

# Geologia dell' Ambiente

Periodico trimestrale della SIGEA  
Società Italiana di Geologia Ambientale - APS



Fondatore *Giuseppe Gisotti*

4/2024 ISSN 1591-5352

Poste Italiane S.p.a. - Spedizione in Abbonamento Postale - D.L. 353/2003 (conv. in L. 27/02/2004 n° 46) art. 1 comma 1 - DCB Roma



# PROTEGGERE L'AMBIENTE

*è nella nostra natura*

## PREVISIONE E PREVENZIONE DEI RISCHI DI ORIGINE NATURALE INFORMAZIONI DI CARATTERE AMBIENTALE



### Processi ed effetti

Arpa si occupa di studi e monitoraggi nel campo della geologia e geomorfologia, in particolare dei processi di modellamento naturale attivi sul territorio (piene fluviali e torrentizie, frane) e dei processi in ambiente di alta quota (ghiacciai, valanghe, permafrost). L'aggiornamento del quadro conoscitivo del dissesto del territorio, soprattutto in seguito ad eventi alluvionali, è fondamentale per l'individuazione delle zone soggette a pericolosità geomorfologica



### Previsioni

Le competenze geologiche confluiscono nel sistema di allerta del Centro funzionale per la previsione dei rischi naturali, con valutazioni sulla probabilità di innesco di fenomeni gravitativi di diversa tipologia



### Monitoraggio

Arpa gestisce la Rete Regionale di Controllo sui Movimenti Franosi, con più di 200 siti di monitoraggio sul territorio regionale, con strumenti di misura di tipo superficiale e profondo. Gestisce inoltre la Rete di monitoraggio del permafrost nelle Alpi piemontesi: direttamente collegato alle caratteristiche climatiche, il permafrost è un importante indicatore per la comprensione dei cambiamenti climatici in area montana, dei rischi naturali in alta quota e del ciclo idrologico delle terre alte



### Geoportale

I dati ambientali raccontati da noi.  
Raccolta di mappe, testi, e grafici che descrivono l'ambiente



## Società Italiana di Geologia Ambientale - APS

Associazione di protezione ambientale individuata  
con decreto ministeriale del 24 maggio 2007 e  
con successivo D.M. 238 del 28/07/2023 ai sensi  
dell'articolo 13, della legge 8 luglio 1986, n. 349

**Fondatore** *Giuseppe Gisotti*

**PRESIDENTE**  
**Antonello Fiore**

**CONSIGLIO DIRETTIVO NAZIONALE**  
Lorenzo Cadrobbi, Daria Duranti, Antonello Fiore  
(*Presidente*), Adele Garzarella, Giuseppe Gisotti  
(*Presidente Onorario*), Marianna Morabito, Stefania  
Nisio, Fabio Oliva, Michele Orifici (*Vice Presidente*),  
Vincent Ottaviani (*Vice Presidente*), Paola Pino d'Astore  
(*Tesoriere*), Luciano Masciocco, Sabina Porfido,  
Livia Soliani, Salvatore Valletta (*Segretario*)

**Geologia dell'Ambiente**  
**Periodico trimestrale della SIGEA - APS**

N. 4/2024

Anno XXXII • ottobre-dicembre 2024

Iscritto al Registro Nazionale della Stampa n. 06352  
Autorizzazione del Tribunale di Roma n. 229  
del 31 maggio 1994

**DIRETTORE RESPONSABILE**  
**Antonello Fiore**

**CONDIRETTORE RESPONSABILE**  
**Eugenio Di Loreto**

**COMITATO SCIENTIFICO**  
Mario Bentivenga, Aldino Bondesan, Francesco  
Cancellieri, Rachele Castro, Massimiliano Fazzini,  
Giuseppe Gisotti, Giancarlo Guado, Emanuela  
Guidoboni, Salvatore Lucente, Fabio Luino, Endro  
Martini, Luciano Masciocco, Davide Mastroianni,  
Antonio Paglionico, Mario Parise, Giacomo Prosser,  
Giuseppe Spilotro, Vito Uricchio, Gianluca Valensise

**COMITATO DI REDAZIONE**  
Eugenio Di Loreto, Maria Luisa Felici, Michele Orifici,  
Vincent Ottaviani, Salvatore Valletta

**REDAZIONE**  
SIGEA - APS c/o Fidaf - Via Livenza, 6 00198 Roma  
[info@sigeweb.it](mailto:info@sigeweb.it)

### PROCEDURA PER L'ACCETTAZIONE DEGLI ARTICOLI

I lavori sottomessi alla rivista dell'Associazione,  
dopo che sia stata verificata la loro pertinenza  
con i temi di interesse della Rivista, saranno  
sottoposti a un giudizio di uno o più referees

**UFFICIO GRAFICO**  
**Pino Zarbo** (Fraserighe Book Farm)  
[www.fraserighe.it](http://www.fraserighe.it)

**PUBBLICITÀ**  
SIGEA - APS

**STAMPA**  
Industria grafica Sagraf Srl, Capurso (BA)

La quota di iscrizione alla SIGEA-APS per il 2025  
è di € 30 e da diritto a ricevere la rivista  
"Geologia dell'Ambiente".

Per ulteriori informazioni consulta il sito web  
all'indirizzo [www.sigea-aps.it](http://www.sigea-aps.it)

# Sommario

- Di quei paesi riferiva tutto a milioni.* Marco Polo:  
mercante, esploratore e divulgatore scientifico  
**ROBERTO FRANCO** 2
- Notarchirico a Venosa. Un sito paleontologico  
di importanza europea  
**MAURIZIO LANZINI** 8
- Copertura forestale, incendi e frane: il caso di Sarno (1998)  
**LUIGI ESPOSITO, GAETANO SAMMARTINO** 12
- I movimenti del suolo nei Campi Flegrei: sono la fase  
di chiusura dell'attività post-calderica dell'eruzione  
del Tufo Giallo Napoletano di 15.000 anni fa?  
**GIUSEPPE ROLANDI, GIUSEPPE DE NATALE,  
MASSIMO DI LASCIO, CLAUDIA TROISE, ORAZIO COLUCCI,  
ROBERTO ROLANDI** 17
- Museo Digitale Diffuso del Delta del Tevere - APS.  
Valorizzare un laboratorio di antropizzazione  
**TIBERIO BELLOTTI** 29



In copertina: Roberto Bellini, *Parco delle Orobie Valtellinesi*, particolare della foto partecipante al Concorso fotografico "Obiettivo Terra 2024", organizzato da Fondazione UniVerde, in collaborazione con SIGEA-APS.

# I movimenti del suolo nei Campi Flegrei: sono la fase di chiusura dell'attività post-calderica dell'eruzione del Tufo Giallo Napoletano di 15.000 anni fa?

Ground movements in the Campi Flegrei. Are they the closing phase of the post-calderic activity of the Neapolitan Yellow Tuff eruption 15.000 years ago?

Parole chiave: Fase post-caldera, Bradisisma, Via Herculea, Serapeo, Eruzione 1538  
Keywords: Post-caldera phase, Bradyseism, Via Herculea, Serapeum, Eruption 1538

## RIASSUNTO

I movimenti di bradisismo positivo iniziati nello scorso secolo a partire dal 1950 nella caldera dei Campi Flegrei rappresentano una costante fonte di rischio sismo-vulcanico in un'area densamente popolata. Ciò a causa del continuo verificarsi di sollevamenti e di terremoti di magnitudo medio-alta, che fanno presagire alla popolazione residente l'avvento di una possibile eruzione. Quindi, data l'elevata densità abitativa nell'area Puteolana, è fondamentale, soprattutto in chiave di protezione civile, l'elaborazione di scenari realistici, tesi alla comprensione di tali fenomenologie. Una possibilità concreta è stata ritenuta dagli scriventi l'esame comparativo delle fenomenologie in atto con quelle associate ai precursori dell'eruzione del 1538, l'unica eruzione storica nella zona flegrea in grado di fornire una preziosa base per comprendere come si sono evoluti i movimenti del suolo pre-eruttivi in questa zona, ivi compresa la possibilità di pervenire ad un'eruzione. Con tale intento forniamo una nuova ricostruzione storica dei fenomeni precursori dell'eruzione del 1538, alla luce degli studi e delle osservazioni effettuate negli ultimi decenni. Su tale base abbiamo, quindi, costruito un quadro, ritenuto coerente, del meccanismo evolutivo dei movimenti del suolo attuali, sia in termini di sismicità attesa, sia del sollevamento del suolo in rapporto ad una probabile eruzione. In tal senso, il nostro lavoro evidenzia due principali scenari alternativi, fornendo una solida linea guida per le misure di protezione civile da attuare, ivi compreso lo sviluppo di efficaci piani di emergenza, in un ambi-

to quale la zona flegrea, ad alto rischio sismo-vulcanico.

## ABSTRACT

The ground movements in the Campi Flegrei caldera, which began in the last century starting from 1950 represent a constant source of seismic-volcanic risk in a densely populated area. This is due to the occurrence of very superficial uplifts and earthquakes of medium-high magnitude which alert the resident population, predicting the advent of a possible eruption. Therefore, given the high population density present in the Puteolan area, it is fundamental, especially in terms of civil protection, the development of realistic scenarios, aimed at understanding these phenomenologies. A concrete possibility was considered by the writers to be the comparative examination of the phenomenologies in progress with those associated with the precursors of the eruption of 1538, the only historical eruption in the Phlegraean area capable of providing a precious basis for understanding the evolution of the pre-eruptive ground movements in this area, including the possibility of leading to an eruption. With this intent we provide a new historical reconstruction of the precursor phenomena of the 1538 eruption, in light of the studies and observations carried out in recent decades. On this basis we have therefore built an overall image, considered coherent, of the mechanism and possible evolution of current ground movements, both in terms of expected seismicity and of the ground uplift in relation to a probable eruption. Our work highlights, in par-

**Giuseppe Rolandi**  
Già ordinario di vulcanologia - Università di Napoli Federico II

**Giuseppe De Natale**  
Osservatorio Vesuviano

**Massimo Di Lascio**  
Geologo, libero professionista

**Claudia Troise**  
Osservatorio Vesuviano

**Orazio Colucci**  
Geologo, libero professionista

**Roberto Rolandi**  
Geologo, libero professionista

E-mail: [pepperolandi@gmail.com](mailto:pepperolandi@gmail.com)

ticular, in detail two main alternative scenarios, providing a solid guideline for the civil protection measures to be implemented, including the development of effective emergency plans, in an area such as the Phlegraean area, at high seismic-volcanic risk.

## INTRODUZIONE

La caldera del Tufo Giallo Napoletano (TGN) deriva dallo sprofondamento di un edificio vulcanico alto poco più di 1.000 m, a partire dal quale hanno preso corpo due fasi di vulcanismo post-calderico tra 14-8,2 ka e 5,8-3,7 ka (ka indica 1.000 anni), separati da un periodo di riposo di circa 2,2 ka (Rolandi *et al.*, 2020). Durante la seconda fase, il vulcanismo è stato accompagnato da sollevamenti del suolo dal mare, l'ultimo dei quali, ha portato in affioramento per circa 30 m il famoso terrazzo "La Starza" (Rolandi *et al.*, 2020). Dopo la seconda fase è trascorso un intervallo di 3,2 ka per la ripresa dell'attività vulcanica, con l'eruzione storica del Monte Nuovo del 1538, preceduta da fasi di abbassamento e sollevamento del suolo (fasi bradisismiche), concentrate soprattutto nell'area di Pozzuoli (Parascandola, 1947; Bellucci *et al.*, 2006). Successivamente a questa eruzione, si è ancora verificata una fase di abbassamento durata fino al 1950 e poi ancora una fase di sollevamento fino ai giorni nostri, senza essere seguita da un evento eruttivo. In accordo con questo scenario, a nostro avviso, i modelli che si sono succeduti recentemente tentano di spiegare l'evoluzione delle fasi bradisismiche recenti, senza considerare le fasi sismo-tettoniche e vulcaniche verificatesi nel passato. (Gui-

doboni e Ciuccarelli, 2011; Guidoboni, 2021). Con il supporto di un'approfondita conoscenza delle vicende storiche da noi considerate fondamentali per la ricostruzione dei fenomeni eruttivi che hanno preceduto l'evento del 1538, nel presente lavoro è stata effettuata una dettagliata ricostruzione di queste fasi, per comprendere, in definitiva, se quella attuale possa evolvere in un evento eruttivo ai Campi Flegrei, che potrebbe predisporre verso una terza fase di vulcanismo post-calderico.

## 1. L'ERUZIONE DEL TUFO GIALLO NAPOLETANO E L'ATTIVITÀ VULCANICA POST-CALDERICA

L'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (TGN) di 15.000 anni fa (15 ka), produsse un edificio vulcanico alto 1.000-1.200 m (Fig. 1a), che poco dopo la fine dell'evento eruttivo, collassò lasciando due strutture relitte a testimonianza della sua breve presenza, attualmente individuabili nelle colline dei Camaldoli e di Posillipo. Le colline sono disposte ai lati di un grosso spazio vuoto nella zona centrale, in parte estendentesi nel golfo di Pozzuoli, che individua la

cosiddetta "caldera del TGN" (Fig. 1b), formata dall'emissione di ben 50 km<sup>3</sup> di vulcaniti, che rendono conto della sua ampia dimensione. L'eruzione del TGN fu di tipo freato-magmatico e ciò si deduce dal fatto che l'edificio primordiale non era molto alto ma ben sviluppato in lunghezza. Altra particolarità è che i prodotti emessi erano sciolti, identificabili nella cosiddetta "pozzolana del TGN". Data la tipologia eruttiva da interazione acqua-magma, la pozzolana ha assunto la caratteristica di un deposito emesso ad una temperatura di 300-400 °C, permeato da fluidi acquosi che, con il diminuire della temperatura, hanno subito una trasformazione di gran parte delle particelle vetrose in nuovi minerali a più bassa temperatura, appartenenti al gruppo delle zeoliti (Phillipsite e Caba-site) (Gatta *et al.*, 2010). Con la *zeolitizzazione* il deposito sciolto si è litificato, formando il caratteristico Tufo Giallo. Poiché questo processo per realizzarsi ha bisogno di temperature di circa 100 °C, nelle zone di deposizione più distanti dal centro eruttivo (Ponti Rossi ad est e Monte di Procida ad ovest) dove la temperatura di deposizione diminuì più rapidamente al di sotto di tale valore,

i prodotti non si sono alterati, restando allo stato di pozzolana. Dopo 15 ka gli ulteriori apporti di magma non si sono più verificati dal condotto centrale ma dalle numerose fratture formatesi nella caldera, originando 36 piccoli edifici vulcanici che hanno formato il campo vulcanico più famoso del mondo: i Campi Flegrei. Nello stesso tempo le nuove spinte magmatiche nella zona centrale della caldera hanno dato luogo alla cosiddetta *risorgenza* di un blocco tufaceo (Fig. 1c). La nuova attività vulcanica, che definiamo post-calderica, si è evoluta in due fasi, la prima nell'intervallo 14-8,2 ka, la seconda nell'intervallo 5,8-3,7 ka (Rolandi *et al.*, 2020), con un riposo eruttivo interposto di circa 2,4 ka (Fig. 1c). È il caso di sottolineare che la prima fase, come pure la seconda, sono state accompagnate da cospicui sollevamenti e sommersioni del blocco risorgente; nella seconda, in particolare, avvenuta circa 5,2 ka fa, si è verificata l'emersione dal mare di circa 30 m di depositi piroclastici stratificati con fossili, segno di una loro permanenza in ambiente subacqueo, nota come "Terrazzo de La Starza" (Cinque *et al.*, 1985; Rolandi *et al.*, 2020).

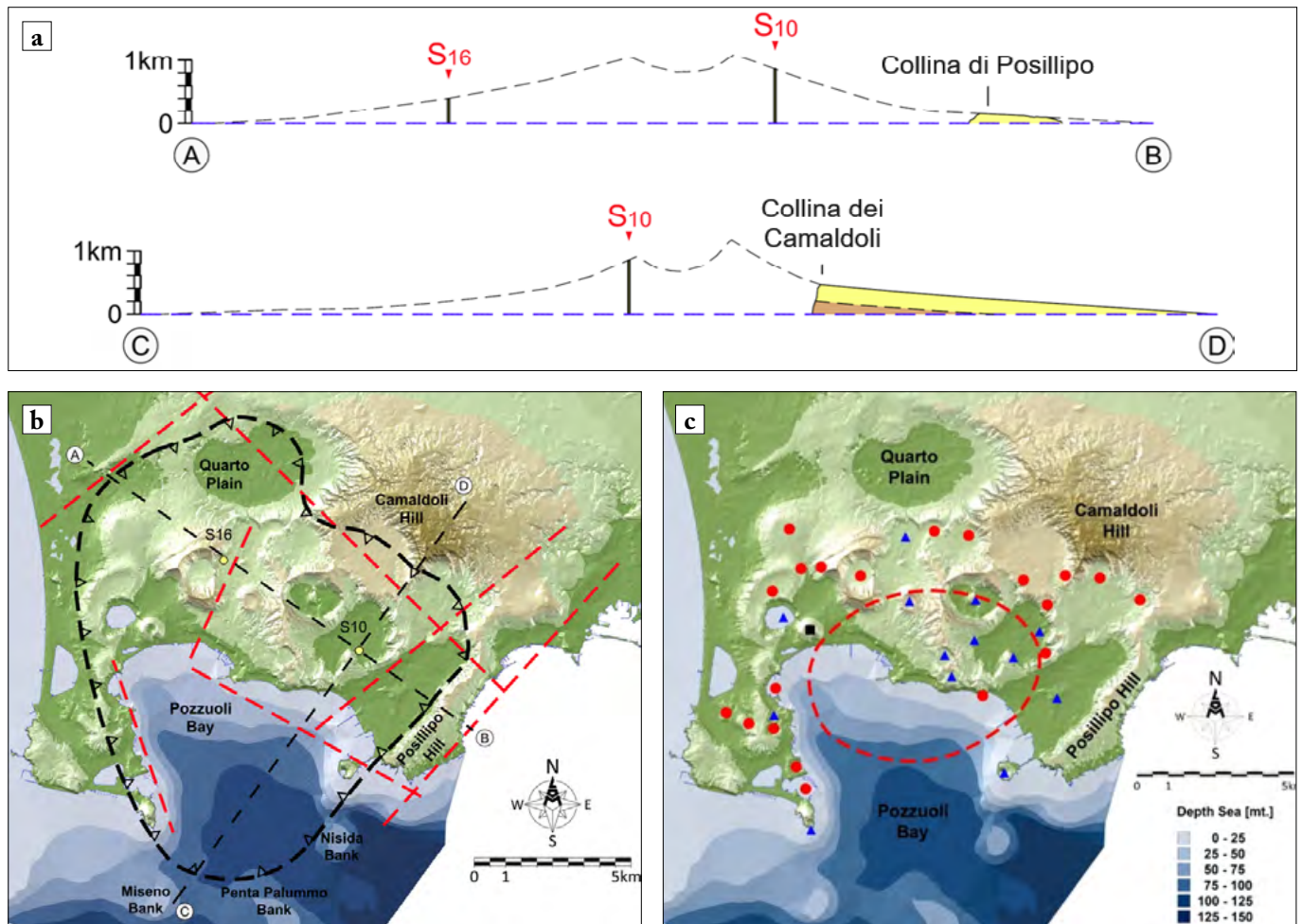


Figura 1. a) Ricostruzione dell'edificio del TGN a partire dai relitti delle colline dei Camaldoli e di Posillipo, utilizzando anche gli spessori di TGN rinvenuti in due sondaggi profondi; b) Sprofondamento calderico post-eruttivo; c) Blocco risorgente (linea curva tratteggiata), coesistente con gli edifici della prima fase (punti rossi) e della seconda fase (triangoli azzurri) post-calderica (Rolandi *et al.*, 2020)

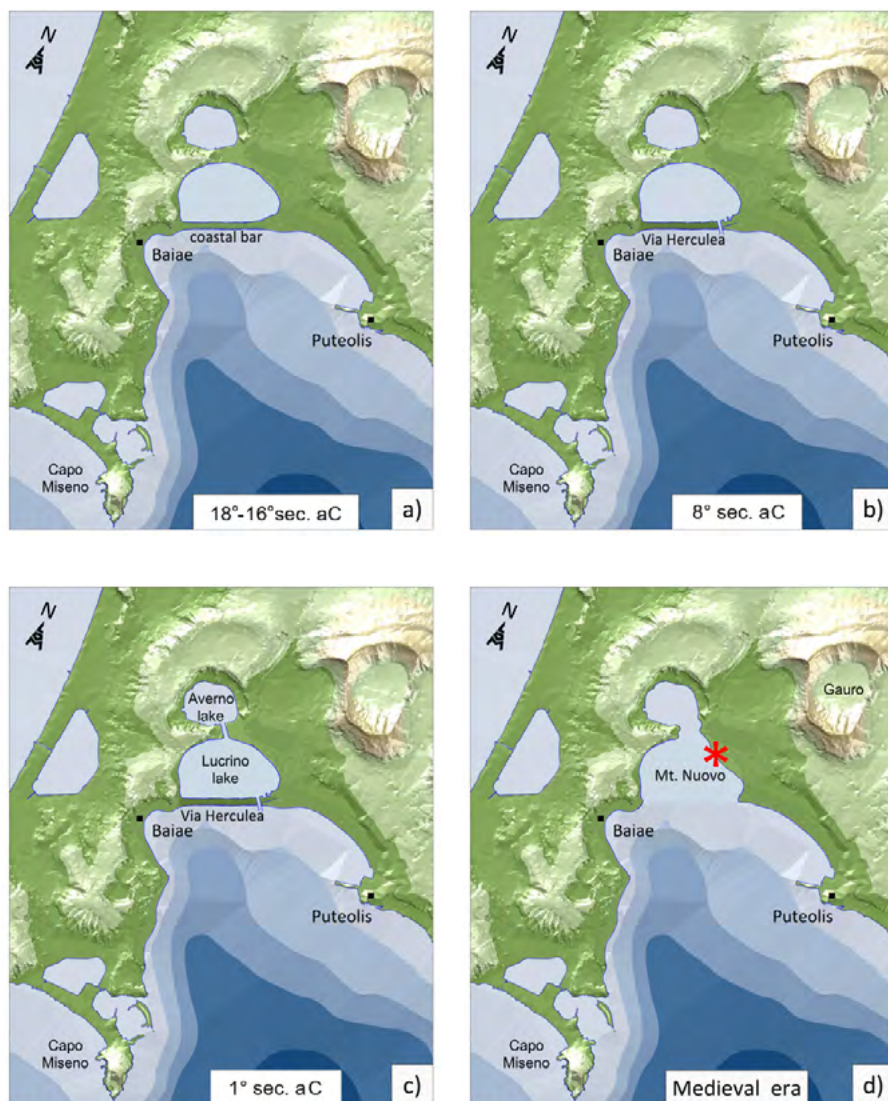


Figura 2. a),b),c),d): evoluzione dal XVIII–XVI secolo a.C., all'età medievale, del seno del Golfo di Pozzuoli delimitato dalla via Herculea, prospiciente il vulcano dell'Averno (ridisegnato da Parascandola, 1943)

## 2. MOVIMENTI DEL SUOLO NELL'AREA FLEGREA NEL PERIODO PREISTORICO-STORICO ANTICO FINO AL MEDIOEVO (3,7 KA-1538 AD)

Dopo la seconda fase post-calderica sono ripresi i movimenti del suolo, sia in senso subsidente che ascendente, che in qualche modo, pur nella sostanziale analogia con i precedenti, se ne differenziano per una minore entità e per una maggiore velocità, sia nel sollevamento che in subsidenza. Questa caratteristica ha portato all'introduzione del termine *bradisismo* o *bradisisma*, che letteralmente significa "movimento lento del suolo" (dal Greco: lento = *bradys*, movimento = *seismòs*). È evidente, comunque, che l'instabilità del suolo è ancora da riferire al movimento del blocco risorgente, in senso discendente e ascendente. Poiché i dati disponibili sull'attuale fase ascendente individuano un sollevamento con deformazione del suolo secondo una morfologia a campana, con massimo valore nella zona di

Pozzuoli, vogliamo conoscere se anche durante le fasi medioevali di sollevamento che hanno preceduto l'eruzione del 1538 sia avvenuta una deformazione con la medesima morfologia. A tale scopo è stato necessario indagare sull'entità dei movimenti bradisismici, sia registrati storicamente sull'area puteolana, sia sulle aree limitrofe. Per queste ultime i dati più significativi si hanno nell'area dell'Averno verso Ovest ed in minore entità a Nisida verso Est, per cui faremo riferimento alla prima area.

### 2A - IL MOVIMENTO SUBSIDENTE NELL'AREA COSTIERA DEL VULCANO AVERNO

Seguiremo, in particolare, le vicende dei movimenti bradisismici, sia evidenziandone i cambiamenti morfologici (Fig. 2), che le fasi di abbassamento e di sollevamento di una struttura che si identifica come una barra costiera estesa tra Baia e Pozzuoli per una lunghezza di 1.500 m, formatasi circa 30 secoli fa in quest'area, per l'azione delle correnti marine. Seguiremo, in particolare, i suoi

movimenti fino al basso Medioevo, considerando, come idealmente rappresentative, le variazioni di quota del suo baricentro, desunte dal susseguirsi delle vicende storiche, iniziando dall'epoca in cui si è potuta costruire la barriera naturale (Fig. 3).

**1** – Costruzione della barriera sabbiosa, come accaduto per analoghe strutture presenti nella zona *flegrea*, ubicate su di un fondale di 6-7 m ed emergenti per un'altezza dello stesso ordine di grandezza (Fig. 2a e Fig. 3, punto 1);

**2** – Nell'VIII secolo a.C., epoca della fondazione della prima colonia greca del Mediterraneo, la barriera sabbiosa veniva utilizzata dai coloni come una strada di collegamento, chiamata via Herculea (Fig. 2b), per raggiungere le terre coltivate vicino Pozzuoli. Sappiamo da uno scritto di Diodoro Siculo Lib.IV (Parascandola, 1943) che: "...nei giorni in cui il mare era in tempesta, la via era colpita da onde che vi si infrangevano, rendendola impraticabile". Ciò si verificava perché le onde che si infrangevano contro la diga posta sopra un fondale di circa 7-8 m di profondità, acquisivano un'altezza pari a 3/4 della profondità dello stesso fondale, ovvero poco più di 5 m slm. Quindi, per essere i coloni greci infastiditi dai marosi nei giorni di burrasca, come ci ha tramandato Diodoro, la diga, doveva avere un'altezza di 4-5 m slm. È da presumere, quindi, che tale altezza fosse stata raggiunta nell'VIII secolo a.C. per subsidenza della diga di almeno 1,5-2 m (Fig. 3, punto 2);

**3-4** – Lo specchio d'acqua sbarrato dalla diga nel I secolo a.C. divenne proprietà di Sergio Orata. Questi, facendo lauti guadagni dalla piscicoltura, fece assumere al lago il nome "Lucrino", derivato dal latino *Lucrum* (guadagno) (Fig. 2c). Più tardi, nel 50 a.C. i nuovi proprietari, per tutelare i propri interessi si rivolsero direttamente al Senato Romano per far riparare la via Herculea, che trovandosi ad un'altezza sul livello del mare intorno ai 2-3 m (Fig. 3, punto 3), non consentiva di praticare agevolmente l'attività di piscicoltura. Il Senato incaricò Giulio Cesare, il quale dal 48 al 44 a.C. fece costruire opere che, in sostanza, proteggevano la diga dall'impatto orizzontale delle onde del mare, quali la costruzione di una barriera frangiflutti, posta all'esterno della diga verso il mare aperto (*Opus Pilarum delle fumose*) più alta rispetto al livello del mare e, quindi, della stessa diga e la posa in opera di canali chiusi da piattaforme apribili (Claustre). Dieci anni dopo (36 a.C.) il generale Agrippa, per ordine di Ot-

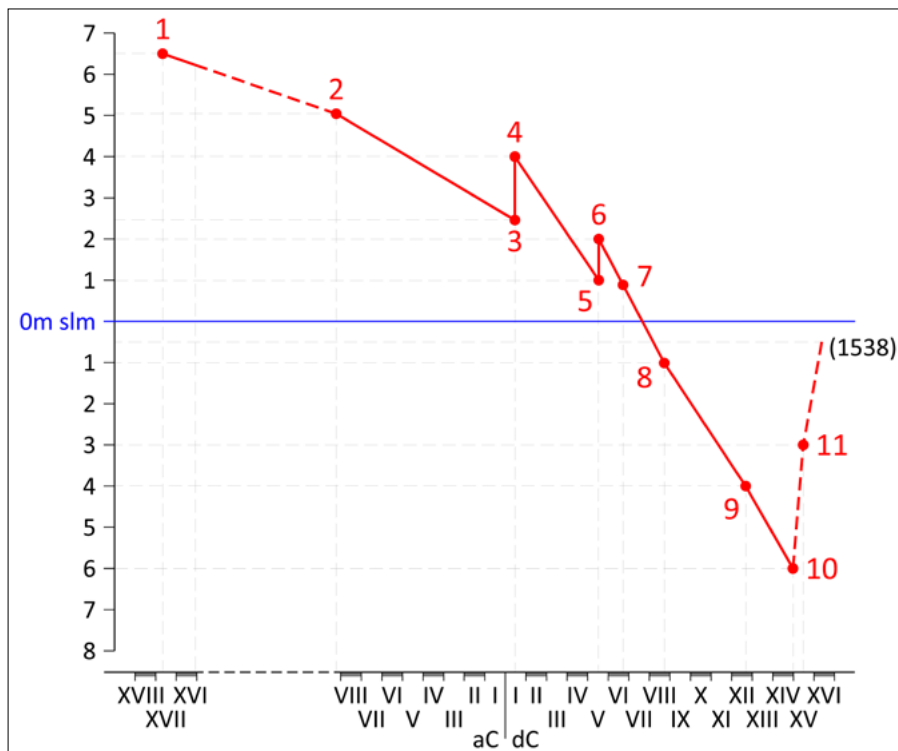


Figura 3. Cambiamenti nell'elevazione verticale della diga del Lucrino a partire dal XVII secolo a.C., fino al 1538. I dati provengono da fonti originali della corrente letteratura storico-archeologica riportati in Parascandola (1943)

taviano, impegnato nella guerra navale contro Pompeo Sesto, trasformò circa la metà del lago Lucrino e il lago interno dell'Averno in un porto-arsenale, che prese il nome di porto Giulio. La via Herculea venne rinforzata da Agrippa da pilastri ortogonali che fungevano da moli di approdo e inoltre, avendo egli intuito anche un problema di subsidenza, "...ne innalzò il livello (Strabone; Parascandola, 1943) (Fig. 3, punto 4);

Nel II-III secolo d.C. si andava accentuando la fase discendente, con la via Herculea a circa 2 m s.l.m. e per tale ragione i romani avevano abbandonato da tempo il porto Giulio come base militare e come piscicoltura.

**5 - 6** - Nel 496 la diga, alta meno di 2 m (Fig. 3, punto 5) fu rovinata da un maremoto (Parascandola, 1943), Teoderico, reggente Ostrogoto del regno italico, la fece restaurare ed innalzare. Infatti, lo storico G.C. Capaccio descrive, nel 1522, il Lucrino ben individuato come lago (Fig. 3, punto 6);

**7 - 8** - Verso la metà dello stesso VI secolo, alcuni pescatori greci fecero il tentativo di ripristinare la piscicoltura nel lago (Parascandola, 1943), ma ben presto dovettero abbandonare tale attività perché già nei primi decenni del VII secolo d.C. la diga, pervenuta ormai a fior d'acqua, si andava inabissando (Fig. 3, punto 7), unificando il Lucrino con il mare (Fig. 2d).

In tali condizioni, per i collegamenti di Baia con Pozzuoli si dovette utilizzare la strada che girava a Nord dell'Averno (Parascandola, 1943).

**9 - 10** - Agli inizi del XII secolo d.C. la via Herculea era ancora in fase di sommersione (Fig. 3, punto 9), raggiungendo una profondità di almeno 4 m sotto il livello del mare. Infatti, il Petrarca nel 1341 vide l'Opus Pilarum delle fumose emerso: "...vidi dunque i luoghi di Averno e Lucrino... e il freno imposto da Giulio Cesare al mare...". Questa struttura era più alta della via Herculea, la quale a sua volta era sommersa, condizione che fu confermata anche dal Boccaccio nel suo trattato *De Montibus* (Parascandola, 1943): "...le acque dell'Averno si mescolavano direttamente a quelle del mare...". Verosimilmente, in quest'epoca, la diga era sommersa di circa 5 m (Parascandola, 1943). La sommersione della diga continuò per tutto il XIV secolo (Fig. 3, punto 10).

**11** - Verso la prima metà del XV secolo l'area flegrea, come vedremo, sarà interessata da una fase di sollevamento (Fig. 3, punto 11). Non possiamo precisare tuttavia l'entità di tale sollevamento nella zona dell'Averno, possiamo solo ipotizzare che fu di circa 2-3 m in quanto non fu in grado di far emergere la via Herculea. Infatti, tutti i cronisti dell'epoca furono concordi nel descrivere l'assenza del Lucrino antistante l'Averno, perché la via Herculea non riemerse dal mare. Valga per tutte la descrizione dello storico Sanfelice, contemporaneo dell'eruzione del Monte Nuovo, che scrisse: "... il mare aveva preso possesso del lago, sicché non si poteva più dare il nome all'antico lago..." (Parascandola, 1943).

Nel punto segnato nella Fig. 2d si ebbe l'eruzione del 1538, preceduta da un sollevamento occasionale di 7 m, molto localizzato che non influì sull'emersione della via Herculea (Fig. 3).

## 2B - IL MOVIMENTO SUBSIDENTE A POZZUOLI

Come è noto, il Serapeo di Pozzuoli è una struttura trasformata in un tipico "macellum" romano (Fig. 4a), del quale alcuni elementi architettonici assunsero il ruolo di simboli per la registrazione del bradisismo nell'epoca romana, comunque già attivo nella stessa area anche in epoca greca (Gauthier, 1912). La subsidenza è stata mostrata con maggiore evidenza, perforando l'area del Serapeo (Amato e Gialanella, 2013) e mettendo in tal modo in evidenza la presenza nel substrato di quattro pavimenti sovrapposti, ciascuno separato dall'altro da sedimenti, che vanno dall'età augustea (31 a.C.-14 d.C.) a quella dei Severi (193-235 d.C.) (Fig. 4b). In particolare, due iscrizioni trovate alla base delle colonne attestano che nell'epoca dei Severi il macellum fu arricchito di marmi e sculture (Parascandola, 1947). Seguiremo, pertanto, gli abbassamenti e sollevamenti limitatamente al quarto pavimento nel diagramma di Fig. 5, nel quale si riportano le misure delle variazioni delle quote della sommersione e del sollevamento.

**1 - 2** - In riferimento al 3° pavimento, sappiamo che al tempo di Settimio Severo (193-211 d.C.) era a 1,5-2 m s.l.m., per cui era invaso frequentemente dal mare (Parascandola, 1947). Nell'epoca di Alessandro Severo (222-235 d.C.) fu, quindi necessario sovrapporre un 4° pavimento a 2 m sul livello del mare (Fig. 5, punto 1). Ma già nel 394 d.C. il 4° pavimento pervenne in prossimità del livello del mare (Fig. 5, punto 2), motivo per il quale il Serapeo fu restaurato su due lati, con la costruzione di argini protettivi, lavori fatti eseguire dal Console Valerio Massimo (Camodeca, 1987).

**3 - 4** - Il 4° pavimento si abbassò sotto il livello del mare nel V secolo e già nel VI secolo era pervenuto a 2 m sotto. Ciò indusse gli abitanti della parte bassa di Pozzuoli a rifugiarsi sulla rupe del Rione Terra (Varriale, 2004). Nel VII secolo d.C. il 4° pavimento raggiunse la quota di 3,6 m con le colonne avvolte al di sotto di tale quota da materiali sabbioso-carbonatici, sedimentati nei precedenti 200 anni di sommersione, durante i quali si era formato la cosiddetta "incrostazione" descritta da Parascandola (1947). Poi, per le mutate condizioni chimico-

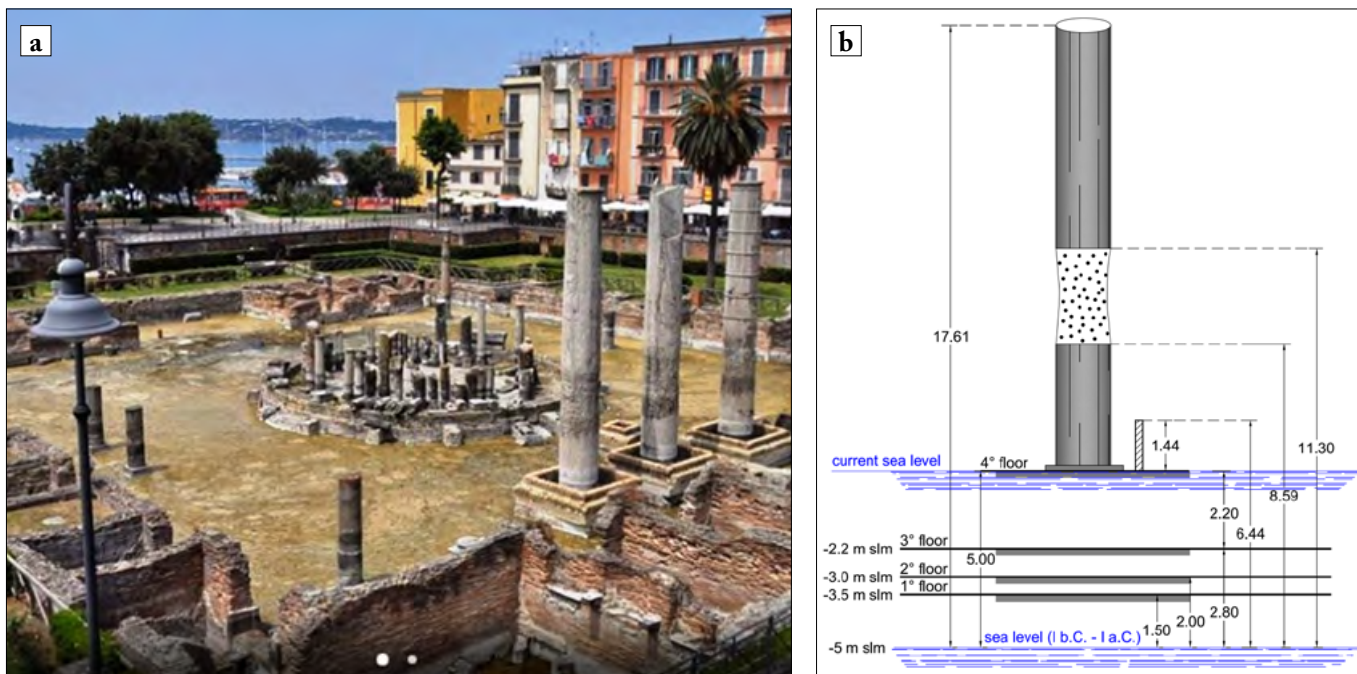


Figura 4. a) Il Serapeo con le tre colonne del pronaos ed il 4° pavimento in marmo cipollino con la rotonda centrale; b) Schema dei quattro pavimenti rinvenuti da Amato e Gialanella (2013)

fisiche dell'ambiente marino che andava approfondendosi, colonie di litodomi attaccarono la parte delle colonne che via via pervenivano al di sotto del livello del mare, creando una fascia bucherellata, per uno spessore di 2,70 m. Questo processo andò avanti fino al IX secolo d.C. con il quarto pavimento pervenuto ad una profondità di 6,3 m slm. Alcuni autori (Parascandola, 1947; Amato e Gialanella, 2013) hanno considerato tale profondità come la massima immersione del 4° pavimento del Serapeo raggiunta nel IX-X secolo. Gli autori del presente lavoro non sono in accordo con tale ipotesi, ritenendo, invece, che una serie di fatti storici, richiamati nei punti da 5 a 9 del diagramma di Fig. 5, siano in grado di confermare un'ulteriore subsidenza, protrattasi fino al 1430;

5-8- In virtù dell'incipiente subsidenza il mare circondava sempre a più in alto la rupe del Rione Terra, che si presentava come un borgo medievale, con un ponte levatoio all'ingresso. Questo contesto fu ben raffigurato nel secolo XI dal geografo arabo Idrisi nella sua *Opus Geographicum*, nella quale descrisse Pozzuoli come "castello" (Varriale, 2004) (Fig. 5, punto 5). Nel XII secolo la subsidenza era ben attiva, come si deduce da uno scritto di Benjamin ben Yonah de Tudela che, visitando le comunità ebraiche del Mediterraneo, passò per Pozzuoli riportando la seguente descrizione: "turres et fora in acqua demersa quae in media quondam fuerant" (Russo Mailer, 1979) (Fig. 5, punto 6). Nel XIII secolo il distretto di Pozzuoli era ancora in continua subsidenza. In uno scritto del 1251 dello

storico Niccolò Jamsilla (*Historia de rebus gestis Frederici II imperatoris ejuisque filorum Corradi et Manfredi Pugliae et Siciliae regnum*) si legge: "...videlicet Puteolum mari mantibusque inaccessibilis circumquaque conclusum..." (Fuiano, 1951) (Fig. 5, punto 7).

Ulteriori testimonianze del Boccaccio riportano che nella prima metà del XIV secolo il molo di pescatori nella baia di Pozzuoli era completamente sommerso, unitamente alla restante parte bassa della città (Mancusi, 1987).

9- Questo stesso scenario si riscontra ancora nella prima metà del XV secolo in un guazzo del 1430, noto come *Bagno del Cantariello*, facente parte del famoso *Balneis Puteolanis* del Codice di Edimburgo del 1491 (Di Bonito & Giamminelli, 1992). Il dipinto evidenzia la completa sommersione della città bassa ed i monconi di colonne del Serapeo che fuoriescono dal mare (Fig. 6).

Essendo valutabile lo spessore dei monconi in 2-3 m, e essendo le colonne alte circa 12,70 m, si deduce che il

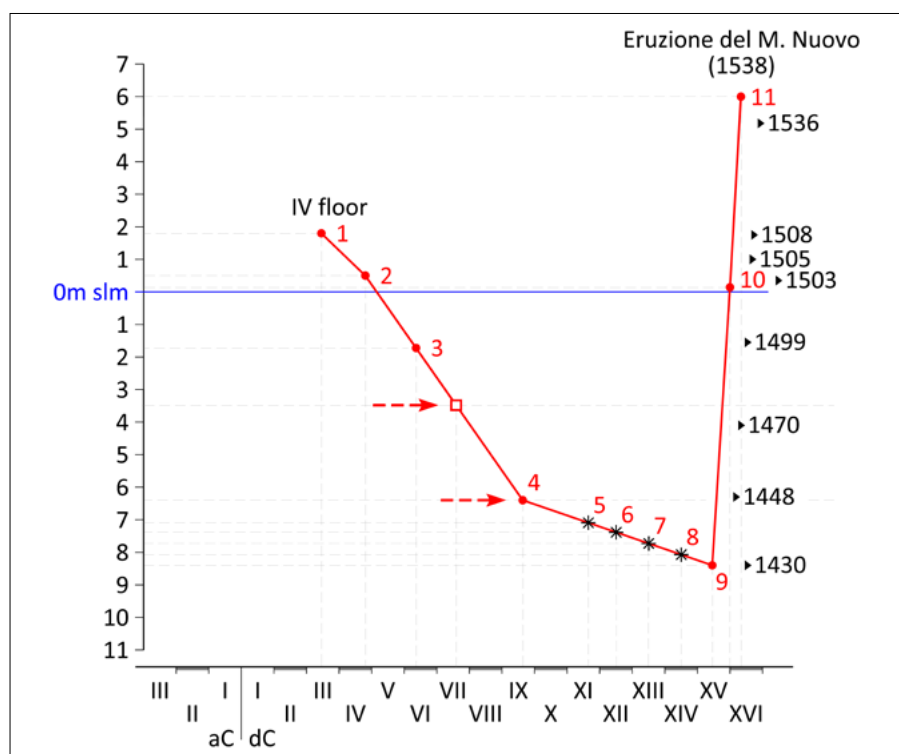


Figura 5. Movimenti bradisismici subsidenti e ascendenti del 4° pavimento del Serapeo. I dati provengono da fonti originali della corrente letteratura storico-archeologica (Parascandola, 1947). Il riferimento storico-cronologico dei vari punti nel diagramma viene spiegato nel testo

4° pavimento del Serapeo si trovava ad una profondità di almeno 10 metri. Un tentativo di contestualizzare cartograficamente la parte della Fig. 6 prospiciente al Serapeo sommerso è stato fatto utilizzando una ricostruzione della topografia della città di Pozzuoli in epoca romana molto dettagliata (Fig. 7a) (Soricelli, 2007).

Da una parte di tale mappa, che riproduce il contesto topografico dell'area



Figura 6. Dipinto del 1430 della sorgente termale Cantariello con in primo piano le parti superiori delle colonne del Macellum emerse dall'acqua (Di Bonito e Giamminella, 1992)

in un intorno del Serapeo in epoca romana (Fig. 7b), abbiamo ricavato l'assetto topografico del 1430 come riprodotto in Fig. 6, con estensione del mare che batteva ai piedi della collina della Starza (Fig. 7c). Da quest'ultima è stato ricavato anche un profilo morfologico della stessa area (Fig. 7d).

10–Fu, dunque, nella prima metà del XV secolo, che la fase di subsidenza lasciò il posto alla fase ascensionale. Dal diagramma di Fig. 5 non possiamo elaborare più dettagliatamente il movimento ascendente per mancanza di dati storici. Gli unici dati certi trovano riscontro: i) nei terremoti che accompagnarono la risalita del pavimento marmoreo del Serapeo al di sopra del livello del mare fino al 1500 (Fig. 5) e, ii) negli editti del 1503–1511, con i quali il municipio di Pozzuoli assegnava, ai cittadini che ne facevano richiesta, i terreni che emergevano nelle vicinanze del porto (Parascandola, 1947). Con l'emersione delle terre, il tasso medio di sollevamento, in 70 anni fu complessivamente dell'ordine di 140 mm a<sup>-1</sup>.

11 – Il sollevamento continuò per altri 5–6 m al di sopra del livello del mare, fino all'eruzione del 1538, compren-

vo del sollevamento aggiuntivo di 1–2 m (Rolandi *et al.*, 1985), derivanti dal già citato sollevamento pre-eruttivo occasionale di 7 m, localizzato a 3 km di distanza verso ovest (Fig. 2d), avvenuto immediatamente prima dell'eruzione, (Parascandola, 1943).

In conclusione, dal diagramma di Fig. 5 si osserva che:

- Il bradisismo ascendente del Serapeo di Pozzuoli è avvenuto nell'intervallo cronologico 1430–1538, con un valore di circa 160 mm a<sup>-1</sup>, contro un bradisismo discendente di circa 10 mm a<sup>-1</sup> (Bellucci *et al.*, 2006).

Dal confronto dei diagrammi di Fig. 2 e 5 si rileva inoltre che:

- i valori rilevati al Serapeo, per quanto riguarda i dati della fase ascendente, sono decisamente superiori a quelli dedotti per la via Herculea. Ricordiamo che la diga non superò mai il livello del mare, mentre al contrario, il pavimento del Serapeo emerse per almeno altri 5–6 m;
- si desume, quindi, che la zona centrale di Pozzuoli dove è ubicato il Serapeo, già durante la fase del bradisismo ascendente 1430–1538, era interessata dal massimo sollevamen-

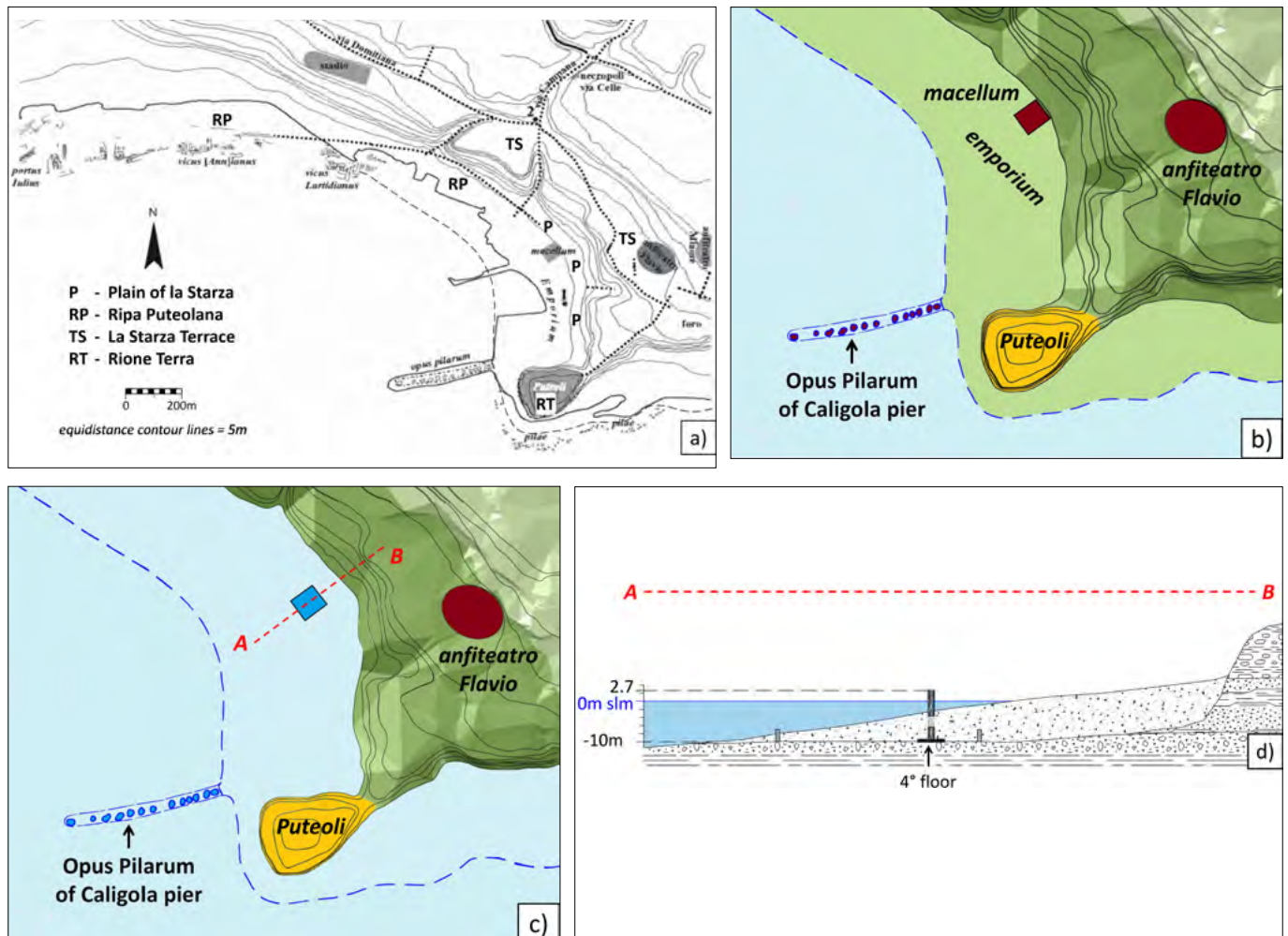


Figura 7. a) Topografia del territorio di Pozzuoli in epoca Romana (scala 1:5000); b) Zona prospiciente al Serapeo ridisegnata; c) Zona prospiciente al Serapeo nel 1430; d) Profilo dedotto dalla fig. 7c, mostrante l'immersione e il seppellimento del 4° pavimento

to, dove si concentrarono gli eventi sismici di maggiore magnitudo;

- i dati storici qui presentati, che riportano la data d'inizio della fase ascensionale medioevale al 1430, contraddicono la data apparsa in un recente lavoro di Di Vito *et al.* (2016) che pone l'inizio della fase ascendente al 1251. Nello stesso lavoro, inoltre, in riferimento al sollevamento pre-eruttivo localizzato nella zona della bocca eruttiva del 1538, questi autori ritengono si sia verificato un sollevamento occasionale di circa 19 m, a differenza dei dati storici (Parascandola, 1943) e di conferme anche recenti (Costa *et al.*, 2022), che ritengono tale sollevamento locale sia stato di 7 m.

### 3. PRECURSORI DI LUNGO E MEDIO BREVE TERMINE DELL'ERUZIONE DEL 1538 E FASE SISMICA POSTUMA ALL'EVENTO ERUTTIVO

Come già osservato precedentemente, non esistono testimonianze storico-letterarie che descrivono la fase di sollevamento nell'intervallo 1430-1503. Tuttavia, vi è però un assunto incontrovertibile che associa la fase di sollevamento alla sismicità (Dvorak e Gasparini, 1991; Kilburn *et al.*, 2017; Troise *et al.*, 2019). A tal proposito, è da rimarcare, che nei periodi 1430-1538 e 1538-1584 gruppi di terremoti differiscono da altri per alcuni aspetti, motivo per il quale vengono raggruppati in 3 diverse classi (Fig. 5):

- La classe A include i terremoti dal 1430 al 1500, che hanno avuto luogo durante l'ascesa di circa 10 m in ambiente subacqueo, con un tasso medio di sollevamento di circa 140 mm a<sup>-1</sup>. Tali terremoti sono stati classificati come precursori a lungo termine. Tale sequenza ebbe inizio nel 1448 con un potente terremoto (Colletta, 1988), che indusse il re Ferdinando I d'Aragona a sospendere il cosiddetto "fuocatico" (imposta medievale riscossa per ogni fuoco acceso da un nucleo familiare). Nel biennio 1468-1470, si ha la seconda segnalazione di una fase sismica di carattere parossistico Io=VII (ML 4,2)<sup>1</sup> (Guidoboni e Ciuccarelli 2011; Francisconi *et al.*, 2019), probabilmente

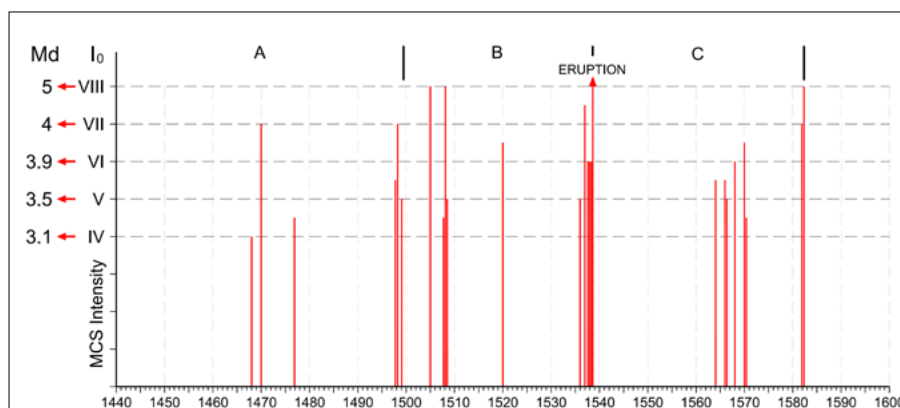


Figura 8. L'attività sismica precedente e susseguente l'eruzione del 1538 (dati da Parascandola, 1943, Guidoboni e Ciuccarelli, 2011, Guidoboni, 2020). A = Fase dei precursori a lungo termine, B = Fase dei precursori a medio-breve termine, C = Fase sismica successiva all'eruzione

preceduta da eventi di minore intensità non contemplati dalle fonti storiche. Tale fase culminò con un'intensa attività fumarolico-idrotermale registrata presso il vulcano Solfatara. Le cronache storiche indicano, a questo proposito, che vi fu una sofferenza della vegetazione, sia spontanea che coltivata, estesa in tutte le aree circostanti il vulcano. Quest'ultima appare come un'informazione importante, volta ad indicare un'estensione dell'area interessata da fluidi gassosi verso altre aree inizialmente libere dal gas (Francisconi *et al.*, 2019). In definitiva, in questa fase l'abbondanza di fluidi nel sottosuolo è stata in grado di determinare una cospicua deformazione del suolo legata al bradisisma ascendente e di sviluppare nel contempo una diffusa sismicità a causa dell'aumentata pressione degli stessi fluidi gassosi. Nel corso dei vent'anni successivi, il sollevamento del suolo fu ancora determinato dal sistema idrotermale che alimentava le fumarole, tale da incrementare la fratturazione idraulica che sviluppava sismicità. Questo periodo culminò con un forte evento sismico avvenuto nell'ottobre del 1499 di notevole intensità (Io=V-VI e VII) (Guidoboni e Ciuccarelli, 2011). Nel 1499 e nel 1503 terremoti di minore entità (Io=V) chiusero questa fase sismica, che possiamo considerare innescata dalla componente gassosa (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>), con valori massimi di Io=VII (Md = 4-4,2).

- La classe B si può considerare diversa dalla precedente, in quanto nella prima metà del secolo successivo vennero registrati quattro eventi (1505, 1508, 1536, 1538), di intensità macrosismica Io= VIII (Md=5) (Guidoboni e Ciuccarelli, 2011). È significativo rimarcare come nell'arco di 35 anni si siano succeduti quattro terremoti, ciascuno con magnitudo circa 30 volte più potente dei precedenti, che, pertanto, potrebbero essere associati alla risalita di diapiri di magma che si intrudono nelle fratture

circostanti. Potremmo ritenere valida questa ipotesi in quanto, essendo nota l'evoluzione del sistema verso l'evento eruttivo del 1538, l'aumento della magnitudo può costituire quella fase di precursori a medio-breve termine, mediante la quale si spiegherebbe il collegamento tra terremoti di maggiore magnitudo con l'entrata nel sistema della componente magmatica. Con questa fase, iniziata nel 1536, i segnali dell'imminenza dell'eruzione diventano via via più chiari, con terremoti frequenti avvertiti con grande spavento e preoccupazione dalla popolazione, che si protrassero fino al 1538 (Fig. 8 classe B), allorché, all'approssimarsi dell'eruzione, aumentarono di numero e di intensità, tanto che il 28 Settembre, giorno prima dell'eruzione, la popolazione fu costretta ad abbandonare Pozzuoli (Guidoboni, 2021e bibliografia associata).

### L'ERUZIONE DEL 1538

Nella settimana che precedette l'eruzione, accompagnata, come già si è osservato, da un cospicuo numero di terremoti, a circa 3 km verso ovest dalla zona di massimo sollevamento del Rione Terra, il mare si ritirò via via di 200 passi oltre la riva (370 m), per effetto di un occasionale rigonfiamento del suolo, stimato in 7 m nella zona di massima curvatura (Parascandola, 1943) (Fig. 2d), che si distribuì verso le zone limitrofe in graduale attenuazione (Rolandi *et al.*, 1985). Il sollevamento, provocò il ritiro del mare e produsse enormi boati nella notte tra il 28 e il 29 Settembre, culminando verso le 2 in un ulteriore enorme boato che originò la bocca eruttiva. La colonna di prodotti che uscì dalla voragine, inizialmente di colore bianco, trasportò verso l'alto ceneri fangose e lapilli litici e scoriacei. La presenza delle ceneri umide sui pendii del cono vulcanico che si andava formando, fece ipotizzare al Parascandola

1 Per poter confrontare la sismicità passata con quella recente abbiamo convertito le massime intensità epicentrale (Io) in magnitudo (ML), utilizzando i valori Io = VII-VIII, ottenuti sperimentalmente da un terremoto flegreo del 1983, con magnitudo ML = 4,2 (Marturano *et al.* 1988), e da un terremoto dei Colli Albani con M = 5,0 (Sabetta e Paciello 1995).

(1943) la possibilità che si trattasse di un'eruzione di fango. Questa descrizione, desunta dalle cronache dell'epoca, ci fa comprendere che la prima fase eruttiva è stata a carattere freatomagmatico a bassa efficienza per un alto rapporto magma-acqua (Wohletz, 1983), ovvero, il cono vulcanico si era formato da depositi da pyroclastic flows a matrice sabbiosa prevalente, inglobante clasti litici e scoriacei. I prodotti con tali caratteristiche da flusso, giunsero fino al Serapeo, depositandosi con spessore di circa 2 m. Il 6 Ottobre si ebbe una ripresa dall'eruzione e quello fu il giorno in cui morirono 24 incauti visitatori sorpresi dalla ripresa dell'attività eruttiva, che si palesò con caratteristiche differenti, prevalentemente magmatiche, ovvero, a basso rapporto di interazione acqua-magma. Nel passaggio idromagmatico-magmatico la nube eruttiva assunse decisamente la forma di una colonna eruttiva a carattere stromboliano, con altezza di circa 3-4 km, che sotto l'influsso di venti da NO e poi da N, distribuì i prodotti scoriacei verso SE in direzione di Nisida e della costa napoletana, quindi verso S, in direzione di Bacoli e Capo Miseno.

- La classe C, corrisponde al periodo di sismicità successivo all'eruzione, che in numerose zone della città provocò crolli di edifici con terremoti di elevata intensità  $I_0 = VIII$  ( $ML = 5$ ), interessando anche Napoli, con intensità  $I_0 = V$ , (Parascandola, 1943; Guidoboni e Ciuccarelli, 2011; Guidoboni, 2021). Un'ipotesi è che la ripresa della fase sismica dopo 20 anni sia stata attivata dal continuo degassaggio, conseguente a nuovi episodi di intrusione magmatica, che, tuttavia, non raggiunsero la superficie per eruttare (vedi oltre).

#### 4. DINAMICHE INTERNE CONNESSE CON LA RISALITA DI GAS E DI INTRUSIONI MAGMATICHE, RESPONSABILI DELL'ERUZIONE DEL 1538

Abbiamo osservato che le fasi di sollevamento massime nella zona di Pozzuoli, durate circa 100 anni e culminate con l'eruzione del 1538, furono accompagnate da due classi di sismi, evolutisi, la prima nell'arco di 73 anni, la seconda di 30 anni, che si differenziano nelle intensità macrosismiche massime, rispettivamente di  $I_{0,max} = VII$  ( $Md = 4,2$ ) e  $I_{0,max} = VIII$  ( $Md = 5$ ) e per il fatto che la seconda classe culminò con l'eruzione del 1538. È evidente che tali differenziazioni scaturiscono da fatti di dinamica

interna, che si legano: i) alla struttura lito-stratigrafica del blocco risorgente; ii) alle caratteristiche geofisiche della zona crostale superficiale e profonda.

1) Per quanto concerne il primo punto, da un sondaggio profondo eseguito dalla Soc. Safen nel 1950 (Fig. 9), si evince che alla base dei prodotti emessi nelle attività post-calderica spessi 130 m, vi sono circa 1.400 m di depositi tufacei, chiusi alla base da 30 m di lave, cui seguono 300 m di depositi piroclastici, che costituiscono la parte sommitale della struttura crostale più profonda;

2) in relazione al secondo punto, i dati geofisici relativi alla zona crostale superficiale e profonda danno i seguenti riscontri:

- per una profondità del substrato di circa 2 km, Aster e Mayer (1988), Vanorio *et al.* (2005) e Battaglia *et al.* (2008) sono giunti alla stessa conclusione, ovvero, viene evidenziata un'elevata anomalia  $V_p/V_s$  a circa 1-2 km sotto la città di Pozzuoli, interpretata come dovuta alla presenza di rocce contenenti fluidi in fase liquida e quindi la deduzione ovvia è che le rocce siano sature d'acqua;

- Vinciguerra *et al.* (2006) in considerazione della relazione tra i dati tomografici del rapporto  $V_p/V_s$  e i dati ultrasonici di laboratorio, evidenziano che i tufi presenti nell'area centrale della caldera dei Campi Flegrei possono essere saturi d'acqua o gas, mostrando che il collasso anelastico dei pori e le fessurazioni prodotte da stress meccanici e termici possono modificare significativamente le proprietà di velocità sismiche dei tufi dei Campi Flegrei in profondità;

- Battaglia *et al.* (2008) rilevano uno strato che si estende a circa 3-4 km di profondità con basso valore  $V_p/V_s$ , attribuito al confinamento di una zona ricca di gas in condizioni supercritiche;

- alle stesse profondità i limi e le argille marine favoriscono la mineralizzazione della silice secondo il modello di Fournier (1999), con formazione di orizzonti a bassa permeabilità, che, a causa dell'aumento della temperatura intorno al valore di 400 °C, diventano termicamente alterati, formando uno strato termo-metamorfosato impermeabile (Lima *et al.*, 2021);

- infine, riguardo alla struttura più profonda, Judenherc e Zollo (2004) evidenziano, tra i 7-8 km, una ca-

mera magmatica, probabilmente la stessa dalla quale si è alimentata l'attività post-calderica.

Alla luce dei dati geofisico-stratigrafici appena enucleati ed in relazione all'evolversi delle fasi sismiche che precedettero l'evento eruttivo (Fig. 8), con l'intento di presentare un'ipotesi tesa ad illustrare le fenomenologie sismiche e vulcaniche che hanno portato alla fase eruttiva del 1538, sono stati considerati i seguenti punti fondamentali:

- La particolare natura del magma residuale che probabilmente staziona sul fondo della camera magmatica a partire dal termine dell'attività post-calderica. Secondo le moderne vedute si tratterebbe di un magma ricco in cristalli, di consistenza reologica rigida, ma non assimilabile ad un solido, che prende il nome di *mush* (Bachmann *et al.*, 2002 e bibliografia associata).

- Dopo circa 32 secoli di subsidenza post-calderica l'improvvisa veloce risalita del suolo, sfociata dopo circa 100 anni in un evento eruttivo, indica l'elevata probabilità del coinvolgimento di una nuova fase di alimentazione di magma femico da maggiori profondità.

A questo punto, quindi, è lecito chiedersi quale tipo di relazione esiste tra il *mush* inertizzato presente al fondo della camera magmatica e il nuovo magma trachibasaltico che si avvicina in risalita dalle profondità. A tale quesito, a nostro parere, risponde esaurientemente il modello proposto da Bachmann e Bergantz (2006) basato proprio sull'ipotesi di un magma mafico ad alta temperatura che si stratifica direttamente alla base della camera magmatica, trasmettendo calore verso lo strato di *mush* a temperatura

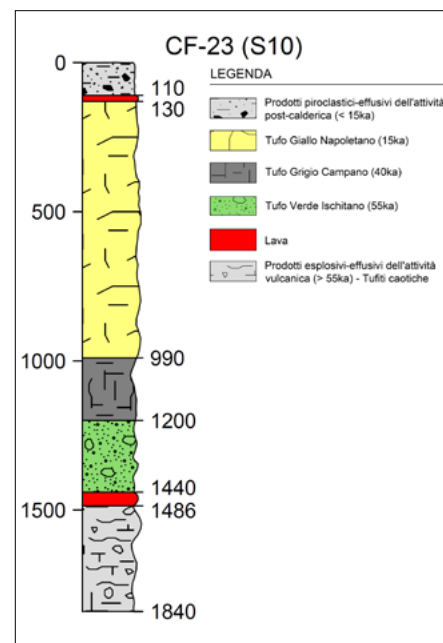


Figura 9.

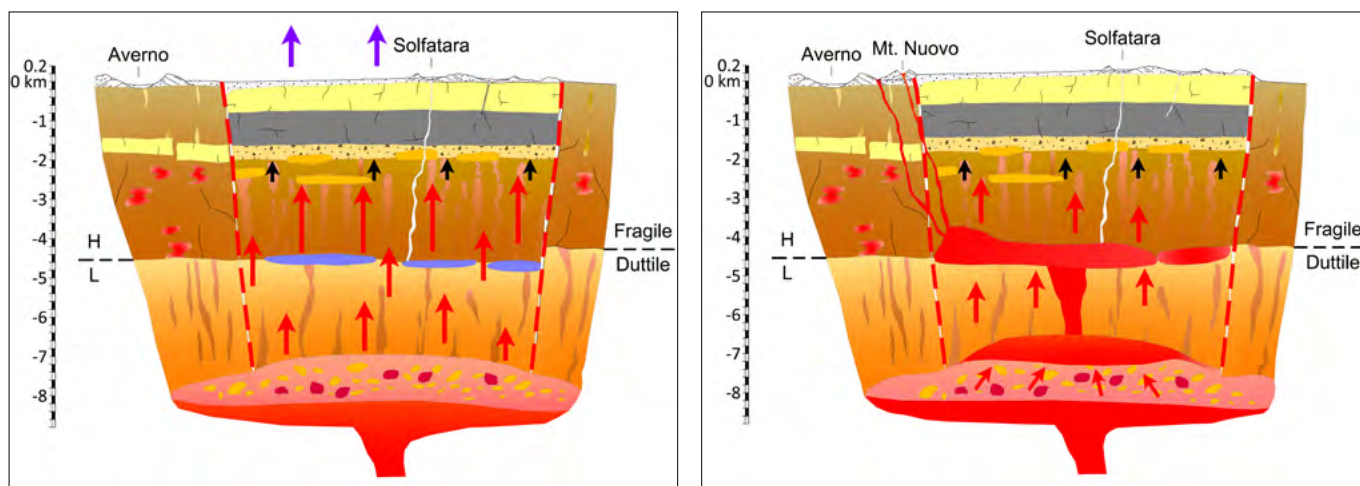


Figura 10. Fasi dell'attività idrotermale e magmatica che portano all'eruzione del 1538 descritte nel testo ( $H$  = pressione idrostatica,  $L$  = pressione litostatica)

minore. In prima istanza sembrerebbe trattarsi di un fenomeno di conduzione, limitato allo scambio di calore tra i due corpi magmatici, che sicuramente ha avuto luogo in una qualche misura. Le osservazioni di Bachmann e Bergantz (2006), tuttavia, suggeriscono che la parte più significativa del calore può essere trasportata più velocemente della conduzione mediante il processo di "gas sparging".

Questo processo si determina quando il fuso mafico posizionato alla base, essendo più caldo dello strato sovrastante, subisce i processi di raffreddamento e cristallizzazione, determinando nel contempo l'essoluzione di gas ad alta temperatura dal magma mafico (principalmente  $H_2O$  e  $CO_2$ ) collocato al di sotto dello strato di mush. I volatili con temperatura elevata attraversano, quindi, l'interfaccia di separazione, ovvero penetrano nel mush trachitico sovrastante mediante continui piccoli grappoli di bolle gassose, trasmettendo un significativo apporto di calore ed un trasferimento di massa limitato. In tal modo, il mush viene attraversato da una consistente quantità di volatili ad alta temperatura, venendo anche efficacemente riscaldato e parzialmente rifuso. Una condizione molto interessante del modello è quella che può essere applicato a volumi eruttivi molto diversi, in funzione del tempo, tant'è che gli autori hanno considerato come end member del processo rispettivamente: (a) il Fish Canyon Tuff (5000 km<sup>3</sup>; Bachmann *et al.*, 2002), (b) le eruzioni del Vulcano Soufrière nel periodo 1995-oggi (Montserrat, 0,5 km<sup>3</sup>; Sparks *et al.*, 1998). Da notare che il valore inferiore è dell'ordine di grandezza del Monte Nuovo.

Nella Fig. 10 abbiamo esemplificato le condizioni richiamate nei precedenti punti, relative agli eventi ricostruiti nel

periodo 1430-1538, fino all'eruzione del Monte Nuovo.

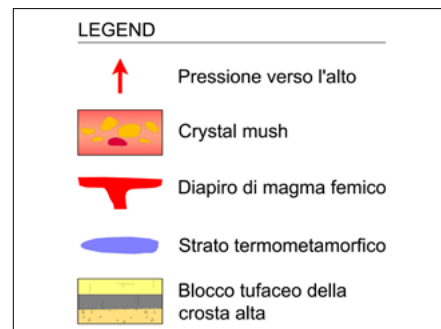
- In Fig. 10a viene rappresentata la fase iniziale di gas sparging in accordo con il modello Bachmann e Bergantz (2006), relativo al trasferimento dei gas ad alta temperatura provenienti dal raffreddamento di un'intrusione trachibasaltica che si accumula distendendosi al di sotto lo strato di mush trachitico. I gas ad alta temperatura attraversano e nel contempo riscaldano lo strato di mush.

In questa prima fase hanno luogo i seguenti meccanismi d'azione:

- a) i fluidi espulsi attraversano il mush accumulandosi a pressioni litostatiche nella regione duttile, penetrando episodicamente nella crosta fragile, rompendo in più punti l'eventuale strato termo-metamorfico;
- b) si determina in tal modo un aumento della pressione dei fluidi nella regione fragile, che innesci sciami sismici nell'intervallo 4-2 km. Si ipotizza in definitiva, la formazione, a partire dalla profondità di 4 km, di un sistema di gas magmatici e di fluidi idrotermali praticamente chiuso, in grado di esercitare una notevole pressione verso l'alto sul sovrastante blocco tufaceo.

In tali condizioni tale blocco, sotto l'influsso del vapore surriscaldato, subisce anche l'azione della vaporizzazione dell'acqua presente nelle celle zeolitiche, rinforzando l'azione di sollevamento.

Si assume, pertanto, che in epoca medioevale il sollevamento del suolo fu determinato dalla spinta dei gas magmatici sul blocco tufaceo, congiuntamente con la spinta del vapore surriscaldato attivata in seno allo stesso blocco zeolitico. Entrambe queste azioni determinarono la deformazione del suolo nella zona centrale di Pozzuoli nella fase dei precursori a lungo termine, con terremoti di importante magnitudo ( $ML = 3-4$ )



nella zona 4-2 km e di minore magnitudo ( $ML = 1-3$ ) a 1-2 km di profondità.

- In Fig. 10b viene mostrato come nello stesso tempo le sostanze volatili, percolando attraverso il mush trachitico, ne innescano la rimobilizzazione di piccole porzioni, che in risposta alla temporanea diminuzione della pressione litostatica determinata dal precedente sollevamento dell'intero blocco sovrastante, si stratificano alla base della zona di alta pressione intorno ai 4 km, prendendo la forma di un *sill*. Nell'arco di circa 100 anni si sarebbe prodotto una quantità di magma dell'ordine di 0,5-1 km<sup>3</sup>, della quale, solo una piccola parte si intruse lateralmente al blocco risorgente dove la pressione litostatica è minore (fase dei precursori a breve termine), sfociando nel preliminare sollevamento occasionale, verificatosi a 3 km di distanza dall'area di massimo sollevamento.

## 5. MOVIMENTI DEL SUOLO DOPO L'ERUZIONE DEL 1538, FINO ALLE FASI BRADISISMICHE RECENTI

Verso la fine del XVI secolo i movimenti del suolo a Pozzuoli furono interessati da una nuova fase di subsidenza. Da una incisione di Mario Cartaro del 1584 (Fig. 11a) si osserva che il cosiddetto molo Neroniano (erroneamente chiamato Caligioniano) durante la fase di massimo sollevamento 1430-1580 era emerso di 6-7 m. Ma, verso la fine

del XVI secolo i movimenti del suolo a Pozzuoli furono interessati da una nuova fase di subsidenza, per la quale i ruderi dello stesso molo nel 1750 emergevano dal mare per un'altezza di 1-2 m (Fig. 11b).

Per cui si può quindi dedurre una subsidenza della zona puteolana di almeno 5 m in poco meno di 200 anni. Allo stesso modo, dalla Fig. 5 si evince, che il pavimento del Serapeo nel 1538 era a circa 6 m slm e che nel 1750-53, quando venne riportato alla luce (Fig. 11c), era ad un'altezza di poco inferiore al metro (Niccolini, 1846), misura che conferma la generale subsidenza di circa 5 m dell'area puteolana.

Tale subsidenza, in particolare, avrebbe avuto una velocità maggiore per i pri-

mi tre metri, minore per gli ultimi due metri, fino al 1750 (Parascandola, 1947). Per quanto concerne il 4° pavimento del Serapeo, ai dati rilevati da Niccolini nel XVIII secolo, sono stati aggiunti quelli ottenuti dalle misurazioni effettuate da numerosi studiosi che si sono occupati di questo fenomeno nel corso del XIX secolo (Smith, Lyell, Forbs ecc.), come riportato da Parascandola (1947) (punti 13-16 di Fig. 12a).

A partire dal 1905 iniziarono le misurazioni di alta precisione, basate su livellamenti effettuati dall'Istituto Geografico Militare (IGM) (punti 17-18 di Fig. 12a), protrattisi anche in occasione delle fasi di dislocazione bradisismica più recenti, a partire dagli anni 1950 - 52, 1969 - 72, 1982 - 84 e fino

al 2001. Dal 2001 le misurazioni sono state effettuate tramite GPS installato presso Rione Terra (Del Gaudio *et al.*, 2010) (Fig. 12a). Dopo la subsidenza post-1984, a partire dal 2006, ha preso corpo una risalita del suolo, che dall'inizio del 2024, per i primi tre mesi è stato di 3 cm, e che ad oggi si sommano altri 7 cm, per un totale di circa 10 cm (Fig. 12a, b).

Ci siamo soffermati inizialmente sulle fasi di movimento del suolo a partire dal 1430 ed evolutesi verso l'evento eruttivo del 1538. È quindi, quanto mai opportuno effettuare, una correlazione con i movimenti bradisismici attuali, per porre in rilievo le caratteristiche comuni tra le due fasi bradisismiche, che vengono riassunte di seguito:

- La sismicità, nel passato e in tempi recenti, è stata del tutto assente nei periodi di importante subsidenza (Dvorak e Gasparini, 1991; Kilburn *et al.*, 2017; Troise *et al.*, 2019).
- La sismicità del periodo 1950-2024 è della stessa durata di quella verificatasi nel periodo 1430-1503. Infatti, anche se il sollevamento totale, nel periodo 1430-1503 di circa 10 m, fu più del doppio del sollevamento totale registrato dal 1950-2024, di circa 4,1 m (Fig. 12 c, d - intervalli A e A'), le somiglianze nella sismicità dei due periodi sono comunque notevoli, riconducibili ad una analoga durata e a valori della magnitudo massima  $ML = 4,2-4,4$ , quest'ultima registrata nel 2024 con valori molto simili alla magnitudo massima ricostruita per il periodo 1430-1503 (Fig. 12c). Tali osservazioni ci hanno portato a considerare due possibili scenari per l'evoluzione del bradisismo attuale:

#### PRIMO SCENARIO

Si basa sull'ipotesi che l'attuale fase bradisismica potrà culminare verso una nuova eruzione (Kilburn *et al.* 2017, 2023). Sebbene attualmente non ci siano prove del coinvolgimento di una fase magmatica, una nuova intrusione di magma non può essere esclusa nel prossimo futuro, magari conseguente alla ulteriore rivitalizzazione del mush residuo presente alla profondità di 4-5 km (Fig. 10b), rimobilizzato dai fluidi caldi del gas sparging (Troise *et al.*, 2019). Un fattore da tenere nella massima considerazione risiede nel fatto che se il sistema si avvierà verso una fase eruttiva, sarà anche molto probabile che la sismicità aumenterà, in frequenza e magnitudo, ovvero si potrebbero raggiungere  $I_0 =$

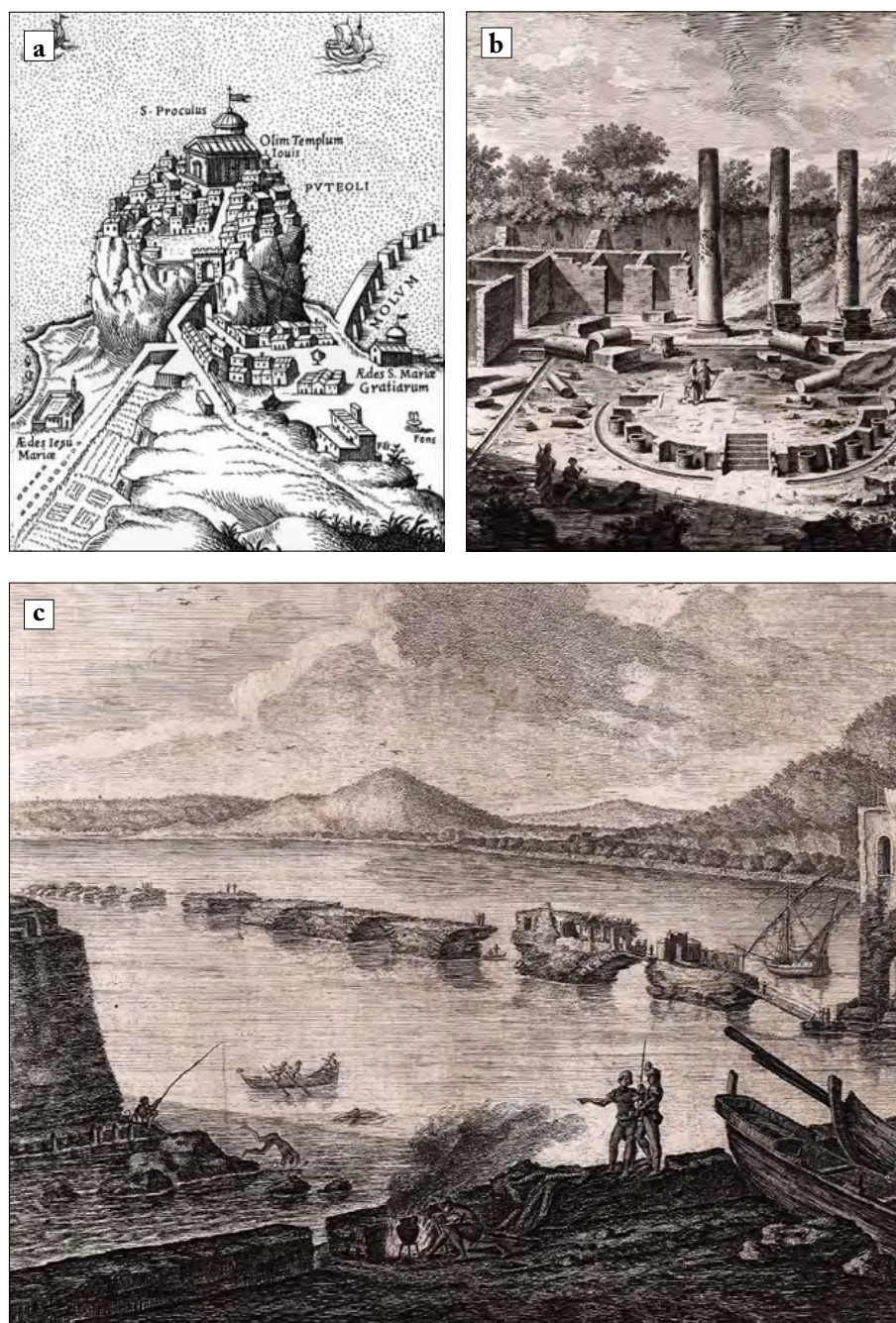


Figura 11. a) Incisione di Mario Cartaro (1584) raffigurante il molo neroniano alla base del Rione Terra, emergente dal mare per 6-7 m epoca romana; b) I resti dei piloni del molo in un'incisione della metà del XVIII secolo; c) Il Serapeo scavato nel triennio 1750-1753

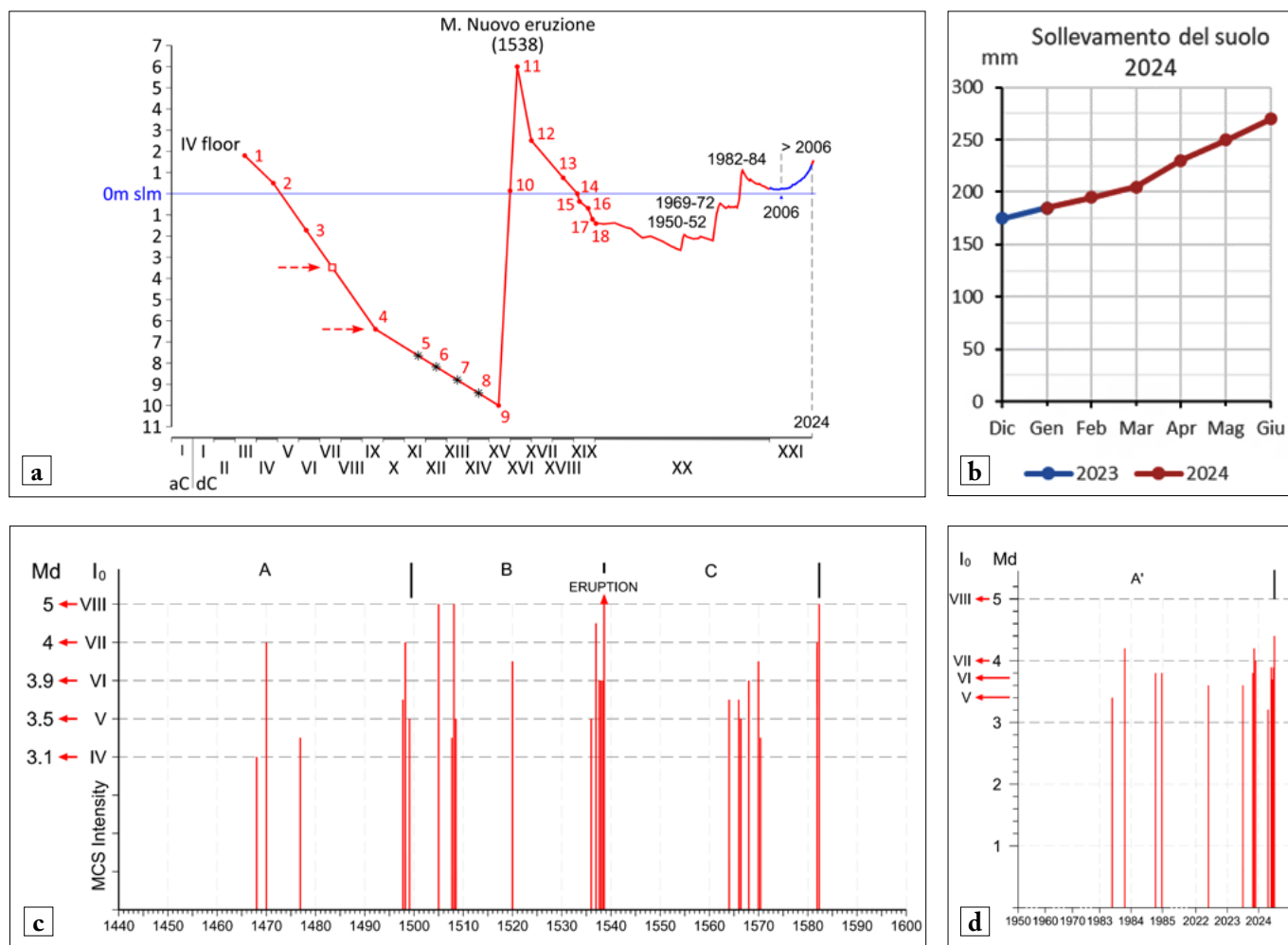


Figura 12. Confronto delle fasi sismiche A–A' medioevali (a) e attuali (b); Ricostruzione delle oscillazioni del 4° pavimento del Serapeo dal III secolo d.C. ad oggi (c), (d).

VIII (ML = 5) MCS, ossia 30 volte maggiori dei terremoti di magnitudo 4. Ricordiamo che terremoti di questa magnitudo che hanno preceduto anche l'evento eruttivo del 1538, si verifiche- rebbero a profondità intorno ai 3–4 km, producendo notevoli danni al patrimo- nio edilizio e storico-archeologico.

## SECONDO SCENARIO

Può essere considerata anche l'ipo- tesi che l'attuale sismicità si fermi senza evolvere verso un'eruzione. Infatti, se si considerano i valori dei sollevamenti del suolo, si riscontra che quelli medioevali sono quattro volte superiori a quelli recenti, per cui si può ipotizzare un cambiamento delle condizioni nelle quali, in tempi recenti, potrebbe essersi evoluto il meccanismo di "gas sparging". Tale cambiamento, ad es. potrebbe individuarsi nella risalita di una minore quantità di magma trachibasaltico che si posiziona alla base della camera mag- matica, a sua volta ispessita da un ulterio- re strato di mush, formatosi dall'evoluzio- ne del precedente espandimento di magma trachibasaltico legato all'eruzio- ne del 1538. Si avrebbe, in tal modo, la produzione di una minore quantità di volatili, la quale in tempi recenti darebbe

luogo ad un nuovo processo di gas spar- ging, costretto a riscaldare uno strato di mush più spesso. Queste due condizio- ni, in definitiva, sarebbero in grado di produrre, da un lato, una fase di solleva- mento più attenuata in un arco di tempo simile al precedente e dall'altro, solo una piccola quantità di magma, a sua volta, caratterizzata da un moderato accumulo di pressione al suo interno, tale da inibire lo sviluppo di una eruzione. Questa dif- ferenza sostanziale nell'attuale processo di gas sparging evolventesi in profon- dità, potrebbe suggerire che siamo attual- mente lontani della soglia critica di stress necessaria per un'eruzione.

## CONCLUSIONI

Quali dei due scenari prefigurati avrà maggiori probabilità di verificarsi nel prossimo futuro? La risposta a que- sto quesito scaturisce dalle attuali de- formazioni del suolo ad opera della fase bradisismica, che lasciano presupporre, come è stato ribadito in precedenza, la presenza di un volume di magma atteso di piccola entità impossibilitato ad erut- tare, fermo restando la capacità del siste- ma di produrre terremoti conseguenti lo sviluppo della sola fase gassosa. Po- tremmo, quindi, essere giunti nella parte

finale di un fenomeno sismo-vulcanico che è presente nei Campi Flegrei ormai da 15.000 anni, il quale evolvendosi cic- licamente con una tendenza paragona- bile ad una sorta di armonica smorzata (Fig. 12a), potrebbe essere via via per- venuto ad un esaurimento delle capacità eruttive, non in grado di dar luogo alla terza fase di vulcanismo post-calderico.

## BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- AMATO L. & GIALANELLA C. (2013), *New evidences on the area of Puteolis harbour re- ferring to Serapeum in connection with the different phases of Phlegrean bradyseism*. In: E. Bilotta, A. Flora, S. Lirer, & C. Viggiani (Eds.), *Geotechnical Engineering for the Preservation of Monuments and Historic Sites*, Taylor and Francis Ed.
- ASTER R. & MEYER R. (1988), *Three-di- mensional velocity structure and hypocenter distribution in the Campi Flegrei caldera, Italy*. *Tectonophysics* 149, 195–218.
- BACHMANN O., DUNGAN M.A., LIPMAN P.W. (2002), *The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: rejuvena- tion and eruption of an upper crustal batholith*. *Journal of Petrology* 43 (8), 1469–1503.
- BACHMANN O., BERGANTZ G.W. (2006), *Gas percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat ad- vection and rejuvenation of near-solidus*

- magma bodies*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 149(1), 85-102.
- BATTAGLIA J., ZOLLO A., VIRIEUX J. AND DELLO IACONO D. (2008), *Merging active and passive data sets in travelttime tomography: The case study of Campi Flegrei caldera (Southern Italy)*. Geophysical Prospecting, 56, 555-573, doi:10.1111/j.1365-2478.2007.00687.x .
- BELLUCCI F., WOO J., KILBURN C. R. J. & ROLANDI G. (2006), *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*. The Geological Society of London, Special Publications, Vol. 269 (eds Troise C., De Natale, G. & Kilburn, C.R.J.), 141-158.
- CAMODECA G. (1987), *Le antichità di Pozzuoli, la Ripa Puteolana e i resti sommersi del Porto Giulio*. G. Macchiaroli Editore, Napoli.
- CINQUE A., ROLANDI G. & ZAMPARELLI V. (1985), *L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in Relazione alla vulcano-tettonica*. Boll. Soc. Geol. Ital., 104, 327-348.
- COLLETTA T. (1988), *Pozzuoli, città fortificata in epoca vicereale in una mappa inedita conservata alla Biblioteca Nazionale di Parigi*. Storia dell'Urbanistica/Campania 1, Pubblicazione semestrale diretta da E. Guidoni, Supplemento di Storia dell'Urbanistica, Luglio-Dicembre, Edizioni Cappa, 7-39.
- COSTA A., DI VITO M.A., RICCIARDI G.P., SMITH V. C., TALAMO P. (2022), *The long and intertwined record of humans and the Campi Flegrei volcano (Italy)*. Bulletin of Volcanology, 84, 5, <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01503-x> .
- DEL GAUDIO C., AQUINO I., RICCIARDI G.P., RICCO C., SCANDONE R. (2010), *Unrest episodes at Campi Flegrei: A reconstruction of vertical ground movements during 1905-2009*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 195, 1, 48-56, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.05.014> .
- DI BONITO & GIAMMINELLI (1992), *Le Terme dei Campi Flegrei, Topografia Storica*. Jandi Sapi Editori, Milano-Roma.
- DI VITO M.A., ACOCELLA V., AIELLO G., BARRA D., BATTAGLIA M., CARANDENTE A., DEL GAUDIO C., DE VITA S., RICCIARDI G.P., RICCO C., SCANDONE R., TERRASI F. (2016), *Magma transfer at Campi Flegrei caldera (Italy) before the 1538 AD eruption*. Scientific Reports, 6, Article number: 32245, <http://www.nature.com/articles/srep32245> .
- DVORAK J.J. AND GASPARINI P. (1991), *History of earthquakes and vertical ground movement in Campi Flegrei caldera, Southern Italy: comparison of precursory events to the A.D. 1538 eruption of Monte Nuovo and of activity since 1968*. Journ. Volc. Geoth. Res., 48, 1-2.
- FOURNIER R.O. (1999), *Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic epithermal environment*. Econ. Geol., 94, 8, 1193-1211.
- FRANCISCONI G., TODESCO M., CIUCCARELLI C. (2019), *Storia del Monte Nuovo, l'ultima eruzione dei Campi Flegrei*, <https://ingvulcani.com/2019/11/15/storia-del-monte-nuovo-lultima-eruzione-dei-campi-flegrei> .
- FUIANO M. (1951), *Niccolò Jamsilla. Atti dell'Accademia Pontaniana*. Nuova serie, Volume 3-Anno Accademico 1949-50, Stabilimento tipografico Giannini, Napoli.
- GATTA G.B., CAPPELLETTI P., LANGELLA A. (2010), *Crystal-chemistry of phillipsites from the Neapolitan yellow tuff*. Eur. J. Mineral., 37, 935-1221.
- GAUTHIER V. (1912), *Il bradisismo Flegreo all'epoca Ellenica*. Rend. R. Acc. Sci. Fis. e Mat. Serie III, Vol. XVIII, fasc. 3-4, 91-94.
- GUIDOBONI E. & CIUCCARELLI C. (2011), *The Campi Flegrei caldera: historical revision and new data on seismic crises, bradyseisms, the Monte Nuovo eruption and ensuing earthquakes (twelfth century 1582 AD)*. Bulletin of Volcanology, 73, 6, 655-677, doi: 10.1007/s00445-010-0430-3 .
- GUIDOBONI E. (2021), *Pozzuoli - terremoti e fenomeni vulcanici nel lungo periodo*. A cura di AISI-Associazione Italiana di Storia dell'Ingegneria, VIII Convegno di Storia dell'Ingegneria, (Napoli), Volume I, Cuzolin editore, Napoli, 45-61.
- JUDENHERC S. AND ZOLLO A. (2004), *The Bay of Naples (southern Italy): Constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey*. J. Geophys. Res., 109, Issue B10, October.
- KILBURN C.R.J., DE NATALE G., CARLINO S. (2017), *Progressive approach to eruption at Campi Flegrei caldera in southern Italy*. Nature Communications, 8, 15312.
- KILBURN C.R.J., CARLINO S., DANESI S., PINO N.A. (2023), *Potential for rupture before eruption at Campi Flegrei caldera, Southern Italy*. Commun. Earth Environ., 4, 190.
- LIMA A., DE VIVO B., SPERA F. J. et al. (2009), *Thermodynamic model for uplift and deflation episodes (bradyseism) associated with magmatic-hydrothermal activity at the Campi Flegrei (Italy)*. Earth-Science Reviews, vol. 97, no. 1-4, 44-58.
- LIMA A., BODNAR R.J., DE VIVO B., SPERA F.J., BELKIN H.E. (2021), *Interpretation of recent unrest events (Bradyseism) at Campi Flegrei, (Napoli) Italy: Comparison of models based on cyclical hydrothermal events versus shallows magmatic intrusive events*. Geofluids, 2021, 2000255, <https://doi.org/10.1155/2021/2000255>
- MANCUSI F. (1987), *Campi Flegrei*. Sergio Civita Editore, Napoli.
- MARTURANO A., ESPOSITO E., PORFIDO S., LUONGO G. (1988), *Il terremoto del 4 Ottobre 1983 (Pozzuoli). Attenuazione dell'intensità con la distanza e relazione magnitudo - Intensità - Zonazione della città di Napoli*. Mem. Soc., Geol. It., 41, 941-948.
- NICCOLINI A. (1846), *Descrizione della gran terma puteolana volgarmente detta Tempio di Serapide preceduta da taluni cenni storici per servire alla dilucidazione de' fenomeni geologici, e de' problemi architettonici di quel celebre monumento e considerazioni sui laghi maremmani: nella Real Accademia delle belle arti, ed approvata pel primo volume degli atti nella tornata del dì 2 aprile 1845 / letta in diverse memorie dal cav. Antonio Niccolini*. Stamperia Reale, Napoli.
- PARASCANDOLA A. (1943), *Il Monte Nuovo ed il Lago Lucrino*. Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli, 55, 151-312.
- PARASCANDOLA A. (1947), *I fenomeni bradyseismi del Serapeo di Pozzuoli*. Stabilimento tipografico G. Genovese, Napoli.
- ROLANDI G., D'ALESSIO G., DI VITO M.A. (1985), *Il sollevamento del suolo durante la fase preeruttiva del Monte Nuovo (Campi Flegrei)*. Rend. Acc., Sc. Fis. e Mat. in Napoli, 4, 52, 15-34.
- ROLANDI G., DI LASCIO M., ROLANDI R. (2020), *The Neapolitan Yellow Tuff eruption as the source of the Campi Flegrei caldera. In Vesuvius, Campi Flegrei, and Campanian volcanism*, Chapt. 11, B. Vivo, H. E. Belkin, and G. Rolandi, Eds., 273-296, Elsevier.
- RUSSO MAILER C. (1979), *La tradizione Medioevale dei bagni flegrei*. In: Puteoli, studi di storia antica, III, 141-153.
- SABETTA F. & PACIELLO A. (1995), *Valutazione della pericolosità sismica. La geologia di Roma*. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, vol L.
- SORICELLI G. (2007), *Comunità orientali a Puteoli*. In: COMPATANGELO-SOUSSIGNAN R. ET SCHWENTZEL C.G. (a cura di), *Étrangers dans la cité romaine*, Press. Univers., Rennes, 129-144, <https://doi.org/10.4000/books.pur.6714> .
- SPARKS R.S.J. et alii (1998), *Magma production and growth of the lava dome of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies: November 1995 to December 1997*. Geophysical Research Letters, Vol. 25, Issue 18, 3421-3424, <https://doi.org/10.1029/98GL00639> .
- STRABONE, *Rerum Geografica*, Libro V, cap. 4-5.
- TROISE C., DE NATALE G., SCHIAVONE R., SOMMA R., MORETTI R. (2019), *The Campi Flegrei caldera unrest: Discriminating magma intrusions from hydrothermal effects and implications for possible evolution*. Earth Sci. Rev., 188, 108-122, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.007>.
- VANORIO T., VIRIEUX J., CAPUANO P. AND RUSSO G. (2005), *Three dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera*. J. Geophys. Res., 110, 1-14.
- VARRIALE I. (2004), *Costa Flegrea ed attività bradyseismica dall'antichità ad oggi*. In: *Rotte e Porti del Mediterraneo dopo la caduta dell'Impero Romano d'Occidente (a cura di L. De Maria e L. Turchetti)*, IV seminario, Genova, 18-19 giugno 2004, Roma, Rubbettino.
- VINCIGUERRA S., TROVATO C., MEREDITH P.G., BENSON P.M., TROISE C. AND DE NATALE G. (2006), *Understanding the Seismic Velocity Structure of Campi Flegrei Caldera (Italy): From the Laboratory to the Field Scale*. Pure appl. geophys. 163, 2205-2221, 0033-4553/06/102205-17, <https://doi.org/10.1007/s00024-006-0118-y> .
- WOHLETZ K.H. (1983), *Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: Grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies*. In: Explosive volcanism (M.F. Sheridan and F. Barbery Eds), Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 17, Issues 1-4, September 1983, 31-63.



## Lungo la Corrente. Viaggio nell'Europa che affronta il cambiamento climatico di Lorenzo Colantoni

Editori Laterza, 2024

La comunicazione ha bisogno di più scienza, la scienza di più comunicazione. Un'affermazione ricorrente, e che vede in questo libro numerose volte la sua applicazione.

L'autore, giornalista ambientale con numerose esperienze sul campo in Africa subsahariana, America Latina, Asia ed Europa, ci accompagna in questo suo lungo viaggio per seguire la Corrente del Golfo, quasi un'astrazione teorica e fin troppo sintetica degli innumerevoli percorsi che interessano l'acqua degli oceani; e lo fa insieme a ex pescatori che ora contribuiscono alla ricerca sulle balene, minatori coinvolti nella rinaturalizzazione di vecchi siti industriali, cacciatori che proteggono la foresta e i suoi abitanti con tecniche vecchie di secoli. Anche chi ha vaghi ricordi della Geografia appresa a scuola, questo fiume nell'Oceano, come disse Benjamin Franklin, era noto a tutti, almeno il nome. Un fenomeno che interessa l'Oceano Atlantico e che, ci dicevano, contribuisce a rendere tutto sommato mite il clima della Gran Bretagna, verdissima l'Irlanda e la Scandinavia abitabile, oltre far dire agli inglesi, con orgoglio, che il tempo da loro è pessimo, ma il clima fantastico. E di questa Corrente abbiamo da sempre l'idea che sia qualcosa di immutabile per l'Europa, una sua proprietà, una certezza, come le Alpi o i Pirenei. Ma così non è. Fino al 2015 non c'erano studi rilevanti poi, quasi improvvisamente, almeno quattro rivoluzionari in meno di due anni.

Durante il viaggio, dalle Azzorre alle Svalbard, la cui narrazione appassionata coinvolge e trasporta fin dentro ogni singola emozione dell'autore, le prove che la Corrente del Golfo stia scomparendo saranno via via più numerose e variegate: dallo studio di come stanno cambiando le rotte migratorie dei grandi cetacei ai supertecnologici esperimenti nella vasca più grande del mondo. La Corrente del Golfo, o meglio il sistema di correnti che interessa soprattutto il nord Atlantico di cui la Corrente del Golfo fa parte, pare avviarsi al collasso, in uno dei tanti effetti collaterali del cambiamento climatico di cui tante volte abbiamo parlato su queste pagine e che, ancora una volta, dimostrano come l'ambiente sia tutto: è l'aria che respiriamo, il cibo che mangiamo, l'energia che produciamo, il territorio in cui viviamo, e che le questioni ambientali sono tutte interconnesse. Non è possibile raccontare l'ambiente a compartimenti stagni, dividendo cambiamento climatico e protezione degli habitat, energia e biodiversità. Non solo: è impossibile separarle da tematiche un tempo esclusivamente umane, come industria e agricoltura.

Ma in questo lungo viaggio, a piedi, in macchina, treno, traghetto o in barca a vela, non c'è solo cambiamento climatico, che resta comunque il motivo conduttore sempre sullo sfondo: c'è ecologia, oceanografia, biologia, tecnologia di altissimo livello, sociologia, politica e storia. E molto altro ancora.

Nel suo cercare risposte scopriamo un'Europa nuova, che cerca l'adattamento o che, conscia che a volte questo mancherà, si appresta a cambiare profondamente.

Un viaggio, infine, teso soprattutto a rispondere alla domanda delle domande, che l'autore si pone al pari di tantissime persone, che siano o meno impegnate nell'adattarsi e nel combattere al tempo stesso per cambiare la tendenza in corso. «Ce la faremo?».

Un viaggio lungo la Corrente che scompare per conoscere l'Europa che resiste.

Una delle cose che più si apprezza in questo libro è l'aver saputo applicare lo scopo principale del buon giornalismo: si inizia non stando dalla parte di nessuno portando allo scoperto le responsabilità. Con chiarezza nei confronti di alcune situazioni, non limitandosi a generiche dichiarazioni di comportamenti o contesti considerabili alla stregua di veri e propri reati ambientali, indicandone le cause principali e, per fortuna, partendo dalla neutralità si arriva obbligatoriamente a scegliere da che parte stare e, dove possibile, facendo nomi e cognomi.

*Il Consiglio Direttivo della Sigea augura un buon Natale e un sereno 2025 a tutti i soci e lettori di Geologia dell'Ambiente*



La SIGEA - Società Italiana di Geologia Ambientale - APS, è un'associazione scientifica e culturale, senza fini di lucro, fondata nel maggio 1992 e riconosciuta dal Ministero dell'ambiente e della tutela del territorio e del mare come "associazione di protezione ambientale a carattere nazionale" con decreto 24 maggio 2007 (G.U. n. 127 del 4/6/2007). Sono soci Sigea geologi, architetti, ingegneri, agronomi, forestali, archeologi, geografi e cultori della geologia ambientale.

**La SIGEA - APS**

- Stampa e invia ai soci la rivista Geologia dell'Ambiente
- Pubblica sul sito web gli atti dei convegni come supplementi digitali della rivista Geologia dell'Ambiente, liberamente scaricabili
- Favorisce il progresso, la valorizzazione e la diffusione dei temi di protezione ambientale
- Promuove il confronto interdisciplinare e plurisetoriale
- Opera sull'intero territorio nazionale
- Organizza attività didattiche, convegni, escursioni di studio e campagne di sensibilizzazione per la sostenibilità dello sviluppo

Scansiona il QR Code e scarica gratuitamente i supplementi digitali di Geologia dell'Ambiente. Segui le nostre attività dal sito web [www.sigea-aps.it](http://www.sigea-aps.it) e dalla pagina di Facebook



**A Natale regalati o regala l'iscrizione alla SIGEA - APS e contribuisci concretamente a proteggere la natura, il territorio, la ricerca e la cultura del nostro Paese.** Per aderire alla SIGEA - APS è sufficiente compilare la scheda di iscrizione, scaricabile dal sito web [www.sigea-aps.it](http://www.sigea-aps.it) e versare la quota associativa, pari ad un importo di euro 30,00, a mezzo bonifico bancario **Banco Posta**, codice IBAN: **IT 87 N 07601 03200000086235009**, intestato a Società Italiana di Geologia Ambientale - APS, Roma.