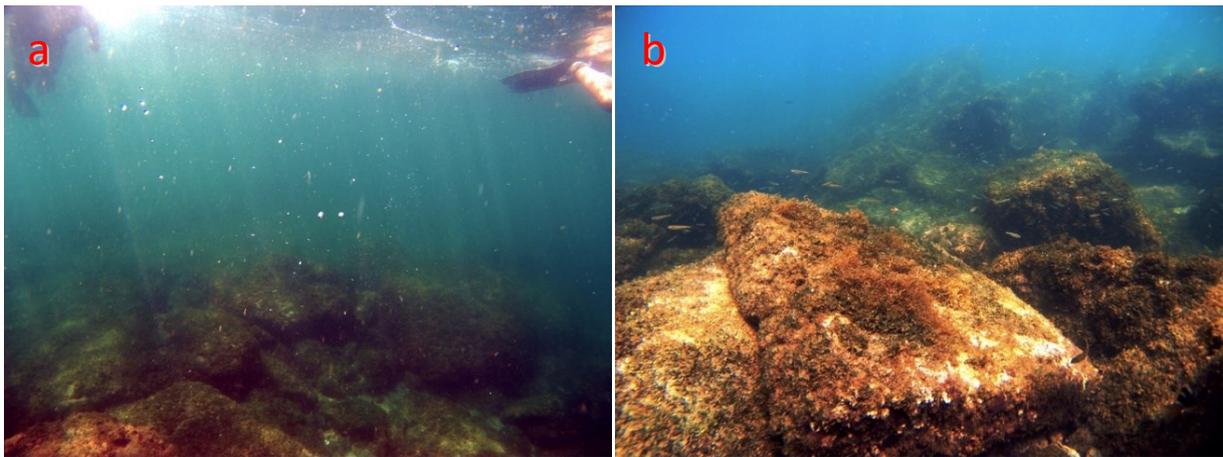


Figura A.12: Lastre in materiale lapideo (foto C. Stanislao, 2015); a, lastre poste ad una profondità di circa 2 m; b, dettaglio delle lastre marmoree soggette a *marine fouling*.

Scheda n° 9

nome identificativo	Peschiera sommersa Ovest
coordinate	40°47'48.97"N 14°11'53.92"E
tipologia di struttura	peschiera
numero in planimetria	9
quota/profondità m	-3.8
materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	4 m
lunghezza max	3.8 m
Larghezza max	3.9 m
diametro	
stato di conservazione	Buono



Descrizione:

Peschiera sommersa con lati ben squadri e pavimento posto a -3.8m (fig.A.7a-b, fig.A.13a). All'interno della peschiera è presente un grosso elemento murario in mattoni e malta di allettamento derivante dal crollo di una parte della struttura adiacente (fig.A.13b). A differenza della precedente non si osservano canali alla sua base.

Illustrazione fotografica

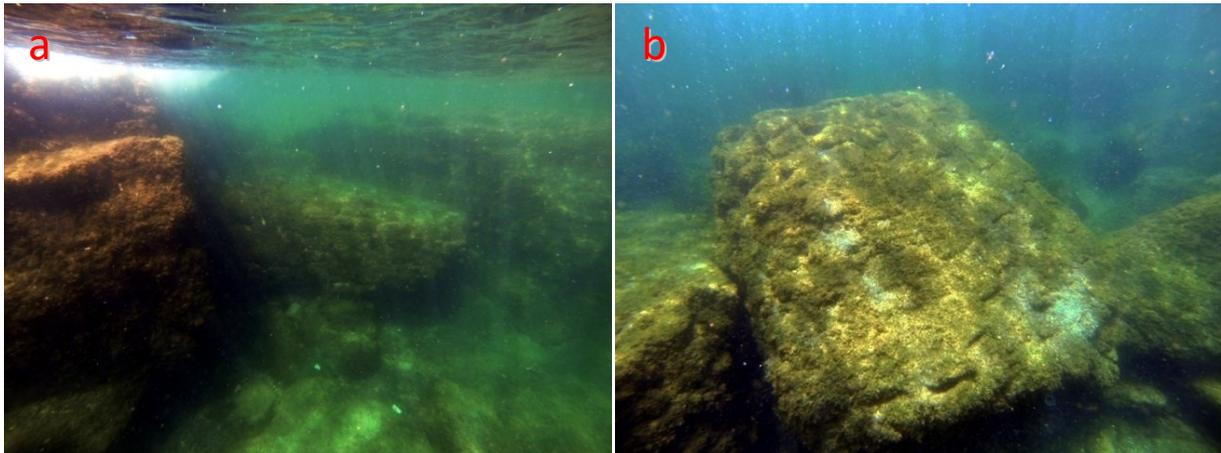


figura A.13: peschiera sommersa; a, incisioni ad angolo retto; b, elemento murario crollato e ribaltato nella peschiera.

Scheda n° 10

nome identificativo	Struttura in muratura
coordinate	40°47'48.89"N 14°11'53.99"E
tipologia di struttura	mattoni tufacei e malta di allettamento
numero in planimetria	10
quota/profondità m	+0.5 m
materiale di costruzione	Tufo e malta
altezza max	
lunghezza max	Misure da verificare
larghezza max	Misure da verificare
diametro	
stato di conservazione	scarso



Descrizione:

Struttura in mattoni di tufo e malta di allettamento. Probabilmente di epoca post-romana. Parte della struttura è collassata nella peschiera sottostante.

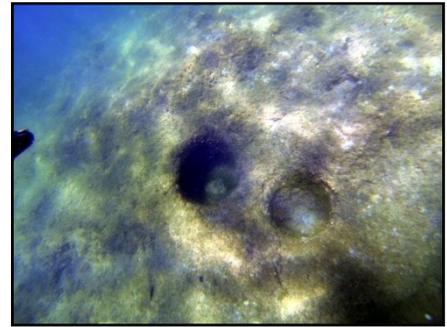
Illustrazione fotografica



Figura A.14: Struttura muraria d'età post-romana (foto C. Stanislao, 2015); a, vista dall'alto della struttura; b, dettaglio dei mattoni e della malta.

Scheda n°11

Nome Identificativo	Fori
coordinate	40°47'48.37"N 14°11'54.61"E
Tipologia di Struttura	
Quota/Profondità m	
Materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	
lunghezza max	
Larghezza max	
Diametro	0.2 m
Stato di conservazione	Buono



Descrizione:

Sul banco tufaceo è possibile osservare una serie di fori circolari con diametro di circa 20 cm, incisi singolarmente (fig.A.15a) o in coppie (fig.A.15b) distanziati di circa 10 cm. Verosimilmente questi fori erano impiegati per l'infissione di pali connessi all'attività portuali. La disposizione spaziale dei fori non rivela una netta correlazione fra di loro.

Illustrazione fotografica

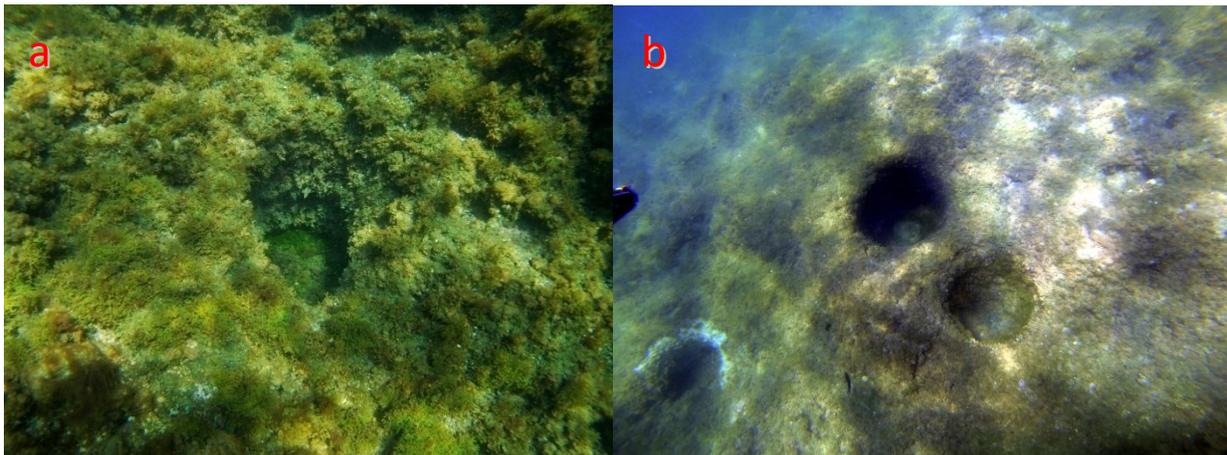


Figura A.15: fori incisi nel banco di TGN (foto C. Stanislao, 2015); a, doppi fori circolari incisi nel banco tufaceo, posti ad una profondità di circa 4 m; b, foro singolo profondo 30 cm.

Scheda n°12

nome identificativo	Rampa
coordinate	40°47'48.80"N 14°11'55.89"E
tipologia di struttura	Da definire
numero in planimetria	12
quota/profondità	-5.8 m
materiale di costruzione	Tufo Giallo Napoletano
altezza max	1.5
lunghezza max	2.9
larghezza max	1
diametro	
stato di conservazione	



Descrizione:

Elemento in Tufo Giallo Napoletano posto ad una profondità di -5.8 (fig.A.16). La struttura, alta fino a circa 1.5 m, è debolmente inclinata verso la costa (nord) e mostra ai lati della sommità subpianeggiante, di larghezza costante, un bordo perimetrale a sezione rettangolare, ma sfrangiato. La base, invece, è svasata ed a forma di piedistallo stretto ed allungato, richiamando la forma di uno scafo. La funzionalità di questo elemento risulta difficilmente interpretabile data la profondità superiore agli altri elementi rilevati. Non si esclude che la struttura, con la forma somigliante ad una rampa, possa essere di origine naturale e risultante da una convergenza morfologica.

Illustrazione fotografica

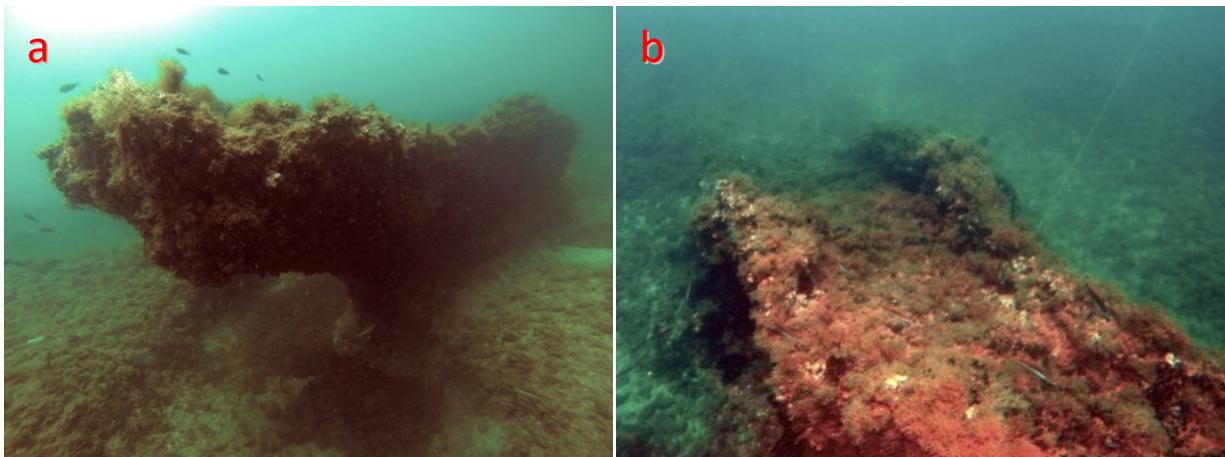
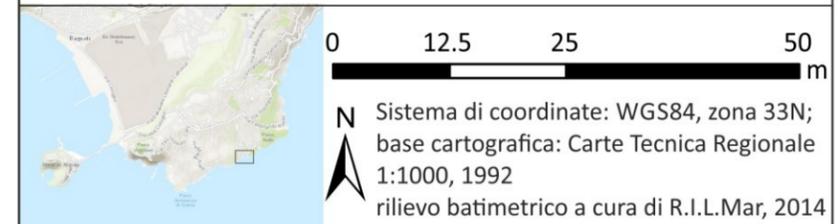


Figura A.16: Elemento in TGN (foto C. Stanislao, 2015); a, vista NE-SO; b, dettaglio del cordone sommitale, vista SO-NE.



CARTA DEI RESTI ARCHEOLOGICI DI CALA SAN BASILIO



Legenda

- | | | | |
|--|-----------------------|--|----------------|
| | isobate direttrici | | linea di costa |
| | isobate ordinarie | | cono ottico |
| | elemento archeologico | | |
-
- | | |
|-------------------------------|----------------------------|
| 1 camera sepolcrale | 7 arco sommerso |
| 2 cisterna nord-ovest | 8 lastre lapidee |
| 3 cisterna sud-ovest | 9 peschiera sommersa ovest |
| 4 peschiera sommersa nord-est | 10 struttura in muratura |
| 5 canale | 11 fori |
| 6 sporgenza | 12 rampa |



Foto a: vista aerea dell'area prospiciente il sito archeologico di Cala San Basilio.



Foto b: probabili cisterne gemelle d'epoca Romana

Foto c: vista dall'alto delle incisione nel banco tufaceo