



19992024

ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

25 ANNI DI GEOSCIENZE PER LA SOCIETÀ

MISCELLANEA INGV

Un viaggio per conoscere il nostro
pianeta tra aria, acqua, terra e fuoco:
una selezione di articoli dal blog
INGVvulcani



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

86

Direttore Responsabile

Daniela VERSACE

Editor in Chief

Milena MORETTI (editorinchief.collaneditoriali@ingv.it)

Editorial Board

Laura ALFONSI (laura.alfonsi@ingv.it)
Christian BIGNAMI (christian.bignami@ingv.it)
Simona CARANNANTE (simona.carannante@ingv.it)
Viviana CASTELLI (viviana.castelli@ingv.it)
Luca COCCHI (luca.cocchi@ingv.it)
Luigi CUCCI (luigi.cucci@ingv.it)
Lorenzo CUGLIARI (lorenzo.cugliari@ingv.it)
Alessia DI CAPRIO (alessia.dicaprio@ingv.it)
Roberto DI MARTINO (roberto.dimartino@ingv.it)
Domenico DI MAURO (domenico.dimauro@ingv.it)
Domenico DORONZO (domenico.doronzio@ingv.it)
Filippo GRECO (filippo.greco@ingv.it)
Alessandro IAROCCI (alessandro.iarocci@ingv.it)
Mario MATTIA (mario.mattia@ingv.it)
Daniele MELINI (daniele.melini@ingv.it)
Anna NARDI (anna.nardi@ingv.it)
Lucia NARDONE (lucia.nardone@ingv.it)
Marco OLIVIERI (marco.olivieri@ingv.it)
Nicola PAGLIUCA (nicola.pagliuca@ingv.it)
Pierangelo ROMANO (pierangelo.romano@ingv.it)
Maurizio SOLDANI (maurizio.soldani@ingv.it)
Sara STOPPONI (sara.stopponi@ingv.it)
Umberto TAMMARO (umberto.tammaro@ingv.it)
Andrea TERTULLIANI (andrea.tertulliani@ingv.it)
Stefano URBINI (stefano.urbini@ingv.it)

Ufficio Editoriale

Francesca DI STEFANO Coordinatore
Rossella CELI - Segreteria di Redazione

Produzione e grafica-redazionale

Barbara ANGIONI
Massimiliano CASCONI
Rossella CELI
Francesca DI STEFANO
Patrizia PANTANI

REGISTRAZIONE AL TRIBUNALE DI ROMA N.174 | 2014, 23 LUGLIO

© 2014 INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia | Rappresentante legale:

Carlo DOGLIONI

Sede: Via di Vigna Murata, 605 | Roma



MISCELLANEA INGV

Un viaggio per conoscere il nostro pianeta
tra aria, acqua, terra e fuoco: una selezione di
articoli dal blog INGVvulcani

*A journey to learn about our planet among
air, water, earth and fire: a selection of
articles from the INGVvulcani blog*

Editors: Maddalena De Lucia¹, Marco Neri², Luciano Scarfi¹

¹INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano

²INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

Accettato 23 luglio 2024 | Accepted 23th July 2024

Come citare | How to cite De Lucia M., Neri M., Scarfi L., (2024). Un viaggio per conoscere il nostro pianeta tra aria, acqua, terra e fuoco: una selezione di articoli dal blog INGVvulcani. Misc. INGV, 86: 1-224, <https://doi.org/10.13127/misc/86>

In copertina Un intreccio di colate laviche illumina la notte dell'Etna, Aprile 2021 | Cover An intertwining of lava flows illuminates the night of Mt. Etna, April 2021. Foto di Tullio Ricci e Riccardo Civico ©INGV

Direttore Responsabile Dipartimento Vulcani

Francesca Bianco

Coordinamento scientifico del blog

Maddalena De Lucia

Collaboratori: Boris Behncke, Emanuela Bagnato

GdL INGVvulcani

Giuliana Alessio, Emanuela Bagnato, Eliana Bellucci Sessa, Alessandro Bonforte, Danilo Salvatore Cavallaro, Gianfilippo De Astis, Maddalena De Lucia, Sandro de Vita, Claudia D'Oriano, Alexander Garcia, Salvatore Giammanco, Fausto Grassa, Filippo Greco, Mario Mattia, Valeria Misiti, Chiara Paola Montagna, Angela Mormone, Rosella Nave, Lucia Pappalardo, Caterina Piccione, Antonino Pisciotta, Tullio Ricci, Laura Sandri, Fabio Sansivero, Luciano Scarfi, Stefania Amici, Diego Sorrentino, Chiara Ladina, Pasqualino Cappuccio, Vincenza Maiolino, Concetta Felli, Loredana Napoli, Stefania Lepidi, Sabina Spadoni, Giovanna Lucia Piangiamore, Francesco Sortino

Redazione INGVvulcani

Giuliana Alessio, Emanuela Bagnato, Boris Behncke, Eliana Bellucci Sessa, Alessandro Bonforte, Danilo Salvatore Cavallaro, Giorgio Capasso, Claudia D'Oriano, Gianfilippo De Astis, Maddalena De Lucia, Sandro de Vita, Mauro A. Di Vito, Salvatore Giammanco, Fausto Grassa, Filippo Greco, Mario Mattia, Chiara Paola Montagna, Rosella Nave, Marco Neri, Lucia Pappalardo, Caterina Piccione, Tullio Ricci, Laura Sandri, Fabio Sansivero, Luciano Scarfi, Piergiorgio Scarlato, Micol Todesco

Blog Administrator INGVvulcani

La piattaforma di comunicazione INGVvulcani la puoi trovare sui seguenti social media:

Facebook: <https://www.facebook.com/ingvvulcani>

Instagram: <https://www.instagram.com/ingvvulcani/?hl=it>

Twitter/X: <https://x.com/INGVvulcani>

Youtube: www.youtube.com/@INGVvulcani

Blog: <https://ingvvulcani.com>



INDICE

Prefazione	8
<i>Preface</i>	9
Introduzione	10
<i>Introduction</i>	11
MISCELLANEA	13
Speciale vulcani 2023	15
Maddalena De Lucia, Boris Behncke, Alessandro Bonforte, Mario Castellano, Danilo Cavallaro, Cinzia Federico, Fausto Grassa, Mario Mattia, Luciano Scarfi con la collaborazione del GdL INGVvulcani	
Come si studiano le grandi eruzioni? Combinando competenze diverse, e chiedendosi se siamo pronti per la prossima	33
Micol Todesco, Matteo Cerminara, Stefano Corradini, Mauro A. Di Vito, Domenico Doronzo	
Vulcani – una moltitudine di mappe per un solo Pianeta	42
Gianfilippo De Astis	
CAMPI FLEGREI, VESUVIO, VULCANI LAZIALI	53
I Campi Flegrei, un laboratorio naturale per studiare le caldere vulcaniche	55
Emanuela Bagnato	
La caldera dei Campi Flegrei: una lunga storia scritta nelle rocce	63
Mauro A. Di Vito, Sandro de Vita, Rosella Nave	
L'origine degli sciame sismici ai Campi Flegrei. Aggiornamento	71
Mauro A. Di Vito, Francesca Bianco e Carlo Doglioni	
Storia del Monte Nuovo, l'ultima eruzione dei Campi Flegrei	75
Giulia Francisconi, Micol Todesco e Cecilia Ciuccarelli	
L'eruzione vesuviana del 1631 e l'epigrafe del Vicerè	81
Redazione INGVvulcani	
Quello spettrale Cesare dalla testa di cane. Vesuvio, 1944	85
Maddalena De Lucia, Giovanni Pasquale Ricciardi, Giovanni Orsi, Mauro A. Di Vito	
Monti Sabatini e Colli Albani: i vulcani gemelli addormentati alle porte di Roma	91
Fabrizio Marra, Corrado Castellano, Luigi Cucci, Fabio Florindo, Mario Gaeta, Brian Jicha, Danilo Palladino, Gianluca Sottili, Andrea Tertulliani, Cristiano Tolomei	
ETNA	95
I Crateri Sommitali dell'Etna, il vulcano trasformista!	97
Marco Neri	

Un fianco dell'Etna si muove lateralmente. Facciamo il punto	103
Alessandro Bonforte, Francesco Guglielmino, Giuseppe Puglisi	
I vulcani di fango dell'Etna: finestra sul profondo e meraviglia naturalistica	111
Salvatore Giammanco	
Il radon dell'Etna: precursore sismo-vulcanico e gas cancerogeno	116
Salvo Giammanco, Pietro Bonfanti e Marco Neri	
ISOLE EOLIE	121
L'isola di Vulcano e le sue attività recenti	123
Redazione INGVvulcani	
Stromboli e le sue esplosioni	134
Marco Neri	
I parossismi di Stromboli: ovvero gli "scatti del vulcano"	138
Massimo Pompilio, Antonella Bertagnini, Alessio Di Roberto	
Quando un flusso piroclastico scorre sul mare: esempi a Stromboli e altri vulcani	145
Sandro de Vita, Mauro A. Di Vito, Rosella Nave	
Voci dal passato su parossismi e colate a Stromboli: piccola cronaca di un incontro casuale	149
Mario Mattia	
VULCANI SOTTOMARINI	155
C'era una volta... l'isola Ferdinandea!	157
Danilo Cavallaro	
I "preziosi" vulcani del Mar Tirreno: il Marsili e il Palinuro	163
Luca Cocchi	
VULCANI NEL MONDO	169
La grande eruzione del vulcano Hunga Tonga – Hunga Ha'apai	171
Boris Behncke	
L'eruzione mostruosa: l'anno senza estate in cui nacque Frankenstein	178
Micol Todesco	
Il fragoroso risveglio del vulcano Taal	183
Dmitri Rouwet e Boris Behncke	
L'eruzione del Pinatubo del 15 giugno 1991: gli effetti dell'eruzione e quelli della (riuscita) comunicazione	190
Gianfilippo De Astis e Laura Sandri	

Catastrofi «inevitabili» e catastrofi reali: i vulcani dei Caraibi Gianfilippo De Astis	200
Glossario	207

Prefazione

Il 29 settembre 2024, l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) festeggia 25 anni dalla sua fondazione, ma l'INGV ha radici che partono dal 1800 con i primi osservatori vulcanologici mondiali, sull'Etna e sul Vesuvio, la fondazione dell'Osservatorio Vesuviano nel 1841, l'istituzione dell'ING per volontà di Guglielmo Marconi nel 1936, oltre a vari altri importanti istituti del CNR a Milano, Palermo e Catania, coagulatisi nell'attuale istituto a costituire il più importante ente pubblico di ricerca in Europa nel campo delle geoscienze. L'INGV è un albero che fortunatamente continua a crescere.

L'uomo è attratto più da ciò che vede e l'interno della Terra rimane osservabile solo con osservazioni indirette, speculazioni e interpretazioni basate sui dati di varia natura che il pianeta ci offre. Nonostante anche il nostro corpo sia fatto di atomi del mantello terrestre che rappresenta circa l'80% della massa terrestre, siamo troppo poco consapevoli e interessati a comprendere la struttura e i meccanismi di funzionamento della Terra. Eppure, le risorse e i rischi naturali vengono dal pianeta, ma forse siamo ancorati all'idea che sottoterra vi sia l'inferno, mentre continuiamo a guardare alle stelle come al paradiso. In realtà il nostro paradiso è proprio la Terra, ed è qui che dobbiamo conoscerla per conviverci nel modo più sicuro, e per rispettarla.

L'INGV, svolge funzioni cruciali per la ricerca scientifica e opera come struttura operativa del sistema nazionale di protezione civile: lo fa tramite le sue oltre 1100 unità di personale motivato nel contribuire alla crescita culturale e al bene pubblico, e grazie allo sviluppo delle sue reti di monitoraggio e sorveglianza, coordinate dai tre Dipartimenti (Ambiente, Terremoti, Vulcani) e le sue dieci sezioni (Osservatorio Nazionale Terremoti, Osservatorio Vesuviano, Osservatorio Etneo, Milano, Bologna, Pisa, Roma 1, Roma 2, Irpinia, Palermo). Le infrastrutture quali per esempio le reti sismica, geodetica, idrogeochimica, magnetica, gravimetrica, ionosferica, ecc. registrano ogni variazione dei parametri terrestri, oltre a tutti i terremoti (in media oltre 15.000 l'anno in Italia, circa uno ogni 30 minuti). Una missione portante dell'INGV è trasmettere al pubblico le notizie sugli eventi che registriamo ogni giorno, su come si sviluppano le eruzioni, sul perché avvengono i terremoti, su tutte le metodologie che ci permettono di muoverci con un GPS nel nostro telefono, e allo stesso tempo misurano gli spostamenti delle placche tettoniche che aprono gli oceani, formano le catene montuose e generano i terremoti e i vulcani.

I ricercatori dell'INGV lavorano con entusiasmo a rilevare tutti i segnali che la Terra emette e per scoprirne l'origine. Con la stessa passione investono parte del loro tempo a diffondere queste conoscenze ai cittadini, per coinvolgerli nell'affascinante viaggio che è la comprensione del nostro paradiso, per informarli sugli eventi che scandiscono la vita quotidiana, ma anche per istruirli nel comportamento utile a vivere i terremoti, gli tsunami, le eruzioni o qualsiasi altro evento calamitoso in modo consapevole, per proteggersi nel miglior modo possibile. Dobbiamo imparare quanto sia fondamentale lo studio della Terra, trasmettere alle future generazioni le nozioni e la passione per continuare il nostro viaggio di conoscenza del pianeta, per difenderci, per difenderlo, per reperire le risorse indispensabili per il vivere di una nazione, ma anche dell'intera umanità.

Josè Saramago dice che *“fisicamente abitiamo uno spazio, ma sentimentalmente siamo abitati da una memoria”*, di tutto quello che la Terra ci ha fatto vivere. Questa collana rappresenta una raccolta preziosa dei tanti contributi divulgativi che l'INGV ha voluto offrire ai cittadini che sostengono le attività dell'istituto. Agli autori un grazie sentito per il loro impegno incondizionato.

Il Presidente dell'INGV
Prof. Carlo Doglioni

Preface

On Sept. 29, 2024, the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) celebrates 25 years since its founding, but the INGV has roots that go back to the 1800s with the world's first volcanological observatories, on Mount Etna and Mount Vesuvius, the founding of the Vesuvius Observatory in 1841, the establishment of the ING at the behest of Guglielmo Marconi in 1936, as well as several other important CNR institutes in Milan, Palermo and Catania, which coalesced into the current institute to form the most important public research institution in Europe in the geosciences. INGV is a tree that fortunately continues to grow.

Man is attracted more by what he sees, and the Earth's interior remains observable only by indirect observations, speculations and interpretations based on the various kinds of data the planet offers us. Although our bodies are also made of atoms from the Earth's mantle, which accounts for about 80 percent of the Earth's mass, we are too little aware of and interested in understanding the Earth's structure and workings. Yet, natural resources and hazards come from the planet, but perhaps we are anchored in the idea that there is hell underground, while we continue to look to the stars as paradise. Actually, our paradise is the Earth itself, and this is where we need to know it in order to live with it in the safest way, and to respect it.

The INGV performs crucial scientific research functions and operates as an operational structure of the national civil protection system: it does so through its more than 1100 staff motivated in contributing to cultural growth and the public good, and through the development of its monitoring and surveillance networks, coordinated by its three Departments (Environment, Earthquakes, Volcanoes) and its ten sections (National Earthquake Observatory, Vesuvius Observatory, Etna Observatory, Milan, Bologna, Pisa, Rome 1, Rome 2, Irpinia, Palermo). Infrastructures such as seismic, geodetic, hydrogeochemical, magnetic, gravimetric, ionospheric, etc. networks record every variation in Earth parameters, as well as all earthquakes (averaging more than 15,000 a year in Italy, about one every 30 minutes). A leading mission of the INGV is to transmit to the public the news about the events we record every day, how eruptions develop, why earthquakes occur, and all the methodologies that allow us to move with a GPS in our phones, and at the same time measure the movements of the tectonic plates that open the oceans, form mountain ranges and generate earthquakes and volcanoes.

INGV researchers work enthusiastically to detect all the signals the Earth emits and to discover their origin. With the same passion they invest part of their time to disseminate this knowledge to citizens, to involve them in the fascinating journey that is the understanding of our paradise, to inform them about the events that mark our daily life, but also to educate them in the useful behavior to experience earthquakes, tsunamis, eruptions or any other calamitous event in a conscious way, to protect themselves in the best way possible. We need to learn how fundamental the study of the Earth is, to transmit to future generations the notions and passion to continue our journey of knowing the planet, to defend ourselves, to defend it, to find the resources that are indispensable for the living of a nation, but also of all humanity.

Jose Saramago says that "physically we inhabit a space, but sentimentally we are inhabited by a memory", of all that the Earth has made us live. This series represents a valuable collection of the many popular contributions INGV has made to citizens who support the institute's activities. To the authors a heartfelt thanks for their unconditional commitment.

Il Presidente dell'INGV
Prof. Carlo Doglioni

Introduzione

Il Blog INGVvulcani è un progetto nato nell'aprile 2018 nell'ambito dello sviluppo delle attività di comunicazione dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questo blog è stato pensato per raggiungere un pubblico vasto e diversificato, con l'obiettivo di diffondere informazioni accurate e autorevoli sull'attività vulcanica in Italia e nel mondo.

Attraverso i suoi articoli, il blog conduce i lettori nel mondo dei vulcani, offrendo aggiornamenti costanti sul loro stato e sulla loro attività. Troverete curiosità affascinanti e inaspettate, ma, allo stesso tempo, approfondimenti su vari aspetti della ricerca vulcanologica e del monitoraggio vulcanico, scoprendo le ultime novità sia a livello nazionale che internazionale. I vulcani, con la loro bellezza e la potenza delle loro manifestazioni, hanno un ruolo cruciale nella formazione del paesaggio e in molti casi rappresentano una risorsa per i territori.

Il blog affronta anche il delicato e complesso rapporto tra i vulcani e l'uomo, tema particolarmente rilevante per l'Italia, uno dei paesi al mondo più esposti al rischio vulcanico. Gli articoli trattano in modo chiaro e dettagliato argomenti controversi e dibattuti, con l'obiettivo di chiarire notizie distorte o false e di fornire informazioni basate su ricerche scientifiche rigorose. Così facendo, il blog contribuisce a una migliore comprensione di questi importanti fenomeni naturali, promuovendo una consapevolezza collettiva.

Il Blog INGVvulcani non è solo. Si affianca ai blog INGVterremoti e INGVambiente, creando una rete di comunicazione scientifica che copre i principali fenomeni geologici e geofisici che interessano il nostro paese. Questa collaborazione permette all'INGV di diffondere in modo ancora più efficace le informazioni scientifiche sui terremoti, sull'ambiente e l'atmosfera terrestre, sui vulcani e la loro attività, fornendo una panoramica organica delle attività e delle ricerche dell'istituto.

Dal 2018 sono stati pubblicati quasi 300 articoli, arricchiti da numerose immagini. Questi documenti rappresentano una vetrina sui principali vulcani italiani e su altri vulcani nel mondo. Ciascun articolo, proposto da uno o più autori in prevalenza dell'INGV, è stato sottoposto a revisione interna da parte del Gruppo di Lavoro INGVvulcani.

In questa Miscellanea presentiamo 26 articoli tratti dal blog INGVvulcani, selezionati in base a criteri di originalità, rilevanza, numero di visualizzazioni e interesse per un pubblico di non esperti. Il numero degli autori della miscellanea è 48, a rappresentare ampie parti dell'istituto. Gli articoli scelti sono stati raggruppati per temi e per aree geografiche. I primi tre riguardano argomenti di ordine generale sui vulcani italiani, su come si studiano e si rappresentano. Poi si entra nello specifico, con alcuni articoli che riguardano il Vesuvio, i Campi Flegrei ed i vulcani laziali. Successivamente si parla di Etna, di isole Eolie e di vulcani sottomarini. Chiudono la selezione cinque articoli focalizzati su alcuni vulcani ed eruzioni particolarmente importanti a livello planetario.

In alcuni casi abbiamo aggiunto delle note per evidenziare che alcune affermazioni devono essere contestualizzate alla data di pubblicazione dell'articolo, non essendo stati aggiornati a oggi. Siamo sicuri che troverete interessante immergervi nelle storie, nei dati e nelle scoperte che abbiamo cercato di raccontarvi con questo progetto, e vi auguriamo buona lettura.

Ringraziamenti

Gli editori della Miscellanea ringraziano caldamente tutti i colleghi dell'istituto per i loro contributi diretti e indiretti al blog.

Introduction

The INGVvulcani blog is a project that was launched in April 2018 as part of the communication activities of the National Institute of Geophysics and Volcanology (INGV). The blog is designed to reach a wide and varied audience, with the aim of disseminating accurate and authoritative information on volcanic activity in Italy and around the world.

Through its articles, the blog brings readers into the world of volcanoes, offering constant updates on their status and activity. You will find fascinating and unexpected curiosities, as well as insights into many aspects of volcanological research and volcanic monitoring, discovering the latest national and international news. Volcanoes, with their beauty and the power of their manifestations, play a crucial role in shaping the landscape and in many cases represent a valuable resource for the regions they affect.

The blog addresses the delicate and complex relationship between volcanoes and people, a particularly relevant topic for Italy, one of the most exposed countries in the world to volcanic risk. The articles deal with controversial and debated topics in a clear and detailed manner, with the aim of clarifying distorted or false news and providing information based on rigorous scientific research. In this way, the blog contributes to a better understanding of these important natural phenomena, promoting collective awareness.

The INGVvulcani blog is not alone. It is complemented by the INGVterremoti and INGVambiente blogs creating a scientific communication network covering the main geological and geophysical phenomena affecting our country. This collaboration allows INGV to disseminate scientific information on earthquakes, the Earth's environment and atmosphere, volcanoes and their activity even more effectively, providing an organic overview of the institute's activities and research.

Since 2018, almost 300 articles have been published, enriched with numerous images. These papers represent a showcase on the main Italian volcanoes and other volcanoes in the world. Each article, proposed by one or more authors mostly from INGV, has been subject to internal review by the INGVvulcani Working Group.

In this volume we present 26 articles from the INGVvulcani blog, selected according to criteria of originality, relevance, number of views and interest for a non-expert audience.

The number of authors in this miscellany is 48, representing large parts of the institute.

The selected articles have been grouped according to themes and geographical areas.

The first three deal with general topics on Italian volcanoes, the way they are studied and represented.

Then we get into the specifics, with some articles on Vesuvius, the Campi Flegrei and the volcanoes in Lazio. Next, Etna, the Aeolian Islands and submarine volcanoes are covered. Five articles with a focus on some particularly important volcanoes and eruptions at planetary level close the selection.

We have added notes in some cases to point out that some of the statements must be contextualised at the date of publication of the article, as they have not been updated to the present day.

We are sure you will find it interesting to dive into the stories, data and discoveries we have tried to tell you with this project, and we wish you a good read.

Acknowledgments

The editors of the Miscellany warmly thank all colleagues at the INGV for their direct and indirect contributions to the blog.

MISCELLANEA

Speciale vulcani 2023

Maddalena De Lucia¹, Boris Behncke², Alessandro Bonforte², Mario Castellano¹, Danilo Cavallaro², Cinzia Federico³, Fausto Grassa³, Mario Mattia², Luciano Scarfi²
con la collaborazione del GdL INGVvulcani

¹INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano

²INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

³INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Palermo

19 febbraio 2024

L'Italia è terra di vulcani, tra i più conosciuti e attivi al mondo. Tra questi vi sono l'Etna, in Sicilia, le cui frequenti e spettacolari eruzioni contribuiscono a creare un paesaggio unico, e il Vesuvio, noto soprattutto per la devastante eruzione del 79 d.C. che seppellì le città romane di Pompei ed Ercolano. L'**intensa e diffusa attività vulcanica** in Italia è una **testimonianza della complessità geologica** del Paese, e, insieme ai terremoti, contribuisce a plasmarne il **paesaggio**, influenzando la **storia** e la **cultura** dei territori.

Quando si parla di attività dei vulcani, tuttavia, **non ci riferiamo soltanto alle eruzioni**. Lo testimonia il comportamento di uno dei tanti vulcani italiani, la **caldera dei Campi Flegrei**, che è rimasta quiescente dal 1538 e ha avuto significative crisi bradisismiche negli anni 1969-72 e 1982-84; dal 2005 è interessata da una nuova fase bradisismica. Nell'anno 2023 si è "fatta sentire" – e non poco – a causa dei **frequenti sciame di terremoti che hanno accompagnato un rilevante sollevamento del suolo**.

Il 2023 sarà quindi ricordato per la **significativa attività sismica e deformativa legata al bradisismo dei Campi Flegrei**, tuttora in corso. Nel corso dell'anno appena terminato, abbiamo comunque osservato alcuni **eventi eruttivi a Stromboli e all'Etna**, e, allargando lo sguardo, anche al di fuori dell'Italia.

L'affascinante attività dei vulcani può tuttavia rappresentare una **minaccia** per le **comunità residenti**. Pertanto, la **comunità scientifica** studia attentamente questi **fenomeni naturali** per comprenderne i **processi magmatici** e i **meccanismi eruttivi**. In particolare, **i vulcani italiani sono costantemente monitorati** dagli Osservatori Vesuviano ed Etneo, dalla Sezione di Palermo e da altre sezioni dell'INGV, che utilizzano **tecnologie avanzate** per studiarne il **comportamento** e prevedere **variazioni** della loro attività che potrebbero sfociare in nuove eruzioni.

Cosa è accaduto nel 2023?

Come abbiamo già accennato, nel 2023 i **Campi Flegrei** hanno avuto un **ruolo rilevante** tra i vulcani italiani, soprattutto nella seconda metà dell'anno. Per l'**Etna** e **Stromboli** abbiamo invece osservato alcuni **parossismi o esplosioni maggiori**. Altri ancora, come **Vesuvio** e **Ischia**, non hanno mostrato variazioni significative rispetto agli scorsi anni. Per l'isola di **Vulcano** abbiamo invece osservato una **riduzione dei fenomeni osservati** rispetto agli anni precedenti, che avevano portato **nel 2021 al passaggio dal livello di allerta verde al livello giallo**. Pertanto, il **19 dicembre 2023**, il **Dipartimento di Protezione Civile** ha disposto per l'**isola di Vulcano** il ritorno al **livello di allerta verde**, indicativo, cioè, di **attività di base**. Quest'anno ci siamo occupati anche di vulcani non italiani e della loro attività.

Nelle pagine che seguono andremo a esaminarli uno per uno, evidenziando gli aspetti più significativi. Per **informazioni aggiornate e dettagliate sui vulcani italiani attivi** vi consigliamo di consultare le **pagine web dell'Osservatorio Vesuviano, dell'Osservatorio Etneo e del Centro Monitoraggio Eolie**.

Campi Flegrei

Nella caldera dei Campi Flegrei, nel corso del 2023, è proseguita la fase bradisismica iniziata nel 2005. L'attuale crisi bradisismica è caratterizzata da un significativo sollevamento del suolo accompagnato da sismicità che si manifesta anche con sciame sismici. Nel 2023 i fenomeni osservati sono stati molto più rilevanti degli anni precedenti; basti pensare che da circa 40 anni non si registravano terremoti di magnitudo uguale o superiore a 4.0. La figura 1 evidenzia il progressivo aumento della sismicità osservata negli ultimi undici anni.

Sismicità

Nel 2023 la rete sismica permanente dei Campi Flegrei ha registrato 6065 eventi sismici di cui 3449 localizzati. La maggior parte degli eventi registrati (oltre il 90%) ha avuto una magnitudo inferiore a 1.0 (dati estratti dai Bollettini di Sorveglianza Mensili dei Campi Flegrei 2023). Questi eventi sono stati analizzati dai tecnici e ricercatori in turno H24 nella Sala di Monitoraggio dell'Osservatorio Vesuviano e rivisti dal personale del Laboratorio Sismico. Come si nota dalla figura 2, gli eventi sismici non sono distribuiti uniformemente nel corso dell'anno ma si sono particolarmente concentrati nei mesi di agosto e settembre.

Figura 1 Grafico dei terremoti avvenuti annualmente nei Campi Flegrei negli anni 2013 - 2023.

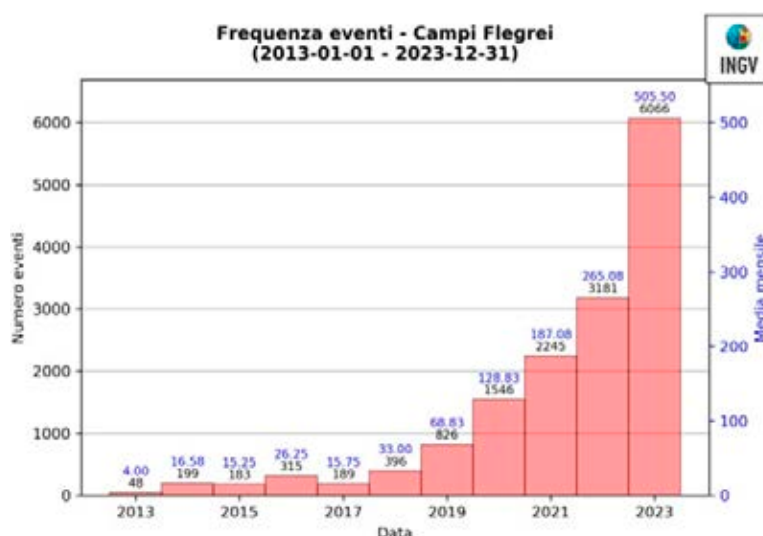
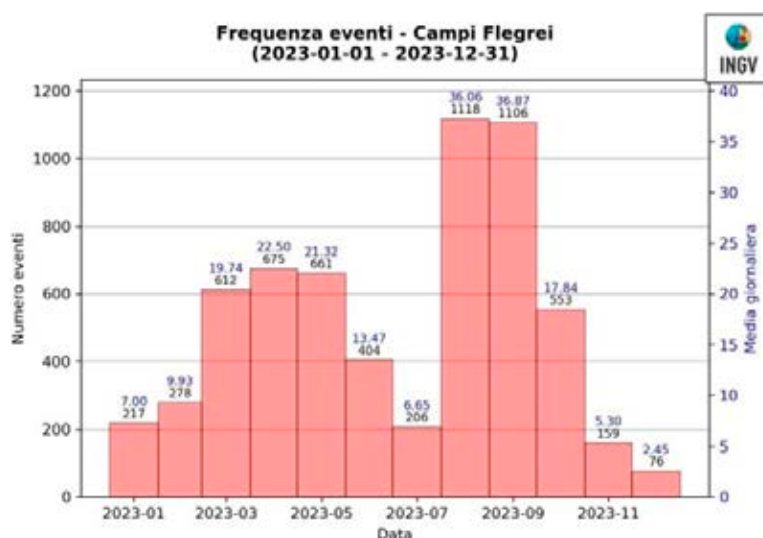


Figura 2 Distribuzione mensile del numero di terremoti avvenuti ai Campi Flegrei nel corso del 2023 (dal Bollettino di Sorveglianza Campi Flegrei Dicembre 2023).



Per ciò che riguarda la localizzazione degli eventi, nella mappa di figura 3 si può notare che nel 2023, come ormai da anni, gli epicentri degli eventi sismici sono localizzati prevalentemente tra Pozzuoli, Agnano, l'area Solfatarata-Pisciarelli, Bagnoli e il Golfo di Pozzuoli, con profondità degli ipocentri concentrate nei primi 3 km e con un valore massimo di circa 5 km.

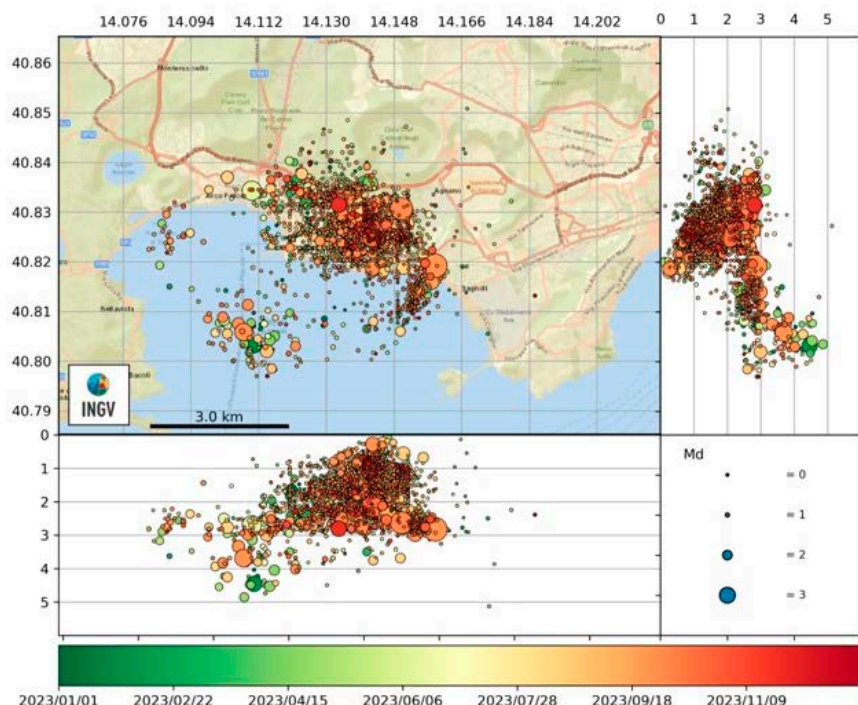


Figura 3 La mappa degli epicentri localizzati dalla Rete Sismica dei Campi Flegrei nel 2023, e proiezioni degli ipocentri lungo sezioni con direzione Nord-Sud, a destra della mappa, ed Ovest-Est, in basso. La dimensione dei simboli è proporzionale alla magnitudo, come indicato nel riquadro in basso a destra.

Gli eventi sismici di magnitudo uguale o maggiore di 3 sono stati 13. Il terremoto più forte, di magnitudo $M_d=4.2$, calcolata dalla durata del segnale sismico, è avvenuto alla profondità di 2.8 chilometri e si è verificato il 27/09/2023, nel corso di uno sciame sismico. Nella figura che segue sono visualizzati tutti i terremoti con magnitudo maggiore o uguale a 3 avvenuti nel 2023 nell'area dei Campi Flegrei (figura 4).

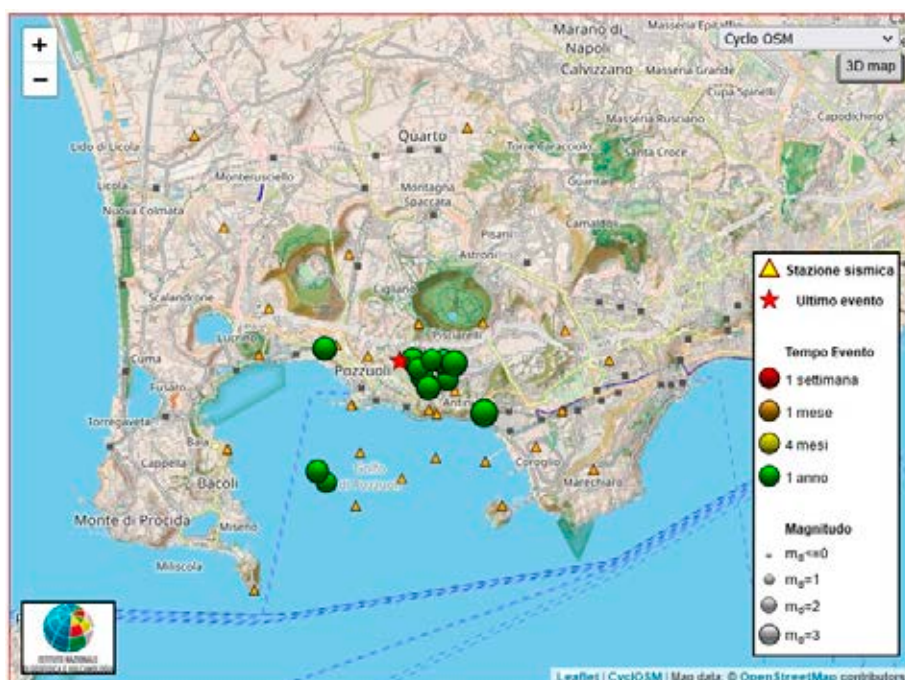
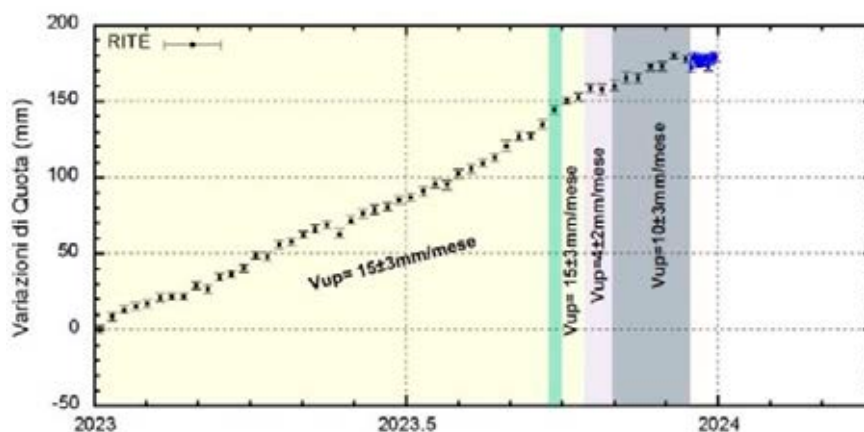


Figura 4 Mappa dei terremoti con magnitudo maggiore o uguale a 3.0 avvenuti nel 2023 nell'area dei Campi Flegrei.

Deformazioni del suolo

Nel 2023 le reti geodetiche dell'INGV Osservatorio Vesuviano hanno continuato a registrare un sollevamento del suolo in tutta l'area Flegrea, con deformazione massima nella zona del Rione Terra di Pozzuoli, pari a circa 18 centimetri in totale (figura 5). Nel corso dell'anno la velocità massima di sollevamento del suolo ha mostrato variazioni comprese tra 15 mm/mese e 4 mm/mese, diminuendo ulteriormente negli ultimi quindici giorni dell'anno, come evidenziato nella Figura 4.

Figura 5 Serie temporale delle variazioni in quota della stazione GNSS di del Rione Terra (Pozzuoli) dal 01/01/2023 al 31/12/2023 (dal Bollettino di Sorveglianza Campi Flegrei Dicembre 2023).



Geochemica dei fluidi

Nel 2023 le attività di sorveglianza geochemica sono consistite nelle misure in continuo del flusso di CO₂ dal suolo, della temperatura delle fumarole della Solfatara e di Pisciarelli e nel campionamento e analisi chimiche delle principali fumarole delle stesse aree. I dati hanno evidenziato il perdurare delle tendenze di riscaldamento e pressurizzazione del sistema idrotermale dei Campi Flegrei già in atto da diversi anni. Le caratteristiche chimiche dei fluidi analizzati inoltre testimoniano un'elevata frazione di gas magmatici nei fluidi fumarolici. La media delle temperature del suolo nell'area della Solfatara, misurate a 10 cm di profondità, mostra un incremento del valore medio delle temperature di oltre 6°C nel periodo 2002-2023. Info dettagliate sui Campi Flegrei dai Bollettini di Sorveglianza INGV Osservatorio Vesuviano

Etna

Attività vulcanica

Il 2023 è cominciato all'Etna con il proseguimento di una lenta attività effusiva iniziata il 27 novembre 2022 da due bocche poste alla base nord-orientale del Cratere di Sud-Est. Questa attività si è gradualmente esaurita nei primi giorni di febbraio e successivamente il vulcano è rimasto in uno stato di relativa quiescenza fino a metà maggio.

Dal novembre 2022 in poi sono avvenuti quattro episodi parossistici (fontane e colate di lava e alte colonne eruttive con conseguenti ricadute di materiale piroclastico in aree sottovento) al Cratere di Sud-Est: il mattino del 21 maggio, la notte del 13-14 agosto, la sera del 12 novembre e la sera dell'1 dicembre. Mentre il primo di questi episodi è stato completamente invisibile a causa delle pessime condizioni meteorologiche, gli altri tre hanno regalato momenti di spettacolo alla popolazione etnea ed ai numerosi turisti; soprattutto l'ultimo, che è avvenuto in condizioni di

straordinaria visibilità (figura 6). Il rovescio della medaglia: le pesanti ricadute di cenere e lapilli nei settori sottovento, il 21 maggio verso sud-ovest e verso Catania, con conseguente inoperatività dell'aeroporto; il 13-14 agosto verso sud (ancora una volta ferme le operazioni all'aeroporto di Catania); il 12 novembre verso sud-est, e il 1° dicembre verso est-nordest.



Figura 6 Attività eruttiva sull'Etna osservata nella sera del primo dicembre 2023 vista da Nicolosi. Fotografia di Boris Behncke.

I “preludi” dei parossismi sono stati molto diversi tra di loro. Quello del 21 maggio è stato preceduto, tre giorni prima, da un forte aumento dell'ampiezza del tremore vulcanico e da un piccolo sciame sismico, accompagnato da modeste deformazioni del suolo. Questi fenomeni sono indicativi di un'intrusione magmatica molto superficiale, che si è arrestata senza evolvere verso un'attività eruttiva laterale.

Il parossismo di agosto è avvenuto praticamente senza alcun precursore; assieme ad un repentino incremento dell'ampiezza del tremore vulcanico è subito iniziata un'attività stromboliana, che si è rapidamente intensificata per passare poi alle consuete fontane di lava. Una lunga fase di deboli esplosioni stromboliane, iniziate il 9 ottobre, ha invece preceduto il parossismo del 12 novembre.

Il preludio all'ultimo parossismo ha presentato le caratteristiche più particolari: dal 19 novembre fino al pomeriggio del 1° dicembre il cratere di Sud-Est ha prodotto una sequenza di brevi episodi di attività stromboliana, a volte anche con piccoli trabocchi lavici, a un ritmo straordinariamente regolare di circa 70-80 minuti, separati da intervalli di calma quasi totale.

Gli altri crateri sommitali, quello di Nord-Est e la Voragine, non hanno mostrato attività e per tutto il 2023 sono rimasti completamente chiusi, come nell'anno precedente. Il cratere Bocca Nuova invece ha subito alcuni cambiamenti: a metà luglio nella sua parte sud-orientale si è riaperto uno dei suoi pozzi interni, la cosiddetta bocca “BN-2”, che per mesi ha prodotto una quantità infinita di graziosissimi anelli di gas (“*volcanic vortex rings*”), e, sia in questo pozzo che nel “BN-1” nella parte nord-occidentale del cratere, si è osservata una vivace incandescenza notturna.

Alla fine dell'anno si sono inoltre avuti alcuni episodi di subsidenza nella parte centrale della Bocca Nuova, dove si è notevolmente allargato un pozzo degassante già presente da diversi anni.

Sismicità

Da inizio 2023, il tremore vulcanico ha mostrato un graduale incremento dell'ampiezza, culminato nelle attività parossistiche di maggio ed agosto al Cratere di Sud-Est. In seguito a questo ultimo evento, nel mese di settembre, è stata osservata un'iniziale diminuzione di intensità cui ha fatto seguito una nuova modesta tendenza di incremento. Dopo i due episodi parossistici di novembre e dicembre, il tremore si è mantenuto su valori medi (figura 7).

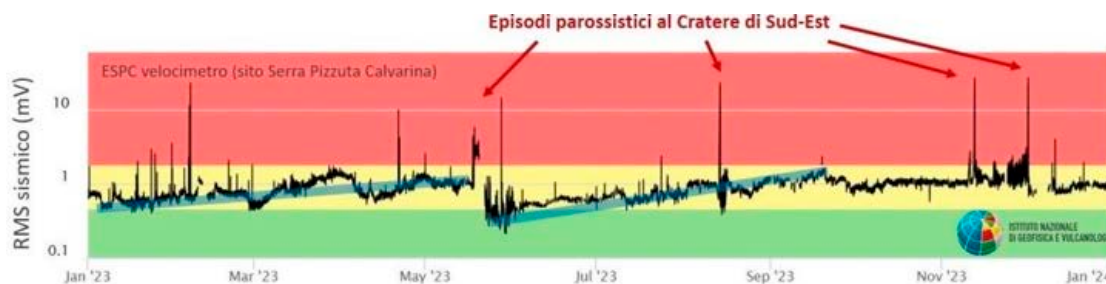


Figura 7 Ampiezza media del tremore vulcanico nel 2023. Le bande blu evidenziano il trend prevalente (dai Bollettini multidisciplinari INGV Osservatorio Etneo).

Nel corso del 2023, nell'area etnea sono stati localizzati circa 1100 terremoti, con magnitudo compresa tra -0.3 e 4.4. All'inizio del 2023 il livello di sismicità è stato mediamente basso (figura 8). Un significativo incremento dell'attività sismica si è registrato nel periodo aprile-luglio, caratterizzato dall'accadimento di alcuni sciami sismici e dall'evento più rilevante, registrato il 21 aprile. Questo terremoto è stato localizzato nel mar Ionio, poco ad est di Catania, ed ha fatto registrare una magnitudo pari a 4.4. Dopo uno sciame sismico avvenuto il 5 luglio che ha interessato il versante occidentale del vulcano, il tasso di accadimento ed i rilasci energetici dei terremoti sono ritornati su un livello basso, confrontabile con quello che ha preceduto il sisma del 21 aprile 2023.

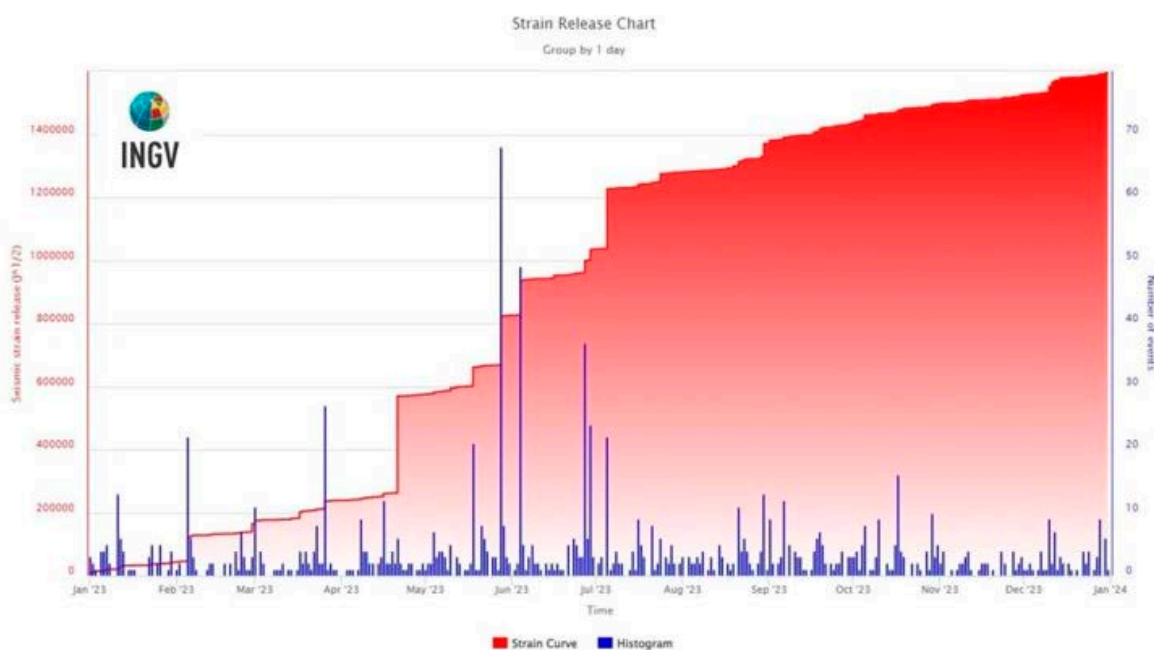


Figura 8 In rosso, la curva cumulativa di Strain release, che indica il rilascio di energia sismica nell'area etnea nel corso dell'anno 2023 (legenda di sinistra). Gli istogrammi blu rappresentano il numero di terremoti registrati per ciascun giorno (legenda di destra) (dai Bollettini multidisciplinari INGV Osservatorio Etneo).

La sismicità ha interessato gran parte dell'edificio vulcanico; i terremoti con magnitudo pari o superiore a 3.5 sono stati 4. I volumi sismogenetici maggiormente coinvolti sono stati quelli al di sopra di 10 km di profondità; tuttavia, si è osservata anche una sismicità più profonda, fino a circa 30 km, nel settore nord-occidentale del vulcano (figura 9).

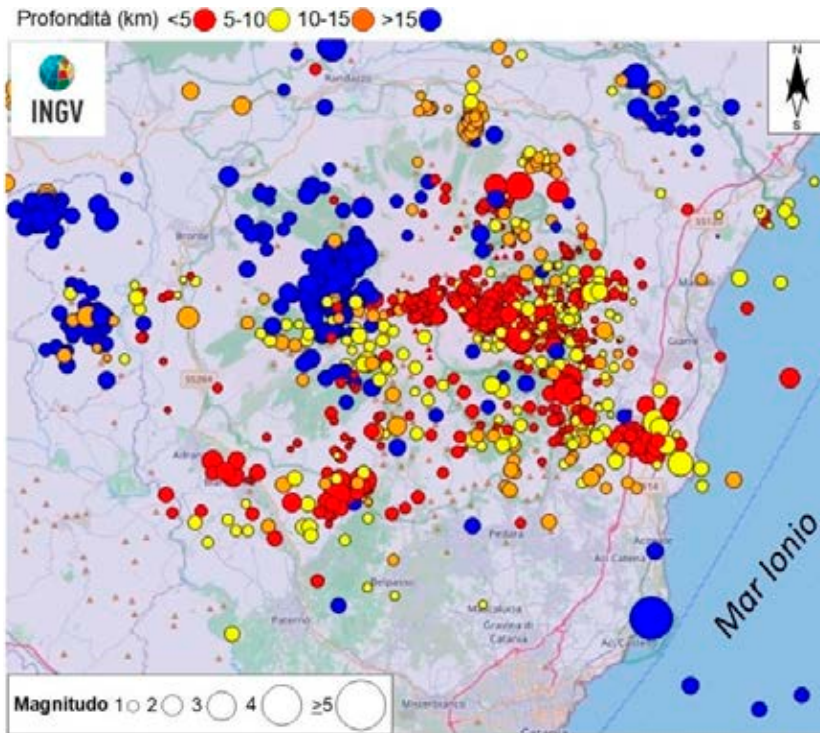


Figura 9 Mappa dei terremoti localizzati nell'area etnea durante il 2023 (dai Bollettini multidisciplinari INGV Osservatorio Etneo).

Deformazioni del suolo

Dal punto di vista delle deformazioni del suolo, il 2023 non è stato caratterizzato da importanti variazioni a lungo periodo. Ci sono state le consuete e brevi fasi di *deflation* (sgonfiamento) che hanno accompagnato gli episodi eruttivi, particolarmente evidenti grazie alle reti di sensori più sensibili, come gli *straimeter* (estensimetri, strumenti utilizzati per misurare le variazioni di distanza orizzontali tra due punti) e i tiltmetri (per misurare la variazione di inclinazione del suolo, in inglese *tilt*). Proprio sui segnali registrati dai tiltmetri è visibile il leggero rigonfiamento del vulcano che ha preceduto la fontana di lava di maggio, durante lo sciame sismico e l'aumento del tremore (figura 10). In generale, nel lungo periodo, il vulcano mostra un lento processo di pressurizzazione e *inflation* (rigonfiamento del suolo), indicativo di un processo di "ricarica" del sistema di alimentazione, che tipicamente avviene nei periodi di relativa calma eruttiva.

Geochemica dei fluidi

L'emissione di CO_2 dai fianchi del vulcano ha mostrato due fasi di incremento, culminate a giugno e ad ottobre 2023 (figura 11), compatibili con l'ingresso di magma più ricco in gas nel sistema di alimentazione, in grado di produrre l'attività parossistica osservata. Simili indicazioni sono state ottenute dal monitoraggio del rapporto isotopico dell'elio rilasciato dalle aree periferiche del vulcano. Il flusso di SO_2 dai crateri ha infine mostrato fasi di incremento in concomitanza con l'attività effusiva e di fontana di lava, ad indicare una rapida migrazione del magma verso le zone più superficiali dell'edificio vulcanico.

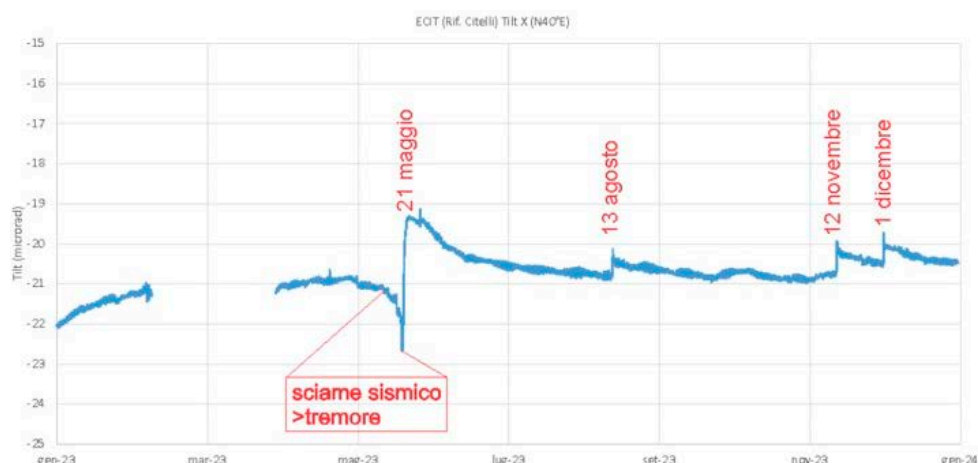


Figura 10 Esempio di andamento delle deformazioni del suolo alla stazione tiltmetrica installata in prossimità del Rifugio Citelli, sul medio versante NE dell'Etna. Sono evidenti le deformazioni impulsive (in abbassamento) legate alle 4 fontane di lava, la prima delle quali è stata preceduta da un rigonfiamento del vulcano accompagnato dallo sciame sismico e dall'aumento del tremore vulcanico.

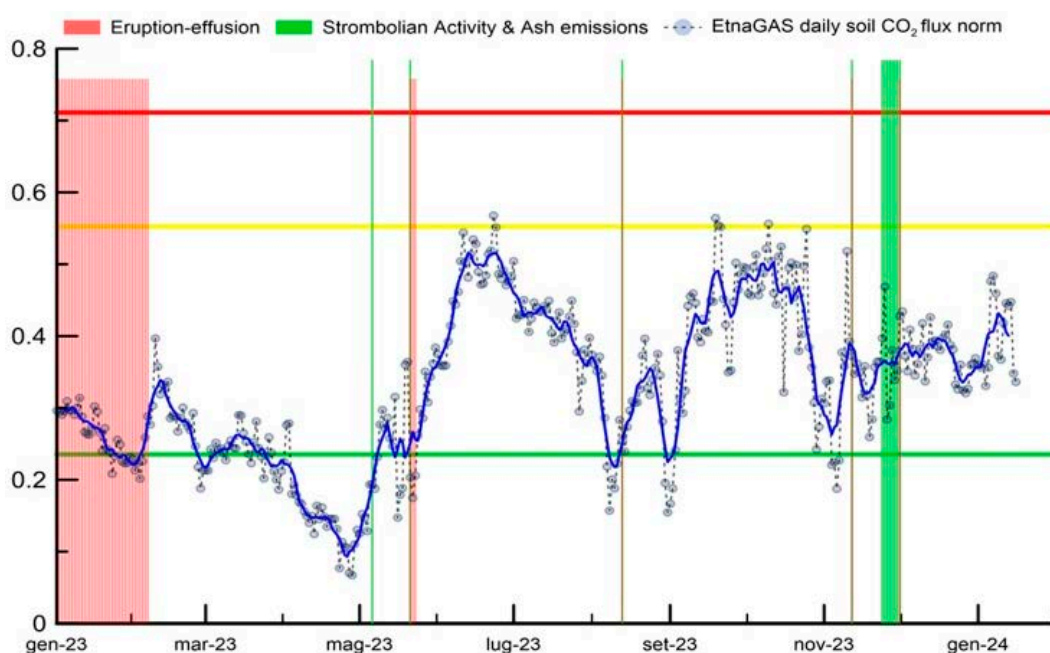


Figura 11 Flusso di CO₂ dai suoli dei versanti dell'Etna misurato dalla rete geochimica della Sezione di Palermo.

Stromboli

Attività vulcanica

Nel corso del 2023 l'attività vulcanica di Stromboli è stata caratterizzata da attività stromboliana ordinaria presso le bocche delle aree crateriche Nord (N) e Centro-Sud (CS), alternata ad attività di *spattering* (lancio di brandelli di lava) a volte sostenuta, dall'area craterica N, con il verificarsi di otto esplosioni di intensità maggiore e da una quindicina di episodi effusivi di modesta entità.

L'area craterica Nord (N in figura 12) è stata caratterizzata dalla presenza di tre, a volte quattro,

bocche attive; quella centro-sud (CS in figura 12) da un numero di bocche variabile da una (inizio anno) a cinque (nel mese di agosto, figura 12), anche se generalmente quelle attive in questo settore sono state quattro.

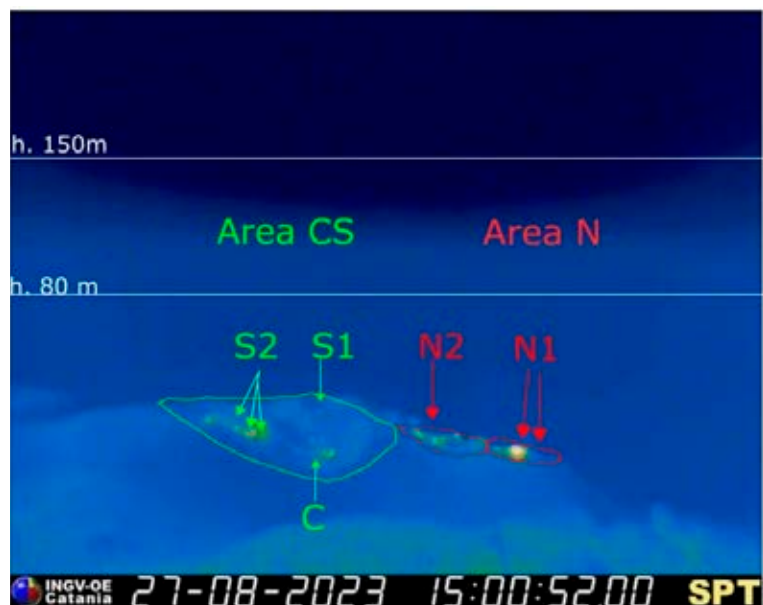


Figura 12 La terrazza craterica di Stromboli vista il 27 agosto 2023 dalla telecamera termica posta sul Pizzo sopra la Fossa (SPT), con la delimitazione delle aree crateriche Area Centro-Sud e Area Nord (rispettivamente AREA CS e AREA N). Le sigle e le frecce indicano i nomi e le ubicazioni delle bocche attive. Le linee orizzontali nella figura indicano differenti altezze raggiungibili dai frammenti eruttati, associabili a diversi livelli di intensità delle esplosioni (dai Bollettini multidisciplinari INGV Osservatorio Etneo).

Per quanto riguarda l'attività stromboliana ordinaria, la frequenza media oraria totale delle esplosioni ha oscillato tra valori bassi e medi (da 3 a 12 eventi /h) nei primi due mesi dell'anno (con l'area craterica CS poco attiva), medio alti (da 8 a 17 eventi/h) a marzo-luglio (con l'area craterica CS più attiva di quella N), medio alti (da 11 a 21 eventi /h) ad agosto-ottobre (con l'area craterica N particolarmente attiva) e medi (8-15 eventi /h) da novembre fino a fine anno (figura 13).

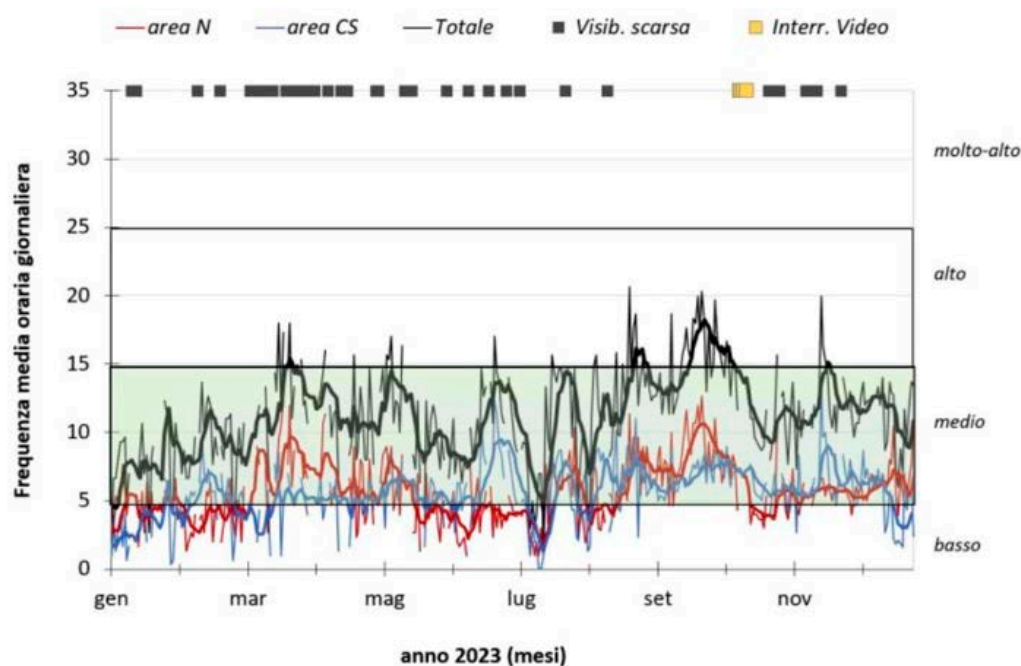


Figura 13 Frequenza media oraria giornaliera e settimanale, per area craterica ed in totale, dell'attività esplosiva dello Stromboli (rispettivamente linea sottile ed in grassetto) relativa al 2023. Al top del grafico sono riportate le condizioni di visibilità e le interruzioni del segnale video, mentre a destra i livelli di attività; la barra verde indica il livello medio tipico dell'attività esplosiva (dai Bollettini multidisciplinari INGV Osservatorio Etneo).

La dimensione dei prodotti eruttati è stata variabile, ma prevalentemente grossolana (bombe/lapilli) frammista a quella fine (cenere) in entrambe le aree crateriche.

L'intensità delle esplosioni è variata da bassa (i prodotti eruttati non hanno superato gli 80 m di altezza) a media (minore di 150 m di altezza) all'area craterica N e da bassa ad alta (talvolta i prodotti eruttati hanno superato i 250 m di altezza) a quella CS.

Nel corso del periodo in esame sono avvenute otto esplosioni di intensità maggiore dell'ordinario, in alcuni casi seguite da sequenze esplosive particolarmente intense. Sette esplosioni maggiori sono state prodotte dall'area craterica centro-meridionale: il 30 gennaio, 16 febbraio, 25 marzo, 7 aprile (figura 14), 25 settembre, 14 e 30 dicembre (figura 15), mentre quella dell'8 agosto ha interessato l'area settentrionale.

Figura 14 Esplosione maggiore del 7 aprile 2023 a Stromboli ripresa dalle telecamere termiche di Pizzo Sopra la Fossa (SPT) (a, b, c) e di quota 190 m (SCT) (d, e, f, g) (dai Bollettini multidisciplinari INGV Osservatorio Etneo).

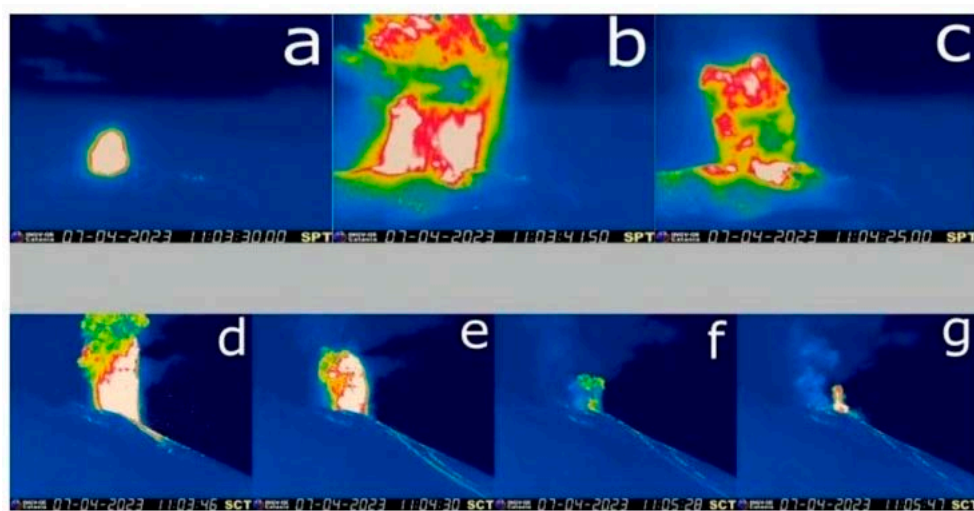
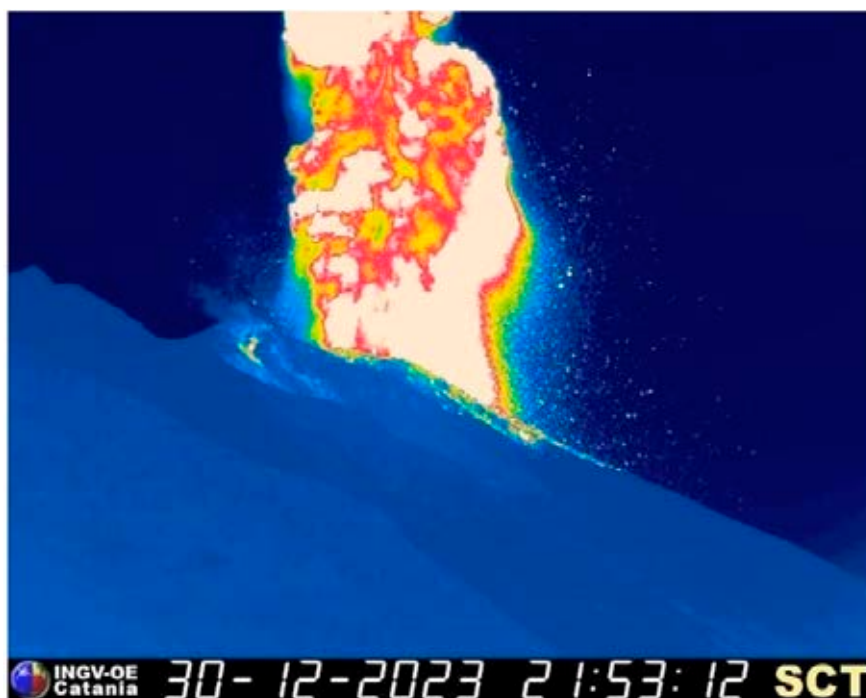


Figura 15 Esplosione maggiore del 30 dicembre 2023 a Stromboli ripresa dalla telecamera termica di quota 190 m (SCT).



Questi eventi esplosivi hanno prodotto il lancio di materiale piroclastico grossolano a diverse centinaia di metri di altezza, la cui ricaduta ha interessato sia la terrazza craterica che la porzione alta della Sciara del Fuoco, e nubi di cenere che i venti in quota hanno rapidamente disperso.

L'attività esplosiva di Stromboli è stata accompagnata nel corso del 2023 da una quindicina di episodi effusivi di modesta entità, verificatisi il 2, 17 e 24 gennaio, 27 febbraio, 8 e 25 marzo, 2 e 12 agosto, 27 settembre, 6 agosto, 3 ottobre, 6-9 ottobre (figura 16), 17 dicembre. Si è trattato di trabocchi lavici che hanno interessato sempre l'area craterica Nord e che hanno avuto una durata massima dell'ordine di pochi giorni.

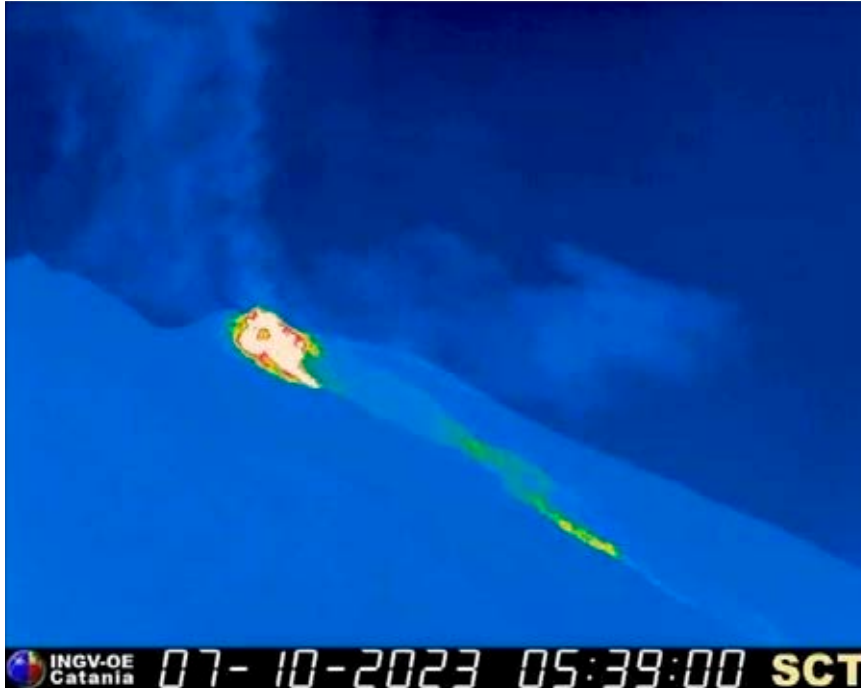


Figura 16 Immagine termica del trabocco lavico del 6-9 ottobre 2023 a Stromboli.

L'attività effusiva è stata generalmente preceduta e accompagnata da fasi di intenso *spattering* dall'area craterica Nord. I trabocchi lavici hanno generato piccoli flussi lavici, i cui fronti si sono generalmente incanalati e accumulati nella parte alta della Sciara del Fuoco, producendo un intenso rotolamento di materiale vulcanico, e talvolta piccoli flussi piroclastici (come nel caso del trabocco lavico dell'8 marzo) che hanno raggiunto il mare alla base della Sciara del Fuoco.

Sismicità

Gli eventi vulcanici maggiori sono stati accompagnati da un segnale sismico caratterizzato da un significativo aumento dell'ampiezza della durata di alcuni minuti; in particolare, l'ampiezza media del tremore vulcanico, in concomitanza di tali eventi, ha subito un incremento sino a valori alti.

Nel corso dell'attività effusiva l'ampiezza media del tremore vulcanico non ha mostrato variazioni significative, mantenendosi sempre nell'intervallo dei valori medi, o al massimo ha mostrato limitate fluttuazioni intorno a valori medio-alti. Si segnala inoltre l'accadimento di alcuni transienti sismici legati a fenomeni di rotolamento di materiale lungo la Sciara del Fuoco. Per quanto riguarda i terremoti, sono stati registrati nell'area vulcanica pochissimi eventi di magnitudo molto bassa ($M < 1.5$), localizzati nei primi 3 km di crosta.

Geochimica dei fluidi

Nel corso del 2023, le reti di monitoraggio geochimico ed i campionamenti discreti hanno mostrato che i livelli di degassamento nelle aree periferiche del vulcano sono rimasti sostenuti, con flussi di CO_2 dai suoli e nelle falde termali alti o medio-alti, ed alti rapporti isotopici dell' ^3He , ad indicare una significativa dinamica magmatica profonda. Al cratere, gli eventi esplosivi sono

stati generalmente preceduti e/o accompagnati da incrementi del rapporto C/S, suggerendo una relazione stretta con il contributo di gas magmatici dal sistema magmatico profondo.

Vesuvio

Nel corso del 2023, lo stato del Vesuvio è rimasto sostanzialmente invariato rispetto agli anni precedenti. Permane una sismicità di bassa energia localizzata prevalentemente in area craterica; inoltre, le misure di deformazioni del suolo non hanno mostrato variazioni riconducibili a sorgenti vulcaniche. Le temperature superficiali rilevate mediante monitoraggio termico, pur oscillando intorno a un valore medio di circa 70 °C per le fumarole sul bordo craterico, non evidenziano variazioni significative, come anche i parametri geochimici acquisiti.

Sismicità

Nel 2023 la rete sismica permanente del Vesuvio ha localizzato 697 eventi sismici (dati consultabili nella banca dati dei terremoti dei vulcani campani, GOSSIP). Questi eventi sono stati analizzati dai tecnici e ricercatori in turno H24 nella Sala di Monitoraggio dell'Osservatorio Vesuviano e rivisti dal personale del Laboratorio Sismico. Nel 2023 la sismicità è stata di bassissima energia: i due terremoti più forti sono stati di magnitudo 2.5 e sono avvenuti il 22 aprile e il 29 giugno 2023. Come si nota dalla figura 17, gli eventi sismici non sono distribuiti uniformemente nel corso dell'anno ma si sono particolarmente concentrati nei mesi di maggio e novembre.

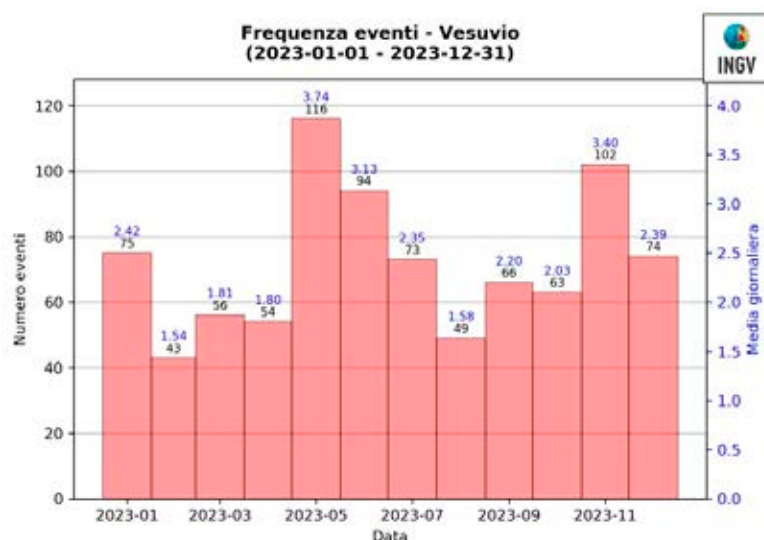


Figura 17 Distribuzione mensile dei terremoti avvenuti al Vesuvio nel corso del 2023 (dal Bollettino di Sorveglianza Vesuvio Dicembre 2023). Dal grafico si evince che il numero degli eventi registrati è maggiore del numero degli eventi sismici localizzati (697) in quanto non tutti presentavano caratteristiche tali da consentirne la localizzazione spaziale.

Nella mappa in figura 18 si può notare che anche nel 2023 gli epicentri degli eventi sismici sono localizzati quasi tutti in area craterica, con profondità degli ipocentri concentrata soprattutto nei primi 2 km e con una profondità massima di circa 4 km.

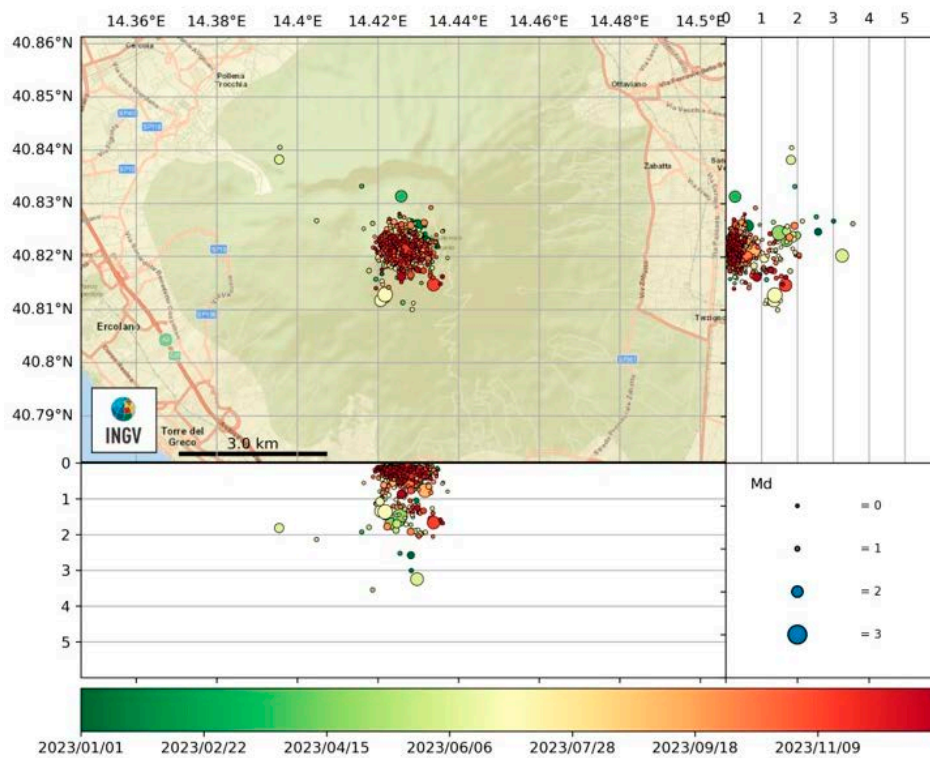


Figura 18 Mappa degli epicentri degli eventi sismici registrati al Vesuvio nel corso del 2023 e proiezioni degli ipocentri lungo sezioni con direzione Nord-Sud, a destra della mappa, ed Ovest-Est, in basso. La dimensione dei simboli è proporzionale alla magnitudo, come indicato nel riquadro in basso a destra.

Deformazioni del suolo

Nel 2023, l'analisi dei dati geodetici registrati non ha mostrato deformazioni del suolo legate ad attività vulcaniche. Si è confermato l'abbassamento nella parte alta del complesso vulcanico con spostamenti laterali coerenti con una contrazione del Gran Cono, probabilmente causata da effetti gravitativi e processi di compattazione o scivolamento di terreni posti su pendii ripidi e poco coerenti.

Monitoraggio termico e geochemica dei fluidi

I dati acquisiti dalle reti di Monitoraggio termico permanente e delle Termocamere mobili dell'INGV non mostrano variazioni significative nei valori medi della temperatura e nella distribuzione delle fumarole. Il monitoraggio geochemico indica il proseguimento della diminuzione dell'attività idrotermale nell'area del cratere del Vesuvio.

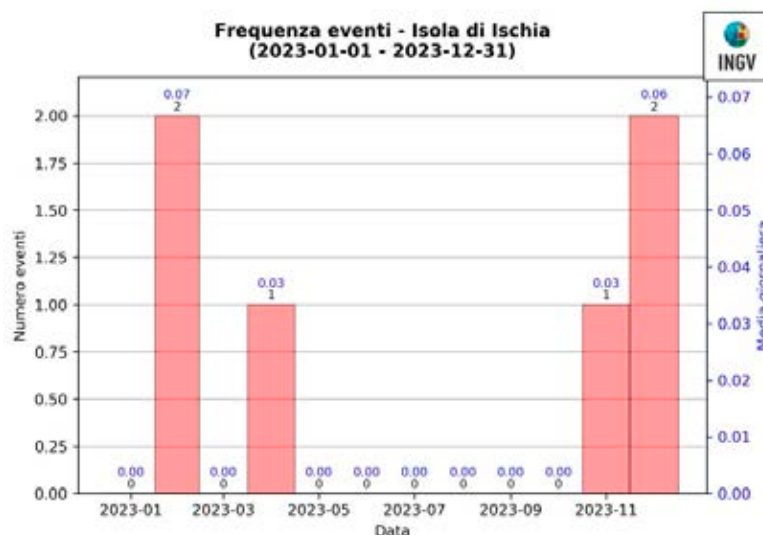
Ischia

Nel corso del 2023, lo stato di attività dell'isola d'Ischia è rimasto sostanzialmente invariato rispetto agli anni precedenti. Permane una bassissima sismicità. Riguardo le deformazioni del suolo, dalle misure GNSS e Tiltmetriche non emergono deformazioni legate a attività vulcaniche e si rileva una leggera subsidenza, più evidente nella parte centro-meridionale dell'isola. La termografia non mostra variazioni significative nella temperatura massima né cambiamenti nella distribuzione delle fumarole nei punti misurati.

Sismicità

Nel 2023 la rete sismica permanente di Ischia gestita dalla Sezione di Napoli ha localizzato 5 eventi sismici (dati consultabili nella banca dati dei terremoti dei vulcani campani, GOSSIP) (figura 19). Questi eventi sono stati analizzati dai tecnici e ricercatori in turno H24 nella Sala di Monitoraggio dell'Osservatorio Vesuviano e rivisti dal personale del Laboratorio Sismico. L'evento sismico di maggiore energia è stato di magnitudo 1.8 e si è verificato il 5 aprile 2023.

Figura 19 Distribuzione mensile dei terremoti avvenuti a Ischia nel corso del 2023 (dal Bollettino di Sorveglianza Ischia Dicembre 2023). Dal grafico, si nota che il numero complessivo degli eventi registrati è superiore a quelli localizzati (5). Questo perché alcuni eventi non avevano caratteristiche che permettessero di determinare la loro posizione precisa.



Nella mappa in figura 20 si può notare che nel 2023 gli epicentri dei pochissimi eventi sismici sono localizzati quasi tutti nell'area a monte dell'abitato di Casamicciola, con profondità degli ipocentri nei primi 2 km.

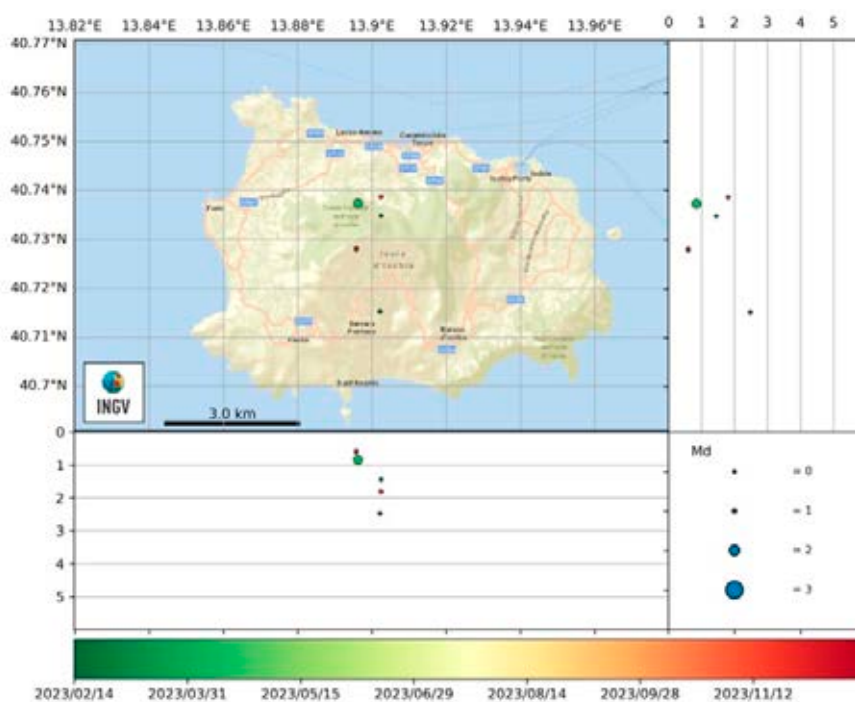


Figura 20 Mappa degli epicentri degli eventi sismici registrati sull'isola d'Ischia nel corso del 2023 e proiezioni degli ipocentri lungo sezioni con direzione Nord-Sud, a destra della mappa, ed Ovest-Est, in basso. La dimensione dei simboli è proporzionale alla magnitudo, come indicato nel riquadro in basso.

Deformazioni del suolo

Nel 2023, l'analisi dei dati geodetici conferma la generale subsidenza dell'isola con valori più elevati nel settore centro-meridionale dell'isola, corrispondente all'area del Monte Epomeo.

Monitoraggio termico e geochimica dei fluidi

I dati acquisiti periodicamente dalle Termocamere mobili dell'INGV Osservatorio Vesuviano non mostrano variazioni significative nei valori medi della temperatura e nella distribuzione delle fumarole nei punti di misura.

Le misure e i campionamenti periodici effettuati dalla Sezione di Palermo dell'INGV su campioni di acque termali e gas liberi indicano una sostanziale stabilità delle condizioni dei reservoir geotermali dell'isola d'Ischia.

Vulcano

Nel corso del 2023, l'isola di Vulcano (nello specifico il cono de La Fossa e l'area calderica circostante), è rimasta al livello di Allerta GIALLO fino al 19 dicembre 2023 quando, vista la sostanziale normalizzazione dei parametri fisici e chimici monitorati, il Dipartimento di Protezione Civile ha disposto il ritorno al livello VERDE

Sismicità

A partire da novembre 2022, i segnali sismici legati alla dinamica idrotermale (eventi a bassa frequenza, anche detti *Very Long Period*, VLP), sono diminuiti considerevolmente. Il volume sorgente di questa sismicità è stato individuato nel settore nord del cono della Fossa (area Forgia Vecchia) ad una profondità media di 700-800 metri sotto il livello del mare.

Dopo l'evento di magnitudo 4.6, registrato il 4 dicembre 2022 e localizzato a sud-ovest dell'isola, l'attività sismica dell'area di Vulcano per tutto il 2023 è stata alquanto modesta. La maggior parte dei terremoti registrati si localizza a sud-ovest dell'isola, a profondità tra 8 e 13 km. La magnitudo massima è stata di 2.3 (figura 21).

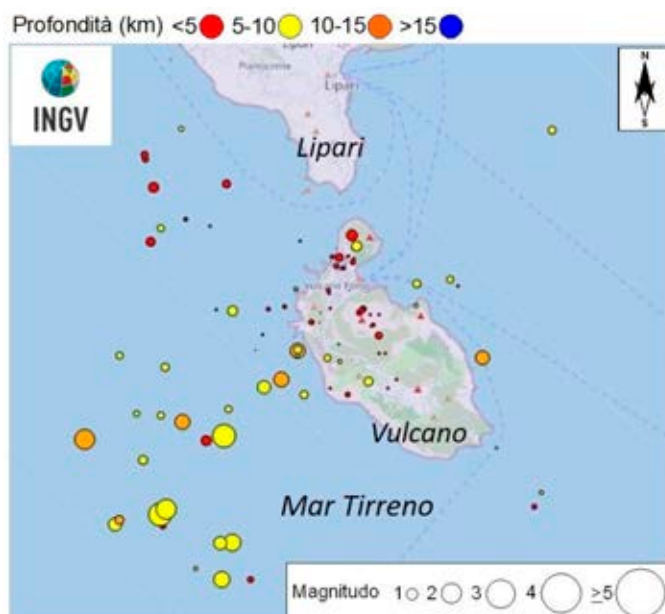
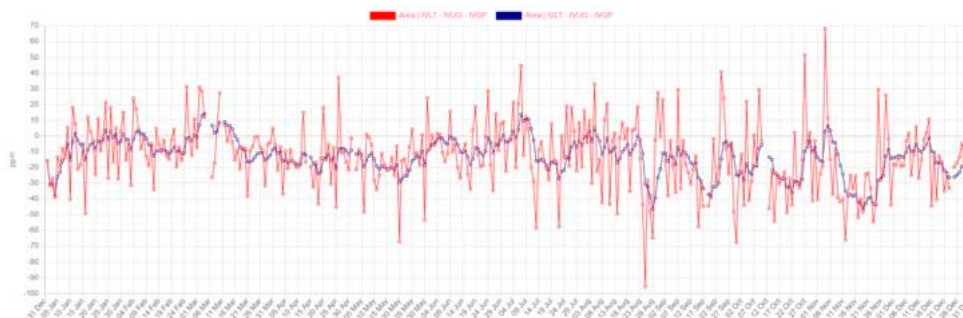


Figura 21 Mappa degli epicentri dei terremoti localizzati nell'area di Vulcano durante il 2023. Per approfondimenti si veda: [Banche dati terremoti](#).

Deformazioni del suolo

Nel corso del 2023 non sono avvenute significative variazioni nelle serie temporali dei dispositivi di monitoraggio delle deformazioni del suolo presenti nell'isola di Vulcano, se si fa eccezione per una modesta tendenza alla contrazione visibile soprattutto grazie ai dati della rete GNSS, nella seconda metà dell'anno (figura 22).

Figura 22 Rete GNSS isola di Vulcano. Il grafico mostra la dilatazione areale dell'area compresa tra le stazioni di Piano Grillo, Lenti e Grotta Palizzi.



Geochemica dei fluidi

Durante il 2023 si è assistito ad una lieve ma continua diminuzione delle temperature delle fumarole, già iniziata nel 2022, mentre la composizione chimica dei gas emessi non è cambiata in maniera significativa (figura 23).

Il flusso di CO_2 dal suolo, sia lungo l'orlo del cono de La Fossa, sia in tutta l'area di Vulcano Porto, alla base del cono, è drasticamente diminuito (figura 23), fino a valori confrontabili a quelli misurati prima dell'inizio della fase di *unrest*, a settembre 2021, così come l'emissione di SO_2 dalle fumarole di alta temperatura. Anche nella spiaggia di Levante dove, nel 2022, era stato misurato un forte incremento dell'emissione di CO_2 , si è registrata una progressiva diminuzione del flusso di gas (figura 24). Ciononostante, sono ancora presenti aree di intenso degassamento, in prossimità della Baia di Levante (presso la cosiddetta "Vasca dei fanghi"), sia lungo la spiaggia, sia in mare, vicino alla costa.

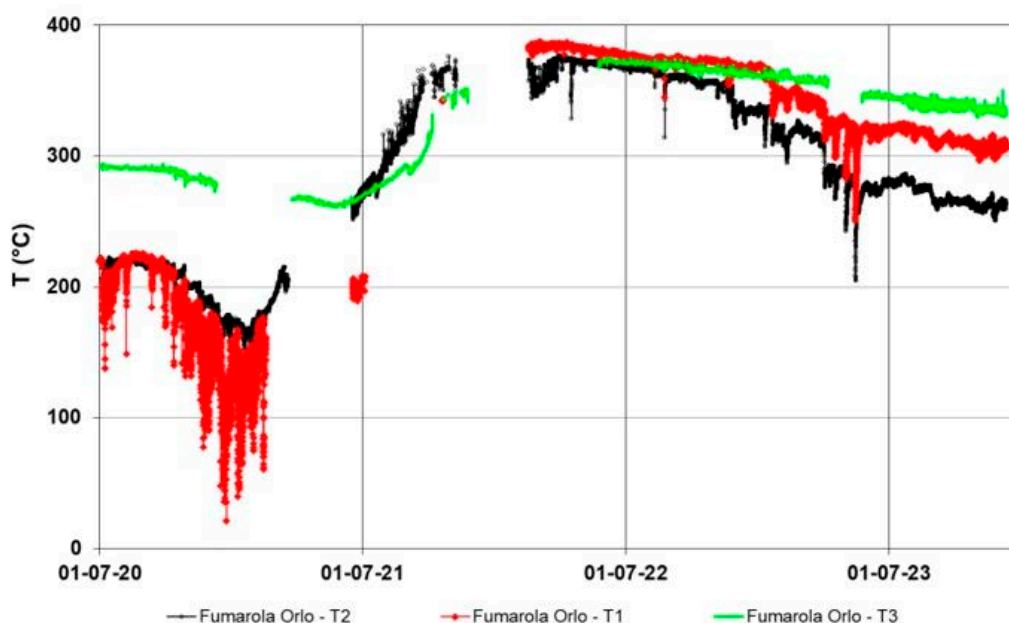


Figura 23 Temperatura misurata dalla rete geochemica della Sezione di Palermo al campo fumarolico del cratere de La Fossa di Vulcano. Dopo l'incremento termico della crisi del 2021, è evidente un lento e continuo decremento.

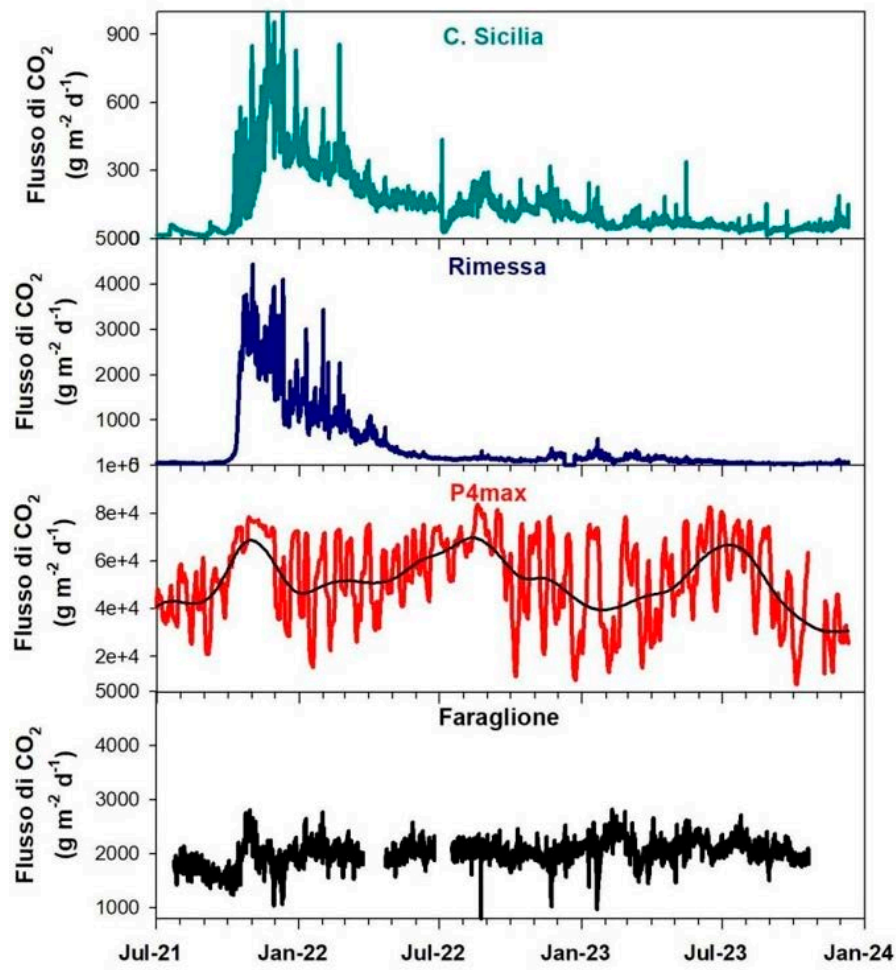


Figura 24 Flusso di CO₂ misurato dalla rete geochimica della Sezione di Palermo nelle principali aree degassanti di Vulcano Porto. È evidente l'acme di degassamento della crisi nel 2021 ed il calo successivo.

Vulcani nel mondo

Reykjanes (Islanda), 10 luglio e 18 dicembre 2023

Dopo una settimana di forte attività sismica e intensa deformazione del suolo, il 10 luglio 2023, è iniziata una nuova eruzione vulcanica vicino a Litli Hrútur, nella penisola di Reykjanes, Islanda. Una colata di lava ha cominciato a fuoriuscire da una fessura lunga circa 900 metri, con fontane di lava. Un sollevamento del suolo rilevato dai satelliti e una sequenza sismica di oltre 1200 terremoti, il maggiore di magnitudo 5, ha preceduto l'evento. L'area è disabitata, tuttavia le autorità hanno predisposto misure per evitare l'afflusso di curiosi. L'eruzione si è conclusa il 5 agosto.

Il 18 dicembre si è verificata una nuova eruzione, a nord di Grindavík, nella penisola di Reykjanes, annunciata dall'intrusione di un dicco nel mese di novembre e da uno sciame sismico. Si è formata una fessura eruttiva di circa 4 km, dalla quale è fuoriuscita lava da entrambi i lati. L'energia dell'eruzione ha cominciato a diminuire entro poche ore dal suo inizio.

Ioto (Giappone), seconda metà di ottobre 2023

Nella seconda metà di ottobre 2023, un vulcano sottomarino nell'oceano Pacifico ha eruttato, formando una nuova isola a 1200 km a sud-est di Tokyo, vicino l'isola di Ioto (Iwo Jima).

L'eruzione, durata un mese e mezzo, è stata di tipo esplosivo e non ha prodotto danni all'isola vicina. In breve tempo, tuttavia, il moto ondoso ha eroso l'isola, alta circa 169 m, che ha cambiato forma da circolare ad allungata (circa 500 m di lunghezza). Questo tipo di eruzione è noto come surtseyana, ed è caratterizzata da elevata esplosività dovuta all'interazione tra magma e acqua. L'eruzione di Ioto ricorda la formazione dell'Isola Ferdinandea nel Canale di Sicilia nel 1831, anch'essa erosa dal moto ondoso in poche settimane.

Marapi (Indonesia), 3 dicembre 2023

Il 3 dicembre 2023, l'eruzione esplosiva del vulcano Marapi a Sumatra, Indonesia, ha generato una nube eruttiva alta circa tre chilometri (alcune stime parlano di 15 km) e flussi piroclastici, causando almeno 23 morti. Circa 75 escursionisti erano sul vulcano al momento dell'eruzione, molti di essi sono stati feriti per ustioni. La cenere ha inoltre coperto i villaggi vicini, ostacolando soccorsi e ricerche. Il vulcano Marapi, alto 2885 metri, è noto per la sua attività vulcanica e sismica. Nonostante le eruzioni avvenute in passato siano state meno devastanti, il vulcano aveva già causato vittime in precedenza.

Come si studiano le grandi eruzioni? Combinando competenze diverse, e chiedendosi se siamo pronti per la prossima

Micol Todesco¹, Matteo Cerminara², Stefano Corradini³, Mauro A. Di Vito⁴,
Domenico Doronzo⁴

¹INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Bologna

²INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Pisa

³INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Nazionale Terremoti

⁴INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano

3 marzo 2023

*L'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia promuove le ricerche finalizzate alla comprensione dei meccanismi di funzionamento della Terra e dei conseguenti rischi naturali. Questi studi vengono realizzati all'interno di un progetto di lungo termine che va sotto il nome di **Pianeta Dinamico**. Uno dei tanti temi presi in considerazione ha riguardato lo studio delle **grandi eruzioni**, ed in particolare la loro preparazione, la loro dinamica e i loro effetti. Ma volendo approfondire la conoscenza delle grandi eruzioni, da dove partire se non dallo studio della più famosa fra tutte?*

C'è un'eruzione che più di ogni altra ha lasciato un segno nella storia della vulcanologia, un evento iconico che ha segnato l'immaginario collettivo per secoli: la **grande eruzione del Vesuvio** che nel 79 d.C. ha distrutto le città romane che prosperavano lungo la costa campana, preservandole per secoli sotto una fitta coltre di depositi (Figura 1).



Figura 1 In primo piano, la città romana di Herculaneum (Ercolano), distrutta dall'eruzione del 79 d.C. del Vesuvio, visibile sullo sfondo. Fra la città romana e il vulcano, le case della moderna Ercolano. Foto di Micol Todesco.

L'eruzione che ha distrutto Pompei ed Ercolano è sicuramente una delle più studiate al mondo, a partire dalla testimonianza diretta che ne fece **Plinio il Giovane** nella sua famosa lettera a Tacito, alcuni decenni dopo i fatti. Una ricerca effettuata attraverso vari motori di ricerca specializzati restituisce **centinaia e centinaia di articoli scientifici** scritti da studiosi di tutto il mondo. Queste ricerche hanno analizzato ogni aspetto dell'eruzione: la dinamica degli eventi, le caratteristiche dei depositi che si sono formati nelle diverse fasi eruttive, l'impatto che l'eruzione ha avuto su persone e cose. Eppure, ancora dopo secoli di studi, ogni volta che guardiamo a quest'eruzione, riusciamo ad imparare cose nuove: ad esempio, che l'eruzione è verosimilmente avvenuta in autunno, e non in piena estate come si pensava.

Nuove ricerche sull'eruzione del 79 d.C. al Vesuvio

Recentemente, una nuova serie di studi effettuati nell'ambito del progetto INGV **Pianeta Dinamico** si è concentrata sull'eruzione vesuviana del 79 d.C., per acquisire maggiori dettagli sulla complessa **dinamica eruttiva** di questo evento. Questi dati, raccolti partendo da un paziente **lavoro di terreno** (Figura 2), non servono soltanto a migliorare la comprensione dei fenomeni ma anche a studiare il legame tra le condizioni del magma alla bocca eruttiva e il deposito osservato, tramite l'utilizzo di **modelli numerici** in grado di descrivere l'evoluzione dell'eruzione. Due video interamente dedicati a questo progetto sono disponibili sul canale YouTube INGVvulcani (link in fondo al testo).

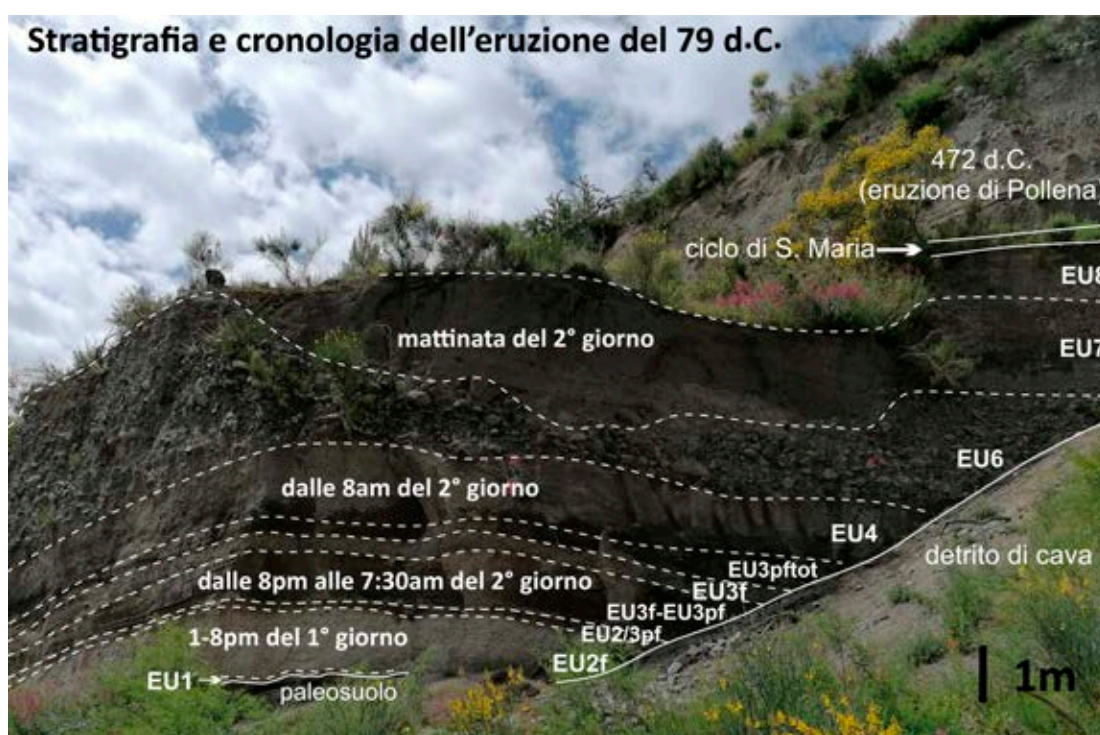


Figura 2 I depositi lasciati sul terreno dall'eruzione del 79 d.C. ci permettono di ricostruire le diverse fasi dell'eruzione, che hanno prodotto strati diversi e distinguibili fra loro. Questi strati vengono accorpati sulla base di caratteristiche fisiche comuni in unità eruttive (EU), indicate con sigle come quelle che si leggono in figura, sulla destra (da EU1 a EU8). Grazie alla dettagliata descrizione di Plinio il Giovane, è oggi possibile attribuire la formazione di ciascuna di queste unità eruttive al particolare momento in cui sono state messe in posto nel corso dei due giorni di eruzione. L'affioramento ritratto in fotografia si trova in una cava vicino a Terzigno a circa 4.5 km dal cratere attuale. La fotografia, di Domenico Doronzo, è stata utilizzata per un articolo scientifico pubblicato da Doronzo et al., 2022 sulla rivista *Earth-Science Reviews* 231, 104072.

I modelli utilizzati consentono di simulare l'ingresso in atmosfera di una miscela eruttiva composta da gas vulcanici e da particelle di cenere di varie dimensioni. Le **simulazioni** descrivono lo **sviluppo della colonna eruttiva**, la sua **interazione con l'atmosfera**, la **ricaduta di ceneri** al suolo e le eventuali **fasi di collasso** che portano alla formazione di pericolosi **flussi piroclastici** lungo i fianchi del vulcano (Figura 3). Il confronto fra i risultati delle simulazioni e i dati raccolti sul terreno consente di valutare quanto il modello è vicino alla realtà modello, che può poi essere utilizzato per studiare cosa potrebbe accadere se un'eruzione simile avvenisse in altre condizioni, ad esempio, quando il vento spira in un'altra direzione.

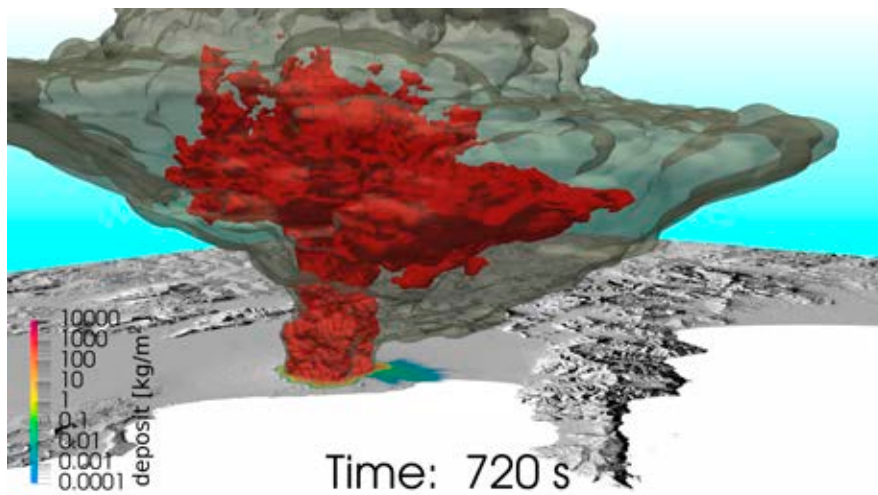


Figura 3 Simulazione numerica di un'eruzione vulcanica al Vesuvio. La figura mostra la distribuzione della cenere eruttata dopo 720 secondi di simulazione (12 minuti). Si vede bene lo sviluppo della colonna eruttiva, che si innalza verso l'alto e si allarga in un ampio pennacchio, allungato nella direzione dei venti dominanti (verso destra in figura). La superficie più esterna, in grigio, rappresenta la distribuzione della cenere e dei lapilli, mentre in rosso è indicata la distribuzione delle particelle di cenere con un diametro di 1 mm. Dopo 12 minuti, parte della cenere è già ricaduta a terra: il colore dell'area ricoperta da cenere (verde tendente al giallo e all'arancione in figura) indica il carico esercitato. La corrispondente scala di colori si trova a sinistra. Immagine realizzata da Matteo Cerminara.

Studiare l'impatto delle grandi eruzioni

L'**impatto** di un'eruzione vulcanica su persone o cose dipende da alcune caratteristiche specifiche: in particolare, la **temperatura** raggiunta, la **concentrazione di cenere** (sia in aria che al suolo), e la **pressione dinamica** esercitata dai flussi in movimento. Se queste variabili superano certi **valori critici**, la sopravvivenza delle persone o la stabilità di un edificio possono essere compromesse. Alcune importanti informazioni derivano dallo studio dei depositi piroclastici, come mostrato in Figura 4. Tuttavia, questo è possibile solo in alcuni punti e il deposito vulcanico non fornisce informazioni circa la concentrazione di cenere in aria nel corso dell'eruzione.

Grazie all'utilizzo di modelli numerici, possiamo invece calcolare il valore di queste variabili in ogni punto del dominio di calcolo considerato dal modello, e per tutto l'intervallo di tempo simulato. Questo ci permette di valutare, all'interno dello scenario simulato, dove e quando possono insorgere condizioni di pericolo. La figura 5 illustra i risultati ottenuti dalla stessa simulazione già mostrata in figura 3, questa volta dopo 10.000 secondi (oltre 2 ore e mezza) dall'inizio dell'eruzione. La figura mostra non soltanto la maggiore dispersione della nube

eruttiva, ma illustra bene l'impatto della cenere depositata al suolo sull'intera area. I colori tendenti al rosso indicano un carico di ceneri al suolo intorno ai 200 kg per metro quadro. Carichi di questo tipo possono portare al collasso dei tetti.

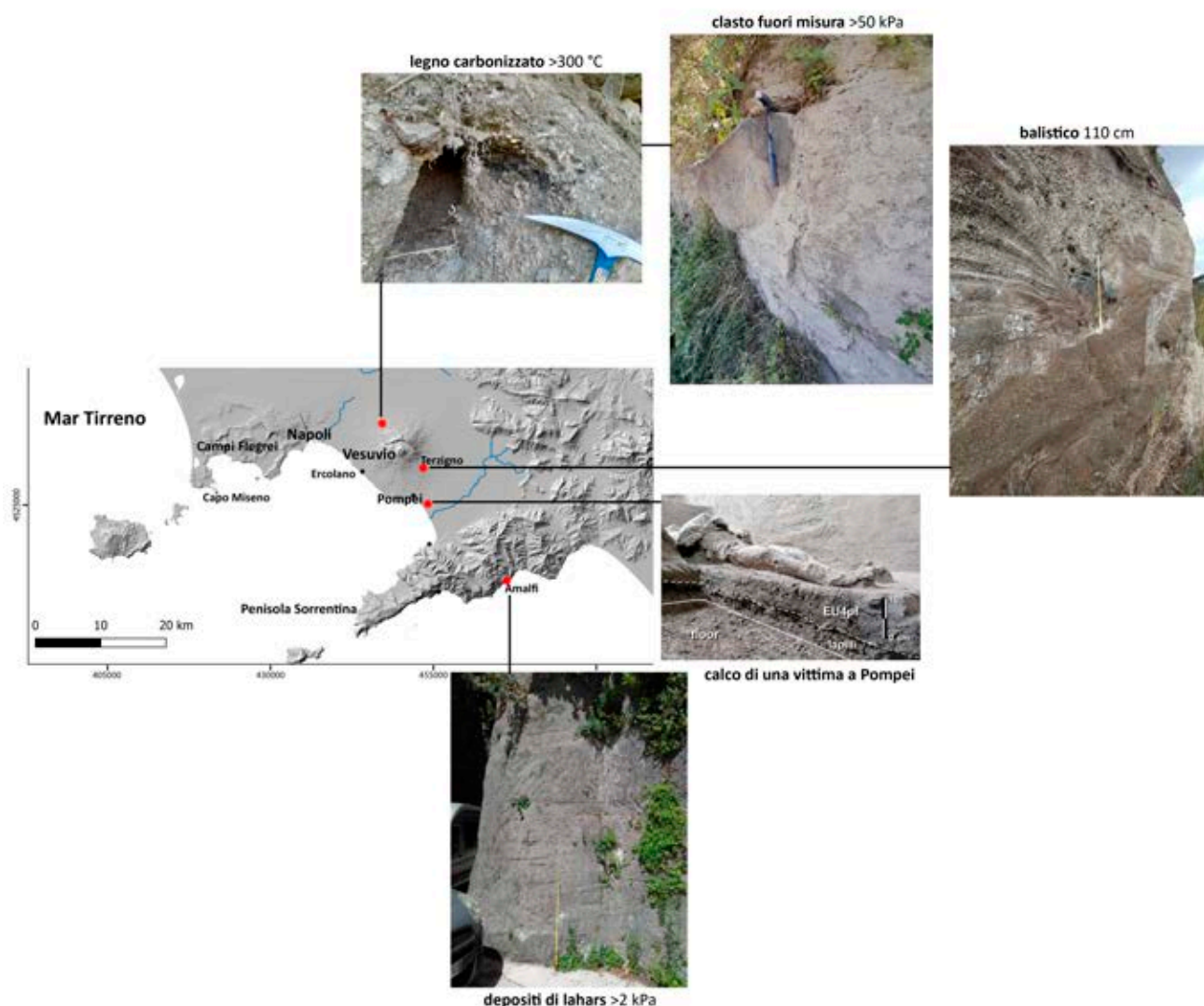


Figura 4 Questa serie di immagini mostra i punti in cui è stato possibile determinare la temperatura o la pressione dinamica dell'eruzione sulla base delle caratteristiche del deposito osservato. In particolare, il rinvenimento di frammenti di legno carbonizzato consente di stimare la temperatura del deposito, che doveva essere superiore ai 300°C per consentire la carbonizzazione. Lo studio del volume e del peso del materiale trasportato dai flussi, come per esempio grossi blocchi, consente di stimare la pressione dinamica esercitata dal flusso (espressa in figura in kPa), mentre il rinvenimento di grossi clasti balistici (con dimensioni >100 cm) rappresenta un ulteriore elemento per determinare l'impatto dell'eruzione. Fotografie e immagine di Domenico Doronzo (la foto del calco è stata ripresa da un articolo pubblicato da Doronzo et al., 2022 sulla rivista Earth-Science Reviews 231, 104072).

Le grandi eruzioni viste dal satellite

La simulazione numerica dell'eruzione di Pompei ci consente di andare oltre lo studio della dinamica eruttiva e del suo impatto. Possiamo infatti utilizzare il modello anche per **simulare i segnali che i vulcanologi utilizzano per monitorare l'attività di un vulcano**. Grazie al progetto Pianeta Dinamico è stato possibile sviluppare procedure di calcolo che, a partire dai risultati

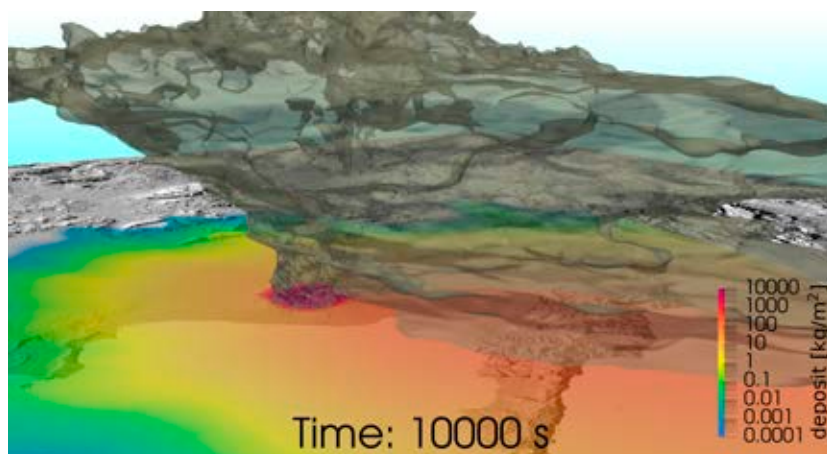


Figura 5 Simulazione numerica di un'eruzione vulcanica al Vesuvio. La figura illustra la dispersione della cenere (in grigio scuro) dopo 10.000 secondi di simulazione (quasi 3 ore). In questo arco di tempo, la ricaduta di ceneri al suolo (in colore) ha interessato buona parte della piana campana, investendo in pieno la penisola sorrentina e l'area a sud del vulcano (verso destra in figura). Diverse tonalità di colore si riferiscono al diverso carico della cenere depositata a terra, che raggiunge il suo massimo in prossimità del cratere e nell'area sottovento. La corrispondente scala di colori si trova a destra. Immagine realizzata da Matteo Cerminara.

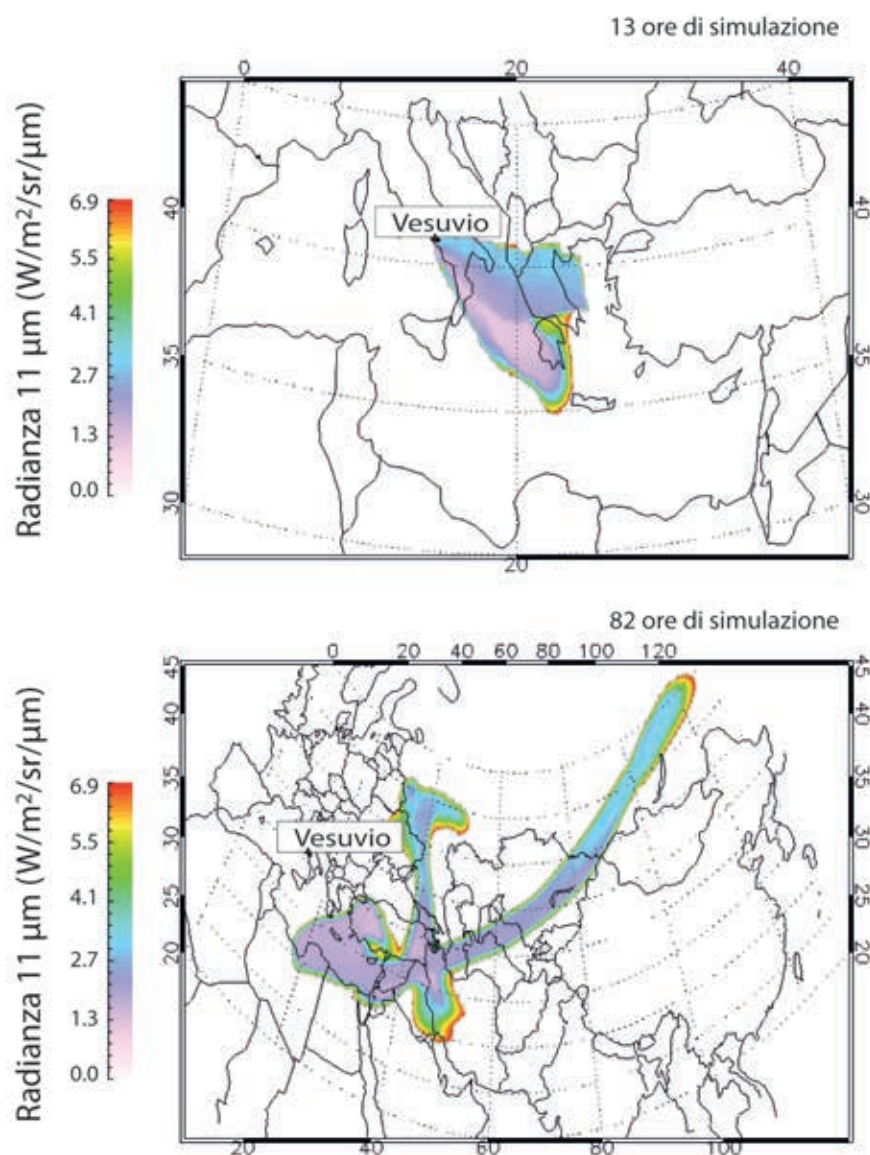


Figura 6 Immagine satellitare sintetica, ricostruita in base ai dati di una simulazione numerica dell'eruzione del Vesuvio del 79 d.C., e alle misure effettuate su campioni di cenere della stessa eruzione. Conoscendo la concentrazione di ceneri e di gas in atmosfera (calcolata dal modello) e il contenuto in silice della cenere eruttata nel corso dell'eruzione, è possibile calcolare quel che un satellite avrebbe visto nel 79 d.C., dopo 13 ore (in alto) e dopo 82 ore (in basso) dall'inizio dell'eruzione. Colori diversi corrispondono a diversi valori di radianza, ovvero di energia emessa dalla nube eruttiva che raggiunge il satellite per unità di tempo, area, frequenza e angolo di vista. Immagine realizzata da Matteo Cerminara, Stefano Corradini, Federica Pardini e Lorenzo Guerrieri.

delle simulazioni numeriche, riproducono alcuni di questi segnali. In particolare, il progetto ha dimostrato che è possibile riprodurre il segnale infrasonico prodotto dall'eruzione, così come il **segnale radar** e quello **infrarosso**. La figura 6 mostra come l'eruzione simulata sarebbe stata vista da un ipotetico **satellite** in orbita ai tempi di Plinio.

Questo esercizio non ha soltanto un bizzarro fine teorico. L'utilizzo di dati satellitari per tracciare l'evoluzione degli eventi eruttivi è ormai diventato una pratica comune, ad esempio per seguire l'attività dell'Etna. Le **informazioni raccolte dai satelliti** consentono di stimare l'**altezza di una nube vulcanica**, o la **quantità di gas e ceneri disperse in atmosfera** e queste sono informazioni importanti per organizzare tempestivamente le opportune misure di mitigazione.

Tuttavia, le procedure sviluppate per ottenere queste informazioni a partire dai dati satellitari sono adatte a descrivere le eruzioni che osserviamo più spesso, che sono tipicamente di taglia piccola o media. Le caratteristiche della nube eruttiva generata da un'eruzione di grandi dimensioni, come quella del 79 d.C., possono essere diverse. Su questo però non abbiamo dati: le grandi eruzioni fortunatamente sono rare e da quando abbiamo satelliti adatti a questo tipo di osservazioni se ne sono verificate raramente. I modelli teorici ci permettono di colmare questa mancanza di dati.

La simulazione del segnale che il satellite avrebbe rilevato durante l'eruzione ci ha permesso di **testare le procedure** in uso per la stima dell'altezza e della quantità di cenere nella nube vulcanica. Abbiamo così potuto verificare che, mentre l'altezza della nube viene valutata correttamente, la quantità di cenere presente nella nube viene fortemente sottostimata.

Un progetto con tante facce

Il progetto di ricerca che ha permesso di produrre questi risultati è basato sull'integrazione di **diverse competenze scientifiche** e si è articolato in 3 fasi distinte. Una **prima fase** è stata dedicata a **ricostruire l'eruzione di Pompei**. È stata condotta un'analisi critica della letteratura scientifica esistente, integrando dati vulcanologici, storici e archeologici (Figura 2). Queste conoscenze sono state organizzate e opportunamente integrate per ottenere una base di dati che descriva in modo organico le **caratteristiche di ciascuna unità eruttiva** riconosciuta per questa eruzione, a partire dallo **spessore del deposito**. Una particolare attenzione è stata data allo studio della distribuzione delle ceneri più fini, che subiscono la maggiore dispersione areale. Questi studi hanno permesso di raffinare la descrizione delle particelle solide (ceneri e lapilli) eruttate nel corso dell'evento, dettagliando la loro **distribuzione granulometrica**.

Le informazioni raccolte studiando i depositi dell'eruzione, combinate con gli elementi tratti dai documenti storici, hanno permesso di ricostruire come è variato nel tempo il **tasso eruttivo**, ovvero la quantità di massa eruttata per unità di tempo (Figura 7).

In particolare, dopo circa 17 ore di attività praticamente ininterrotta, l'intera colonna eruttiva, ormai non più alimentata, collassa ponendo fine alla **fase magmatica** dell'eruzione.

L'attività riprenderà vigore grazie all'**interazione con acqua di falda** che, vaporizzando, darà luogo alla parte terminale, **freatomagmatica** dell'eruzione.

L'interazione con l'acqua è verosimilmente avvenuta a seguito del collasso calderico che ha permesso l'ingresso di acqua non magmatica all'interno della camera magmatica. Il collasso calderico ha generato anche **terremoti**, le cui evidenze sono presenti nei danni subiti dagli edifici romani anche non vicini al vulcano. I flussi piroclastici associati a questa fase hanno raggiunto distanze di decine di chilometri, provocando un forte impatto e dei danni anche a Pompei.

I dati relativi alla granulometria e al tasso eruttivo devono essere forniti in ingresso al modello numerico, per caratterizzare l'eruzione che si vuole simulare: migliore è la loro definizione, maggiore sarà l'accuratezza della simulazione.

Evoluzione temporale del tasso eruttivo

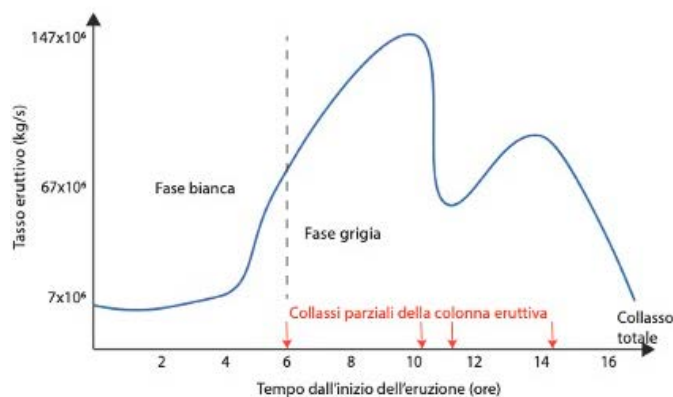


Figura 7 Nel grafico si mostra la variazione del tasso eruttivo nel corso dell'eruzione. La figura riporta anche la transizione, dopo circa 6 ore, da una prima fase, caratterizzata dall'eruzione di un magma più superficiale che ha prodotto pomici di colore bianco, ad una fase successiva, quando la colorazione delle pomici è diventata grigia (magma più profondo). Le frecce rosse indicano i momenti in cui il collasso parziale della colonna eruttiva ha generato i pericolosi flussi piroclastici. La figura, preparata da Domenico Doronzo e Mauro Antonio Di Vito, utilizza valori ripresi da Carey e Sigurdsson, 1987 (GSA Bull. 99, 303-314) che sono stati sincronizzati, per le diverse fasi di collasso della colonna, rispetto alla tempistica dell'eruzione descritta da Plinio.

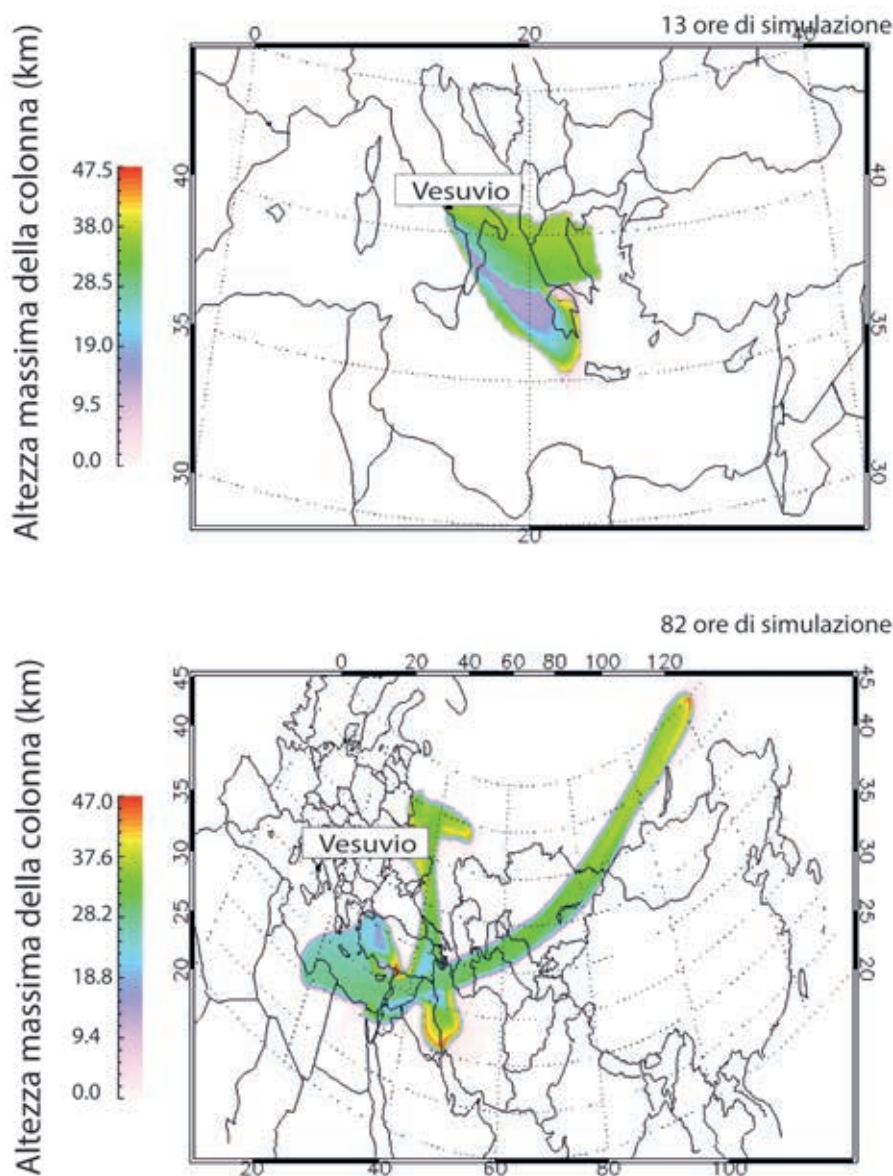


Figura 8 Immagine satellitare sintetica, ricostruita a partire dai dati di una simulazione numerica dell'eruzione del Vesuvio, e dalle misure effettuate su campioni di cenere dell'eruzione del 79 dC. Conoscendo la concentrazione di ceneri e di gas in atmosfera (calcolata dal modello) e il contenuto in silice della cenere eruttata, è possibile calcolare quel che un satellite avrebbe visto nel 79 dC, dopo 13 ore (in alto) e dopo 82 ore dall'inizio dell'eruzione (in basso). In quest'immagine, colori diversi corrispondono all'altezza massima raggiunta dalla colonna eruttiva. Immagine realizzata da Stefano Corradini, Lorenzo Guerrieri, Matteo Cerminara e Federica Pardini.

Una volta precisate le caratteristiche dell'eruzione, è stato possibile passare alla **seconda fase del progetto**, e implementare il **modello numerico** in grado di descrivere la propagazione di una miscela di gas e ceneri ad alta temperatura eruttata al cratere del vulcano. Se le condizioni iniziali e al contorno del modello sono scelte adeguatamente, il modello può riprodurre alcune caratteristiche salienti dell'eruzione, come lo **sviluppo della colonna eruttiva fino ad una certa altezza**, o la **dispersione della nube eruttiva** nella direzione dei venti dominanti, o ancora la **formazione di un deposito piroclastico** al suolo con determinate caratteristiche.

Confrontando i dati ottenuti da misure sul campo e i risultati del modello possiamo valutare l'accuratezza della simulazione nel descrivere le caratteristiche principali dell'eruzione. Questo confronto permette anche di esplorare gli effetti dei valori che scegliamo di usare nel modello per le variabili in ingresso, come il tasso di alimentazione, la temperatura del magma eruttato o la frazione iniziale di gas disciolti nel magma. Spesso non si hanno dati sufficienti a stabilire con certezza il valore di questi parametri, oppure ci aspettiamo che questo valore possa cambiare nel tempo. L'utilizzo di modelli numerici ci permette di esplorare **scenari diversi**, e di verificare in che modo ciascuno di questi parametri può influenzare l'evoluzione di un evento eruttivo. A seconda dello scenario considerato, il modello descrive l'evolversi dell'eruzione e consente di valutare l'impatto corrispondente a diverse condizioni eruttive.

I risultati del modello ci consentono di studiare da vicino la **dinamica eruttiva** e comprendere i fattori in grado di influenzarla. In aggiunta, e siamo alla **terza fase del progetto**, i risultati ottenuti possono essere utilizzati come dati in ingresso per modelli diversi, ad esempio quelli che consentono di stimare la dispersione della cenere in atmosfera su vasta scala. Oppure, possiamo utilizzarli per simulare il segnale che sarebbe rilevato da un satellite in orbita. Per fare ciò, oltre alle caratteristiche dell'eruzione, abbiamo bisogno di conoscere le **proprietà ottiche della cenere vulcanica**, ovvero quelle caratteristiche che definiscono il modo in cui le particelle di cenere interagiscono con la radiazione elettromagnetica. Utilizzando questi dati è possibile simulare il segnale che avrebbe captato un satellite in orbita nel 79 d.C. Possiamo quindi elaborare questo segnale utilizzando le procedure sviluppate per l'analisi dei dati satellitari per stimare l'altezza della nube vulcanica (figura 8) o la concentrazione di cenere nella nube.

Il confronto fra le stime così ottenute e le caratteristiche dell'eruzione simulata ci permette di valutare l'efficacia delle procedure e degli strumenti di osservazione e monitoraggio utilizzati. Possiamo quindi apportare le modifiche necessarie a rendere i risultati sempre più affidabili e ridurre così l'impatto che questi eventi hanno sulle persone e sull'ambiente.

La condivisione dei risultati scientifici

Questo genere di ricerche ci permette di capire meglio fenomeni vulcanici che sono scientificamente complessi, certamente appassionanti, ma soprattutto pericolosi. Una buona comprensione di questi fenomeni fornisce strumenti utili a mitigarne gli effetti. I risultati scientifici di progetti come quello presentato trovano spazio nelle pubblicazioni di settore, e vengono discussi sia nei congressi internazionali che nelle periodiche riunioni con il Dipartimento di Protezione Civile. Trattandosi però di risultati ottenuti con finanziamenti pubblici e riferendosi a ricerche che hanno implicazioni per la valutazione e la mitigazione dei rischi naturali, riteniamo che sia importante condividere il nostro lavoro con tutte le persone interessate, anche se non pratiche della materia. Per facilitare questa condivisione, gli obiettivi, i traguardi e le attività svolte nell'ambito di questa attività di ricerca sono stati sinteticamente descritti dai ricercatori in un breve video dal titolo **Pompei 79 d.C.: Studio di un'eruzione**. Il video è disponibile sul canale YouTube INGVvulcani ed è indirizzato ad un pubblico generico. Un settore di pubblico che ci sta molto a cuore è quello dei giovani in procinto di scegliere quali materie studiare in un percorso universitario. Pensando a loro abbiamo realizzato anche un secondo video, dal titolo **Vulcanologo: un mestiere con tante facce**. In questo secondo

video abbiamo sottolineato le mille sfaccettature della vulcanologia contemporanea, una disciplina sola che racchiude tante professionalità diverse e complementari, tutte necessarie e tutte affascinanti per chi cerca di capire come funzionano i vulcani.



link al video **Pompei 79 d.C.: Studio di un'eruzione**

<https://youtu.be/HMogAOJFDYM>



link al video **Vulcanologo: un mestiere con tante facce**

https://youtu.be/KpFc9uDpe_w

Hanno collaborato al progetto: Lorenzo Guerrieri, Federica Pardini, Ilenia Arienzo, Marina Bisson, Benedetta Calusi, Mattia de' Michieli Vitturi, Sandro de Vita, Giovanni Macedonio, Luca Merucci, Lucia Pappalardo, Monica Piochi, Ilaria Rucco, Laura Sandri, Elisa Trasatti.

Vulcani – una moltitudine di mappe per un solo Pianeta

Gianfilippo De Astis

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Roma 1

22 ottobre 2021

Chi ha letto il libro o visto una delle versioni cinematografiche, ricorderà che prima di tuffarsi dentro il famoso vulcano islandese *Snaefells* e verso gli abissi del Pianeta Terra, Otto Lidenbrock, il professore di mineralogia protagonista di “Viaggio al centro della Terra” (J.Vernes, 1864), dovette giungere da Amburgo al suo cratere. Avrebbe potuto farlo senza una mappa? Per viaggiare verso un luogo della Terra e poi muoverci in una certa area e sperar di capire quale storia geologica ha attraversato e quale geologia la caratterizza adesso, abbiamo necessità di realizzare (e/o consultare) MAPPE per rendere quel mondo di rocce visibile, percorribile e comprensibile a tutti (o insomma a molti). In questo senso i vulcani sono luoghi sulla superficie del nostro Pianeta veramente speciali sia per la morfologia, sia per gli infiniti colori, sia per i numerosi processi naturali che vi si svolgono: sollevamenti, collassi di alcune loro porzioni, fuoriuscita di gas, eruzioni tranquille ed eruzioni catastrofiche... insomma cambiamenti continui.

il compito di mappare i vulcani in tutte le scale possibili, dopo averli accuratamente esplorati e studiati, è una delle sfide più avvincenti e spesso più difficili per un geologo. La mappa di un vulcano prende forma giorno dopo giorno, sotto forma di bozza, con un lavoro effettuato direttamente sul terreno: il rilevamento geologico.

Tuttavia, da sempre, e ben prima che i geologi esistessero, l'uomo è stato attratto dai vulcani e dalle loro manifestazioni e quindi i vulcani sono sempre stati aree visitate, investigate, rappresentate, diventando tra i primi luoghi della Terra ad essere raccontati e, successivamente, mappati.

Il forte “anelito” dell'uomo verso i vulcani, è ampiamente testimoniato dai numerosi resoconti di viaggio (sin dalla metà del '700, almeno), dalle illustrazioni grafiche, dai romanzi e dalle prime carte geologiche redatte per le aree vulcaniche che hanno duecento anni o poco meno.

Per lungo tempo le **mappe geologiche** sono state prodotte nelle tipografie ed hanno richiesto un lungo lavoro artigianale. Ognuna di esse era il riflesso delle conoscenze geologiche disponibili al momento della loro realizzazione. Poi, nel tempo, le mappe si sono evolute verso “immagini” sempre più raffinate e dettagliate, grazie ai grandi progressi conoscitivi compiuti in oltre due secoli di sviluppo delle scienze geologiche e della tecnica moderne. Per ogni area del nostro Paese, quindi, possono esistere diverse “generazioni” di carte geologiche.

Per quanto riguarda i vulcani attivi, a causa delle più o meno frequenti eruzioni, avvengono continui e rapidi mutamenti del loro paesaggio e della geologia da rappresentare e quindi anche in conseguenza di questo è spesso sopravvenuta la necessità di aggiornare o rifare le mappe utilizzate per rappresentarli. Si pensi a quante decine di eruzioni sono avvenute sull'Etna negli ultimi decenni ed a quante nuove colate di lava hanno coperto il vulcano oggi rispetto a cinquant'anni fa! Le eruzioni effusive possono durare mesi, come alle Hawaii nel 2018, dove le eruzioni sono arrivate a depositare fino a 0.5 km³ di lava: un volume che avrebbe potuto ricoprire Manhattan con una coltre spessa 8.5 m.

Ma in questi ultimi secoli non sono cambiati solo i metodi per fare le mappe dei vulcani, è anche molto cambiato il modo di raccontarli e di descriverli: nei romanzi, nella poesia e negli stessi resoconti scientifici.

Questo è un breve viaggio attraverso alcune di queste Mappe e fra alcuni di quegli scrittori, poeti e viaggiatori che i vulcani li hanno descritti, vissuti ed amati.

Le prime mappe e le prime “osservazioni”

Benché non ci sia accordo assoluto e la cosa sia tuttora controversa, un dipinto murale datato col 14C circa 6200 a.C., trovato dall'archeologo J. Mellaart nel 1963 in un sito turco chiamato Catalhoyuk, potrebbe essere il primo dipinto di paesaggio conosciuto con dei vulcani, (per alcuni potrebbe essere un falso). Il murale mostra un vulcano attivo con un doppio picco che domina una città ed è verosimilmente proprio lo strato-vulcano Mt.Hasan che è visibile dalla città di Çatalhöyük (Figura 1).



Figura 1 Riproduzione della pittura murale rinvenuta a Çatalhöyük, in Turchia.

Venendo all'Europa e all'Italia, la **prima testimonianza dettagliata** di un'eruzione vulcanica, forse la prima al mondo in termini letterari, è la descrizione dell'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. che distrusse Pompei ed Ercolano (Figura 2), scritta da Plinio il Giovane in una lettera allo storico Tacito, suo amico.

Altri dopo di lui hanno descritto i vulcani e la loro attività, sia in parole che in immagini.

Tra la fine del '700 e l'inizio dell'800, la **Natura diventa oggetto di indagine e di ispirazione** per scienziati di professione ma anche per letterati in cerca di fama. L'interesse e la curiosità per i fenomeni naturali osservabili e descrivibili – eruzioni, frane, alluvioni, maremoti, ghiacciai – dilagano e l'Abbé de Saint-Non, L. Spallanzani, W. Goethe, W. Hamilton, C. Lyell sono solo alcuni dei nomi di quegli uomini che hanno viaggiato e descritto.



Figura 2 L'antica città di Ercolano e, sullo sfondo, il cono del Vesuvio.

In questi viaggi naturalistico-letterari, in Italia (e nel mondo), i vulcani ricevono grandissima attenzione.

Ed alcuni, come per esempio William Hamilton per i Flegrei ed il Vesuvio, pubblicano i loro libri con splendide immagini artistiche (le famose *gouaches*, le tempere) probabilmente intuendo l'importanza di accompagnare il testo descrittivo con qualcosa di osservabile e comprensibile all'occhio (vedi **Nota 1** a fine articolo).

Le prime MAPPE del Vesuvio (J. Audjo e J. Johnston-Lavis)

L'osservazione, col passare del tempo, si è fatta sempre più attenta a spiegare razionalmente i fenomeni osservati e le rappresentazioni sono diventate sempre più ricche di dettagli. I disegni non si limitavano più a rendere la maestosità del fenomeno ma cominciavano a rappresentare sempre più oggettivamente l'aspetto dei vari elementi. Si è quindi aggiunta, alla rappresentazione in soggettiva, una **raffigurazione in pianta**, per collocare gli elementi nello spazio, su delle mappe.

Dopo aver a lungo oscillato tra arte e realtà – si pensi ai disegni e ai dipinti che raccontano il Vesuvio in attività tra il '700 e l'800 – la descrizione dei fenomeni naturali avvenuti sul Vesuvio e ad opera delle eruzioni Vesuviane incontra **una prima sintesi di geologia vulcanica nella mappa (1832) del geologo e alpinista J. Auldjo**, che mostra i percorsi delle colate di lava emesse tra il 1631 e il 1831 (figura 3).



Figura 3 Mappa geologica del Vesuvio di John Auldjo (1831).

Una sessantina di anni dopo, viene pubblicata la **carta geologica del Vesuvio** del medico inglese **J. Johnston-Lavis (1891)**, su carta topografica in scala 1:10000 del Governo italiano, corredata da un libretto esplicativo ("A Short and Concise Account of the Eruptive Phenomena and Geology of Monte Somma and Vesuvius"). La **Legenda** su questa mappa riconosce per la prima volta due punti chiave nella storia eruttiva del Vesuvio: l'eruzione pliniana del 79 AD (Pompei-Ercolano) e quella sub-pliniana del 1631 (per un approfondimento sul significato e la funzione della Legenda si veda la **Nota 2** in fondo al testo). Potremmo quindi dire che i geologi e poi i vulcanologi sono stati costretti ad andare oltre i navigatori, gli esploratori e i letterati perché hanno dovuto rappresentare non solo la topografia e la geografia, ma anche l'interno della Terra – almeno le porzioni superiori della crosta – e la ricostruzione di fenomeni mai visti (figura 4).

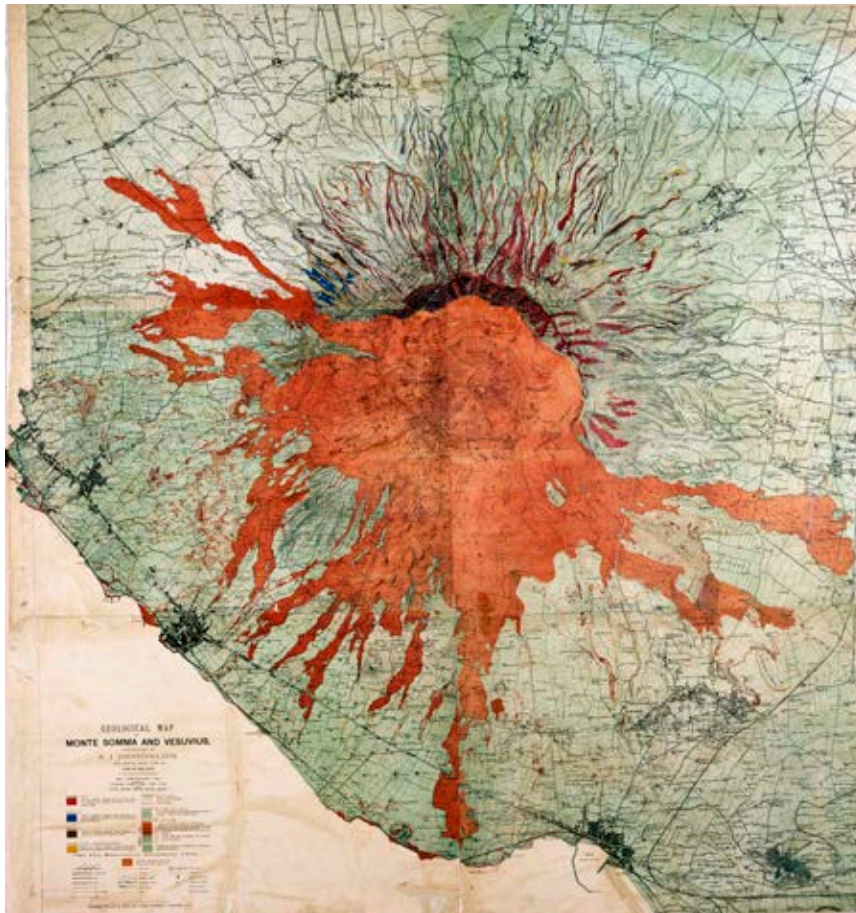


Figura 4 Mappa geologica del Vesuvio di Johnston Lavis (1891).

Le Mappe della moderna cartografia geo-vulcanologica

Con il '900 si entra nell'era moderna delle Mappe e nell'ambito della rappresentazione cartografica più avanzata. Si entra anche in una narrazione diversa da parte degli scrittori che osservano e/o vivono in prossimità dei vulcani.

Come mai? Circa le mappe, i motivi sono numerosi e in generale sono legati all'aumento delle conoscenze (geologiche) e delle possibilità di produrre carte che avendo una topografia più dettagliata riescono a restituire la morfologia del terreno molto meglio.

A ciò si aggiunge anche una specificità nel riprodurre la geologia di un'area vulcanica su una carta 2D.

Le **fasi di costruzione e distruzione** di un apparato vulcanico che si alternano in intervalli di tempo da brevi a lunghissimi, rendono problematica la ricostruzione della sua stratigrafia, così come la cartografia del vulcano medesimo e dell'area circostante: in pratica, i contatti tra i corpi rocciosi ed i vari depositi sono più complessi nelle loro variazioni spaziali rispetto ad altri ambienti della Terra e quindi più difficili da rappresentare. Per questo i vulcani e le successioni vulcaniche sono stati visti e trattati, per molti versi, in modo diverso rispetto ad altre successioni geologiche rappresentate su carta.

Col passare del tempo, le osservazioni sono divenute sempre più aderenti a principi e modelli geologici moderni e uniformi e hanno risposto alla necessità di essere lette e interpretate nella maniera più univoca possibile: così, le carte sono divenute man mano aderenti a differenti criteri di rappresentazione.

In altri termini, i disegni non si sono più limitati a rendere la maestosità del fenomeno ma hanno iniziato a mostrare con maggiore oggettività gli elementi del "paesaggio geologico". Alla

rappresentazione soggettiva della Natura, si è aggiunta, fino a prevalere, la necessità di raffigurare in pianta i **prodotti dei processi geologici** (cioè, le rocce), per collocarli nello spazio e per ricostruirne la storia: le mappe come rappresentazioni, su base topografica, delle diverse **rocce affioranti** nell'area studiata, della loro disposizione spaziale e dei rapporti che esistono tra di esse.

Nelle prime carte le rocce affioranti erano poco differenziate sia per caratteristiche che per tempi di formazione. Successivamente, la differenziazione delle "unità" basata sull'età, sulla litologia, sulla morfologia e sull'ambiente di formazione si è fatta più ampia e dettagliata.

In questo progressivo cambiamento, le diverse rocce sono state distinte usando diversi **colori** ed appositi **simboli** sono serviti a mostrare la loro geometria (giacitura degli strati), i rapporti stratigrafici (limiti o contatti stratigrafici) o tettonici (faglie, caldere, pieghe, etc.) che intercorrono tra i corpi rocciosi, e anche per rappresentare specifiche morfologie, risorse minerarie, località fossilifere, etc.

Le varie mappe del Vesuvio prodotte e pubblicate durante il '900 (edizioni 1, 2 della Carta Geologica d'Italia) documentano un approccio dove sia i prodotti piroclastici sia le lave sono distinti in base a stratigrafia, età e composizione e così rappresentati.

Le mappe degli anni 2000 (Carta geologica di Sbrana et Al., 2019 – figura 5), servendosi di strumenti scientifici e tecnici molto più avanzati, rappresentano enormi moli di dati che abbracciano l'intera storia eruttiva del vulcano e le sue interazioni con l'ambiente circostante.

Di seguito, le Carte geologiche disponibili per il Vesuvio: J. Auldi 1832, H.J. Johnston-Lavis, 1891; Fogli 183-184 Ischia-Napoli, 1967, scala 1:100000; Santacroce et al., 1987 scala 1:15000; Foglio 448, Ercolano, 2015, scala 1:50000; Sbrana et al., 2019. Per la storia eruttiva del Vesuvio si veda: Storia eruttiva del Vesuvio sul sito web dell'INGV Osservatorio Vesuviano.

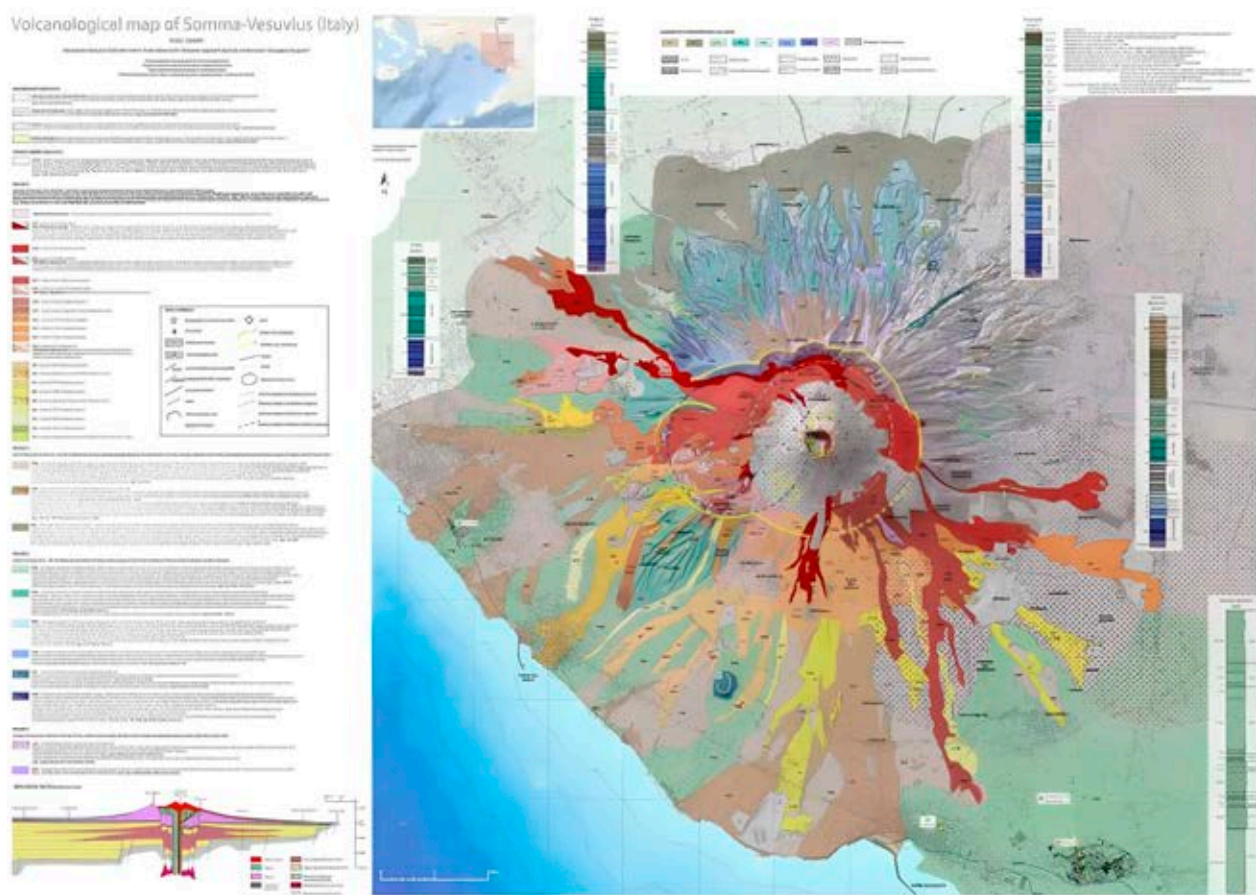


Figura 5 Carta geologica del Somma Vesuvio di Sbrana et al. (2019).

Cambiamenti di narrazione, letteratura, poesia

La lettura dei testi letterari che riguardano in qualche modo i vulcani ci porta a notare che i cambiamenti nelle mappe e nella rappresentazione dei vulcani tra '800 e '900 sono stati accompagnati da cambiamenti della loro descrizione letteraria o del modo di percepire e "sentire" i vulcani medesimi.

D.H. Lawrence, durante il suo soggiorno in prossimità dell'Etna, a Taormina, nei primi decenni del '900, scrive ad esempio una bellissima poesia: "Peace". Il suo testo rivela in maniera lampante il potere di ispirazione da parte del fenomeno naturale (la lava che scorre) sul poeta ed evocando il potere di trasformazione dei vulcani sul paesaggio e la mutazione del magma in roccia solida e nera.

Qualche decennio dopo, l'ultima eruzione del Vesuvio, quella del 1944, ispira sia i testi fiammeggianti di Curzio Malaparte (La Pelle, 1949) sia quelli più asciutti e misurati di Norman Lewis (Napoli '44, 1978), che sono ben diversi da quanto scritto da W. Goethe centocinquant'anni prima. Per brevi approfondimenti su questi scrittori si legga la **Nota 3** in fondo all'articolo.

L'evoluzione delle mappe e della rappresentazione di dati geovulcanologici con altri dati

Il viaggio, che ha seguito l'evoluzione della cartografia geologica dall'800 ai giorni nostri, si conclude giungendo a parlare di quelle mappe ancor più moderne che si sono affiancate alle mappe geologiche. Si tratta delle **mappe geo-tematiche**: mappe geomorfologiche, mappe idrogeologiche, di stabilità dei versanti, etc. Nel caso dei vulcani, il ventaglio di mappe geo-tematiche è pure ampio e fra queste possiamo citare: le mappe di pericolosità vulcanica, le mappe di risorse minerarie, le mappe geo-archeologiche, le mappe delle reti di monitoraggio, le mappe di vulnerabilità e quelle che ancora sapremo inventare...

Queste mappe, spesso realizzate in aree vulcaniche attive, hanno assunto un carattere più **multidisciplinare**, mirando ad abbracciare le problematiche della **vulcanologia fisica** e dell'interazione tra attività vulcanica e ambiente geologico circostante. Su di esse si possono visualizzare informazioni specifiche del territorio, che valicano quelle strettamente geologiche o vulcanologiche.

Fra queste, le prime ad essere prodotte sono state le **mappe di pericolosità** come quella del Kilauea di inizio anni '90 e quella dell'Etna (figura 6), che rappresenta già una versione molto evoluta di questo tipo di mappe.

Una **mappa geo-archeologica** rappresenta un approccio di indagine multidisciplinare in cui la storia, l'archeologia e la vulcanologia si integrano, per poter comprendere gli impatti degli eventi vulcanici del passato, per stimolare la conoscenza e la consapevolezza delle aree vulcaniche attive, e per la mitigazione del rischio nel contesto dello stato attuale di vulcani attivi, come ad esempio il Vesuvio (figura 7a).

Nella mappa dei siti archeologici distribuiti sul territorio vesuviano, vengono documentati impatti locali, paesaggio antico e frammenti di vita quotidiana, rivelati dagli effetti sul territorio e sull'uomo dell'eruzione pliniana del Somma-Vesuvio del 79 AD.

Altro esempio: le mappe delle **reti di monitoraggio**, reti strumentali che misurano dati sismologici, geodetici e geochimici (figura 7b). Grazie a questi strumenti è possibile conoscere in tempo reale lo **stato del sistema vulcanico**. Si possono proiettare i risultati di **simulazioni numeriche** che descrivono dove potranno verificarsi possibili fenomeni eruttivi in futuro; oppure possiamo illustrare la pericolosità utilizzando **stime probabilistiche**, e segnalare aree in cui è pericoloso andare.

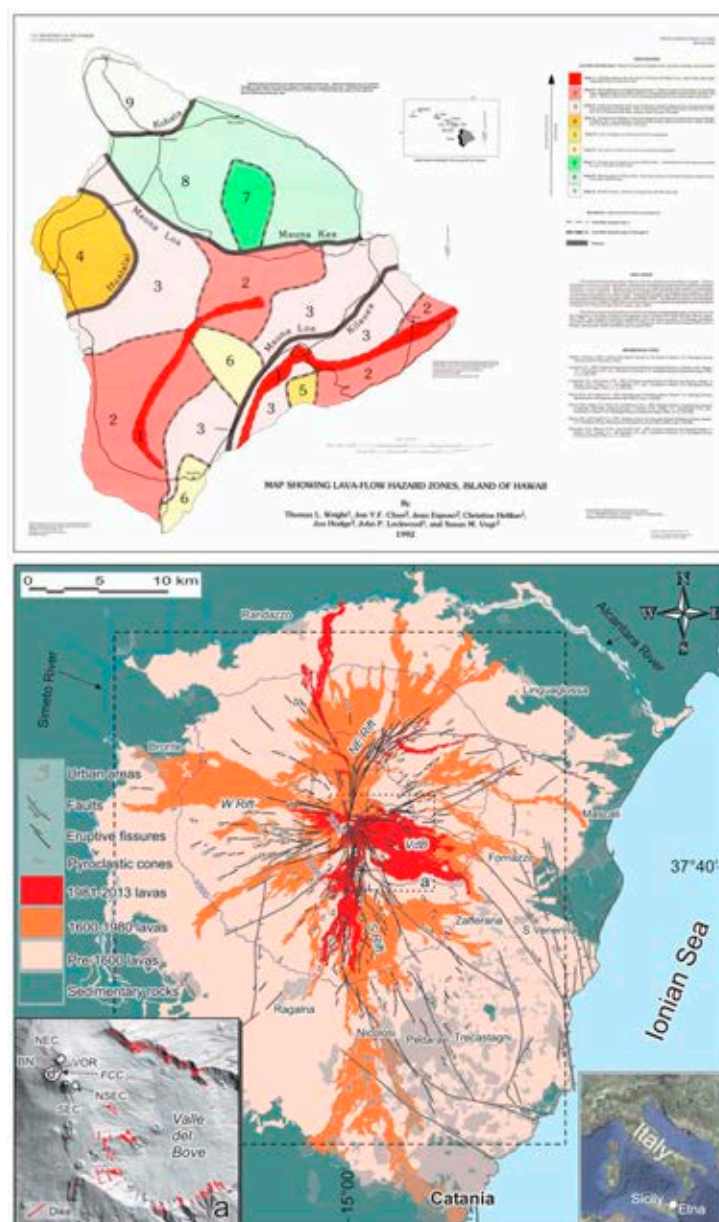


Figura 6 In alto: Carta pericolosità delle colate di lava, Isola di Hawaii (1992). In basso: Carta di pericolosità da colate di lava sulla base della storia eruttiva e di simulazioni numeriche (da Del Negro et al., Scientific Reports, 2013).

Ancora, esistono le **mappe di vulnerabilità** che sono un utile strumento per monitorare il territorio e per poter intervenire dove venga superata una soglia di rischio ritenuta accettabile. Il territorio vesuviano mostra elevata vulnerabilità al dissesto idrogeologico, specialmente nei settori settentrionali del Monte Somma ed in alcuni comuni costieri come Torre del Greco, Ercolano e Portici (figura 7c). Il naturale deflusso delle acque lungo i valloni è ostacolato dalle costruzioni, che nella maggior parte dei casi sono abusive. La mancanza di un concreto piano di sviluppo urbanistico e della viabilità locale che si interseca in molti punti, determinano un incremento notevole del valore della vulnerabilità dell'area.

Oggi possiamo contare su basi topografiche estremamente dettagliate, costruite con l'aiuto di droni e satelliti, che ci permettono di ricostruire non solo l'aspetto attuale dei nostri vulcani, ma anche di registrare i loro cambiamenti (ad esempio, la crescita del cratere di sud est dell'Etna e quindi la comparsa di una nuova quota sommitale per tutto l'apparato vulcanico, figura 8).

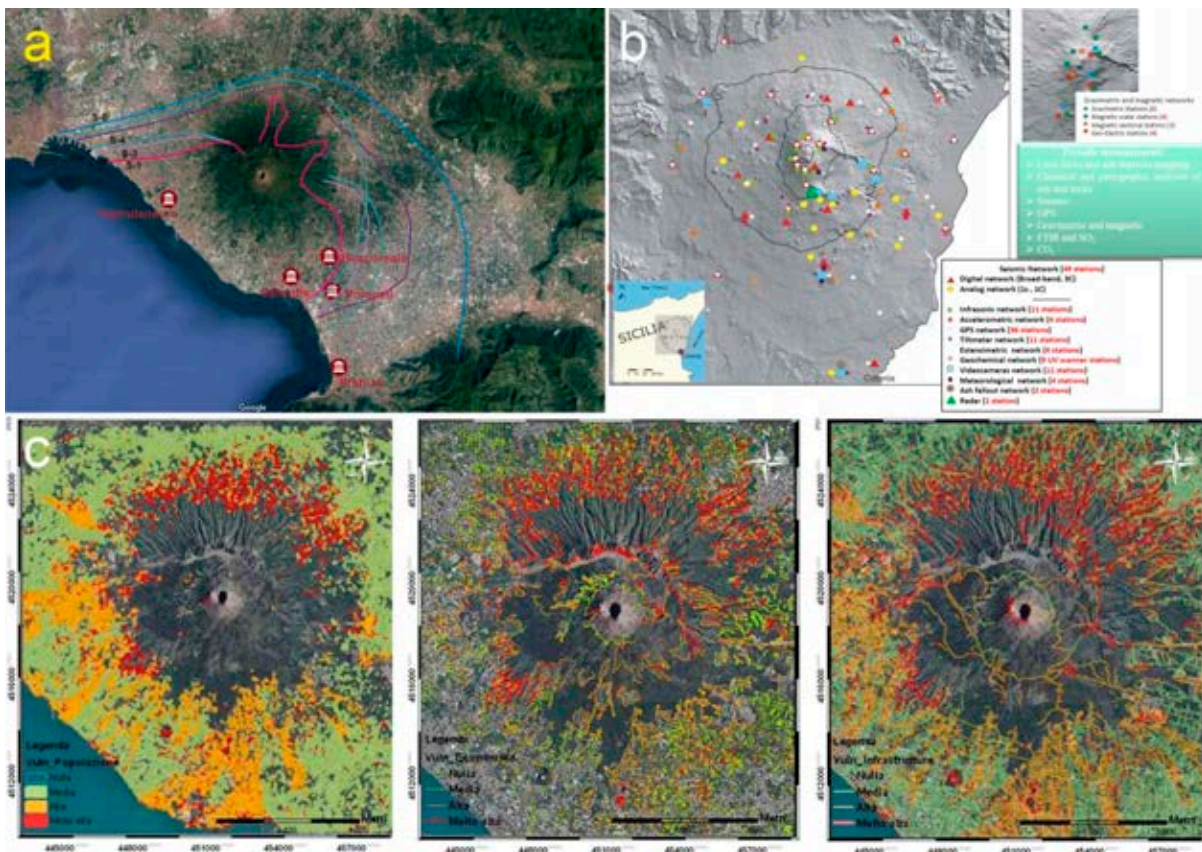


Figura 7 (a) Mappa della distribuzione spazio-temporale dei flussi piroclastici dell'eruzione del Vesuvio 79 AD (modificato da: Sigurdsson et al., National Geographic Society, 1985) e localizzazione dei siti geoarcheologici in cui si possono osservare le diverse evidenze ed apprendere la complessità dell'attività eruttiva del Vesuvio. (b) Mappa delle reti strumentali presenti sull'Etna allo stato del 2018 (dati INGV-Osservatorio Etneo). (c) Mappe della vulnerabilità al dissesto idrogeologico del territorio vesuviano, relative alla popolazione, alle risorse economiche ed alle infrastrutture.

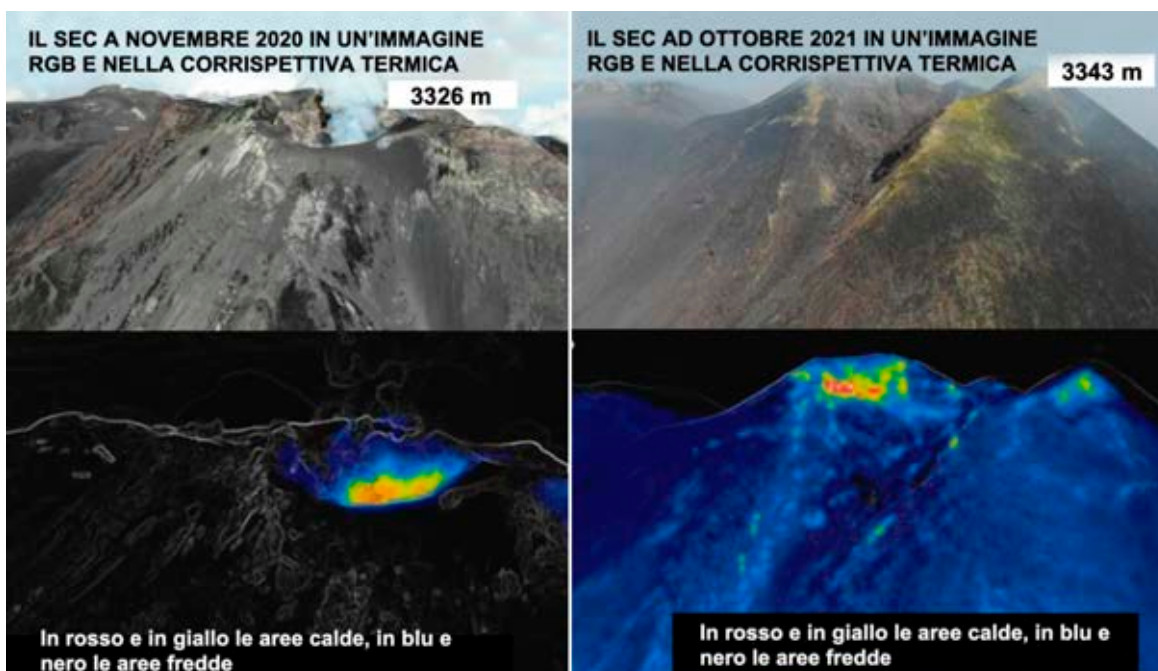


Figura 8 A sinistra: Cratere di Sud Est dell'Etna. Immagine termica e nel visibile. Novembre 2020. A destra: Cratere di Sud Est dell'Etna. Immagine termica e nel visibile. Ottobre 2021.

Bibliografia

- Del Negro, C., Cappello, A., Neri, M., Bilotta, G., Herault, A., Ganci, G. (2013). *Lava flow hazards at Mount Etna: constraints imposed by eruptive history and numerical simulations*. Nature Scientific Reports, **3**, 3493, p. 1-8. <https://doi.org/10.1038/srep03493>
- Lawrence, D.H. (2002). *The Complete Poems of D.H. Lawrence*, The Wordsworth Poetry Library.
- Wright, T.L., Chun, J.Y.F., Esposito, J., Heliker, C., Hodge, J., Lockwood, J.P., Vogt, S.M. (1992). *Map showing lava-flow hazard zones, Island of Hawaii*. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2193, scale 1:250,000. <https://pubs.usgs.gov/mf/1992/2193/>

Nota 1: Campi Flegrei. Osservazioni sui vulcani delle Due Sicilie

Pubblicato a Napoli tra il 1776 ed il 1779, con testo inglese e francese, il celeberrimo e raffinato capolavoro figurato del XVIII sec. su Napoli, la Sicilia e i Campi Flegrei, fu concepito e realizzato attraverso la cultura e il mecenatismo di William Hamilton, ministro plenipotenziario inglese alla corte di Napoli, con il fondamentale contributo dall'arte di Pietro Fabris autore di 59 tempere, di cui alcune visibili nelle slides e relative al Vesuvio. È considerato tra i libri più belli di tutto il '700.

Uno scrittore di fama come Goethe – che scrive il “**Viaggio in Italia**” (1816-1817) – si limita invece a salire più volte sul Vesuvio, spesso in condizioni pericolose, e a riportare meraviglia e stupore o riflessioni filosofiche sul rapporto uomo/Natura, con poche pennellate di vere osservazioni geologiche.

Nota 2: La Legenda

La **carta geologica** – sintesi grafica di tutte le informazioni geologiche – è stata sempre accompagnata da una **Legenda**, essenziale per far comprendere i significati di ogni colore, linea o simbolo presenti sulla carta. Una **Legenda** si ritrova sia nella prima carta del Vesuvio che nell'ultimissima. La legenda fornisce una chiave di lettura della mappa, a livelli multipli. I diversi colori in Legenda indicano diversi corpi rocciosi con diverse litologie e diversa posizione stratigrafica, come le lave o i depositi piroclastici messi in posto nel corso di differenti eruzioni esplosive. L'unità litostratigrafica fondamentale è la **Formazione** che indica un corpo roccioso distinguibile da quelli adiacenti sulla base delle caratteristiche litologiche.

Queste **Formazioni** devono essere elencate procedendo dalla più giovane (in alto) alla più antica (in basso) e se esistente deve esserne indicata l'età “assoluta” (da metodi radiometrici). La litologia è di solito descritta attraverso molti caratteri, partendo (obbligatoriamente) da quelli macroscopici (tipi litologici, granulometria, colore, spessore e geometria degli strati) ed eventualmente indicando – a seconda dei casi e della opportunità – quelli tessiturali, le associazioni mineralogiche e petrografiche, le strutture primarie e secondarie, le alterazioni o mineralizzazioni presenti, etc.

Può essere importante sottolineare che sin dalle prime carte la Legenda aveva una particolare attenzione ad identificare le “risorse” (es. lignite, ferro), uno dei principali obiettivi delle ricerche governative e della cartografia geologica moderna, per cui furono usati colori “speciali”.

Le carte e le legende di aree caratterizzate da sismicità, hanno una naturale e forte attenzione per gli elementi strutturali che quindi vengono distinti con maggiore dettaglio di simboli e tratti.

Nota 3: gli scrittori

W. Goethe: Libro= *Viaggio in Italia*, pubblicazione= *Viaggio in Italia* è un'opera che Johann Wolfgang von Goethe scrisse tra il 1813 e il 1817 e pubblicò in due volumi, il primo dei quali uscì nel 1816 e il secondo nel 1817. I due volumi contengono il resoconto di un Grand Tour che l'autore compì in Italia tra il 3 settembre 1786 e il 18 giugno 1788. All'età di 37 anni, **Goethe** (nasce a Francoforte nel 1749, muore a Weimar nel 1832) compie il suo celebre *Viaggio in Italia* durante il quale, fra l'altro, soggiorna a Roma per due volte. Per tutta la durata del suo *grand tour* egli redige un ampio diario di viaggio, e ovunque si trovi, dalle Alpi alla Sicilia, abbonda con il superlativo: tutto è per lui «incredibile», «indicibile», «splendido», «impareggiabile», il tempo è «bello oltre ogni dire», nei musei sono custodite «rarità d'ogni genere», i paesaggi presentano un'«infinita varietà di vedute», e così

via descrivendo in una pienezza di sentimenti che coinvolge anche noi lettori, schiudendo allo sguardo della nostra mente visioni continue di paesaggi ricchissimi di forme e colori, sia nel dettaglio che nell'insieme. Si legga:

<https://www.ingv.it/it/newsletter-n-8/3753-goethe-sul-vesuvio-alla-ricerca-del-sublime>

<http://www.cittadellascienza.it/centrostudi/2016/03/goethe-duecento-anni-dopo/>

D.H. Lawrence= "Peace", poesia scritta (1920) nel periodo in cui furono le scritte le poesie del libro *Birds, Beasts and Flowers* (1923) che contiene la sua produzione durante il viaggio in Italia (Firenze, Taormina) e poi in Australia; la poesia è stata poi inserita in altre antologie dello scrittore inglese.

Curzio Malaparte= *La Pelle* (1949) https://it.wikipedia.org/wiki/Curzio_Malaparte

Norman Lewis= *Napoli '44* (1978). Nel libro autobiografico di questo ufficiale dell'esercito britannico, successivamente divenuto scrittore e grande narratore di viaggi, sono contenute con cadenza quasi giornaliera le descrizioni dei giorni di marzo in cui avvenne l'ultima eruzione del Vesuvio.

[https://it.wikipedia.org/wiki/Norman_Lewis#:~:text=Norman%20Lewis%20\(Forty%20Hill%2C%2028,scrittori%20inglesi%20del%20XX%20secolo](https://it.wikipedia.org/wiki/Norman_Lewis#:~:text=Norman%20Lewis%20(Forty%20Hill%2C%2028,scrittori%20inglesi%20del%20XX%20secolo)

CAMPI FLEGREI, VESUVIO, VULCANI LAZIALI

I Campi Flegrei, un laboratorio naturale per studiare le caldere vulcaniche

Emanuela Bagnato

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano

5 maggio 2021

Negli ultimi decenni, una delle principali sfide della vulcanologia è stata quella di indagare sui potenziali fattori responsabili delle crisi di **“unrest” vulcanico che interessano da tempo la caldera dei Campi Flegrei**, a ovest della città di Napoli.

Quando parliamo di “unrest”, ci riferiamo ad una situazione di **“agitazione”** che include cambiamenti significativi nella sismicità, nella deformazione del suolo e nel degassamento di un’area vulcanica che si trova in uno stato di quiescenza.

La caldera dei Campi Flegrei (Figura 1) rappresenta uno tra i sistemi vulcanici a più alto rischio al mondo. Popolata da più di mezzo milione di persone, a partire dalla metà del XX secolo quest’area è stata soggetta a diversi **cicli di sollevamento ed abbassamento del suolo** associati a sciame sismici, noti con il nome di **bradisismi**.

Gli episodi più recenti di sollevamento prima di quello attuale, sono stati registrati nel 1969-1972 e 1982-1984, quando molti abitanti della zona, soprattutto coloro che risiedevano nel centro storico di Pozzuoli, furono evacuati a causa di un’attività sismica persistente e molto superficiale. Raggiunto il culmine del sollevamento nel 1984, a partire dal 1985 è iniziata una lenta fase di subsidenza, durante la quale il livello del suolo è tornato a scendere.



Figura 1 Immagine satellitare della caldera dei Campi Flegrei, con le ubicazioni dei siti della Solfatara e di Pisciarelli.

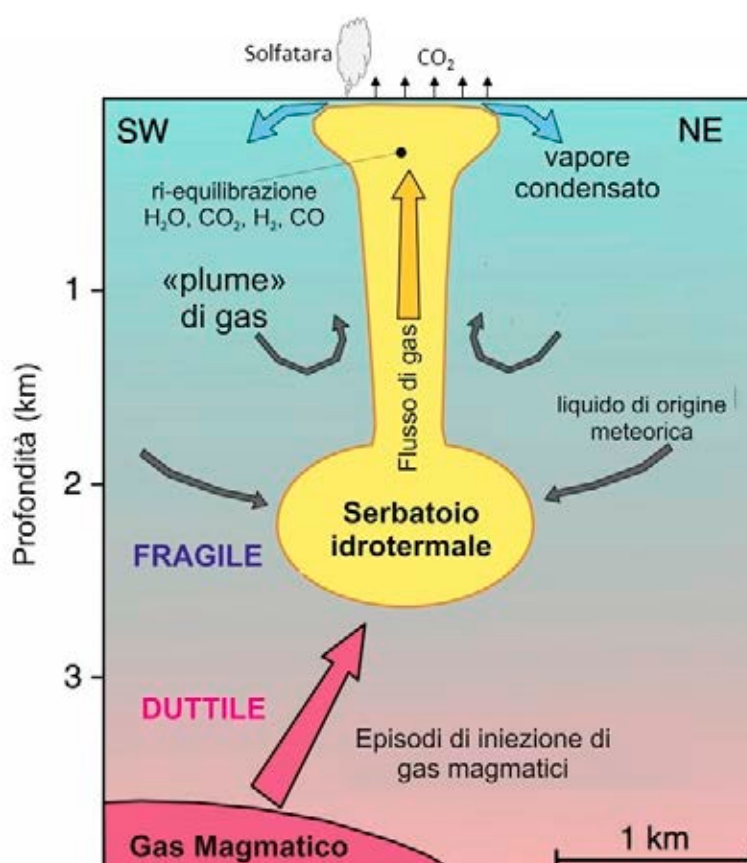
Dal 2005, la caldera dei Campi Flegrei sta attraversando una nuova fase di sollevamento con una tendenza in accelerazione. Da gennaio 2016 ad oggi il sollevamento nell’area di massima deformazione ha raggiunto circa 44.5 cm, come riportato nel bollettino di sorveglianza relativo al mese di marzo 2021, disponibile sul sito dell’INGV-OV. Tale sollevamento è stato accompagnato da frequente sismicità superficiale di bassa energia, parte della quale sembrerebbe causata dalla pressione esercitata dal processo di trasferimento di fluidi profondi (gas ad alte temperature e pressioni) all’interno della crosta terrestre.

Al contempo, sono state osservate importanti variazioni nella composizione chimica delle fumarole principali ed un aumento del flusso di anidride carbonica (CO_2) diffuso dal suolo al cratere della Solfatara di Pozzuoli (Figura 2) e nell'adiacente area fumarolizzata di Pisciarelli, le zone attualmente più attive dei Campi Flegrei.



Figura 2 Sullo sfondo il Vesuvio, in primo piano il cratere della Solfatara.
Foto gentilmente concessa da Vittorio Sciosia.

Figura 3 Modello concettuale che descrive il sistema idrotermale della Solfatara. Immagine modificata dall'originale presente nel lavoro di Chiodini et al., 2016.



Studiando l'**evoluzione dei diversi parametri geofisici e geochimici**, è stato possibile ipotizzare il funzionamento del sistema vulcanico dei Campi Flegrei nel corso degli episodi di "unrest", attraverso quello che in termini tecnici si chiama **modello concettuale** (Figura 3).

Il modello della Solfatara

Il sistema che alimenta le fumarole della Solfatara consiste in una **zona di accumulo di gas magmatico situata in profondità**, che fornisce fluidi e calore ad un **serbatoio idrotermale più superficiale** (circa 2 km). Questa sorgente profonda di gas magmatici potrebbe coincidere con la sorgente che causa la deformazione del suolo, ad una profondità di circa 4 km. All'interno del serbatoio idrotermale più superficiale, i gas magmatici si mescolano con l'acqua di origine meteorica, causandone la vaporizzazione. Si forma in questo modo un "pennacchio" o "**plume**" di gas che risale al di sotto della Solfatara, costituito da zone prevalentemente di gas e zone di gas e liquido (Figura 3). Nella zona più superficiale del sistema, a profondità di 200-400 m e a temperature di circa 200-240°C, le specie gassose maggiormente reattive (l'idrogeno, H₂ e il monossido di carbonio, CO) si riequilibrano chimicamente in una fase di vapore puro (Figura 3). La temperatura della parte più profonda di questo sistema idrotermale è stata stimata intorno ai 360 °C.

Queste osservazioni teoriche, unitamente ai dati della composizione isotopica dell'ossigeno presente nelle due specie dominanti (acqua e anidride carbonica, CO₂), confermano che le manifestazioni gassose presenti sulla superficie della Solfatara non sono direttamente rilasciate dal magma, come avviene in molti sistemi vulcanici attivi. Sono invece originate dalla **miscela tra i fluidi degassati da un corpo magmatico profondo e quelli generati dalla vaporizzazione di liquidi idrotermali di origine meteorica**.

Da questa premessa si evince che i sistemi vulcanici come quelli dei Campi Flegrei sono tra i più complessi da studiare ma, allo stesso tempo, rappresentano un importante **laboratorio naturale a cielo aperto** per la ricerca sulle caldere vulcaniche.

Cosa ci dice il monitoraggio dei Campi Flegrei?

L'area Flegrea viene costantemente monitorata dall'Osservatorio Vesuviano (OV), Sezione di Napoli dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), che da anni svolge, nell'ambito della convenzione con il Dipartimento Nazionale di Protezione Civile (DPC), la **sorveglianza dello stato di attività della caldera flegrea e dei vulcani campani**, in generale.

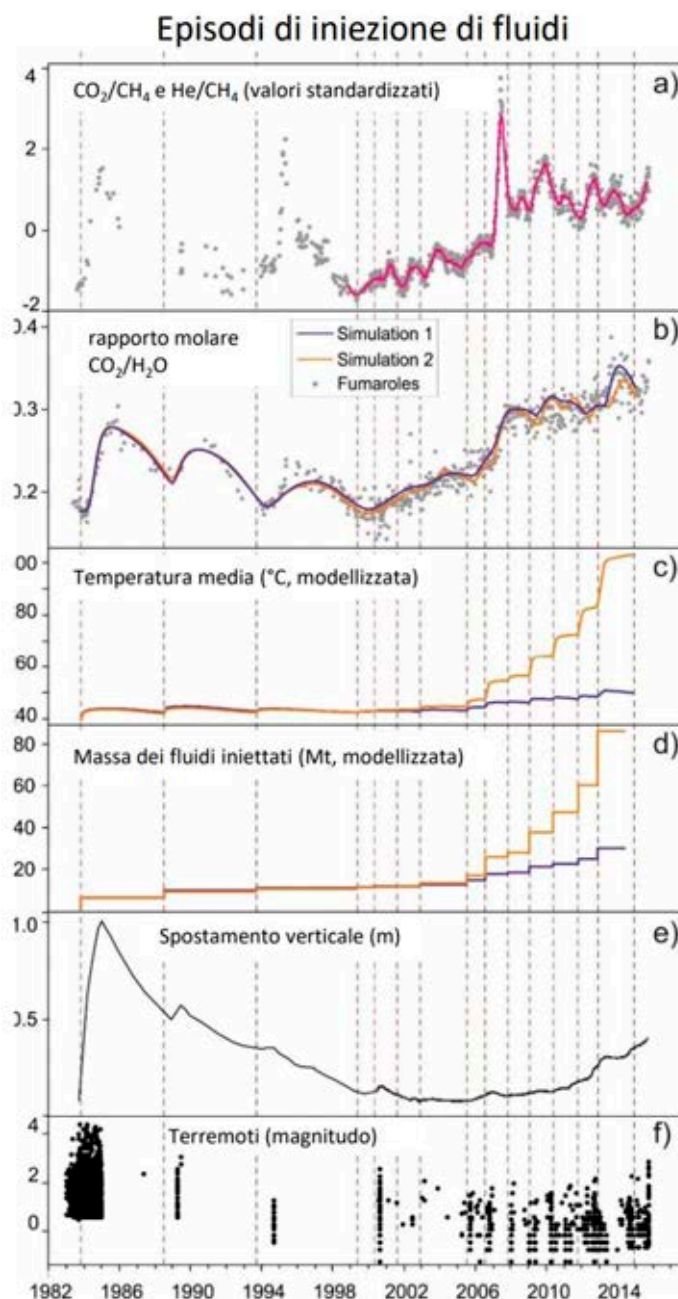
Il meticoloso e costante programma di monitoraggio geochimico ha permesso, a oggi, di disporre di una lunga serie temporale di dati, unica nel suo genere a scala globale, che copre **più di 30 anni di misure all'interno del cratere della Solfatara**.

Queste osservazioni, insieme a specifiche simulazioni numeriche (Figura 4), fanno ipotizzare che gli episodi di iniezione di fluidi magmatici profondi nel sistema idrotermale più superficiale, abbiano un ruolo centrale nelle crisi di **'unrest' vulcanico** che hanno interessato e tuttora interessano la caldera dei Campi Flegrei. Rilasci improvvisi di fluidi ricchi in CO₂ dal magma in profondità causano aumenti repentini nella pressione e nella temperatura del **plume** idrotermale al di sotto della Solfatara e l'incremento nella concentrazione di CO₂ delle fumarole.

Il **ruolo centrale dei fluidi nella genesi degli episodi di 'unrest'** è stato inoltre supportato dall'**elevato rilascio di energia associato al processo di degassamento**, che alla Solfatara è stato stimato essere di circa 100 megawatt (corrispondente a circa 5000 tonnellate al giorno di fluidi). Questa stima rappresenta la principale componente nel bilancio energetico dell'intero sistema vulcanico flegreo, ed è circa 10 volte maggiore del flusso di calore rilasciato per conduzione dall'intera caldera.

L'analisi dei dati geochimici disponibili ha evidenziato una marcata **variazione della composizione chimica delle fumarole a partire dal 1983**, che ha permesso di individuare due periodi ben distinti: il primo dal 1983 al 2000 ed il secondo dal 2000 ad oggi (Figura 4).

Figura 4 In questo grafico, modificato dall'originale presente nel lavoro di Chiodini et al., 2016, si riportano a) la variazione nel tempo dei rapporti di CO_2/CH_4 e He/CH_4 alla Solfatara; b) il rapporto $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ misurato e simulato; c) la T media nella zona centrale profonda nel dominio computazionale; d) la massa di fluidi iniettati; e) la massima deformazione verticale del suolo nel 1984-2016; f) la magnitudo dei terremoti nel 1982-2016. Le linee tratteggiate si riferiscono ai periodi di iniezione di fluidi magmatici nell'acquifero idrotermale, usati nella simulazione.



Nel dettaglio, dal 1983 fino al 2000, il rapporto $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ nelle fumarole ha mostrato picchi che hanno sistematicamente seguito gli eventi bradisismici (quelli del 1983-1985 e due eventi minori nel 1989 e nel 1996) e che sono stati interpretati come la **manifestazione superficiale di iniezioni di gas magmatici nel sistema idrotermale che alimenta le fumarole** (Figura 4).

Dopo il 2000, il comportamento del sistema è cambiato:

- il rapporto $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ delle fumarole della Solfatara ha iniziato un lento processo di crescita tuttora in corso (Figura 5);
- il pattern di degassamento diffuso dal suolo che interessa l'area è cambiato;
- gli sciame dei terremoti di debole magnitudo sono diventati più frequenti;
- il processo di subsidenza è dapprima diminuito per poi essere sostituito, a partire dal 2005, da un processo di sollevamento, caratterizzato da basse velocità che stanno aumentando nel tempo.

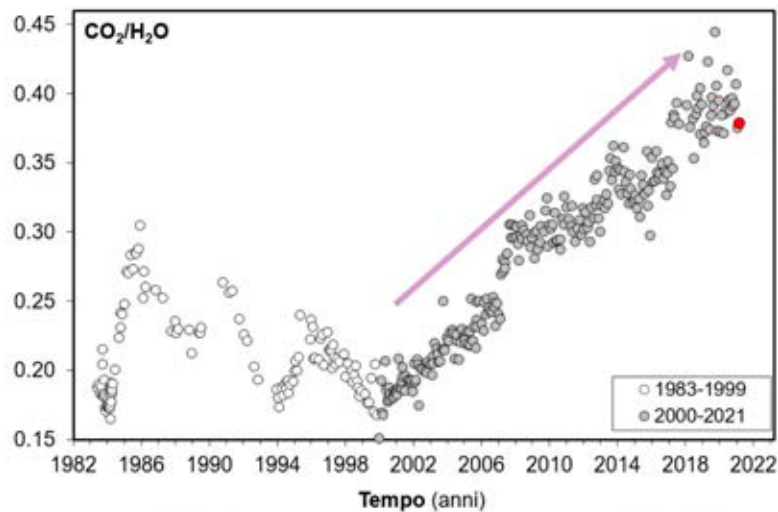


Figura 5 Variazione nel tempo del rapporto $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ misurato nella fumarola Bocca Grande, all'interno del cratere della Solfatara. In grigio sono riportati i dati a partire dal 2000. Con il simbolo rosso è evidenziato il campione di marzo 2021. Dati riportati nel bollettino dei Campi Flegrei, relativo al mese di marzo 2021, disponibile sul sito dell'INGV-OV.

Il riscaldamento del sistema idrotermale

Recenti studi hanno messo in evidenza l'importanza del **processo di condensazione del vapore nel sistema idrotermale**, in risposta ad un aumento del flusso dei fluidi magmatici (e quindi della pressione) nonché allo stato termico del sistema, che può influenzare il rapporto $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ misurato nelle fumarole della Solfatara.

Inoltre, parte dell'incremento di tale rapporto osservato alle fumarole è possibile che sia dovuto all'apporto di CO_2 non magmatica, prodotta da reazioni che coinvolgono la calcite presente nelle rocce che ospitano il sistema idrotermale: l'aumento della temperatura del sistema porterebbe alla dissoluzione della calcite liberando nuova CO_2 .

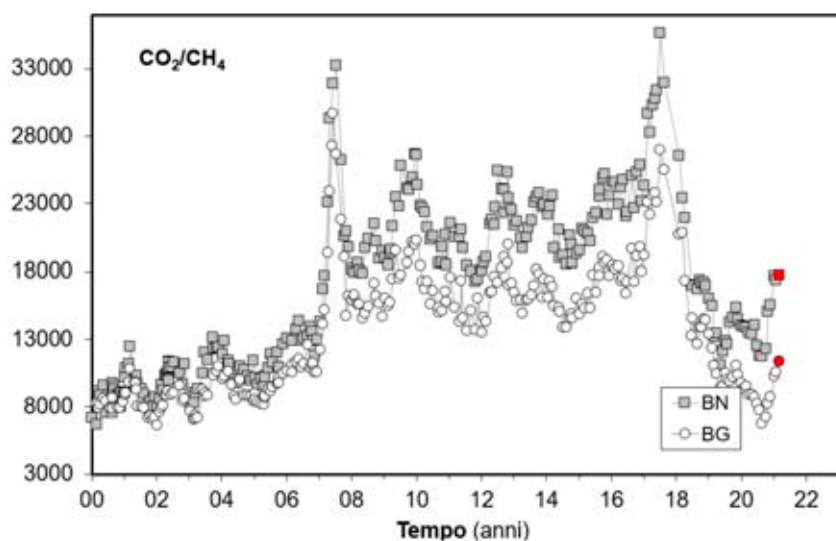


Figura 6 Variazioni del rapporto CO_2/CH_4 misurate nelle fumarole Bocca Grande (BG) e Bocca Nuova (BN) della Solfatara, a partire dal 2000. Con i simboli rossi sono evidenziati i campioni di marzo 2021. Dati riportati nel bollettino dei Campi Flegrei, relativo al mese di marzo 2021, disponibile sul sito dell'INGV-OV.

La fenomenologia in corso è stata interpretata come dovuta, almeno in parte, a ripetuti **episodi di iniezione di fluidi magmatici nel sistema idrotermale** con una frequenza di accadimento che sta aumentando nel tempo. Picchi positivi del rapporto CO_2/CH_4 (Figura 6) indicano input di fluidi magmatici ad alta temperatura, ossidanti, ricchi in CO_2 e poveri in metano (CH_4).

In Figura 6 è possibile riconoscere un aumento del rapporto CO_2/CH_4 a partire dal 2000, interrotto dalla fase discendente iniziata nel 2018 che caratterizza gli ultimi anni. Il persistere di questo valore basso del rapporto CO_2/CH_4 (ovvero elevate concentrazioni di CH_4) contemporaneamente all'aumento della concentrazione del monossido di carbonio (Figura 7) e dell'idrogeno, evidenzia una **variazione del comportamento del sistema idrotermale in risposta all'iniezione di fluidi magmatici**, rispetto a quanto mostrato nei periodi precedenti.

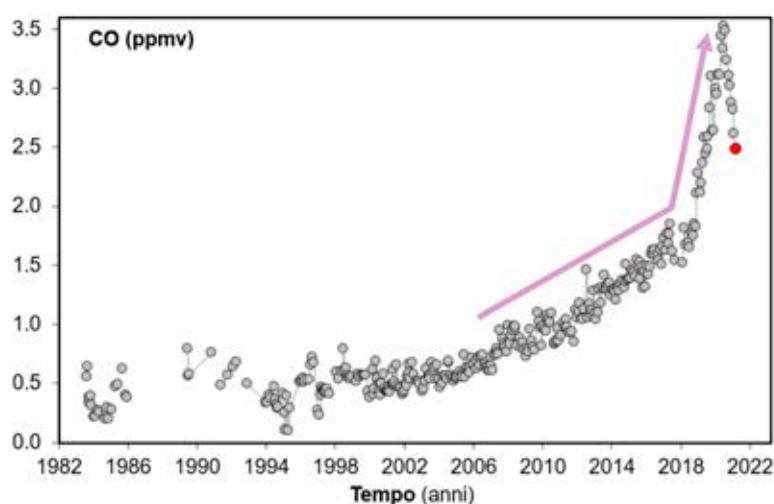


Figura 7 Variazioni della concentrazione di monossido di carbonio (CO) misurato alla fumarola Bocca Grande a partire dal 1983. Con il simbolo rosso è evidenziato il campione di marzo 2021. Dati riportati nel bollettino dei Campi Flegrei, relativo al mese di marzo 2021, disponibile sul sito dell'INGV-OV.

Differenti processi possono essere considerati responsabili delle variazioni osservate, ma al momento non è possibile fornire un'interpretazione univoca.

L'analisi dei geindicatori gassosi basati sulla composizione dei fluidi fumarolici mostra un significativo **aumento nel tempo della temperatura e della pressione delle parti più superficiali del sistema idrotermale**. Queste stime, basate principalmente sulle concentrazioni relative di monossido di carbonio (CO), specie più sensibile alla temperatura, mostrano a partire dal 2000 una tendenza di aumento particolarmente marcata a partire dai campioni del 2018 (Figura 7), che sembra però rallentare negli ultimi mesi (pur permanendo su range di valori elevati). Tale andamento, corrisponderebbe ad un aumento di temperatura di circa 45 °C dagli inizi degli anni 2000 (T circa 215 °C) a oggi (T circa 260°C).

Questo **processo di riscaldamento e pressurizzazione del sistema idrotermale della Solfatara** è inoltre confermato da una tendenza in aumento, a partire dal 2006, dei valori del flusso di CO_2 dal suolo e della temperatura del suolo. Questi parametri vengono misurati periodicamente su circa 60 punti fissi ubicati all'interno del cratere, per il monitoraggio geochemico dell'INGV-OV (Figura 8). La media delle **temperature del suolo**, misurate a 10 cm di profondità, mostra un incremento del valore medio delle temperature misurate di oltre 6 °C nel periodo 2002-2020, che interessa diffusamente tutta l'area craterica con un massimo nella zona centrale.

Le misure periodiche di flusso di CO_2 dal suolo sono state confrontate con i dati del flusso totale emesso dall'intera area di degassamento rappresentata nella Figura 8. Il flusso totale è stato stimato dalle misure condotte fino al 2016 da colleghi dell'Università di Perugia.

Combinando i dati del monitoraggio geochimico con queste ulteriori misure è stato possibile stimare un valore medio del flusso di CO_2 dal suolo per l'intera area di degassamento dal cratere della Solfatara di circa 3200 tonnellate al giorno. Questo valore è paragonabile al flusso medio di CO_2 emesso da vulcani a condotto aperto che si trovano in uno stato di degassamento persistente (Figura 8).

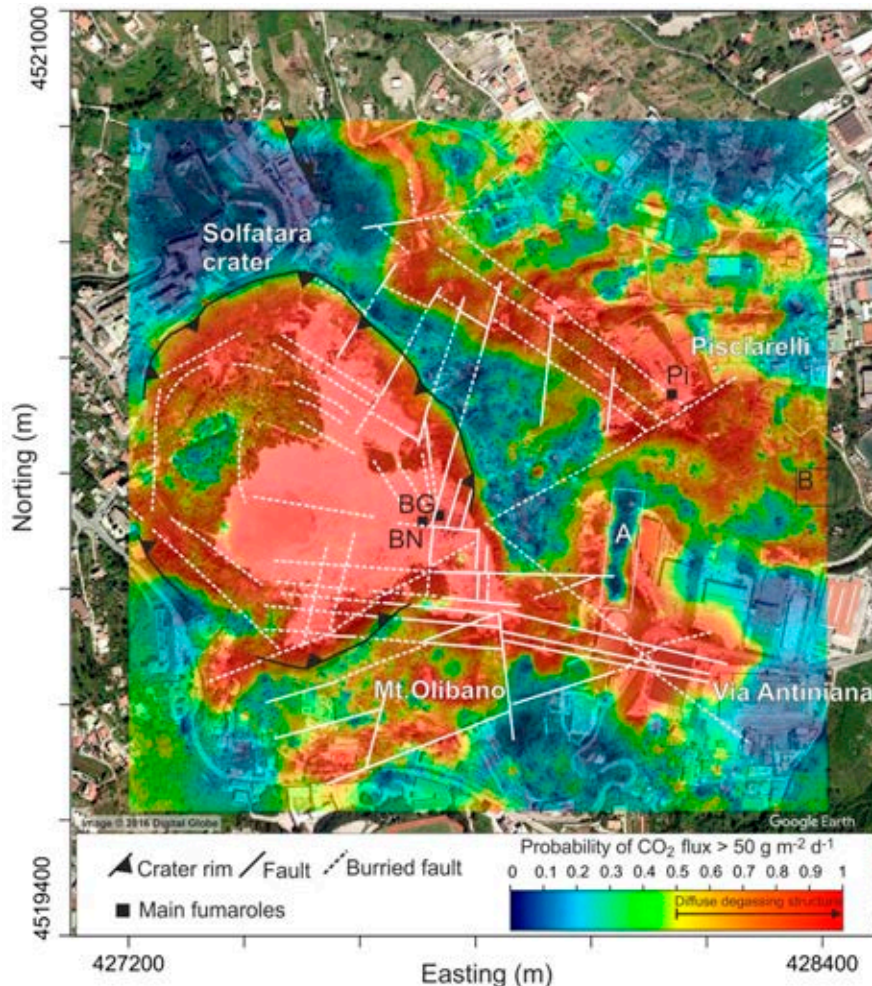


Figura 8 Mappa che mostra le principali strutture di degassamento all'interno del cratere della Solfatara ed i risultati ottenuti dalle misure effettuate nel periodo 1998-2016. Il colore rosso indica le aree caratterizzate da un maggior flusso di CO_2 diffuso dal suolo, di origine vulcanico/idrotermale.

Il **processo di riscaldamento del sistema idrotermale** è stato evidenziato anche dalle misure effettuate nell'area fumarolica di Pisciarelli, un'importante sito di degassamento che confina a est con il cratere della Solfatara, in località Agnano (Figura 9).

Tale riscaldamento, iniziato a partire dal 2007 e tuttora in corso, è presumibilmente la causa delle variazioni del processo di degassamento che si sono osservate in quest'area. Negli ultimi anni, infatti, si è potuto assistere all'**apertura di nuove bocche fumaroliche e di polle di fango gorgoglianti** (Figura 9), accompagnate da attività sismica localizzata, aumento della temperatura della fumarola principale e aumento dei flussi di CO_2 dal suolo misurati in continuo dalla stazione di monitoraggio geochimico dell'INGV-OV.

Sempre a Pisciarelli, l'aumento del degassamento è stato inoltre correlato alla concentrazione di CO_2 in aria e alle misure del tremore fumarolico generato dall'attività fumarolica, tramite la stazione sismica CPIS installata sul posto dall'INGV-OV. Questi parametri hanno mostrato una tendenza di aumento già a partire dal 2013.

Figura 9 Polla di fango gorgogliante all'interno del campo fumarolico di Pisciarelli, Agnano. Foto di Tullio Ricci (INGV-Roma 1), scattata nel dicembre 2020.



Per una più approfondita comprensione della fenomenologia in corso ai Campi Flegrei e per continui aggiornamenti sullo stato di attività del sistema, si rimanda al sito dell'Osservatorio Vesuviano (<https://www.ov.ingv.it>), dove vengono pubblicati regolarmente i bollettini settimanali e mensili, ed ai lavori scientifici riportati di seguito in bibliografia.

Bibliografia

- Caliro S., Chiodini G., Paonita A., (2014). *Geochemical evidences of magma dynamics at Campi Flegrei (Italy)*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132, pp 1-15.
- Cardellini C., Chiodini G., Frondini F., Avino R., Bagnato E., Caliro S., Lelli M., Rosiello A., (2017). *Monitoring diffuse volcanic degassing during volcanic unrests: the case of Campi Flegrei (Italy)*. *Scientific Reports*, 7, 6757.
- Chiodini G., Caliro S., Avino R., Bini G., Giudicepietro F., De Cesare W., Ricciolino P., Aiuppa A., Cardellini C., Petrillo Z., Selva J., Siniscalchi A., Tripaldi S., (2021). *Hydrothermal pressure-temperature control on CO₂ emissions and seismicity at Campi Flegrei (Italy)*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 414, 107245.
- Chiodini, G., Paonita, A., Aiuppa, A. et al. (2016). *Magmas near the critical degassing pressure drive volcanic unrest towards a critical state*. *Nat Commun* 7, 13712.
- Chiodini G., Vandemeulebrouck J., Caliro S., D'Auria L., De Martino P., Mangiacapra A., Petrillo Z., (2015). *Evidence of thermal-driven processes triggering the 2005–2014 unrest at Campi Flegrei caldera*. *Earth and Planetary Science Letters* 414, 58-67.
- Chiodini G., Avino R., Caliro, S., Minopoli C., (2011). *Temperature and pressure gas ge indicators at the Solfatara fumaroles (Campi Flegrei)*. *Annals of Geochemistry* 54, 2.
- Chiodini G., Frondini F., Cardellini C., Granieri D., Ventura G., Marini L., (2001). *CO₂ degassing and energy release at Solfatara Volcano, Campi Flegrei, Italy*. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 106(B8), 16213-16221.
- D'Auria L., F. Giudicepietro, Aquino, G. Borriello, C. Del Gaudio, D. Lo Bascio, M. Martini, G. P. Ricciardi, P. Ricciolino, C. Ricco, (2011). *Repeated fluid-transfer episodes as a mechanism for the recent dynamics of Campi Flegrei caldera (1989–2010)*. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 116, B04313.
- Giudicepietro F., Chiodini G., S. Caliro S., De Cesare W., Esposito A.M., Galluzzo D., Lo Bascio D., Macedonio G., Orazi M., Ricciolino P., Vandemeulebrouck J., (2019). *Insight Into Campi Flegrei Caldera Unrest Through Seismic Tremor Measurements at Pisciarelli Fumarolic Field*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20, 5544–5555.

La caldera dei Campi Flegrei: una lunga storia scritta nelle rocce

Mauro A. Di Vito, Sandro de Vita, Rosella Nave

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano

15 ottobre 2019

La caldera

Una **caldera** è una struttura vulcanica che si forma quando, in seguito ad un'eruzione vulcanica, la camera magmatica si svuota in misura sufficiente da causare il collasso delle rocce sovrastanti. La caldera dei **Campi Flegrei** si sviluppa su un'area compresa tra il promontorio di **Cuma**, a ovest, e le colline di **Camaldoli**, **Vomero** e **Posillipo**, a est (Figura 1). Un'area molto più ampia di quella calderica è stata sede di vulcanismo già diverse decine di migliaia di anni prima delle eruzioni che hanno causato i collassi calderici, avvenute rispettivamente 40.000 e 15.000 anni fa.

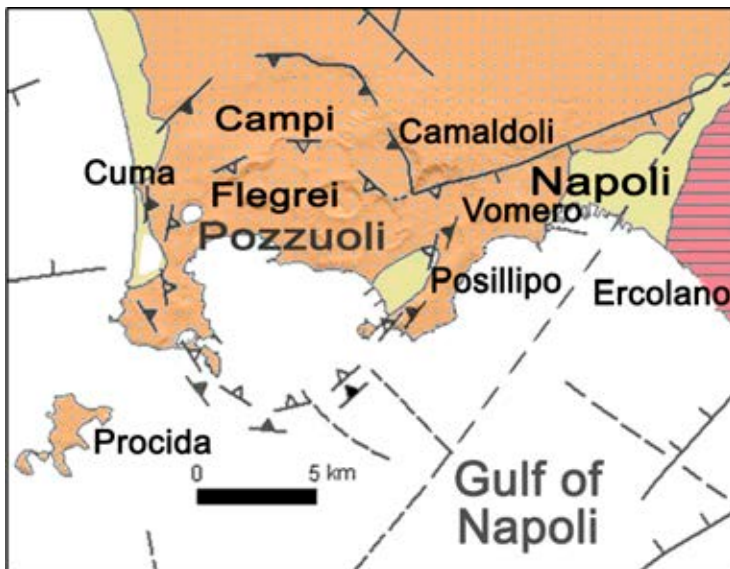


Figura 1 Carta geologica schematica della caldera dei Campi Flegrei. In nero: faglie e bordi delle caldere di Ignimbrite Campana (triangoli pieni) e Tufo Giallo Napoletano (triangoli vuoti). In arancione: prodotti delle eruzioni dei Campi Flegrei. In rosso: prodotti del Somma-Vesuvio. In giallo: depositi alluvionali recenti.

Dati di perforazioni e di rocce affioranti indicano che i vulcani attivi prima di 40.000 anni fa erano **centri eruttivi monogenici** che hanno generato sia eruzioni esplosive che effusive. Le età radiometriche di alcune delle rocce più antiche affioranti indicano che il vulcanismo era attivo prima di 60.000 anni fa.

Nella città di Napoli vi sono esempi molto evidenti di questi vulcani quali la collina del Monte Echia (Figura 2), che rappresenta i resti di un **cono di tufo**, e la collina di San Martino (Figura 3), la cui forma deriva dalla presenza di una **cupola lavica**, su cui si sono depositati i depositi di cono di tufo locali, sempre più vecchi di 40.000 anni. Ma questi sono solo alcuni dei numerosi centri eruttivi sepolti sotto i prodotti delle eruzioni successive o sprofondati nell'area interessata dal collasso calderico; altri esempi molto evidenti di questo vulcanismo si vedono lungo la falesia di Monte di Procida.

La caldera flegrea in realtà è il risultato di due collassi, avvenuti durante due eruzioni esplosive di elevata magnitudo: l'**Ignimbrite Campana** (età 39.000 anni) e il **Tufo Giallo Napoletano** (età 15.000 anni). Sulla forma e dinamica di queste due caldere vi è ancora un dibattito scientifico in atto, che tuttavia non ha influenza sulla ricostruzione della storia successiva all'ultimo collasso.

Queste due eruzioni hanno generato rocce molto utilizzate nell'area napoletana per la costruzione di manufatti e note in tutto il mondo. La prima ha generato il **Piperno**, la **Breccia Museo** (Figura 4) e il **Tufo Grigio Campano**, la seconda ha prodotto il **Tufo Giallo Napoletano** e la famosa "pozzolana", ampiamente utilizzata, insieme ai tufi, sin dalle epoche greca e romana (Figura 5).



Figura 2 Monte Echia (Napoli). Il tufo è quel che resta di un cono di tufo attivo prima dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (foto degli autori).

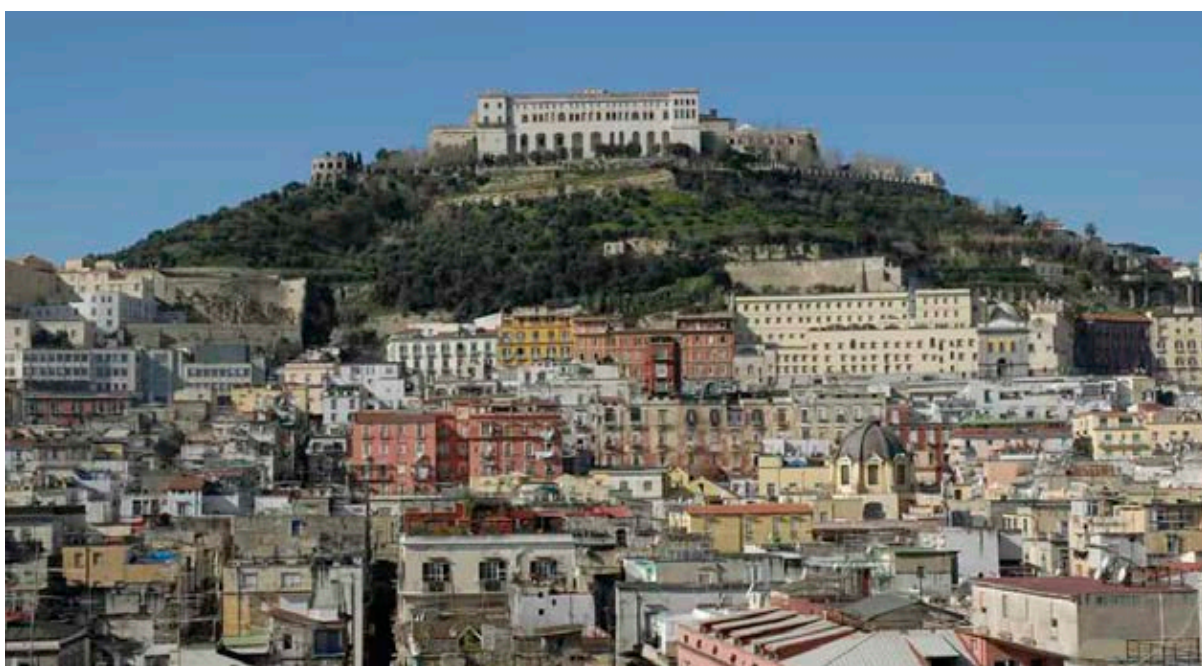


Figura 3 Collina di San Martino (Napoli). La collina è il risultato della sovrapposizione di numerosi depositi piroclastici su una cupola lavica più antica di 40.000 anni (foto degli autori).



Figura 4 Sequenza di rocce in una valle a nord dei Campi Flegrei. Sono esposte dal basso: Piperno (grigio), Breccia Museo (rossastra) e Tufo Giallo Napoletano (giallo).

La struttura calderica, da molti ritenuta “annidata”, cioè con la seconda (più piccola) contenuta nella precedente, è interessata da una generale subsidenza, mentre la sua parte centrale è soggetta a episodi di **risorgenza**, che hanno determinato un sollevamento di almeno 90 m della parte centrale di Pozzuoli negli ultimi 10.000 anni.

Il vulcanismo degli ultimi 15.000 anni è avvenuto all’interno della caldera più recente (Figura 6) e si è concentrato in **tre Epoche** di intensa attività, quasi esclusivamente esplosiva. Le età misurate con il **metodo del radiocarbonio** (^{14}C) consentono di collocare la **prima Epoca** da 14.900 a 10.600 anni fa; la **seconda Epoca** da 9.600 a 9.100 anni fa, e la **terza** da 5.500 a 3.800 anni da oggi. Dopo la fine della terza epoca l’unico evento eruttivo occorso è quello che ha visto la **formazione del Monte Nuovo**, avvenuto nel 1538, del quale si parla nel paragrafo successivo.

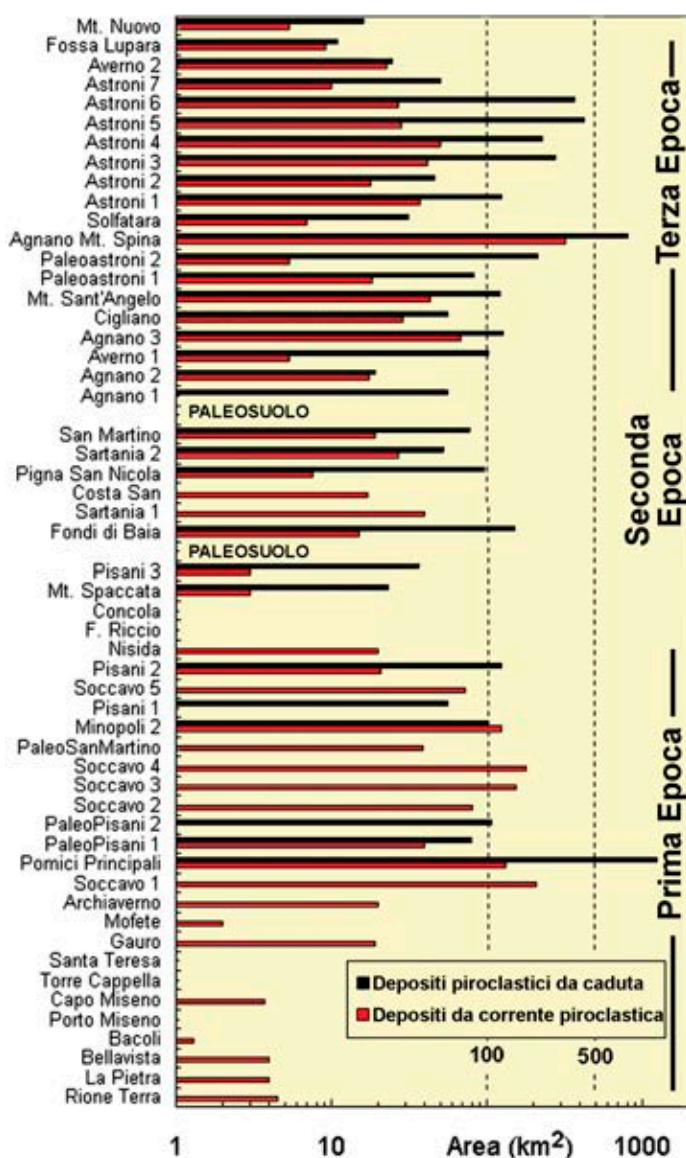


Figura 5 Castelnuovo a Napoli, anche noto come Maschio Angioino, realizzato con Piperno (grigio) e Tufo Giallo Napoletano (giallo) (foto degli autori).



Figura 6 Vista a volo d'uccello della parte orientale della caldera dei Campi Flegrei (fonte: Laboratorio di Geomatica dell'Osservatorio Vesuviano).

Figura 7 Diagramma delle aree coperte dai depositi delle principali eruzioni esplosive dei Campi Flegrei degli ultimi 15.000 anni, ordinati in sequenza temporale. Per ogni eruzione i depositi sono divisi in depositi da caduta e da corrente piroclastica. Nella sequenza spiccano chiaramente i depositi da caduta delle due eruzioni pliniane di Pomici Principali ed Agnano Monte Spina, con distribuzione maggiore di 500 km².



Come documentano le date riportate sopra, le diverse epoche di attività sono separate da periodi di **quiescenza** di lunghezza variabile, marcate dalla presenza di paleosuoli (Figura 7). Ad esempio, tra la terza epoca e il Monte Nuovo ci sono oltre 3000 anni di riposo mentre dall'eruzione del Monte Nuovo a oggi registriamo quasi 500 anni senza eruzioni.

Le eruzioni avvenute nel corso delle **tre Epoche** sono state oltre 70 e di queste solo quattro effusive. Esse sono state caratterizzate da un **ampio spettro di energia**, con **distribuzione areale dei depositi** anch'essa variabile tra qualche chilometro quadrato e qualche migliaio di chilometri quadrati (Figura 7). I volumi di magma emesso durante i singoli eventi sono compresi tra 0.01 km³ e 1.5 km³.

Gli eventi a maggiore energia sono le due **eruzioni pliniane** delle **Pomici Principali**, avvenuta 12.000 anni fa durante la prima Epoca, e di **Agnano-Monte Spina**, avvenuta 4.500 anni fa durante la terza Epoca. I loro depositi si sono accumulati fin sugli Appennini, a nord-est dei Campi Flegrei. Entrambe le eruzioni sono state alimentate da centri posti nella parte orientale della caldera, nella **Piana di Agnano**.

Sulla base della distribuzione areale dei prodotti (figura 7), gli eventi dei Campi Flegrei sono stati raggruppati in Eventi di scala piccola, media e grande. Nell'ultima categoria ricadono le due eruzioni pliniane, mentre la maggioranza delle eruzioni degli ultimi 15.000 anni si colloca tra gli eventi di scala piccola e circa il 20% è costituito da eventi di scala media.

In quasi tutte le eruzioni esplosive vi sono fasi, a volte prevalenti, che derivano dall'interazione tra il magma in risalita e l'acqua di falda o di superficie. Si parla in questi casi di **attività freato-magmatica**, capace di frammentare il magma in particelle molto fini (la cenere vulcanica) e di generare **correnti piroclastiche**. In molti eventi vulcanici si rilevano alternanze di fasi da interazione magma-acqua e fasi dominate esclusivamente da esplosioni magmatiche. Le esplosioni magmatiche più intense sono avvenute durante le eruzioni pliniane (Figura 8) e hanno generato colonne eruttive di oltre 20 km di altezza, simili a quelle delle eruzioni pliniane del Vesuvio.

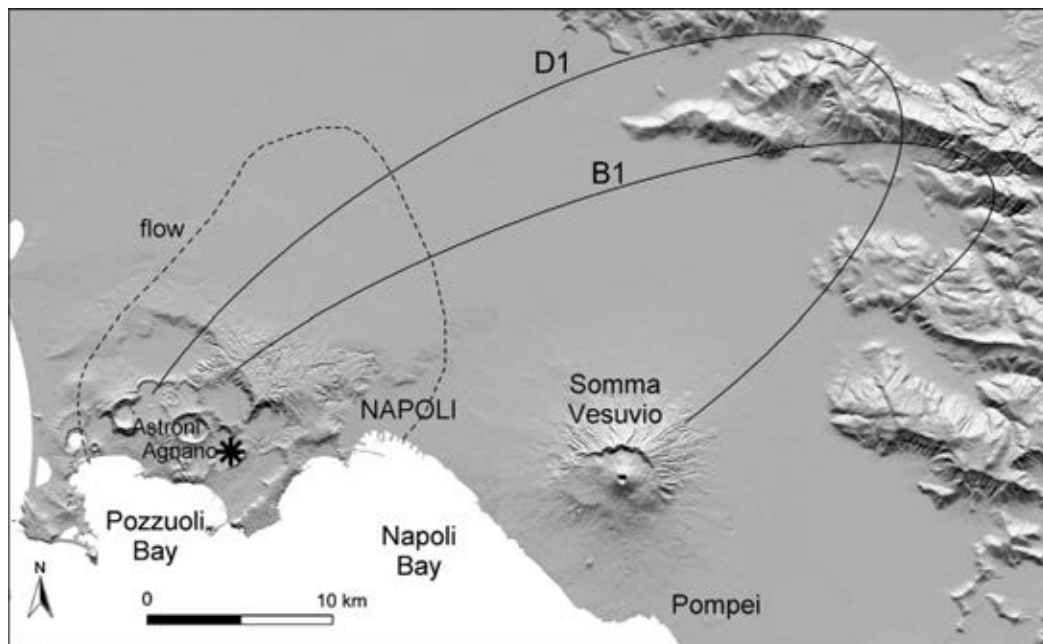


Figura 8 Dispersione dei depositi da caduta dell'eruzione Pliniana di Agnano-Monte Spina. Le curve continue si chiamano isopache e includono i depositi da caduta di spessore maggiore di 10 cm delle due fasi Pliniane dell'eruzione (B1 e D1), mentre la linea tratteggiata rappresenta la distribuzione dei depositi da corrente piroclastica, generati in varie fasi dell'eruzione.

L'ultima eruzione: Monte Nuovo, 1538

Il Monte Nuovo si è formato in seguito ad un'eruzione esplosiva di scala piccola, durata una settimana. L'analisi delle **caratteristiche** e della distribuzione dei **depositi delle diverse fasi** e della morfologia del vulcano ha permesso di ricostruire che l'eruzione è stata alimentata da **tre bocche** eruttive (Figura 9) ed è stata caratterizzata da **tre fasi**, separate da brevi pause nell'attività.

Figura 9 Schema strutturale dell'area di Monte Nuovo.

In rosso: faglie attive; in nero: orli craterici (in giallo il numero della bocca eruttiva).

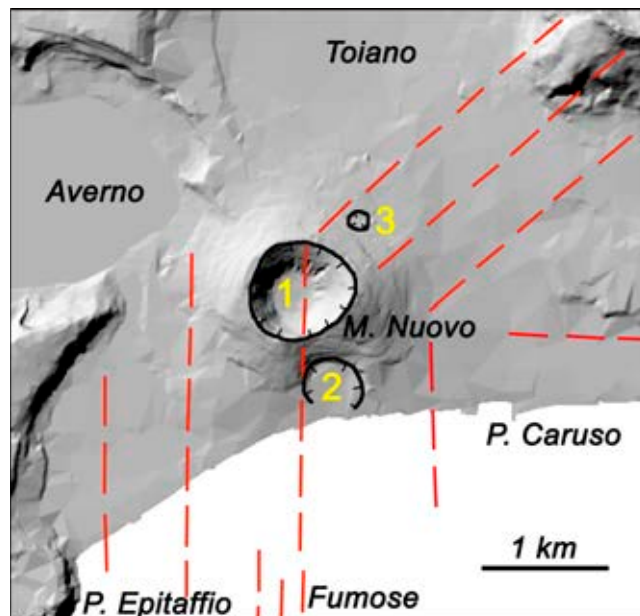


Figura 10 Cratere principale del Monte Nuovo (Campi Flegrei) visto da est, foto degli autori.



La **bocca eruttiva principale** (numero 1 in Figura 9; Figura 10) è localizzata nell'area craterica del cono di tufo del Monte Nuovo, mentre **due piccole bocche** sono localizzate rispettivamente lungo i versanti meridionali e nord-orientali del piccolo edificio vulcanico (numeri 2 e 3 in Figura 9). Eruzioni alimentate da diverse bocche eruttive, nella caldera dei Campi Flegrei, sono avvenute anche prima di quella del Monte Nuovo: ne sono esempi recenti quelle di **Averno**, **Solfatara** e **Astroni**, tutte eruzioni esplosive avvenute negli ultimi 5.000 anni.

Sulla base delle loro **caratteristiche vulcanologiche**, i prodotti dell'eruzione del Monte Nuovo sono stati distinti in **cinque unità eruttive**, denominate da **A a E**, dalla prima all'ultima eruttata. Il succedersi di queste diverse unità eruttive ci racconta che la dinamica dell'eruzione è cambiata nel tempo.

L'eruzione cominciò alle 7 del pomeriggio del 29 settembre 1538 con una fase esplosiva che durò due giorni e fu la fase principale dell'intera eruzione. Fu una fase dominata dalle cosiddette esplosioni **freatomagmatiche** che determinarono l'accumulo di depositi di **pomici e cenere** vicino al punto di emissione e costruirono il cono quasi come lo vediamo oggi (Figura 10). I prodotti di questa fase costituiscono l'**unità A** e vennero depositati durante lo scorrimento di dense **correnti piroclastiche** e dal lancio di frammenti intorno alla bocca eruttiva principale. In questa fase si innalzarono anche basse colonne eruttive che spinte dal vento depositarono ceneri fino alla città di Napoli. Subito dopo, si aprì una bocca eruttiva lungo il versante meridionale del cono che generò **correnti piroclastiche** i cui depositi di cenere (**unità B**) ricoprono quelli dell'unità A. La prima fase finì con **esplosioni stromboliane** da due bocche, quella meridionale (2 in figura 9) e una nuova apertasi lungo i versanti nord-orientali del cono (3 in figura 9). Le esplosioni generarono spessi depositi di **scorie nere grossolane (unità C)**, distribuite solo in prossimità delle relative bocche eruttive.

Dopo queste esplosioni, l'attività eruttiva si fermò, per poi riprendere due giorni dopo con una **nuova fase** caratterizzata da una serie di **esplosioni di modesta energia** dalla bocca principale (1 in figura 9). I depositi di questa fase (**unità D**) sono composti da una sequenza di **sottili strati di cenere e banchi di scorie scure**, distribuiti sui fianchi del cono principale.

Seguì un'altra breve pausa fino al 6 ottobre, quando iniziò la **terza ed ultima fase**, probabilmente dovuta all'esplosione di un piccolo **duomo lavico** che si era formato sul fondo del cratere principale nei giorni precedenti. I prodotti delle esplosioni di quest'ultima fase eruttiva, costituiti da **scorie molto dense (unità E)**, furono lanciati nell'atmosfera e ricaddero prevalentemente lungo i fianchi del cono. Dai **documenti storici** sappiamo che fu proprio questa fase finale a provocare la morte di 24 persone, salite sull'edificio appena formato in un momento di apparente quiete.



Figura 11 Il cono del Monte Nuovo, Campi Flegrei, visto da sud-ovest, foto degli autori.

L'eruzione esplosiva del Monte Nuovo è una delle **più piccole** tra quelle avvenute ai Campi Flegrei e fu alimentata da un **volume di magma** stimato in 0,02 km³. Gli eventi di maggiore magnitudo (anche 100 volte più grandi) avvenuti negli ultimi 5.000 anni hanno avuto un impatto decisamente maggiore ed hanno coinvolto anche il territorio attualmente occupato dalla città di Napoli. Gli effetti dell'eruzione del Monte Nuovo sul territorio furono modesti e i **vistosi fenomeni** che hanno preceduto l'evento eruttivo permisero alle popolazioni residenti di allontanarsi per tempo e di mettersi in salvo.

L'origine degli sciame sismici ai Campi Flegrei. Aggiornamento

Mauro A. Di Vito¹, Francesca Bianco¹ e Carlo Doglioni²

¹INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano

²INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

9 settembre 2023

Da millenni la caldera dei Campi Flegrei è sede di intensa attività vulcanica. La vitalità di quest'area irrequieta è manifestata anche dal rilascio concentrato di gas lungo delle sorte di camini che producono le fumarole, e dal **bradisismo**, cioè il lento sollevamento o abbassamento del suolo, fenomeno quest'ultimo accompagnato anche da attività sismica. Gli episodi più recenti di instabilità che si sono manifestati con sollevamento e sismicità sono stati quelli del 1969-72 e del 1982-84, quando molti abitanti dell'area, soprattutto quelli del centro storico di Pozzuoli, furono costretti ad abbandonare le proprie case. Dal 2005 a oggi è di nuovo in atto un lento sollevamento del suolo che a luglio 2023 ha raggiunto circa 113 centimetri nell'area del Rione Terra¹.

In questi mesi, come riportato nel bollettino settimanale di sorveglianza vulcanica (relativo ai dati rilevati dalle reti di monitoraggio dell'INGV Osservatorio Vesuviano al 3 settembre 2023), il valore medio della velocità di sollevamento nell'area di massima deformazione permane a circa 15 ± 3 mm/mese. Nelle ultime settimane si stanno verificando più frequentemente sciame sismici, come quelli avvenuti il 18 agosto e il 7 settembre, con diverse decine di eventi la cui magnitudo massima è 3.8 ± 0.3 (figura 1)².

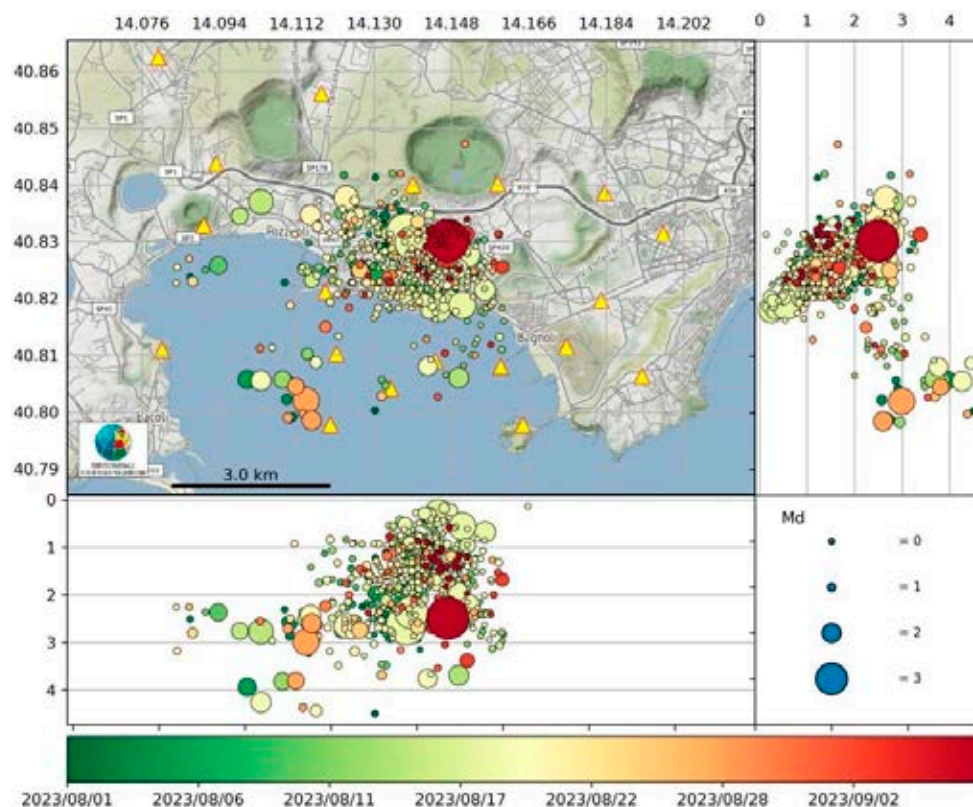


Figura 1 Epicentri (in mappa) e ipocentri (nelle sezioni E-O sotto e N-S a destra) dei terremoti con magnitudo $M_d \geq 0.0$ localizzati ai Campi Flegrei nel periodo 1 agosto – 7 settembre 2023. L'evento di $M_d = 3.8$ è indicato con il cerchio rosso più grande.

¹NdR: L'articolo è stato scritto a settembre 2023. Da allora ad oggi la deformazione del suolo è proseguita e a fine luglio 2024 il sollevamento del suolo nell'area di Rione Terra ha raggiunto circa 130 centimetri.

²NdR: si intende fino al 9 settembre 2023.

L'area sismogenetica principale, già a partire dalla crisi degli anni 80, è compresa tra Pozzuoli, Solfatara, Pisciarelli e Agnano, con eventi che dal 2018 sono presenti anche nel Golfo di Pozzuoli. Le profondità raramente superano i 4 km.

L'ultimo evento rilevante (19:45 del 7 settembre 2023) è avvenuto nell'area della Solfatara ad una profondità di 2.5 km ed ha avuto una Magnitudo durata (Md) pari a 3.8, al momento è il più energetico della fase bradisismica attivatasi alla fine del 2005 attualmente in corso. Tale evento è stato percepito non solo nell'area flegrea, ma in tutta la città di Napoli. Le caratteristiche dell'evento nonché il meccanismo di rottura estensionale sono analoghi a quanto osservato per la maggior parte degli eventi avvenuti nell'area flegrea, in particolare di quelli più energetici.

La deformazione del suolo

L'area che si solleva è centrata sul Rione Terra (Pozzuoli, parte storica) o poco più a sud, e presenta una deformazione radiale, in rapida attenuazione verso la periferia della caldera, con una forma "a campana". I valori di deformazione locale sono misurati attraverso una fitta rete GNSS e tiltmetrica, integrata con osservazioni satellitari. Dal 2005, e in particolare negli ultimi periodi, la forma della deformazione si è mantenuta simile, a testimonianza che il processo, e soprattutto la sorgente, non mostrano modifiche significative (figura 2).

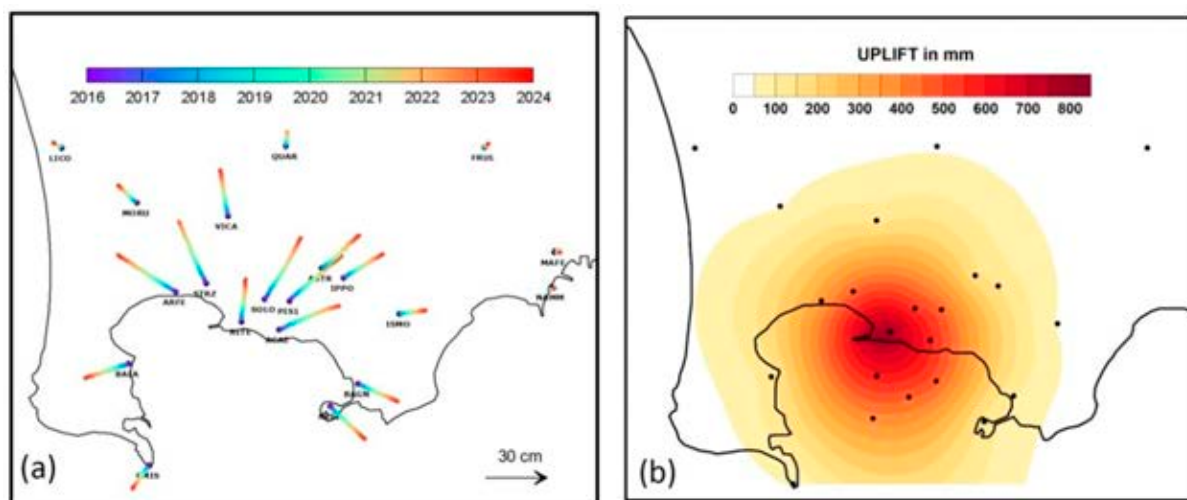


Figura 2 Mappa degli spostamenti GNSS orizzontali (a) e verticali (b) registrati nell'area flegrea da gennaio 2016 ad agosto 2023.

La causa del sollevamento

Le misure geochimiche periodiche e quelle in continuo da stazioni fisse, sia su fumarole che in pozzo, continuano a mostrare che il processo di aumento di pressione del sistema geotermico sub-superficiale è ancora in corso e determina una forte risalita di fluidi maggiormente concentrati nell'area di Solfatara-Pisciarelli. Si ricorda che le misure sono effettuate anche nella parte sottomarina della caldera, nel Golfo di Pozzuoli, dove sono presenti punti di fuoriuscita di gas caldi, come il caso delle "Fumose" a sud di Monte Nuovo, l'apparato conico vulcanico formatosi in pochi giorni tra fine settembre e i primi di ottobre del 1538.

Gli ultimi sciami sismici, incluso quello del 7 settembre 2023, dimostrano come il fenomeno

non mostri cambiamenti sostanziali, seppure avvenga con pulsazioni che si ripetono nel tempo. La causa del sollevamento del suolo e quindi della sismicità può essere dovuta a una forte risalita di gas e una maggiore pressurizzazione del sistema idrotermale profondo. Un'altra possibilità è che si stiano iniettando nel sottosuolo delle lingue di magma alimentate dal sistema magmatico profondo, strutture cosiddette a sill, a circa 3-4 km di profondità. L'origine del sollevamento è dunque legata alla spinta verso l'alto generata dalla messa in posto dei fluidi o fusi magmatici, e il bombamento conseguente genera un inarcamento e allungamento della crosta sovrastante con conseguenti fratture e faglie che generano terremoti e facilitano la risalita dei fluidi idrotermali.

La sismicità è piuttosto concentrata nelle zone di massimo sollevamento e a una bassa profondità (fino a 3-4 km, raramente 5) per l'alta temperatura della crosta terrestre sotto i Campi Flegrei, che fa sì che sotto quelle profondità le rocce si comportino solo in modo visco-plastico; i terremoti avvengono dunque prevalentemente nella stessa area e anche i loro meccanismi sono per lo più gli stessi. Negli ultimi anni la sismicità si è leggermente allargata, evidenza che dimostrerebbe come i fluidi o il magma si stanno lentamente espandendo lungo questa discontinuità orizzontale.

I dati attualmente disponibili indicano perciò che l'origine del sollevamento può essere prodotta da una risalita, probabilmente pulsante, di fluidi di origine magmatica. I fluidi si generano a profondità probabilmente superiori a 6-8 km, all'interno di una vasta e articolata camera magmatica profonda presente sotto i Campi Flegrei, ipotizzata da vari tipi di studi e indagini indirette. Da questo magma provengono le grosse quantità di gas che risalgono per gradienti di densità e quindi di pressione, verso la superficie.

In particolare, i gas interagiscono con le rocce superficiali e con il sistema idrotermale superficiale, presente nei primi 2-3 km di profondità. La sorgente di spinta, dedotta dalla modellazione della deformazione del suolo, sembra essere posta intorno a 4 km. La quantità di gas rilasciata è ragguardevole: solo nell'area di Solfatara-Pisciarelli determina, in media, la fuoriuscita di oltre 3000 tonnellate di CO_2 al giorno, in buona parte derivante dal degassamento magmatico profondo e dall'interazione del magma con rocce carbonatiche.



Figura 3 Reti di monitoraggio multiparametrico dei Campi Flegrei dell'INGV-Osservatorio Vesuviano.

La sorveglianza vulcanica e il monitoraggio, effettuati in continuo dalla sezione dell'INGV-Osservatorio Vesuviano attraverso la sua fitta rete strumentale multiparametrica (figura 3), mira proprio a definire tutti i possibili cambiamenti nel sistema superficiale e profondo per determinare possibili risalite magmatiche verso la superficie che potrebbero produrre un'eruzione vulcanica.

Evoluzione della crisi bradisismica

Attualmente la probabilità di una eruzione vulcanica è relativamente bassa, proprio perché non vi sono evidenze di risalita di magma verso la superficie. Inoltre, il volume crostale sollevato al momento è pari a dimensioni molto inferiori al km³, vincolando le dimensioni dei fluidi nell'area di alimentazione del sollevamento. I dati sismici, geochimici, le deformazioni del suolo, le variazioni termiche superficiali e in pozzo, le variazioni gravimetriche non forniscono, allo stato attuale, indicazioni che il magma stia risalendo verso la superficie. Tuttavia, il vulcano ha la sua inarrestabile naturale evoluzione e, prima o poi, tornerà a eruttare. L'attenzione dell'INGV-OV è massima nella raccolta, studio e interpretazione dei dati e ogni variazione viene e sarà sempre discussa e comunicata tempestivamente agli organi di Protezione Civile nei suoi vari livelli.

Storia del Monte Nuovo, l'ultima eruzione dei Campi Flegrei

Giulia Francisconi, Micol Todesco e Cecilia Ciuccarelli

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Bologna

15 novembre 2019

Quando un'eruzione vulcanica avviene in un'area densamente popolata, le conseguenze possono essere gravi, anche se si tratta di piccoli eventi. Una buona conoscenza dei fenomeni eruttivi e del loro impatto resta uno dei migliori strumenti che abbiamo per difenderci, consentendoci di elaborare strategie per mitigare gli effetti che questi eventi possono avere sulle nostre comunità. Per questo motivo, **l'eruzione del Monte Nuovo del 1538**, l'ultima avvenuta all'interno della caldera Flegrea e l'unica avvenuta in epoca storica, per la quale siano disponibili i racconti scritti dei testimoni, riveste un grande interesse nell'ambito degli studi vulcanologici. La ricostruzione di un'eruzione come questa può essere a più voci, basata su studi geologici, vulcanologici e petrologici e sull'analisi attenta di documenti e fonti storiche. Senza approfondire i principali aspetti vulcanologici, in questo articolo racconteremo le informazioni basate sui documenti storici.

La ricerca storica

L'eruzione del Monte Nuovo è stata studiata nel dettaglio da un punto di vista geologico, ma per comprenderne meglio l'evoluzione, recentemente la **ricerca storica** ha messo in luce preziosi testi anche manoscritti mai studiati prima (Guidoboni e Ciuccarelli, 2011). Questi documenti consentono di integrare quello che per decenni era stato il contributo più significativo pubblicato nel 1944-45 da **Antonio Parascandola**. Professore di mineralogia e geologia agraria presso l'Università di Agraria di Portici. Parascandola aveva ricostruito l'eruzione di Monte Nuovo combinando i dati derivanti da alcune fonti storiche edite con quelli raccolti da analisi di terreno.

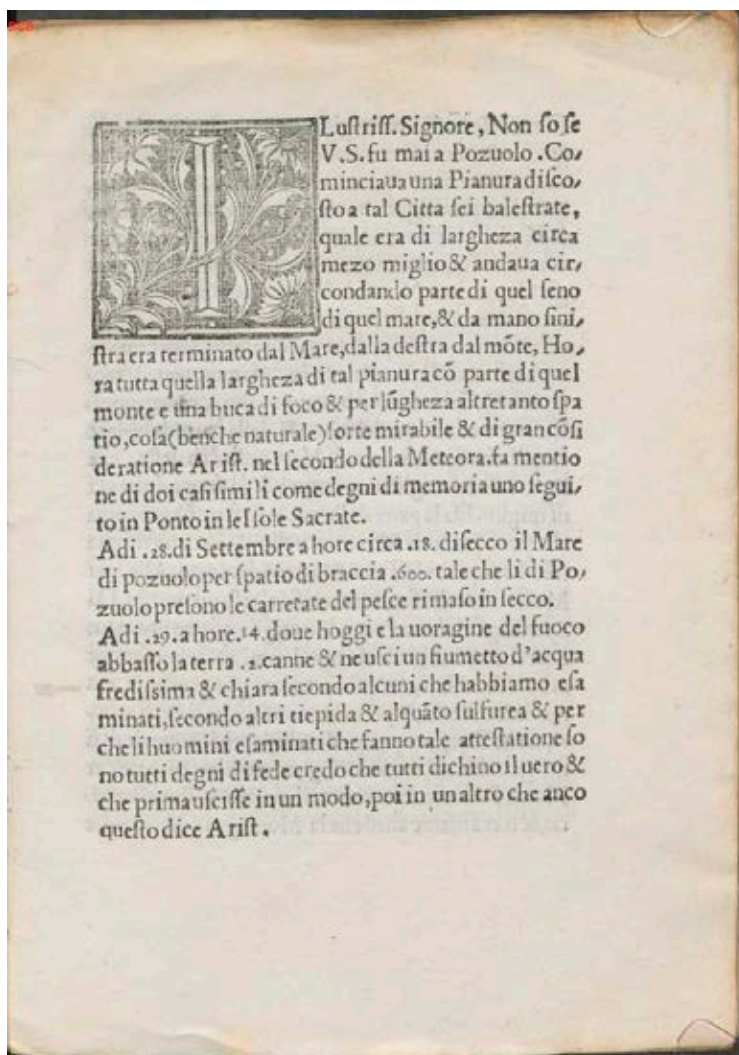
L'eruzione del 1538 suscitò grande curiosità e interesse tra i contemporanei ed è menzionata in moltissimi testi, a partire dalla metà del XVI secolo in poi, a causa dell'assoluta eccezionalità e imprevedibilità dell'evento, ma anche per l'unicità dell'area interessata: si tratta dei **Campi Flegrei**, una regione celebrata e frequentata con continuità sin dall'antichità per la bellezza dei luoghi e per il termalismo, che nel corso del medioevo si era sempre più specializzato con stabilimenti, ospedali e perfino l'affermazione di una vera e propria scuola medica a Pozzuoli. **Documenti amministrativi istituzionali ed ecclesiastici, dispacci e lettere diplomatiche, lettere private, cronache, relazioni e avvisi a stampa in forma di lettera, trattati naturalistici, resoconti di viaggio** sono le testimonianze emerse dalla ricerca storica in archivi e biblioteche.

L'evento fu visto e descritto da diversi punti di osservazione: Pozzuoli, Napoli, dall'area sottostante il nuovo cratere, o dal mare, come fece il genovese **Ambrogio Curia**, proprietario di una nave ormeggiata nel golfo di Pozzuoli.

La formazione culturale e la curiosità personale di chi descrisse l'evento portarono ognuno dei testimoni a porre l'attenzione su aspetti particolari. Ci fu chi – è il caso di due anonimi giovani, forse novizi di conventi napoletani – scrisse delle lettere già il giorno dopo l'evento e raccontò il momento dell'eruzione. Altri, come l'editore milanese **Francesco Marchesino** e il finanziere fiorentino **Francesco Del Nero**, cognato di Niccolò Machiavelli, momentaneamente a Napoli per motivi di lavoro, aspettarono qualche giorno e riferirono sia i preziosi racconti degli abitanti

di Pozzuoli, che erano andati a mettersi in salvo in città, sia le loro personali osservazioni durante le escursioni vicino al nuovo cratere (figura 1).

Figura 1 Prima pagina della versione a stampa pubblicata anonima, della lettera scritta da Francesco del Nero, rarissima stampa conservata alla *Bayerische Staatsbibliothek* di Monaco di Baviera.



Infine, alcuni eruditi e naturalisti, sempre testimoni diretti dell'evento, ragionarono più a lungo sull'eruzione, lasciandoci testimonianze più strutturate. A loro si devono interi trattati sull'eruzione, che inquadrano le osservazioni dell'evento all'interno delle teorie interpretative del tempo. Tra questi testimoni particolari, ricordiamo il medico e filosofo napoletano Simone Porzio (1497-1557), autore di tre testi sull'eruzione, che osservò i fenomeni e cercò di spiegarli con le concezioni aristoteliche; l'erudito ecclesiastico Marco Antonio Delli Falconi e il medico e trattatista spagnolo Pietro Giacomo da Toledo.

Lo studio approfondito di tutte queste fonti storiche, molte delle quali inedite, ha portato a rivedere con metodo critico lo svolgimento cronologico dei fenomeni, anche in riferimento agli eventi che hanno preceduto e seguito l'eruzione del 1538, le crisi sismiche e i movimenti bradisismici.

I fenomeni precursori

Quali fenomeni si verificarono in area flegrea negli anni precedenti l'eruzione? Una ricostruzione di quanto è avvenuto è possibile grazie a diverse testimonianze scritte nel corso di vari decenni. Queste fonti raccontano diversi fenomeni che ben si inquadrano nel contesto

vulcanologico dell'area, come l'occorrenza di terremoti, l'incremento dell'attività fumarolica, o la deformazione del suolo.

Già a partire dal **1470** si verifica una crisi sismica che si protrae per un paio d'anni, con eventi in grado di causare danni agli edifici. Questa attività si accompagna ad un **aumento delle emissioni gassose** alla Solfatara, altro cratere dei Campi Flegrei, a causa delle quali la vegetazione viene danneggiata. La sofferenza della vegetazione, spontanea e coltivata, attorno al cratere della Solfatara è un'informazione interessante, che può indicare un'estensione dell'area esalante verso zone inizialmente libere dal gas.

Nei decenni successivi, il sollevamento del suolo è tale da fare emergere dal mare porzioni di territorio precedentemente sommerso: questo rende necessari ben due editti dei viceré di Napoli, nel **1503** e nel **1511**, per l'attribuzione al demanio delle nuove terre su cui si estesero le attività antropiche della comunità di Pozzuoli. Negli anni precedenti a questi editti vengono poi segnalati diversi terremoti di intensità sufficiente a causare danni.

Nel **biennio precedente l'eruzione** l'attività sismica a Pozzuoli divenne progressivamente più frequente e l'intensità delle scosse crebbe con il passare del tempo, tanto che alla vigilia dell'eruzione **moltissimi edifici della città erano gravemente danneggiati** e tutti gli abitanti avevano da tempo abbandonato le loro case, circostanza che in seguito evitò vittime o ferimenti di persone. Le fonti testimoniano anche un ulteriore aumento delle emissioni gassose in Solfatara, senza però menzionare effetti sulla vegetazione.

Nel corso dell'**estate del 1538**, l'attività sismica si intensifica, interessando anche Napoli oltre che Pozzuoli. L'intensità aumenta in modo eccezionale negli ultimi dieci giorni prima dell'eruzione, quando le fonti riportano che il suolo si scuoteva continuamente e a Napoli venivano percepiti da 5 a 10 terremoti al giorno.

Poco più di **30 ore prima dell'eruzione**, viene osservato un fenomeno descritto come il disseccamento del mare, fra il lago di Averno e il Monte Barbaro. Interpretato dai naturalisti dell'epoca come un "riassorbimento" del mare, il fenomeno si può verosimilmente imputare ad un **sollevamento di un tratto del fondale marino** ad alcune decine di metri dalla costa, associato a una sismicità intensissima (figura 2).

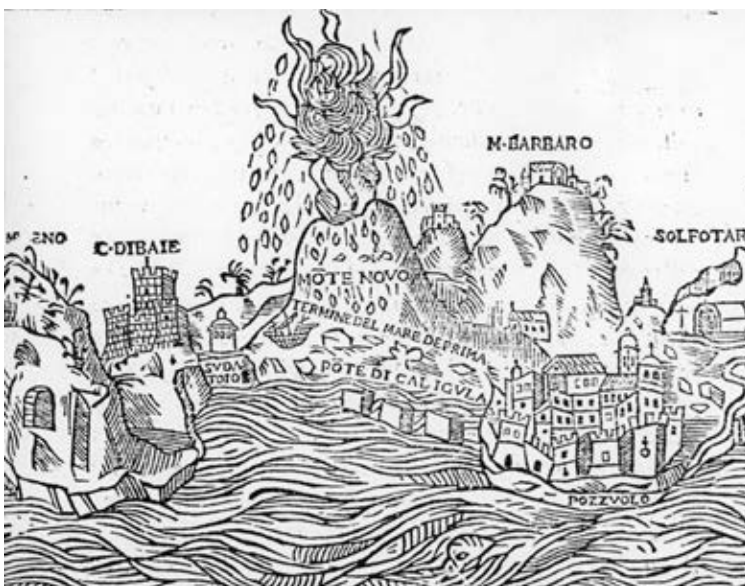


Figura 2 Il Monte Nuovo rappresentato nel frontespizio del testo di Marco Antonio delli Falconi, dedicato all'eruzione. È evidente la scritta Termine del mare de prima a indicare dove si trovava la linea di costa prima dell'evento.

La deformazione del suolo lascia all'asciutto, su fondale emerso, una grande quantità di pesci, che alcuni abitanti di Pozzuoli andarono a vendere nei mercati di Napoli. Le cause esatte di questa moria di pesci non sono note. Si può ipotizzare che la rapidità del sollevamento abbia intrappolato i pesci fuori dall'acqua; oppure che la morte sia stata dovuta alla presenza di gas

vulcanici che, filtrando attraverso il fondo del mare, potrebbero aver alterato le condizioni dell'acqua.

Nelle ore successive, l'area dove sarebbe poi sorto il Monte Nuovo subisce uno sprofondamento stimato in circa 4 metri, alla base del quale si forma una sorgente d'acqua. Tre ore dopo, il suolo torna a sollevarsi e nel corso di più di 7 ore forma un esteso rigonfiamento, al culmine del quale si aprirà la bocca eruttiva.

29 settembre 1538, l'eruzione

L'eruzione comincia un'ora e mezza dopo il tramonto del sole, intorno alle 19:30 (ora locale) del **29 settembre 1538** con un fortissimo terremoto e l'**apertura di una bocca eruttiva sul fondale marino**, in corrispondenza di Tripergole, una piccola località termale distante circa 3 km da Pozzuoli (figura 3). Un testimone diretto ha descritto il fenomeno come un enorme fulmine accompagnato da un'esplosione di vapori. Nella mezz'ora successiva, dal mare le "fiamme" avanzano fino all'altura formatasi nelle ore precedenti, sulla cui sommità si apre la bocca principale.

Figura 3 Il bagno termale e la piccola località di Tripergole, dove avvenne l'eruzione del 1538, rappresentato in una miniatura del XIV secolo (Bibliothèque Nationale de France).



Questa progressione, che sembra indicare un evento fissurale che inizia a mare e si propaga fino alla costa, è riportata in modo coerente da sei fonti distinte. Mancano, tuttavia, riscontri geologici a conferma della presenza di una eruzione fissurale e di bocche eruttive sottomarine, collegate a questa eruzione.

Dalla bocca eruttiva principale comincia una **intensa attività di espulsione di materiali incandescenti** di varia tipologia: pomici di varie grandezze che ricadono fino a una distanza di circa 8 km dal cratere principale, tanto che in mare le imbarcazioni avanzano su una vasta superficie di pomici galleggianti. Una vischiosa cenere bagnata e pesante, simile per consistenza al fango, cade fino a Napoli, mentre ceneri asciutte e progressivamente più sottili vanno a ricoprire una vasta area di circa 10.000 chilometri quadrati.

Secondo i racconti, l'eruzione prosegue con **attività intermittente** e l'apertura di diverse spaccature nella terra, piene di materiale incandescente ben visibile agli osservatori (figura 4). Viene anche descritta l'apertura di un **cratere minore**, vicino al lago di Averno, il 2 ottobre 1538, mentre altre "fosse" si formano nel pomeriggio del giorno successivo.



Figura 4 Rappresentazione dell'eruzione del 1538, nota come disegno del Maestro del Trabocchetto, pubblicato in una stampa coeva: anche in questa testimonianza grafica l'autore specificò che il monte, almeno in parte era sorto sul fondale marino (Monte fatto di novo in mare).

Con il passare dei giorni l'attività eruttiva diventa sempre più intermittente e moltissime persone di qualunque ceto sociale e gruppi anche molto numerosi di curiosi si avvicinano sempre di più all'area dell'eruzione, via mare e via terra per osservare il fenomeno. Ed è proprio nell'ultima ripresa dell'attività eruttiva, avvenuta nel pomeriggio del 6 ottobre, sette giorni dopo l'inizio dell'evento, che ci furono le prime e uniche **vittime** di questa eruzione. Probabilmente per un'attenuata percezione del pericolo, o per l'aria finalmente sgombra di ceneri, **24 persone** salgono fino al cratere per osservare da vicino il nuovo vulcano, e rimangono uccise da una improvvisa e imprevista **espulsione di materiale vulcanico**.

La ricostruzione dei fatti basata su fonti storiche ha permesso di avere informazioni dettagliate sulle dinamiche che hanno interessato l'ultima eruzione nei Campi Flegrei. Oltre ad eliminare errori ed omissioni, che possono distorcere l'interpretazione vulcanologica, uno degli obiettivi degli studi storici in ambito vulcanologico consiste nel creare una **banca dati storica** utile per preparare un piano di emergenza efficace in vista di possibili manifestazioni eruttive.

Questa, che dal punto di vista vulcanologico fu un'eruzione di modesta entità, fu definita dai contemporanei un **evento** prodigioso, cioè straordinario e al di là della comprensione umana. In realtà, dopo aver beneficiato per secoli delle manifestazioni benevole del vulcanismo, come il termalismo, in quell'occasione i contemporanei acquisirono consapevolezza, forse per la prima volta, che nell'area flegrea esiste concretamente il rischio di manifestazioni vulcaniche più malevole e pericolose per l'uomo.

Bibliografia

- Del Nero, Francesco (ed. 1846). *Lettera di Francesco del Nero a Niccolò del Benino, sul terremoto di Pozzuolo, dal quale ebbe origine la Montagna Nuova, nel 1538*, F. Palermo (Editor), Archivio Storico Italiano, 9, Firenze, pp. 93-96.
- Delli Falconi, Marco Antonio (1539). *Dell'incendio di Pozzuolo Marco Antonio delli Falconi all'Illustrissima signora Marchesa della Padula nel M.D.XXXVIII*, 22 fols., G. Sultzbach, Naples.
- Guidoboni G. 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, pp. 655-677, DOI: 10.1007/s00445-010-0430-3.
- Marchesino, Francesco (1538). *Copia de una lettera di Napoli che contiene li stupendi, & gran prodigij apparsi sopra à Pozzolo*, 4 fols., s.n., [Naples].
- Parascandola A (1944–1946). *Il Monte Nuovo ed il Lago Lucrino*, in Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli, 55, pp.151–312
- Porzio, Simone (1551). *De conflagratione agri Puteolani*, 2^a ed., Firenze 1551.
- Toleto, Pietro Giacomo (1539). *Ragionamento, del terremoto, del nuovo monte, del aprimento di terra in Pozuolo, nell'anno 1538., e, dela significatione d'essi*, 16 fols., G. Sultzbach, Naples.

L'eruzione vesuviana del 1631 e l'epigrafe del Vicerè

Redazione INGVvulcani

16 dicembre 2018

L'eruzione del **1631** è stata la più **violenta e distruttiva** della storia del **Vesuvio** dell'ultimo millennio. Dopo un lungo periodo di quiescenza, durato circa un secolo (figura 1), il risveglio del vulcano fu preceduto da una serie di fenomeni **precursori**, quali terremoti, sollevamento del suolo, intorbidimento e, a volte, scomparsa delle acque nei pozzi. L'eruzione causò la morte di migliaia di persone e la devastazione di un'area di quasi cinquecento chilometri quadrati.



Figura 1 Il Vesuvio prima dell'eruzione del 1631 (Mascolo, 1633).



Figura 2 L'eruzione del Vesuvio del 1631, incisione di N. Perrey in Giuliani, 1632.

In questa immagine sono evidenti le colate piroclastiche, i paesi colpiti e la parziale distruzione del Gran Cono vesuviano.

L'attività eruttiva iniziò alle 7 del mattino del **16 dicembre**, con la formazione di una **colonna eruttiva** alta circa 15 chilometri, da cui cominciarono a cadere pomici e ceneri nell'area a est

del Vesuvio. Una spessa copertura di questi prodotti si accumulò sui fianchi orientali del vulcano e sui **contrafforti dei rilievi appenninici** fino a ricoprire buona parte della provincia di Avellino. Alle 10 del mattino del 17 dicembre, dal cratere centrale si generarono **flussi piroclastici** che, scorrendo a grande velocità lungo i fianchi occidentale e meridionale del vulcano, distrussero tutto ciò che incontrarono sul loro cammino (figura 2).

Nella notte tra il 16 e il 17, e nel pomeriggio del 17, abbondanti **piogge** rimobilizzarono la **copertura di ceneri incoerenti** causando la formazione di **colate di fango**. Queste colate scesero sia lungo i versanti del vulcano, sia lungo le pendici dei contrafforti appenninici a nord e a nord-est. Le aree maggiormente colpite da questi fenomeni furono le **piane a nord e a est** del vulcano.

Nel corso dell'eruzione, di tipo **subpliniano**, non furono generate colate di lava, ma unicamente prodotti da caduta, correnti piroclastiche e colate di fango. L'eruzione provocò inoltre la **parziale distruzione del cono vesuviano**, con il conseguente abbassamento del vulcano di oltre 450 metri.

L'eruzione durò circa tre giorni, suscitando un enorme panico in tutta la popolazione. Vi furono per le strade di Napoli confessioni pubbliche di peccati, accompagnate da straordinarie **manifestazioni di penitenza**, e furono organizzate **processioni** con la statua e il sangue di San Gennaro, affinché il Patrono placasse quella collera divina di cui l'esplosione del Vesuvio sembrava l'indubitabile segno (figura 3).



Figura 3 L'eruzione del Vesuvio del 1631, dipinto di Domenico Gargiulo, detto Micco Spadaro. Museo di San Martino, Napoli. Il dipinto raffigura la processione che si svolse a Napoli, guidata dal cardinale Boncompagni, insieme al viceré spagnolo, con le reliquie di San Gennaro chiamato a intercedere per salvare la città.

Il conte di Monterrey, viceré di Napoli dal gennaio di quell'anno, inviò alcune navi a raccogliere i sopravvissuti di Torre del Greco e Torre Annunziata. Dopo qualche mese, profondamente turbato dall'evento, fece apporre a Portici una **lapide che esortava i posteri** a non dimenticare la natura della montagna, e a **riconoscere prontamente i precursori di una eruzione vulcanica** (figura 4).

Dopo questa eruzione il vulcano è rimasto in attività semipersistente fino all'ultima eruzione, avvenuta nel marzo 1944. L'esperienza vissuta dalle popolazioni colpite dall'evento del 1631 fece sorgere l'esigenza di allertare la popolazione alla comparsa dei primi segni premonitori delle fasi più intense dell'attività del vulcano e indusse i cittadini che vivevano lungo la costa del Vesuvio a posizionare dei vigilanti sui campanili e lungo la costa, per osservare il vulcano e il mare e cogliere ogni possibile segno di risveglio. Dopo circa due secoli nacque l'Osservatorio Vesuviano per lo studio e la sorveglianza del vulcano.

Il testo dell'epigrafe del vicerè, tradotto dal latino da Giovan Battista Alfano e Immanuel Friedlander, recita:

O posteri, posteri! Si tratta di voi. Un giorno è lume all'altro e il dì precedente è norma per il dì che segue. Uditelo! Venti volte da che splende il sole, se non sbaglia la storia, arse il Vesuvio. Sempre con strage immane di chi a fuggir fu lento. Affinché dopo l'ultimo lutto più non vi colpisca, io vi avviso. Questo monte ha grave il seno di bitume, allume, zolfo, oro, argento, nitro, di fonte d'acque. Presto o tardi si accende, ma prima geme, trema scuote il suolo, mescola e fumo e fiamme e lampi, scuote l'aria, rimbomba, tuona, muggisce, scaccia ai confini gli abitanti. Tu scappa, finché lo puoi. Ecco che scoppia e vomita di fuoco un fiume che vien giù precipitando, e sbarra la fuga a chi s'attarda. Se ti coglie, è finita: sei morto. Disprezzato oppresse gli incauti e gli avidi, cui la casa e le suppellettili furono più care della vita. Ma tu, se hai senno, di un marmo che ti parla odi la voce: non ti curar dei lari; senza indugi fuggi.

Anno di salute 1632, Filippo IV Re, Emmanuel Fonseca y Zunica, Conte di Monterrey, Viceré

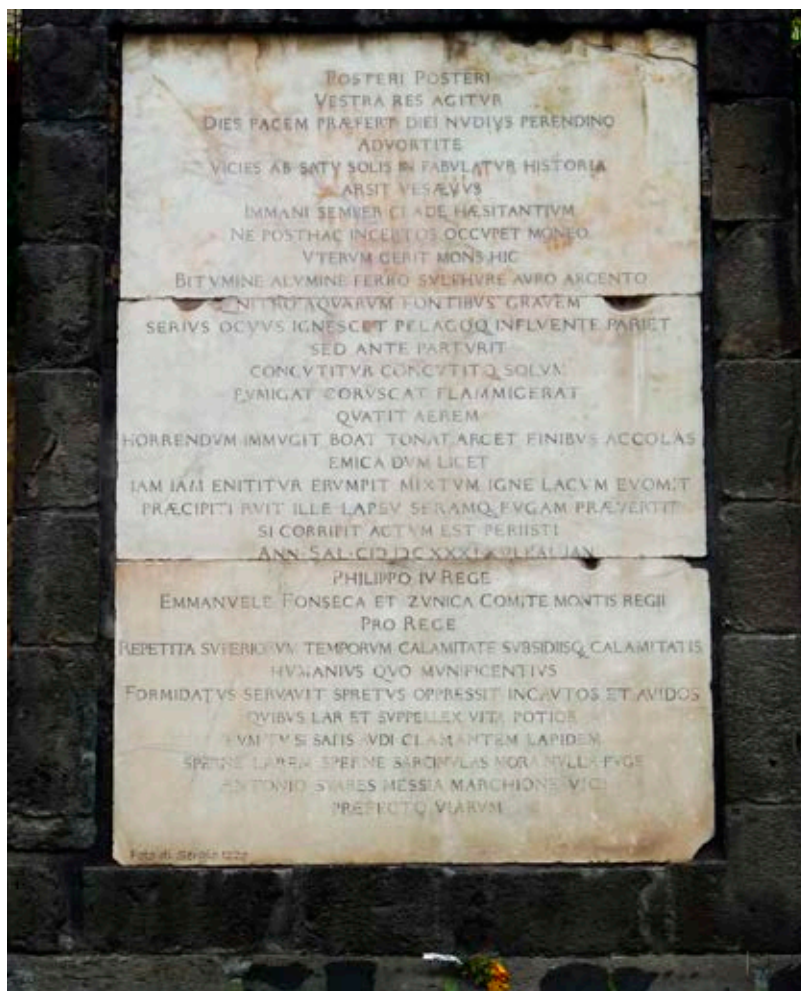


Figura 4 Epigrafe fatta apporre su una lapide a Portici (Napoli) dal viceré di Napoli, dopo l'eruzione del 1631 (fonte dell'immagine: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Epitaffio_di_Portici,_Napoli.jpg).

Il testo dell'articolo è tratto e modificato da:

Catalogo dell'esposizione *Vesuvio: 2000 anni di osservazioni*, curata dalla Presidenza del Consiglio dei ministri | Dipartimento di Protezione Civile, Osservatorio Vesuviano, Ministero per i beni e le attività culturali, Ministero dell'università e della ricerca scientifica, Gruppo Nazionale per la vulcanologia, 2000

Antonio Nazzaro, *Il Vesuvio. Storia eruttiva e teorie vulcanologiche*, Liguori, 1997

Bibliografia

Alfano Giovanni Battista e Friedlander Immanuel, (1929). *La storia del Vesuvio, illustrata dai documenti coevi*, Ulm a.D. Edit. K. Hoehn.

Carafa Gregorio, (1632). *Opusculum de novissima Vesuvii conflagratione*, Francesco Savio, Napoli.

Cioni Roberto et al., (2008). *Explosive activity and eruption scenarios at Somma-Vesuvius (Italy): a review*. Journal of volcanology and Geothermal Research, vol. 178, pp. 331-346, ISSN:0377-0273.

Giuliani Gian Bernardino, (1632). *Trattato del monte Vesuvio e de' suoi incendi*. Ed. Longo, Napoli

Guidoboni Emanuela, (2008). *Vesuvius: a historical approach to the 1631 eruption: "cold data" from the analysis of three contemporary treatises*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 178, pp. 347-358.

Masculo Giovanni Battista, (1633). *De incendio Vesuvio libri X*. Napoli.

Ricciardi Giovanni Pasquale, (2009). *Diario del Monte Vesuvio*. ESA – Edizioni Scientifiche e Artistiche, ISBN: 9788895430164.

Rosi Mauro et al., (1993). *The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 58, pp. 151-182.

Santacroce Roberto et al., (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, vol. 177, pp. 1-18.

Quello spettrale Cesare dalla testa di cane. Vesuvio, 1944

Maddalena De Lucia, Giovanni Pasquale Ricciardi, Giovanni Orsi, Mauro A. Di Vito

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano

18 marzo 2019

“E là, di fronte a noi, tutto avvolto nel suo mantello di porpora, ci apparve il Vesuvio. Quello spettrale Cesare dalla testa di cane, seduto sul suo trono di lava e di cenere, spaccava il cielo con la fronte incoronata di fiamme, e orribilmente latrava. L'albero di fuoco che usciva dalla sua gola affondava profondamente nella volta celeste, scompariva negli abissi superni. Fiumi di sangue sgorgavano dalle sue rosse fauci spalancate, e la terra, il cielo, il mare tremavano”. Curzio Malaparte, La pelle, 1949.

In termini vividi e impressionanti Curzio Malaparte descrive l'**ultima eruzione del Vesuvio**, che avvenne 75 anni fa, quasi alla fine della Seconda guerra mondiale, durante l'occupazione di Napoli e della sua provincia da parte delle Forze Alleate. Vi fu, tuttavia, un altro testimone, Giuseppe Imbò, il direttore dell'Osservatorio Vesuviano, che con le parole della scienza ne raccontò le varie fasi.

L'eruzione del 1944 fu un'eruzione caratterizzata da **attività sia effusiva che esplosiva**. **Oltre 20 persone persero la vita** per il crollo dei tetti delle case dovuto al peso dei frammenti piroclastici o perché colpite da grosse scorie. **San Sebastiano al Vesuvio e Massa di Somma furono parzialmente distrutti dalla lava**; gli abitanti, circa 12000 persone, furono fatti sgomberare e trasferiti a Portici. Le ceneri resero improduttive per tre anni le terre coltivate. Questo evento relativamente modesto segnò per il Vesuvio la **conclusione del periodo di attività eruttiva a condotto aperto** che durava dal 1631, e l'inizio del periodo di quiescenza a condotto ostruito che dura tuttora.

Cronaca dell'eruzione

L'eruzione del 1944 fu preceduta da un periodo di debole attività vulcanica che durava fin dal 1913 e che aveva prodotto il riempimento del cratere. All'interno del cratere si era formato un **piccolo cono di scorie, il “conetto”**, che nel tempo era cresciuto fino a superarne il bordo (figura 1).



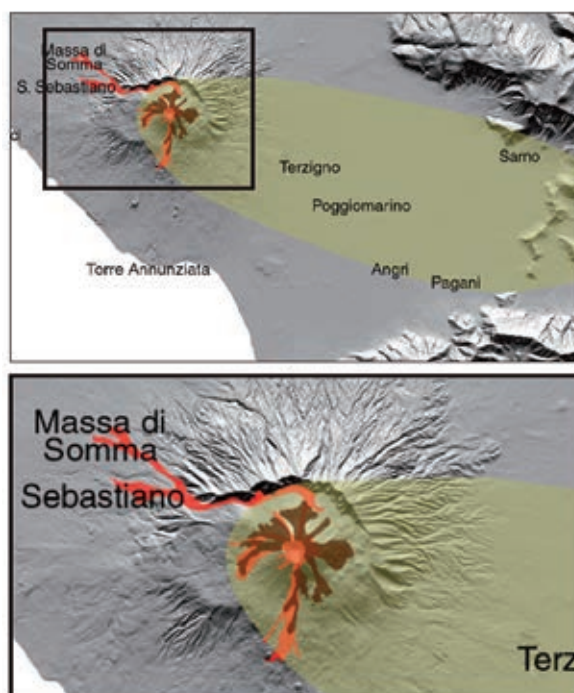
Figura 1 Vesuvio, fine febbraio 1944. La piattaforma craterica dalla cui parte centrale si elevava il conetto (da Imbò, 1949).

Figura 2 Vesuvio, 23 marzo 1944. La colata lavica settentrionale aveva parzialmente ricoperto e oltrepassato i paesi di Massa di Somma e San Sebastiano (da Imbò, 1949). Sullo sfondo della foto è ben visibile la colonna eruttiva che immette gas e ceneri in atmosfera.



Tra il 12 e il 13 marzo 1944 il **conetto crollò**, mentre l'**attività sismica diventava sempre più intensa**. **Alle 4.30 del pomeriggio del 18 marzo**, accompagnata da lanci di scorie, si formò una **colata di lava che tracimò dal cratere** prima sul lato orientale e poi su quello settentrionale, raggiungendo la Valle dell'Inferno, tra il Gran Cono Vesuviano e il Monte Somma. Poco dopo, una piccola lingua di lava si riversò anche sul fianco occidentale. Il mattino del 19 marzo la colata settentrionale aveva attraversato il Fosso della Vetrana, e si dirigeva verso valle, sullo stesso percorso seguito in precedenza delle lave del 1855 e del 1872. Due giorni dopo **la lava raggiunse e distrusse i paesi di San Sebastiano e Massa di Somma**, precedentemente evacuati, e proseguì dividendosi in due rami verso Cercola (figura 2). Il 22 marzo la lava si fermò, a circa un chilometro da Cercola. Nel frattempo, altre lingue di lava discendevano sul versante meridionale; una di queste troncò la ferrovia a cremagliera che portava alla funicolare (figura 3).

Figura 3 Distribuzione dei prodotti dell'eruzione del Vesuvio del 1944. Con i colori rosso e arancio sono indicate le aree interessate dalle colate di lava; con il marrone l'area ricoperta da prodotti depositati da flussi piroclastici; in senape l'area ricoperta dalla coltre di scorie e ceneri depositati per caduta (da Guida al Museo dell'Osservatorio Vesuviano, 2008).



Nello studio dell'eruzione Imbò aveva individuato **quattro fasi, seguite da una fase finale**. Le quattro fasi sono: a) *fase effusiva*; b) *fase delle fontane di lava*; c) *fase delle esplosioni miste*; d) *fase sismo-esplosiva*. Quella appena descritta era la *fase effusiva*. **Nel pomeriggio del 21 iniziò la fase delle fontane di lava**, che durò fino al mezzogiorno del 22 e fu caratterizzata da spettacolari e altissimi getti di materiale incandescente (figura 4). L'altezza raggiunta dalle fontane di lava superava i due chilometri. **I prodotti di questa attività si depositarono principalmente nelle aree sud-orientali del vulcano**, fino ad Angri e Pagani. L'aumento dell'attività esplosiva in questa fase determinò il **progressivo e definitivo arresto delle colate laviche**.



Figura 4 Vesuvio, 21 marzo 1944.
Fontane di lava. (U.S. Navy, cortesia di Vincenzo Marasco).

Il 22 marzo cominciò la *fase delle esplosioni miste*: l'eruzione raggiunse la massima intensità. Le ripetute esplosioni provocarono la disintegrazione e il **collasso della piattaforma craterica**. Ne era evidenza il tipo di materiale eruttato, non più costituito solo da magma fresco (*juvenile*), ma anche da **frammenti di vecchie lave**. Il cratere si allargò progressivamente. L'attività sismica divenne sempre più intensa: all'interno dell'Osservatorio era impossibile camminare senza sostenersi. Si formò una **nube di cenere e gas** dall'aspetto a "cavolfiore", che si innalzò fino a **oltre 5 chilometri** (figura 5). In seguito a parziali collassi della colonna eruttiva si formarono **piccoli flussi piroclastici**, denominati da Imbò nubi ardenti in miniatura, che scorsero per centinaia di metri lungo i fianchi del cono. Alle 9 della sera di quello stesso giorno le esplosioni cominciarono a produrre delle **nubi di cenere simili a enormi cipressi** (nubi *cipressoidi*). Ceneri e lapilli vennero spinti dal vento verso sud est.



Figura 5 Vesuvio, 23 marzo 1944.
La nube eruttiva (collezione G. Ricciardi).

I paesi più colpiti dalla caduta di prodotti piroclastici furono Terzigno, Pompei, Scafati, Angri, Nocera, Poggiomarino e Cava dei Tirreni. **Lo spessore dei prodotti accumulati superava il mezzo metro**; a Terzigno raggiunse gli 80 centimetri. La cenere, sospinta dai venti in quota, si diresse verso est; arrivò a S. Maria di Leuca e fino in Albania, a Devoli.

La quarta fase, che Imbò chiamò **fase sismo-esplosiva**, cominciò nel pomeriggio del 23 marzo, accompagnata da violenti terremoti e, dal pomeriggio del 24, dalla diminuzione dell'attività eruttiva. Secondo lo scienziato, la forte sismicità era causata dall'aumento della pressione e dalla **parziale ostruzione del condotto per il materiale collassato**. Proseguiva l'emissione di cenere e lo scorrimento di piccole correnti piroclastiche (figura 6); nello stesso tempo **il materiale incoerente depositato nelle fasi precedenti franava** lungo i versanti del Gran Cono.

Figura 6 Vesuvio, 24 marzo 1944.

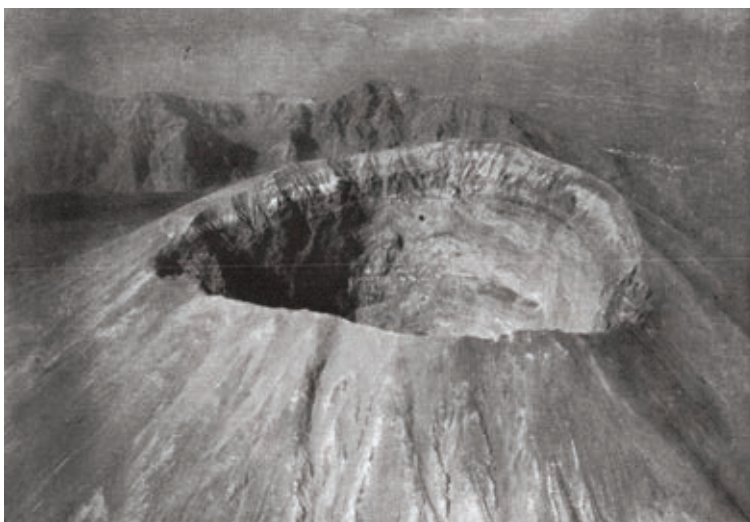
Scivolamento di nubi ardenti in miniatura lungo i fianchi del Gran Cono (da Imbò, 1949).



Il 24 marzo **cadde una cenere chiara e leggera, ricca di piccolissimi cristalli di leucite**; tale evento preludeva, come ben sapevano e avevano imparato a riconoscere gli abitanti del Vesuvio, a una **imminente fine dell'eruzione** (fase finale). Infatti, gradualmente le esplosioni diminuirono fino al 29, giorno in cui si arrestarono del tutto, e sul cratere si videro soltanto le nubi di cenere sollevata dalle **continue frane che si staccavano dalle pareti interne del cratere**. L'eruzione terminò il 7 aprile. Il cratere era diventato una **vasta voragine** (figura 7). L'eruzione del 1944 fu un'eruzione di modesta entità.

Figura 7 Vesuvio, 20 aprile 1947.

Il cratere (da Imbò, 1949).



Secondo la stima di Imbò, il **volume di lave emesse** fu pari a 21 milioni di metri cubi, mentre il **volume dei prodotti dell'attività esplosiva** fu di circa 50 milioni di metri cubi.

Per confronto, nella più famosa **eruzione del Vesuvio del 79 d.C.** il volume dei prodotti emessi è valutato pari a circa 4 chilometri cubi.

L'Osservatorio Vesuviano durante l'eruzione del 1944

Prima e dopo l'armistizio del settembre 1943, a più riprese i militari tedeschi avevano tentato, senza successo, di occupare l'Osservatorio Vesuviano. Nel dicembre 1943 vi riuscirono invece le **truppe americane, che requisirono l'istituto per stabilirvi il loro quartier generale** nell'area vesuviana. Nonostante le ripetute proteste del direttore Giuseppe Imbò, non gli fu possibile proseguire le ordinarie attività di monitoraggio, e gli venne concesso di rimanere all'Osservatorio solo per l'osservazione dell'attività sismica. A Imbò fu **negato perfino l'accesso principale all'edificio**, e dovette accontentarsi di entrare da una angusta scaletta sotterranea. Fu in queste difficili condizioni che **lo scienziato, ormai isolato e relegato in un'unica stanza al pianterreno con la moglie, unico collaboratore, e i sismografi**, continuò le osservazioni e riuscì a prevedere l'eruzione e a seguirne l'andamento.



Figura 8 Vesuvio, 24 marzo 1944.

La nube eruttiva osservata dagli aerei militari americani B-25 Mitchell (da Imbò, 1949).

Quando i militari si accorsero di quanto stava accadendo nei primi giorni dell'eruzione, cambiarono atteggiamento nei confronti dello scienziato. Imbò poté informare la Prefettura degli avvenimenti e del pericolo che essi costituivano. Grazie all'aiuto delle truppe americane fu possibile effettuare l'**evacuazione degli abitanti di S. Sebastiano e Massa di Somma**, e furono assicurati cibo e medicine per la popolazione sfollata. Imbò riuscì a ottenere delle condizioni meno disagiate per sé e per i suoi collaboratori.

Imbò mise in guardia i militari sulla possibilità che i materiali piroclastici ricadessero verso est. Proprio qui, a sud-est del cratere, tra Ottaviano e Terzigno, era presente la **pista di atterraggio temporaneo "Pompei Airfield"**, costruita a tempo di record dal 340° *Bombardment Group* delle forze militari aeree statunitensi e utilizzata dal 2 gennaio 1944 per **bombardare Cassino** (figura 8). A seguito della caduta di scorie, lapilli e ceneri vennero persi tra i 75 e gli 88 **bombardieri medi North American B-25 Mitchell** (figura 9). Dopo tale disastro il campo d'aviazione militare fu spostato a Paestum.

Per Imbò l'eruzione del 1944 fu motivo di grande rimpianto, per **non essere riuscito a studiarla come avrebbe voluto e come la strumentazione esistente avrebbe assicurato**. Anche dopo l'eruzione, l'Osservatorio continuò ad essere occupato. La restituzione dell'immobile avvenne solo nel febbraio 1945.

Figura 9 Vesuvio, 23 marzo 1944.
I bombardieri bimotore B-25 *Mitchell*
gravemente danneggiati dai lapilli e dalle
ceneri cadute nel corso dell'eruzione
(da Pesce e Rolandi, 1994).



Gli autori ringraziano per la revisione e i commenti Massimo Russo, Marco Neri, Micol Todesco, Giorgio Capasso.

Bibliografia

- Imbò G., (1949). *Volume unico celebrativo del I centenario dell'Osservatorio Vesuviano*. Annali dell'Osservatorio Vesuviano – V Serie.
- INGV | Sezione di Napoli Osservatorio Vesuviano, (2008). *Guida al Museo dell'Osservatorio Vesuviano*. 60 pp.
- Nazzaro A., (1997). *Il Vesuvio. Storia eruttiva e teorie vulcanologiche*. Liguori editore, 368 pp.
- Pesce A. & Rolandi G., (1994). *Vesuvio 1944. L'ultima eruzione*. S. Sebastiano al Vesuvio, 213 pp.
- Ricciardi G.P., 2009. *Diario del Monte Vesuvio. Venti secoli di immagini e cronache di un vulcano nella città*. ESA – Edizioni Scientifiche e Artistiche, 896 pp.

Monti Sabatini e Colli Albani: i vulcani gemelli addormentati alle porte di Roma

Fabrizio Marra¹, Corrado Castellano², Luigi Cucci¹, Fabio Florindo³, Mario Gaeta⁴, Brian Jicha⁵, Danilo Palladino⁴, Gianluca Sottili⁴, Andrea Tertulliani¹, Cristiano Tolomei²

¹INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Roma 1

²INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Nazionale Terremoti

³INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Roma 2

⁴Università La Sapienza, Roma

⁵University of Wisconsin-Madison

8 giugno 2020

Due vulcani addormentati, con i loro paesaggi costellati di laghi craterici e colli boscosi, circondano Roma. A nord, i Monti Sabatini, a sud i Colli Albani. Il loro vulcanismo non può considerarsi estinto, ma, mentre i Colli Albani mostrano di tanto in tanto segni di inquietudine, i Monti Sabatini sono immersi in un sonno profondo e tranquillo.

Ricercatori dell'INGV, in collaborazione con altri studiosi dell'Università La Sapienza di Roma e il Laboratorio di Geocronologia della Wisconsin University, hanno analizzato lo **stato di attività del distretto vulcanico dei Monti Sabatini, sito a nord ovest della città di Roma** (figura 1). I risultati sono stati pubblicati nell'articolo "Monti Sabatini and Colli Albani: the dormant twin volcanoes at the gates of Rome", pubblicato dalla rivista *Scientific Reports*.

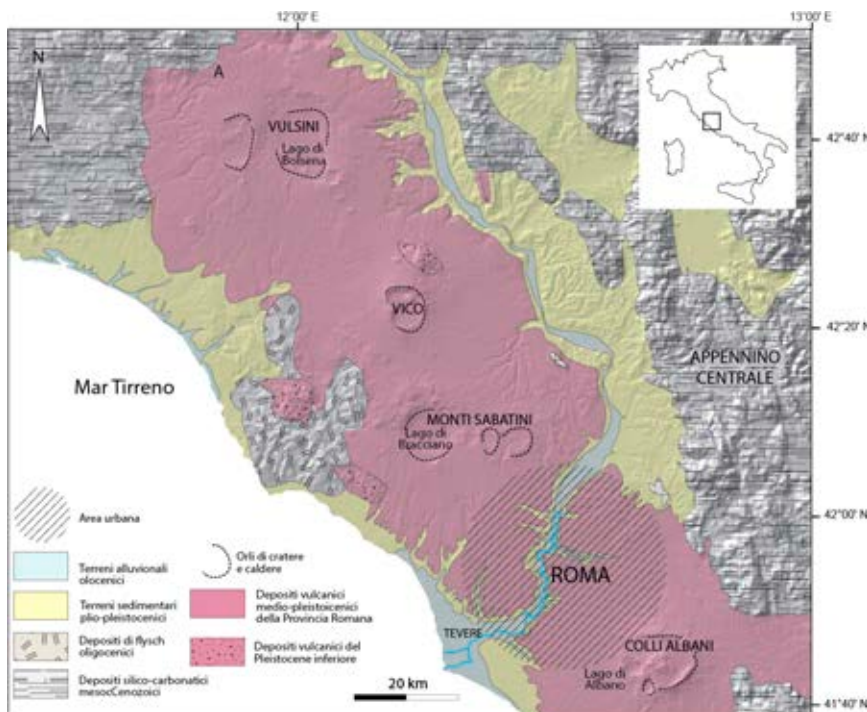


Figura 1 L'area vulcanica della Provincia Laziale.

Attraverso un approccio multidisciplinare, sono state analizzate:

1. la **storia eruttiva recente del distretto vulcanico sabatino**, determinando l'età dei prodotti eruttati col metodo della datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Argon-Argon) su singolo cristallo;
2. la **deformazione attiva del suolo** con metodi di telerilevamento radar da satellite (Advanced In-SAR);
3. la **sismicità storica e recente** della regione vulcanica.

È stata, inoltre, analizzata la storia eruttiva del distretto vulcanico dei Vulsini, anch'essi parte della **Provincia Laziale** (Conticelli and Peccerillo, 1992). Questa **comprende i distretti vulcanici a chimismo alcalino-potassico che si sono sviluppati lungo il margine tirrenico dell'Italia centrale**, a partire da circa 800.000 anni fa. Questi sono: i Vulsini, Vico, i Monti Sabatini, i Colli Albani.

Attraverso i dati analizzati è stato possibile paragonare i caratteri vulcano-tettonici del distretto sabatino con quelli recentemente studiati nell'area dei Colli Albani (Trasatti et al., 2018).

I risultati di questo studio, finanziato dall'INGV, mostrano che **i Monti Sabatini hanno avuto una storia eruttiva molto simile e contemporanea a quella dei Colli Albani, sebbene con tempi di ricorrenza medi diversi** (più frequenti le eruzioni avvenute nel primo distretto e più rare e concentrate nel tempo quelle del secondo), tanto da poterli considerare due "gemelli addormentati alle porte di Roma" (figura 2).

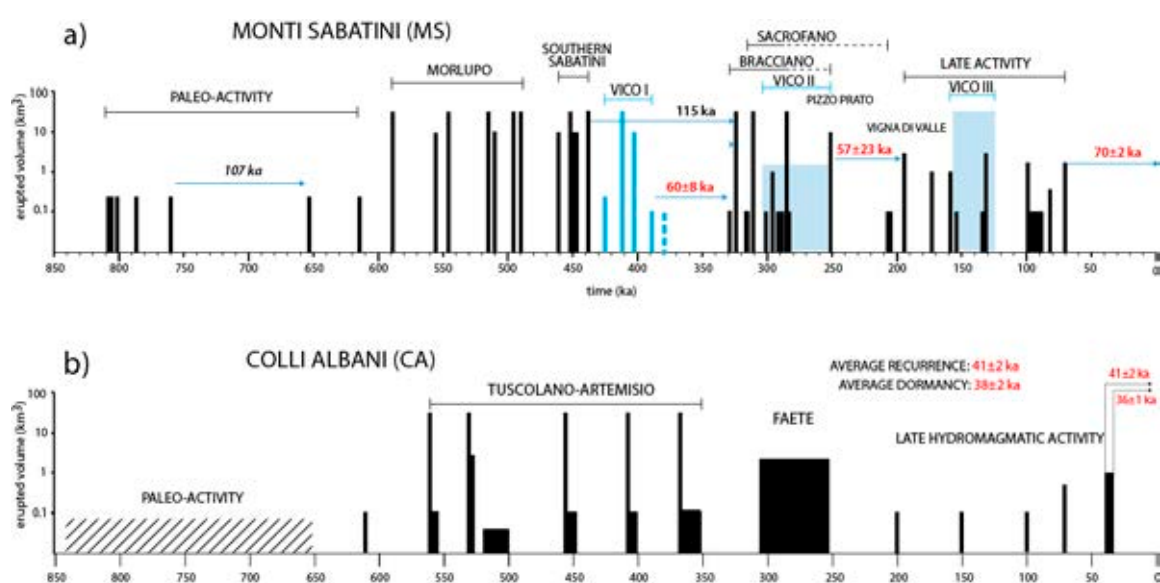


Figura 2 Le storie eruttive di Monti Sabatini e Colli Albani negli ultimi 800.000 anni, basate su oltre 100 datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Le barre verticali rappresentano le singole eruzioni datate. I rettangoli rappresentano cicli eruttivi. La loro altezza è proporzionale, in scala logaritmica, alla quantità di magma eruttato. In azzurro sono riportate le eruzioni avvenute nel distretto di Vico, che può essere considerato un apparato "satellite" rispetto ai Monti Sabatini. Sono inoltre indicate le maggiori fasi eruttive e, per i Sabatini, i principali tempi di quiescenza che hanno separato fasi eruttive ad alta frequenza (in media dell'ordine di 10.000 anni). Per i Colli Albani, invece, molto più regolari, è indicato il tempo medio di ricorrenza (*average recurrence*) e di inter-evento (*average dormancy*) negli ultimi 600.000 anni, assieme ai tempi trascorsi dall'inizio e dalla fine dell'ultimo ciclo eruttivo.

I Colli Albani hanno un comportamento eruttivo molto regolare, quasi periodico, con un tempo di ricorrenza medio (*average recurrence*) di circa 41 mila anni, che risulta identico al tempo trascorso dall'inizio dell'ultimo ciclo eruttivo. Se consideriamo i tempi inter-evento (*dormancy*), cioè, caratterizzati da assenza di eruzioni, il valore medio è di circa 38 mila anni, anche in questo caso molto simile al tempo trascorso dall'ultima eruzione (circa 36 mila anni). Questi valori non lasciano dubbi: **i Colli Albani sono un vulcano da considerare ancora attivo, sebbene quiescente**. Gli indicatori di risveglio del sistema vulcanico ("*unrest*"), tuttavia, non mancano, come l'attività sismica diffusa e un sollevamento in atto in corrispondenza dell'area dove sono

situati i crateri dell'attività più recente, già messi in evidenza in un precedente lavoro (Trasatti et al., 2018). Tutto questo suggerisce che il magma potrebbe avere ripreso ad accumularsi al di sotto dell'area vulcanica e prima o poi, nei tempi geologici, potrebbe trovare il modo di risalire in superficie, oppure di accumularsi, raffreddarsi e cristallizzarsi in profondità.

Sebbene l'analisi della deformazione del suolo (Figura 3) e quella della sismicità locale (Figura 4) abbiano mostrato che i **Monti Sabatini si trovano in uno stato di quiete quasi assoluta, molto diverso da quello evidenziato ai Colli Albani**, i tempi di ricorrenza ci dicono che il tempo trascorso dall'ultima eruzione (70.000 anni) non è più lungo dei periodi medi di quiescenza, se si considerano gli errori associati alla loro stima (in rosso nella Figura 2a), che hanno diviso le tre grandi fasi eruttive avvenute a partire da 600.000 anni fa. Questi sono, infatti, circa 61 mila anni e circa 57 mila anni, rispettivamente. Come regola scientifica, **un vulcano si considera estinto quando dall'ultima eruzione conosciuta sia trascorso un tempo significativamente maggiore del tempo medio di ricorrenza**. Ma nel caso particolare dei Monti Sabatini, sembra più opportuno considerare il tempo medio delle lunghe fasi di quiescenza (*dormancy*) che hanno separato i cicli vulcanici caratterizzati da un'alta frequenza eruttiva, come evidenziato dal diagramma in figura 2.

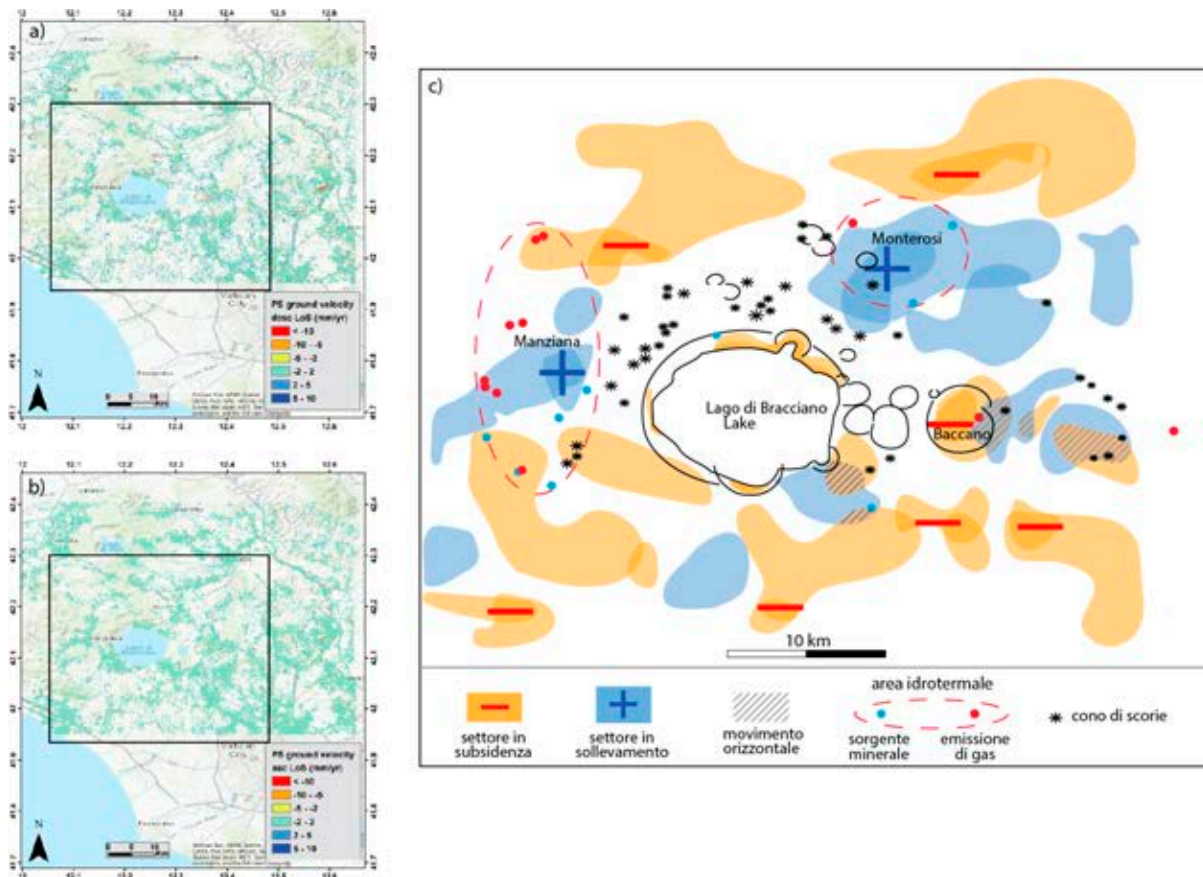


Figura 3 La mappa di velocità media di spostamento del suolo ottenuta da dati satellitari del sensore Sentinel-1 lungo le due orbite discendente ed ascendente (a e b) mostra il carattere sostanzialmente stabile della regione sabatina. Predomina largamente, infatti, il colore verde chiaro corrispondente a spostamenti tra +2 e -2 mm/anno, che rientrano nell'errore di misura della tecnica usata (Advanced InSAR). Un'analisi di dettaglio della deformazione del suolo è stata ripetuta nell'area vulcanica ristretta mostrata nel riquadro c. Si rileva un generale fenomeno di subsidenza intorno alla caldera di Bracciano, verosimilmente legato al forte abbassamento della falda nel periodo in cui il livello del lago ha subito un marcato ritiro. Si notano, inoltre, due settori in sollevamento in corrispondenza di due aree idrotermali.

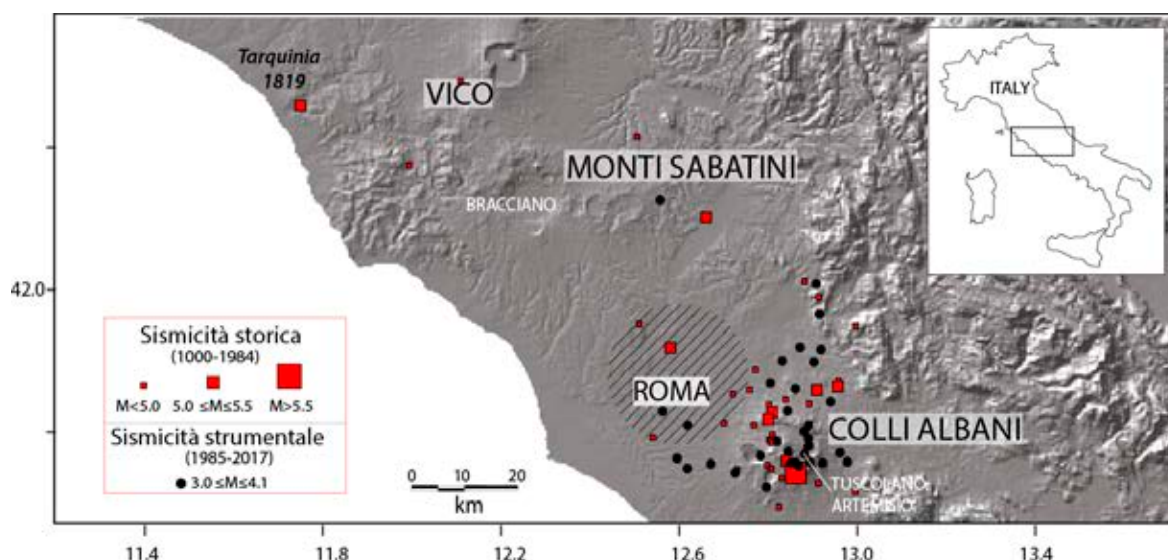


Figura 4 Distribuzione della sismicità storica dal catalogo CPTI (<https://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>) e della sismicità strumentale (<http://cnt.rm.ingv.it>) nel Lazio centrale. Si noti la quasi totale assenza di eventi nell'area dei Monti Sabatini e la forte concentrazione in quella dei Colli Albani.

L'insieme dei dati raccolti nello studio ci dice che **per i Monti Sabatini, così come per i Colli Albani, l'attività vulcanica non può considerarsi estinta, e che entrambi i distretti sono in uno stato "dormiente"**. Ma, mentre i Colli Albani hanno un sonno inquieto e mostrano segni di un possibile risveglio in tempi geologicamente brevi, i Monti Sabatini sono ancora immersi in un sonno profondo e tranquillo.

Bibliografia

- Conticelli, S., Peccerillo, A. (1992). *Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in Central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources*. Lithos, 28, 221-240.
- Marra, F., Castellano, C., Cucci, L., Florindo, F., Gaeta, M., Jicha, B., Palladino, D.M., Sottili, G., Tertulliani, A., Tolomei, C. (2020). *Monti Sabatini and Colli Albani: the dormant twin volcanoes at the gates of Rome*, Scientific Reports (2020) 10:8666. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-65394-2>
- Trasatti, E., Marra, F., Polcari, M., Etiope, G., Ciotoli, G., Darrah, T., Tedesco, D., Stramondo, S., Florindo, F., Ventura, G., (2018). *Coeval uplift and subsidence reveal magma recharging near Rome*, Geochemistry, Geophysics, Geosystems 19. DOI: 10.1029/2017GC007303

ETNA

I Crateri Sommitali dell'Etna, il vulcano trasformista!

Marco Neri

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

19 luglio 2018

Il Monte Etna è il più alto **vulcano attivo** dell'Europa continentale (3324 m sul mare) e si erge lungo la costa orientale della Sicilia sopra un'area di oltre 1250 kmq. Il vulcano è definito “**a condotto aperto**”, cioè possiede un condotto centrale che mette in comunicazione l'interno della Terra, dove hanno origine i magmi etnei ad oltre 30 km di profondità, con la superficie terrestre. Questo condotto aperto consente al magma di risalire continuamente, liberando le fasi volatili attraverso l'area craterica sommitale dalla quale emerge il caratteristico pennacchio gassoso che si osserva ogni giorno sulla cima dell'Etna.

L'area craterica sommitale non rimane mai uguale nel tempo, anzi, si trasforma continuamente. Basti pensare che solo centoventi anni fa la cima del vulcano culminava con un unico Cratere Centrale, mentre oggi ne troviamo ben cinque, a riprova di rapidi e marcati cambiamenti morfo-strutturali (Figura 1).



Figura 1 Fotografia aerea dell'area craterica sommitale dell'Etna ripresa da Sud-Est. Accanto ai nomi dei cinque crateri oggi attivi è riportato tra parentesi l'anno della loro nascita. Foto di Marco Neri.

Come è fatta la cima dell'Etna?

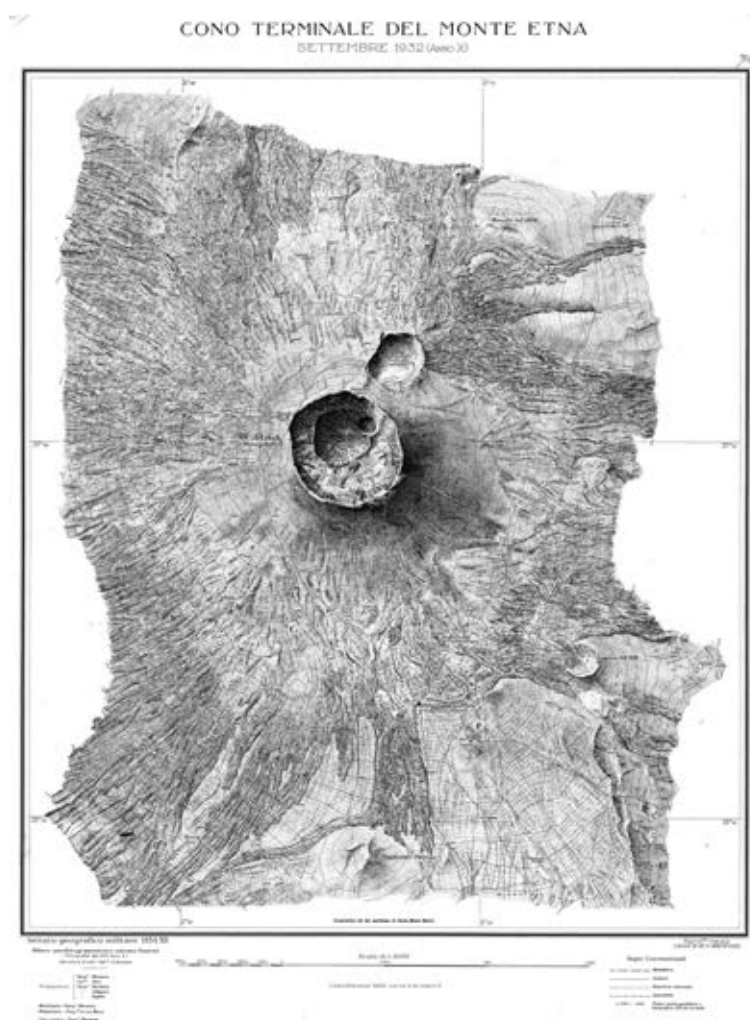
Nella zona apicale del vulcano oggi sono attivi cinque apparati eruttivi principali, che si sono formati ed accresciuti nel corso degli ultimi decenni. Fino ai primi anni del XX Secolo, in cima all'Etna era presente unicamente il **Cratere Centrale**. Nel 1911, sul fianco settentrionale del Cratere Centrale nasce il **Cratere di Nord-Est**. Successivamente, all'interno del Cratere

Centrale si formano la **Voragine** (nel 1945) e la **Bocca Nuova** (nel 1968). Nel 1971, sul fianco sud-orientale del Cratere Centrale si forma il **Cratere di Sud-Est**, che rimane attivo fino al 2007. Poi inizia ad accrescersi anche il **Nuovo Cratere di Sud-Est**, appoggiato sul fianco orientale del “vecchio” Cratere di Sud-Est. Di seguito proviamo a riassumere la storia eruttiva di questi apparati.

Il Cratere Centrale

È l'unica bocca attiva sommitale esistita per almeno un secolo prima del 1911 (Figura 2). Un grande cratere dal bordo quasi circolare di circa **500 metri di diametro**, certamente profondo molte decine di metri, forse ereditato dal collasso craterico avvenuto sulla cima dell'Etna nel corso della violenta eruzione che nel 1669 ha colpito l'intero fianco meridionale del vulcano.

Figura 2 Mappa topografica edita dall'Istituto Geografico Militare aggiornata al 1932. Al centro della mappa si osserva il Cratere Centrale, al quale si accosta, subito a Nord, il Cratere di Nord-Est che ha iniziato la sua attività nel 1911.



Il Cratere di Nord-Est

Nasce nella primavera del **1911**, poco a Nord del Cratere Centrale (Figura 2). Questo cratere diventa più attivo nel 1917, quando alimenta un breve episodio di **fontana di lava** (o **parossismo**). Successivamente, la sua attività consiste, per lo più, in frequenti **esplosioni stromboliane** di modesta energia, accompagnate dall'emissione di lava, che nel loro insieme determinano, soprattutto dal 1955 in poi, la progressiva crescita di un imponente cono piroclastico. Dall'estate del 1977 diventano più frequenti gli episodi parossistici, che

producono colonne eruttive alte fino a 12 km. Molti di questi parossismi sono accompagnati dall'emissione di **colate di lava** che raggiungono lunghezze massime di oltre 6 km, come nel marzo 1978. Con l'ultima serie di parossismi (tra il 1995 ed il 1998), il Cratere di Nord-Est raggiunge le sue massime dimensioni, che lo ergono a cima più elevata dell'intero vulcano (**circa 3330 metri** sul mare, misurato nel 2008). Successivamente la sua attività diminuisce considerevolmente, limitandosi a deboli esplosioni stromboliane intracrateriche. Solo durante le eruzioni di Dicembre 2015 e Maggio 2016 il Cratere di Nord-Est mostra nuovamente un'attività stromboliana più intensa, che alla fine causa anche **l'ostruzione pressoché totale** del cratere ed il **crollo del suo orlo meridionale**. Infine, nel Novembre 2017 il fondo del Cratere di Nord-Est **sprofonda e si riapre**, tornando ad emettere il pennacchio gassoso che lo caratterizza. Oggi, il Cratere di Nord-Est continua ad essere, seppur di poco, il punto più alto dell'Etna (**3324 m sul mare**, misurato nel dicembre 2015; Figura 3).



Figura 3 Vista panoramica della cima dell'Etna ripresa da Nord, nel Luglio 2017. In primo piano il Cratere di Nord-Est, il cui orlo sud-occidentale costituisce il punto più elevato del vulcano. Foto di Marco Neri.

La Voragine

Nasce nell'autunno del **1945** all'interno del **Cratere Centrale** e precisamente nella porzione nord-orientale. Questo cratere è attivo meno frequentemente degli altri crateri sommitali, però produce alcuni dei **parossismi** più violenti della storia recente dell'Etna. I più forti di questi parossismi (1960, 1998, 1999, 2015) producono **colonne eruttive** alte fino a **15 km**. Le ultime eruzioni della Voragine, molto esplosive, avvengono nei primi giorni del Dicembre 2015 (Figura 4) e nel Maggio 2016. I prodotti di queste eruzioni si riversano dentro la limitrofa Bocca Nuova e poi **traboccano all'esterno**, riversandosi sull'alto fianco occidentale del vulcano. Il 7 Agosto 2016, in prossimità dell'orlo nord-orientale della Voragine, si apre una bocca degassante ancora oggi attiva. Nei primi mesi questa nuova bocca della Voragine è caratterizzata dall'emissione di gas molto caldi (**>700 °C**) e che diminuiscono di temperatura in coincidenza con la "riapertura" del Cratere di Nord-Est, nel novembre 2017.

Figura 4 Attività eruttiva parossistica al cratere Voragine, Dicembre 2015, ripresa da Ovest. Foto di Veronica Testa.



La Bocca Nuova

Questo cratere nasce nella primavera del **1968** sul fianco occidentale del Cratere Centrale. Fino alla metà del 1997, la Bocca Nuova è caratterizzata prevalentemente da fenomeni di **subsidenza** del fondo craterico ed occasionale, modesta **attività stromboliana** ed **effusiva** intracraterica, che causano il progressivo allargamento del cratere fino ad un diametro massimo di oltre 350 m. Nel periodo 1997-1999, un'intensa attività eruttiva intracraterica causa il **progressivo riempimento** della Bocca Nuova, che poi culmina in una violenta eruzione ad ottobre-novembre 1999 (Figura 5). Dopo un'ulteriore fase di **subsidenza** ed approfondimento craterico, dal 2011 la Bocca Nuova torna a produrre attività stromboliana ed effusiva intracraterica, ma di modesta entità. Le forti eruzioni della limitrofa Voragine di Dicembre 2015 e Maggio 2016 scaricano gran parte dei loro prodotti dentro la Bocca Nuova, riempiendola fino all'orlo e **occludendone il fondo**. Da ottobre 2016, il fondo di questo cratere sprofonda **riaprendosi**, ed oggi la maggior parte del pennacchio gassoso dell'Etna è prodotto proprio dai gas che emergono dalla Bocca Nuova.

Figura 5 Violenta attività stromboliana al cratere Bocca Nuova ripresa da Ovest, Ottobre 1999. Il fenomeno eruttivo è accompagnato da un copioso trabocco di lava dall'orlo occidentale. Foto di Marco Neri.



Il Cratere di Sud-Est ed il Nuovo Cratere di Sud-Est

Come nei casi precedentemente illustrati, anche il Cratere di Sud-Est inizia la sua attività con la formazione di una piccola bocca che si apre nel corso dell'eruzione del **1971**, localizzata sul fianco esterno sud-orientale del Cratere Centrale. Successivamente, tra il 1978 ed il 1979, il Cratere di Sud-Est produce brevi episodi **parossistici** e modeste **effusioni di lava**. Questo stile eruttivo prosegue anche nel successivo ventennio, con **fontane di lava** che formano colonne eruttive alte alcuni chilometri e con l'emissione di **colate laviche** consistenti (nel 1980, 1985, 1986, 1989, 1998-1999), intervallate da **attività stromboliana** che persiste per molti mesi (1984, 1996-1998).



Figura 6 Attività eruttiva stromboliana ed effusiva al Nuovo Cratere di Sud-Est, ripresa da Zafferana Etnea. A destra, il campanile della chiesa madre Santa Maria della Provvidenza. Foto di Marco Neri.

Dal 2000 in poi **aumenta notevolmente la frequenza** delle eruzioni (66 fontane di lava ed effusioni laviche fra gennaio ed agosto 2000, 16 fra maggio e luglio 2001, circa 20 nel 2006, 4 nella primavera del 2007), che determinano la **rapida crescita** dell'apparato eruttivo.

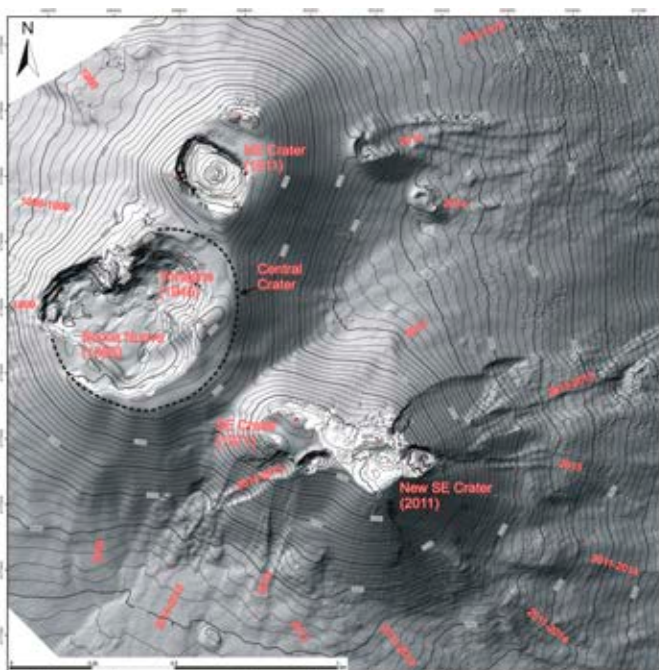


Figura 7 Mappa topografica della zona sommitale dell'Etna aggiornata al Dicembre 2015, recentemente pubblicata su Journal of Maps (Neri et al., 2017; Taylor & Francis Group, doi:10.1080/17445647.2017.1352041), liberamente scaricabile attraverso il portale internet della stessa rivista.

Dopo i 4 parossismi di marzo-maggio 2007, l'attività eruttiva si sposta dalla sommità del cono ad una **nuova bocca** che si apre sul suo basso fianco orientale, che produce **tre violenti parossismi** fra settembre 2007 e maggio 2008. Dopo una stasi di circa un anno e mezzo, nel gennaio 2011 questa nuova bocca produce un ulteriore fontana di lava, seguita da **varie decine** di altri episodi stromboliani e parossistici che determinano il **rapidissimo accrescimento** di un nuovo, imponente cono piroclastico denominato **Nuovo Cratere di Sud-Est** (Figure 6 e 7).

In soli quattro-cinque anni questo nuovo cratere sommitale raggiunge le stesse dimensioni che il “vecchio” Cratere di Sud-Est aveva assunto nei precedenti quaranta anni. Dalla fine del 2013 l'attività del Nuovo Cratere di Sud-Est diviene meno violenta e frequente.

Bibliografia

- Allard P., Behncke B., D'Amico S., Neri M., Gambino S. (2006). *Mount Etna 1993-2005: Anatomy of an Evolving Eruptive Cycle*. Earth-Science Reviews, 78, 85-114, doi: 10.1016/j.earscirev.2006.04.002
- Acocella V., Neri N., Behncke B., Bonforte A., Del Negro C., Ganci G. (2016). *Why does a mature volcano need new vents? The case of the New Southeast Crater at Etna*. Front. Earth Sci. 4: 67. doi: 10.3389/feart.2016.00067
- Behncke, B., Branca, S., Corsaro, R.A., De Beni, E., Miraglia, L., Proietti, C., (2014). *The 2011–2012 summit activity of Mount Etna: birth, growth and products of the new SE crater*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 270, 10–21. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.012>
- Behncke, B., A. Fornaciai, M. Neri, M. Favalli, G. Ganci, and F. Mazzarini (2016). *LiDAR surveys reveal eruptive volumes and rates at Etna, 2007-2010*. Geophys. Res. Lett., 42. doi: 10.1002/2016GL068495
- Behncke, B., Neri, M., Carniel, R. (2003). *An exceptional case of lava dome growth spawning pyroclastic avalanches at Mt. Etna (Italy): the 1999 Bocca Nuova eruption*. J. Volcanol. Geotherm. Res., vol 124/1-2 pp 115 – 128. doi: 10.1016/S0377-0273(03)00072-6
- Behncke B., Neri M., Pecora E., Zanon V. (2006). *The exceptional activity and growth of the Southeast Crater, Mount Etna (Italy), between 1996 and 2001*. Bull. Volcanol., 69, 149-173, doi: 10.1007/s00445-006-0061-x
- Bisson M., Spinetti C., Neri M., Bonforte A. (2016). *Mt Etna volcano high-resolution topography: airborne LiDAR modelling validated by GPS data*. International Journal of Digital Earth, 9, 7, 710-732, doi: 10.1080/17538947.2015.1119208
- De Beni, E., Behncke, B., Branca, S., Nicolosi, I., Carluccio, R., D'Ajello Caracciolo, F., Chiappini, M. (2015). *The continuing story of Etna's New Southeast Crater (2012–2014): Evolution and volume calculations based on field surveys and aerophotogrammetry*, Journ. of Volcanol. Geoth. Res. 303, 175–186. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.07.021
- Neri M., Acocella V., Behncke B., Giammanco S., Mazzarini F., Rust D. (2011). *Structural analysis of the eruptive fissures at Mount Etna (Italy)*. Ann. Geophys., 54, 5, 464-479. doi: 10.4401/ag-5332
- Neri M., De Maio M., Crepaldi S., Suozzi E., Lavy M., Marchionatti F., Calvari S., Buongiorno F. (2017). *Topographic Maps of Mount Etna's Summit Craters, updated to December 2015*, Journal of Maps, 13:2, 674-683. doi: 10.1080/17445647.2017.1352041
- Neri, M., F. Mazzarini, S. Tarquini, M. Bisson, I. Isola, B. Behncke, and M. T. Pareschi (2008). *The changing face of Mount Etna's summit area documented with Lidar technology*, Geophys. Res. Lett., 35, L09305. doi: 10.1029/2008GL033740

Un fianco dell'Etna si muove lateralmente. Facciamo il punto

Alessandro Bonforte, Francesco Guglielmino, Giuseppe Puglisi

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

18 ottobre 2018

È stato pubblicato di recente sulla rivista scientifica **Science Advances** un articolo riguardante i risultati di misure di deformazione del suolo eseguite sul **fondale marino** antistante il vulcano **Etna**. Le misure hanno messo in evidenza l'esistenza di un lento **movimento verso Est** che interessa anche il versante sommerso del vulcano. Questa scoperta ha suscitato un grande clamore mediatico, sia per l'impatto internazionale della rivista, sia per l'argomento in questione, ovvero il lento scivolamento verso il mare del fianco orientale del vulcano, fatto peraltro **già noto da decenni**. Proprio questo aspetto è stato esageratamente amplificato da alcuni media che hanno riportato la notizia, soprattutto sul web, enfatizzando l'aspetto catastrofico del fenomeno, e ipotizzando il possibile crollo dell'intero versante e il conseguente tsunami. Questo scenario è un **evento estremo** e, in quanto tale, **altamente improbabile**. In questa sede intendiamo quindi fare chiarezza sul **complesso fenomeno geologico, investigato da decenni**, che lo studio dei ricercatori tedeschi della **GEOMAR** e dei ricercatori italiani dell'**INGV Osservatorio Etneo** ha contribuito a conoscere meglio (figura 1).

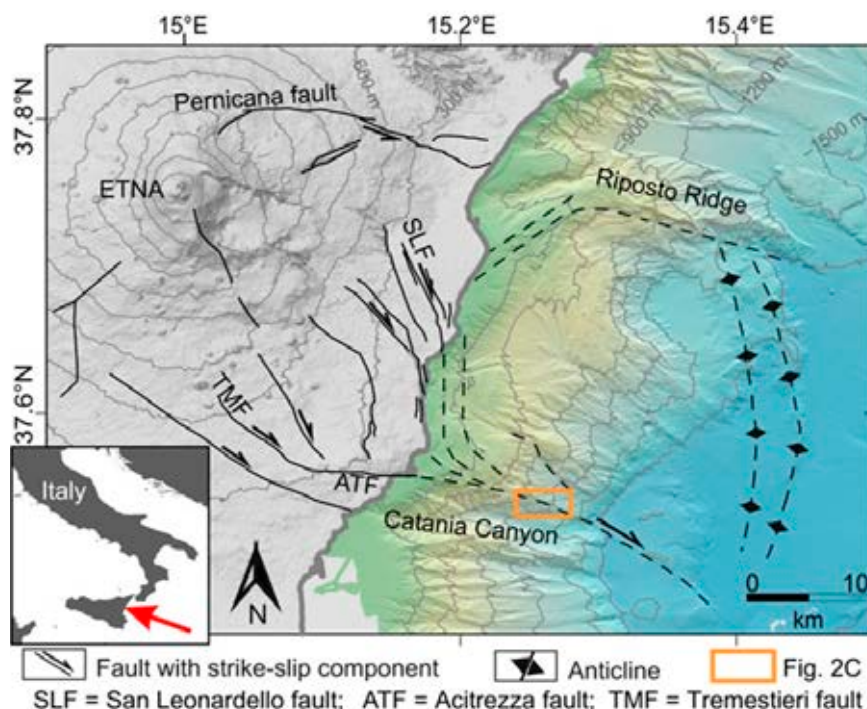


Figura 1 Inquadramento strutturale della zona oggetto di studio. Il rettangolo arancione indica l'area in cui è stata installata la rete per la misura dei movimenti lenti del fondale marino. Figura tratta da Urlaub et al. (2018).

Che l'Etna sia interessata da un **movimento "di fianco"** è noto da parecchi anni. Le prime ipotesi furono formulate negli anni '80, sulla base di evidenze puramente geologiche, partendo dallo studio delle **faglie** che tagliano il settore orientale del vulcano, dall'analisi dei **dicchi magmatici** affioranti lungo le pareti della Valle del Bove, dalle ipotesi di **formazione della stessa Valle del Bove** e del **Rift di Nord-Est** e dallo studio dei **depositi** affioranti lungo il versante orientale del vulcano. Molti studiosi hanno proposto modelli per spiegare la dinamica di questo fianco su base geologico-strutturale.

Solo con l'avvento delle **tecniche di misura satellitare** delle **deformazioni del suolo** (GPS –

Global Positioning System – e **Interferometria SAR** – Synthetic Aperture Radar) è stato possibile confermare che il versante orientale del vulcano e parte di quello meridionale **si deformano pressoché continuamente**, mostrando una chiara componente di traslazione, principalmente verso Est e Sud-Est, e compressioni e sollevamenti alla periferia meridionale del vulcano. Dagli anni '90 in poi le misure di deformazione del suolo hanno evidenziato, infatti, questa dinamica del fianco, definendola con sempre maggiore precisione (figure 2 e 3).

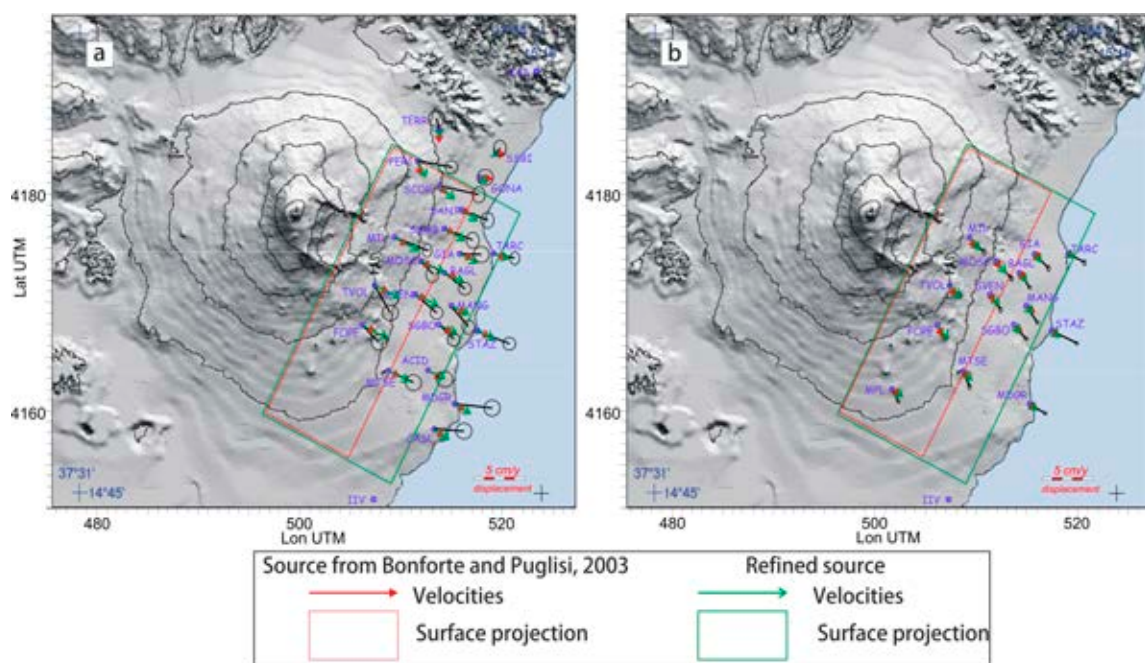


Figura 2 Velocità media di spostamento (in cm/anno) misurate tramite campagne di misura GPS su vari punti posizionati sul fianco orientale dell'Etna dal 1997 al 1998 (a sinistra, figura a) e dal 1998 al 2001 (a destra, figura b). La lunghezza delle frecce è proporzionale alla velocità, secondo la scala riportata. Il cerchio all'estremità di ogni freccia rappresenta l'errore della misura. I rettangoli indicano la proiezione in pianta della geometria dei primi modelli matematici che cercano di simulare e definire l'ipotetica superficie di scollamento al di sotto del versante in movimento, come risultante dal modello proposto nel lavoro da cui la figura è stata tratta (Bonforte e Puglisi 2006).

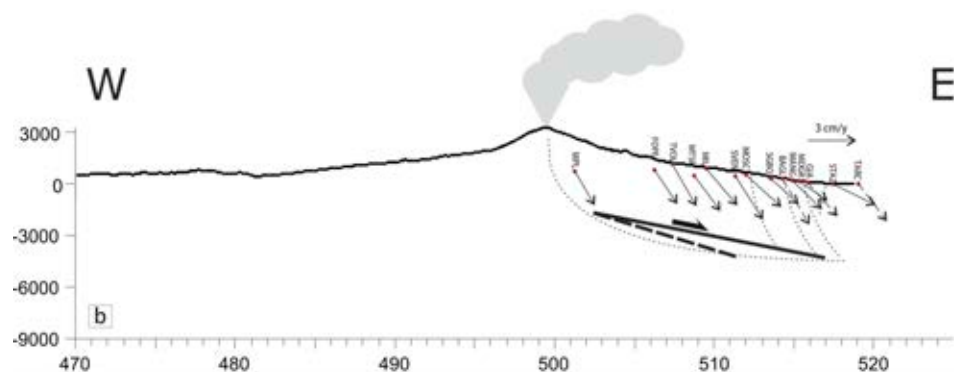


Figura 3 La figura mostra una sezione E-W dell'Etna con le velocità di spostamento misurate. La lunghezza delle frecce è proporzionale alla velocità, secondo la scala riportata. Le linee spesse rappresentano l'estensione in sezione dei primi modelli matematici dell'ipotetica superficie di scollamento al di sotto del versante in movimento. La linea curva puntinata è un'ipotesi di come potrebbe essere la reale superficie di scollamento approssimata dai modelli analitici. Figura tratta da Bonforte e Puglisi (2006).

Nel complesso, oggi possiamo affermare che si osserva un movimento di scivolamento verso la costa con prevalente componente orizzontale verso Est e Sud-Est di **velocità media pari a 2-3 cm all'anno** e componente verticale (in abbassamento) di minore entità. Localmente e temporaneamente possono esserci delle inversioni (sollevamento) legate a strutture tettoniche (Timpe di Acireale).

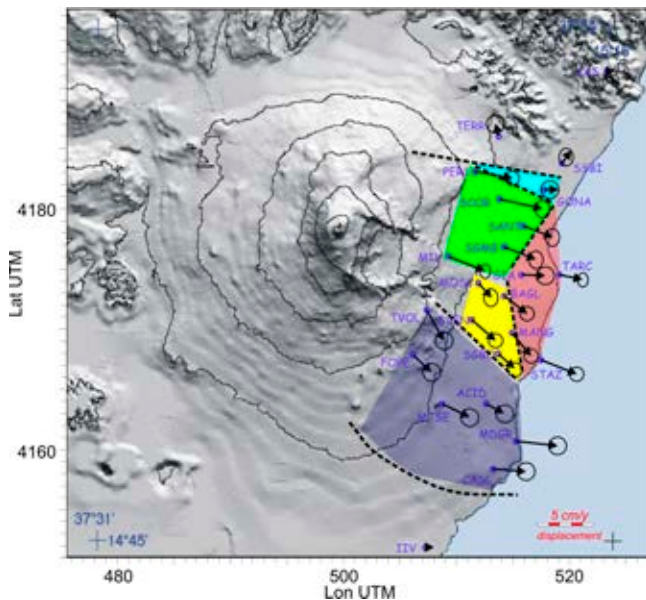


Figura 4 Prima definizione dei blocchi cinematici in cui il fianco orientale dell'Etna sembra suddiviso, in base alle misure degli spostamenti ottenute dal 1997 al 1998 con campagne di misura GPS. La lunghezza delle frecce è proporzionale alla velocità, secondo la scala riportata. Il cerchio all'estremità di ogni freccia rappresenta l'errore della misura. Figura tratta da Bonforte e Puglisi (2006).

Già dalle prime osservazioni dirette, tramite misure GPS, è emersa la reale **complessità del movimento del fianco orientale**, segmentato in più blocchi che mostrano velocità diverse e separati da strutture, spesso responsabili della sismicità di questo settore (figura 4). Il settore in movimento verso Est del vulcano è limitato in modo netto a Nord dal **sistema di faglie della Pernicana**, mentre a Sud si attenua gradatamente, distribuendosi su un fascio di faglie che coprono l'intero fianco sud-orientale, fino alla parte settentrionale della città di Catania. Le tecniche di **telerilevamento SAR** hanno successivamente permesso di definire con sempre maggiore dettaglio, la geometria e la dinamica delle diverse strutture che compongono il versante instabile (figura 5).

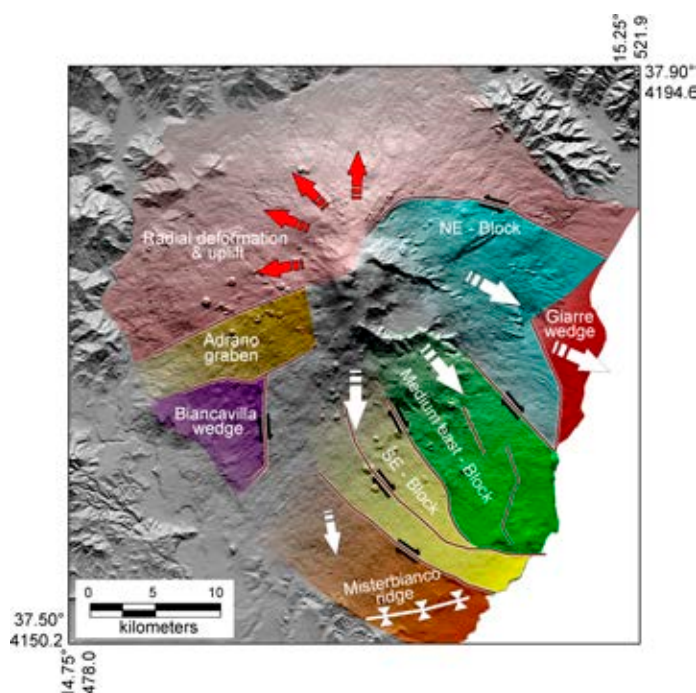
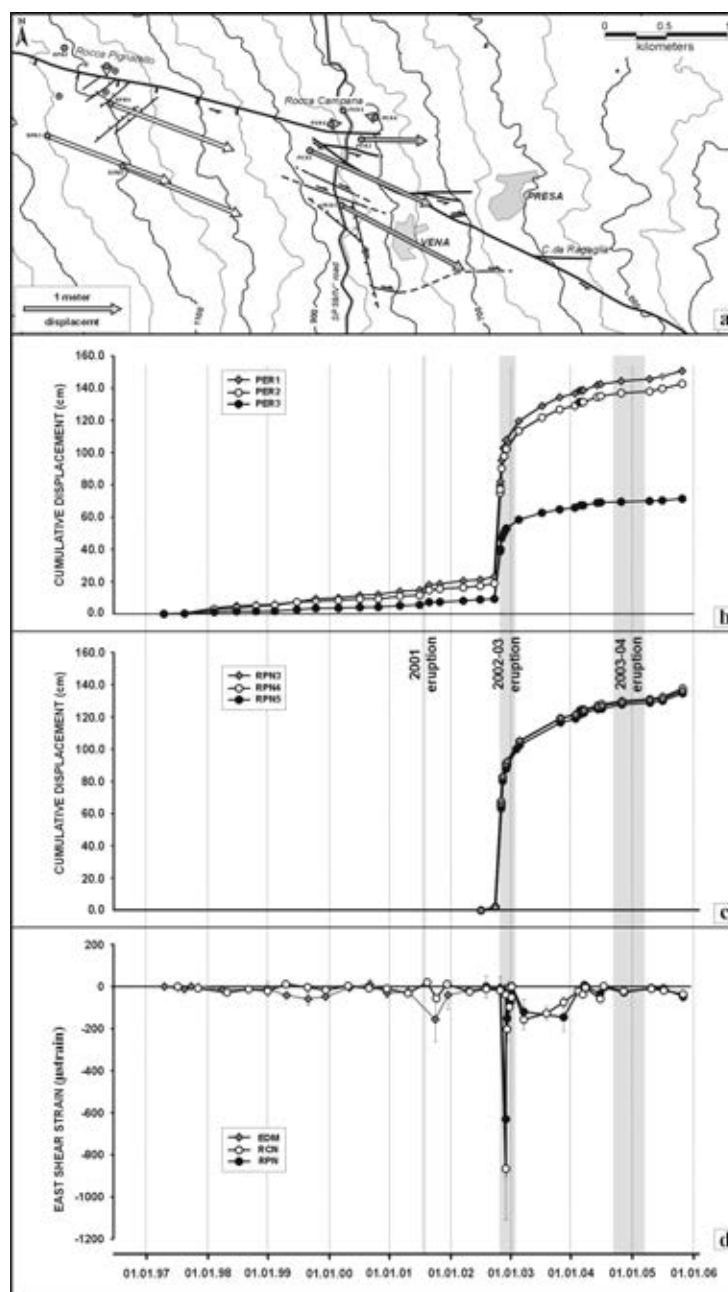


Figura 5 Schema e nomenclatura dei blocchi in cui è frammentato l'edificio vulcanico (evidenziati dai diversi colori in trasparenza) e delle principali faglie (linee scure) su cui essi scorrono, con la relativa cinematica (frecce bianche per i blocchi e frecce scure per le faglie) misurata dalle osservazioni di interferometria satellitare SAR. Figura tratta da Bonforte et al. (2011).

Figura 6 Dettaglio delle osservazioni sulla faglia della Pernicana. In alto la mappa con gli spostamenti osservati sui punti di misura GPS dal 1997 al 2005, ove la lunghezza delle frecce è proporzionale alla velocità, secondo la scala riportata. Da notare come sui punti a Nord della faglia non sia stato misurato alcun movimento, mentre a Sud il versante si sia mosso verso Sud-Est di oltre un metro. Nei grafici inferiori, si mette in evidenza come gran parte del movimento osservato dal 1997 al 2005 sia avvenuto in concomitanza con l'eruzione del 2002-2003. Figura tratta da Bonforte et al. (2007).



Nel corso del tempo, il movimento del fianco orientale dell'Etna ha mostrato **accelerazioni**, spesso **collegate ad eruzioni** (figura 6) ma si è osservato che questo persiste anche quando l'attività vulcanica è minore o assente.

Le misure di deformazione del suolo, insieme alle conoscenze geologiche, hanno consentito di sviluppare nuove ipotesi e anche i primi modelli matematici sui meccanismi e sulle cause del movimento osservato. Ulteriore impulso allo studio della dinamica di fianco dell'Etna venne dal **progetto FLANK**, finanziato dal Dipartimento di Protezione Civile Nazionale, che ha visto coinvolti numerosi studiosi italiani e stranieri dal 2008 al 2010.

Tutti i modelli proposti negli anni per spiegare la dinamica di fianco dell'Etna si basano sull'ipotesi che il movimento sia causato principalmente dall'azione di due forze: 1) gravità e 2) spinta del magma, ciascuna in misura maggiore o minore al variare dei modelli. Inoltre, anche la tettonica regionale condiziona la dinamica di fianco. Tuttavia, **esistono ancora diverse interpretazioni** sulla possibile geometria e sulle caratteristiche meccaniche delle strutture che in profondità producono queste deformazioni.

Accertato e condiviso dalla comunità scientifica il movimento del fianco orientale dell'Etna, il

dibattito scientifico si è, quindi, concentrato su **spessore**, **volumi** e **dinamica** della porzione di crosta terrestre coinvolta, cercando di capire i ruoli reciproci della **gravità**, dei **movimenti del magma** e della **tettonica** sull'innescò e sul controllo dell'instabilità di questo versante dell'Etna. Una delle evidenze più importanti, risultante da decenni di misure e osservazioni, è che, al di fuori dei periodi caratterizzati da eruzioni di fianco, la velocità di movimento aumenta verso la periferia orientale del vulcano. In altre parole, le velocità più alte in genere si misurano lungo la costa. Questo ha sempre lasciato degli interrogativi su come si propaghi il movimento nella parte sommersa del vulcano, in che misura e fino a che distanza.

Precedenti studi di geofisica marina avevano già rilevato delle chiare **evidenze morfologiche di frana sul fondale marino** al largo dell'Etna, supportando l'ipotesi che, almeno in passato, l'instabilità si estendesse ben oltre la costa etnea. Non vi erano però ancora elementi (misure e osservazioni dirette) che stabilissero se questa instabilità della parte sommersa fosse attiva ed in che misura.

Lo studio intitolato "Gravitational collapse of Mount Etna's southeastern flank", pubblicato su Science Advances è frutto di una proficua collaborazione tra ricercatori dell'istituto di ricerca oceanica **GEOMAR** di Kiel, in Germania, e ricercatori dell'**INGV-Osservatorio Etneo** di Catania e aggiunge nuove osservazioni per rispondere a questi interrogativi. In particolare, questo lavoro fornisce per la prima volta una misura diretta delle deformazioni avvenute lungo una faglia sottomarina. Questa faglia si trova in prossimità del Canyon di Catania, una profonda vallata sottomarina che si estende dalla costa settentrionale della città di Catania sino alla piana abissale, e già studi precedenti avevano fatto ipotizzare che potesse essere collegata alle strutture che delimitano il versante in movimento dell'Etna (figure 7 e 8).

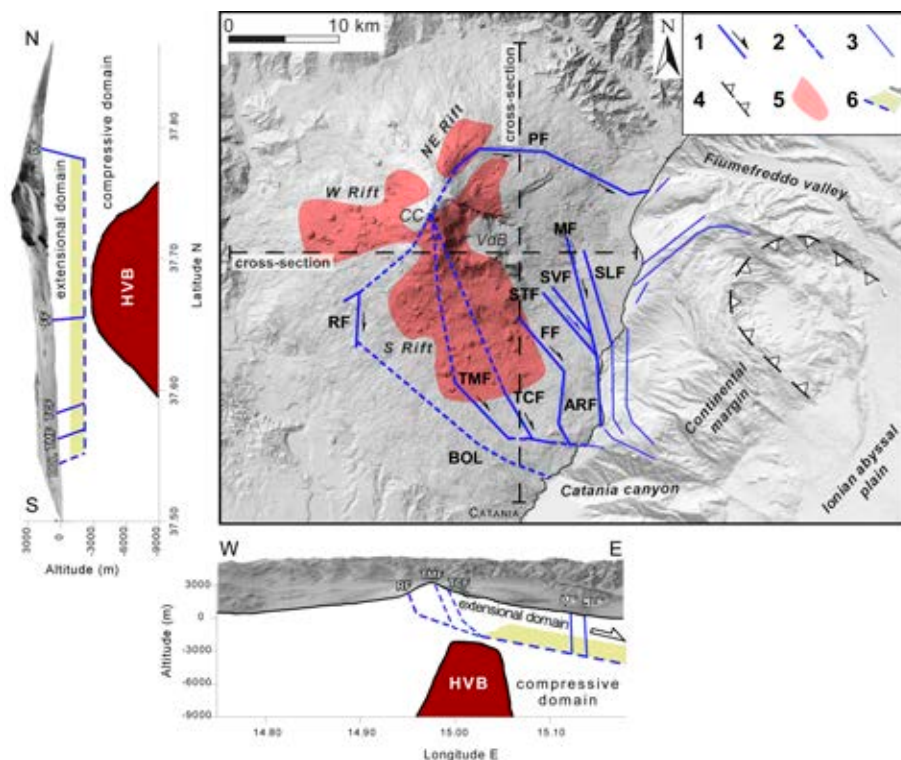
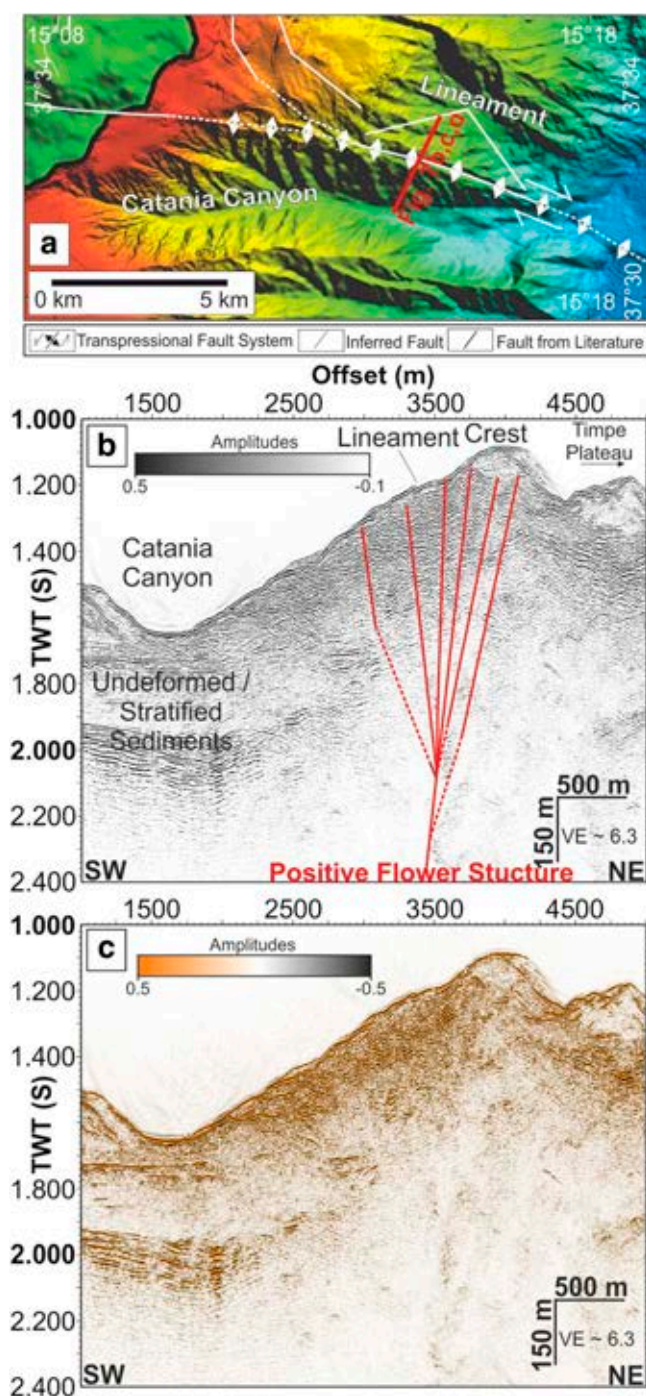


Figura 7 Schema dell'intero versante orientale etneo, compresa la parte sommersa, con le principali strutture che lo segmentano e relativa cinematica: PF, Pernicana; RF, Ragalna; CF, Calcerana; TMF, Tremestieri; TCF, Trecastagni; FF, Fiandaca; ARF, Acireale; STF, S. Tecla; MF, Moscarello; SLF, S. Leonardello; RF, Ragalna. HVB: "corpo ad alta velocità", struttura più rigida delle rocce circostanti, individuata dalle prospezioni di sismica attiva. 1, faglie con relativa cinematica; 2, altri lineamenti strutturali che non mostrano evidenze in superficie ma dedotti dalle deformazioni del suolo; 3, principali scarpate morfologiche sottomarine; 4, scarpate di frana; 5, zone di rift; 6, superfici di scollamento dedotte da dati di deformazione del suolo. Figura tratta da da Azzaro et al. (2013).

Figura 8 Dettaglio e sezione del canyon di Catania nell'area in cui è stata installata la rete sottomarina.

La figura (a) in alto mostra in mappa la morfologia del fondale; la figura (b) mostra il profilo di sismica attiva, lungo la sezione indicata in rosso nella mappa, mettendo in evidenza la struttura interna del corpo roccioso, con l'interpretazione delle strutture che lo tagliano (in rosso); la figura (c) riporta l'ampiezza del segnale sismico riflesso. La struttura ipotizzata in rosso in figura (b) potrebbe essere la prosecuzione della faglia di Acitrezza.



I ricercatori hanno installato una rete di **sensori** sul fondale a **1200 metri di profondità** e a una distanza di oltre 10 chilometri dalla costa etnea, quindi a distanza significativa dal vulcano. È proprio l'eccezionalità di questa impresa scientifico-tecnologica che ha suscitato il grande interesse con cui la pubblicazione dei risultati è stata accolta anche sui media tradizionali. I sensori hanno misurato i movimenti sul fondo marino utilizzando **onde acustiche**, e hanno acquisito un dato ogni 90 minuti da aprile 2016 a luglio 2017. La rete di sensori ha permesso quindi di misurare una **deformazione** del fianco sommerso di **circa 4 cm**, compatibile con quella misurata nello stesso periodo dalle tecniche di geodesia all'Etna (figura 9).

In particolare, le misure di interferometria SAR, integrate con quelle GPS e le misure della rete sottomarina, hanno permesso di delineare come le deformazioni del suolo del fianco Sud-Est dell'Etna si estendono tra parte emersa e sommersa. Le misure a terra e off-shore (a mare) hanno mostrato che sull'Etna questa deformazione si suddivide su due direttrici principali: la **faglia di Acitrezza** e le **faglie delle Timpe** (tra cui quella di S. Leonardello, figura 10).

Se in futuro ulteriori misure in aree più estese del fondale marino antistante l'Etna dovessero

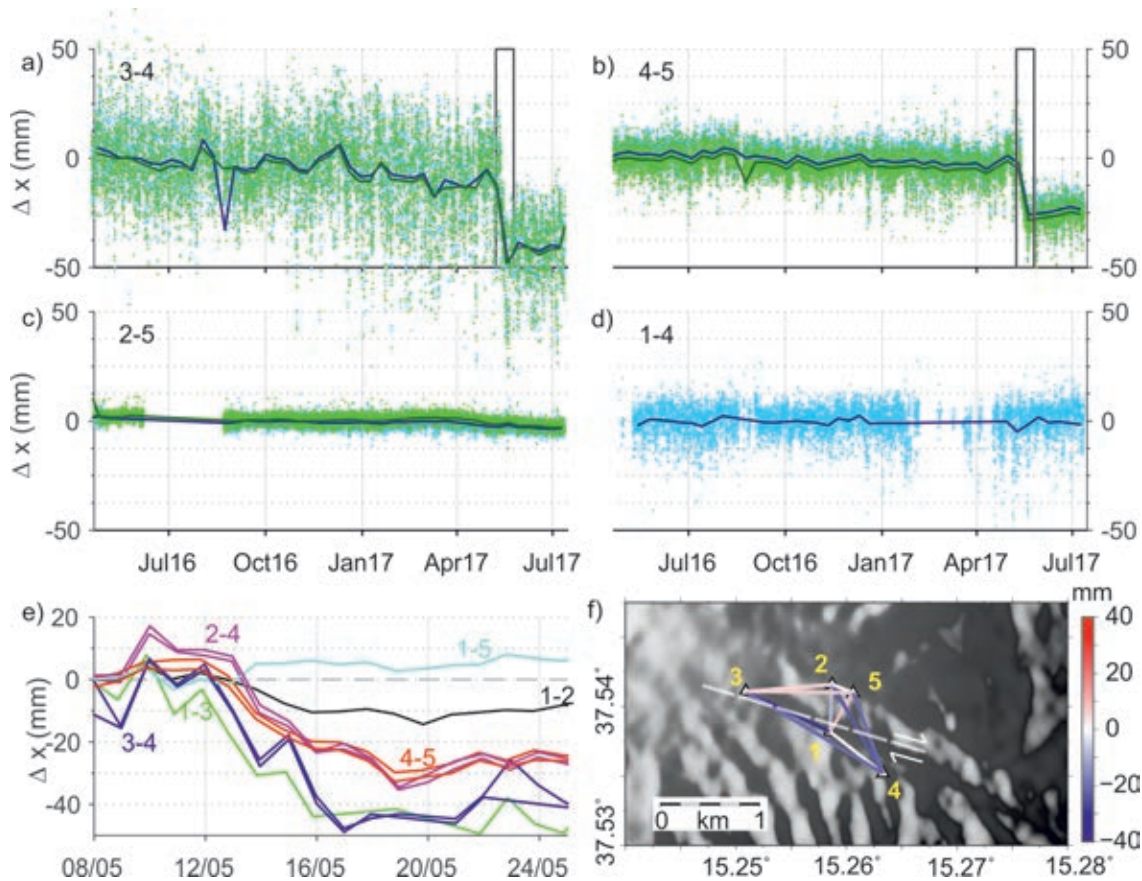


Figura 9 Variazioni di distanza misurate nel tempo tra i sensori della rete sottomarina. La mappa della rete è mostrata in basso a destra. In alto, le variazioni tra i sensori 3 e 4 (a sinistra) e tra i sensori 4 e 5 (a destra). Nella riga centrale si evidenzia come tra i sensori 2 e 5 e tra i sensori 1 e 4 (linee che non attraversano la faglia) non si misuri alcuna variazione. Nel plot in basso a sinistra è mostrato un dettaglio del periodo in cui si verifica la deformazione osservata. Figura modificata da Urlaub et al. (2018).

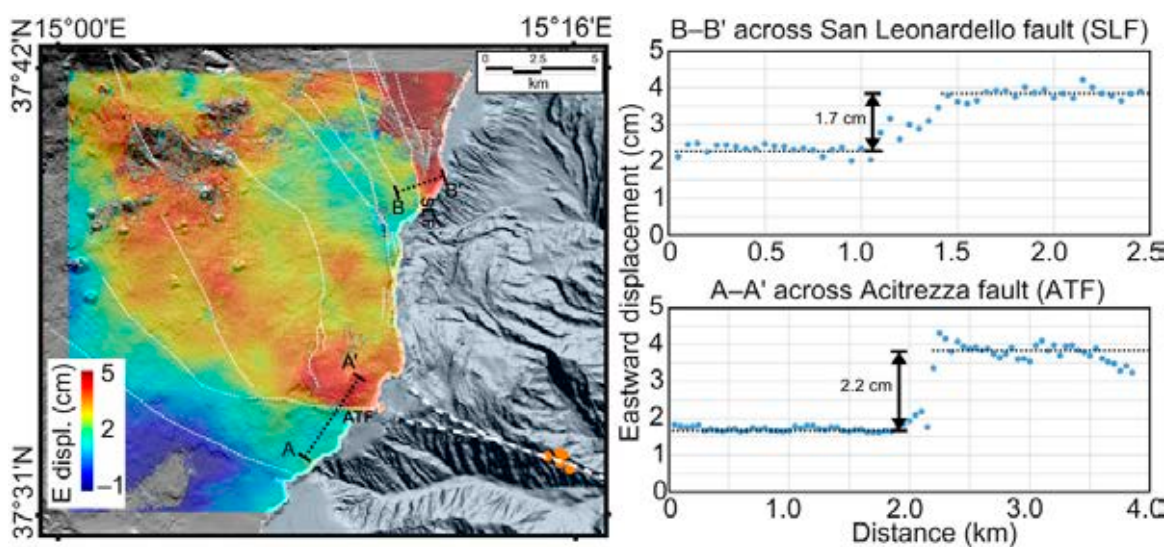


Figura 10 Deformazioni (movimento verso Est) osservate nella parte emersa dal telerilevamento SAR. A sinistra è mostrata la distribuzione degli spostamenti misurati in mappa, in funzione dei colori mostrati nella scala. A destra sono mostrati gli spostamenti lungo i due profili A-A' e B-B' indicati nella mappa a sinistra e che attraversano la faglia di Acitrezza (A-A') e la faglia di S. Leonardello (B-B'): è evidente il salto ove i profili attraversano le due strutture. Figura tratta da Urlaub et al., (2018).

confermare le osservazioni finora riportate, risulterebbe evidente che la dinamica di fianco dell'Etna è collegata a un fenomeno più vasto, che coinvolgerebbe **in profondità** una porzione significativa della crosta continentale ben al di sotto del solo edificio vulcanico, estendendo l'instabilità **in superficie** non solo alla parte emersa, ma anche al versante sottomarino.

In ogni caso, la dinamica del magma interferisce con il generale e dominante processo gravitativo per almeno due motivi: 1) il continuo **movimento verso est** di una porzione significativa di crosta continentale determinerebbe l'indebolimento e l'estensione della parte più superficiale della crosta, **favorendo la risalita del magma**; 2) grossi eventi intrusivi di nuovo magma nell'edificio vulcanico fornirebbero un'**ulteriore spinta e conseguente accelerazione del fianco**, come osservato nel caso dell'eruzione del Rift di Nord-Est del 2002, almeno nella parte emersa del vulcano (Figura 6).

E in tutto questo, cosa c'entrano gli **tsunami**? Alcuni tsunami possono essere generati da frane innescate dall'instabilità dei versanti vulcanici, come ci conferma quanto accaduto a Stromboli nel dicembre 2002. Tuttavia, l'unica ipotesi avanzata di uno tsunami generato dall'Etna si riferisce all'eventuale fenomeno che si sarebbe generato al momento della formazione della Valle del Bove, ovvero a circa **10.000 anni fa**, anche se non esistono prove univoche di tale evento. Allo stato attuale delle conoscenze, in epoca storica gli **tsunami** che hanno colpito la costa orientale della Sicilia sono **legati esclusivamente all'attività sismica e non a frane provocate dalla instabilità dell'Etna** (vedi il Catalogo degli Tsunami Euro-Mediterranei). In linea del tutto teorica, se si verificasse l'ipotetico rapido scivolamento dell'intero fianco del vulcano si potrebbe generare uno tsunami di dimensioni notevoli, ma allo stato delle conoscenze attuali non è possibile stimare se e con che probabilità un fenomeno simile potrà mai accadere. D'altro canto, l'INGV ed il Dipartimento di Protezione Civile hanno già posto l'attenzione sul rischio degli tsunami nel Mediterraneo con l'attivazione del **Centro Allerta Tsunami** e con un **Tavolo tecnico** concluso nel maggio del 2018, dedicato proprio alla capacità di generare tsunami da parte di vulcani del tutto o in parte sottomarini.

L'ingiustificato clamore sollevato dalle speculazioni mediatiche su un improbabile tsunami innescato dalla instabilità di fianco dell'Etna speriamo possa comunque servire da stimolo per i futuri studi sulla dinamica del fondale al largo della costa Etnea.

Bibliografia

- Azzaro R., Bonforte A., Branca S., Guglielmino F., (2013). *Geometry and kinematics of the fault systems controlling the unstable flank of Etna volcano (Sicily)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 160, 210-222. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.001>
- Bonforte A., Puglisi, G., (2006). *Dynamics of the eastern flank of Mt. Etna volcano (Italy) investigated by a dense GPS network*. Journal of Geophysical Research 153, 357-369. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.12.005>
- Bonforte, A., Branca, S., and Palano, M., (2007). *Geometric and Kinematic Variations along the Active Pernicana Fault: Implication for the Dynamics of Mount Etna NE Flank (Italy)*. J. Volcanology Geothermal Res. 160, 210-222. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.08.009
- Bonforte, A., Guglielmino, F., Coltelli, M., Ferretti, A., and Puglisi, G., (2011). *Structural Assessment of Mount Etna Volcano from Permanent Scatterers Analysis*. Geochem. Geophys. Geosys 12, Q02002. doi:10.1029/2010gc003213
- Urlaub, M., Petersen, F., Gross, F., Bonforte, A., Puglisi, G., Guglielmino, F., et al., (2018). *Gravitational Collapse of Mount Etna's southeastern Flank*. Sci. Adv. 4, eaat9700. doi:10.1126/sciadv.aat9700

I vulcani di fango dell'Etna: finestra sul profondo e meraviglia naturalistica

Salvatore Giammanco

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

12 agosto 2019

Spesso si associa al concetto di fango quello di una sostanza vile, fastidiosa, inutile in quanto sterile. In realtà, nell'ambito geologico il fango può indicare delle situazioni geologiche e geodinamiche estremamente interessanti e utili per comprendere i meccanismi reconditi di una attività vulcanica e tettonica. Nell'ambito naturalistico e paesaggistico, inoltre, il fango può creare forme ed ambienti di rara ed assoluta bellezza. Il fango non è presente sulla superficie soltanto laddove affiorano argille, ma può anche essere prodotto "ex-novo" a causa di fenomeni geologici (spesso definiti "pseudo-vulcanici") legati alle dinamiche vivaci del nostro pianeta. In aree sismo-tettoniche attive e in bacini sedimentari geologicamente recenti l'eruzione più o meno violenta di fanghi dal terreno, spesso accompagnata da emissione di fluidi meno densi e iper-salini, indica zone di sovrappressione di fluidi accumulatisi nella crosta a profondità generalmente non superiori ai 10 km e rilasciati in superficie attraverso fratture e/o faglie attive. Per una conoscenza più approfondita dell'argomento si rimanda all'interessante articolo di Alessandra Sciarra e Tullio Ricci [<https://ingvambiente.com/2018/06/12/i-vulcani-di-fango/>].

In Italia sono tante le aree con presenza di vulcani di fango, in prevalenza lungo le maggiori dorsali montuose o in alcune porzioni di piane alluvionali. Nell'area dell'**Etna**, il maggiore vulcano attivo d'Europa ed uno dei più attivi al mondo, esistono tre zone nelle quali si osserva da lunghissimo tempo (almeno 10.000 anni) l'emissione in superficie di fluidi ad alta salinità spesso ricchi in fango e sempre associati alla presenza di gas gorgoglianti in maniera vigorosa. Queste emissioni fluide prendono il nome di "Salinelle" (il nome chiaramente deriva dalla coltre biancastra di sale che si forma, soprattutto nel periodo estivo, attorno alle bocche eruttive) e sono ubicate nei dintorni dell'abitato di Paternò (CT), ai margini sud-occidentali dell'Etna.

Il più noto ed il più esteso dei tre siti è quello detto **Salinelle di Paternò o dei Cappuccini** (perché ubicato nei pressi della cosiddetta Collina dei Cappuccini dove era ubicato un vecchio convento di frati) o anche dello Stadio, in quanto nei suoi pressi è stato costruito lo stadio di calcio di Paternò (Figura 1).

In questo sito le emissioni fluide sono costituite da gas che trasporta in superficie acque iper-saline che, frequentemente, ma non sempre, sono miste a fango e talora anche a idrocarburi pesanti (essenzialmente bitume). La peculiarità di tali acque è anche quella di avere una temperatura minima costante attorno ai 20-25 °C e quando vi sono attività eruttive più intense (veri e propri parossismi) la temperatura aumenta fino a sfiorare i 50 °C (Figura 2).

Il secondo sito è quello delle **Salinelle del Fiume**, ubicate qualche chilometro ad ovest di Paternò in vicinanza del fiume Simeto (da cui il nome). In questo sito l'attività è simile a quella delle salinelle dello Stadio, ma molto meno intensa. L'emissione di fango è molto rara e le quantità di gas ed acque salmastre emesse sono decisamente modeste e con temperature non differenti da quelle ambientali.

L'ultimo sito è quello delle **Salinelle di San Biagio o del Vallone Salato, dette anche di Belpasso** in quanto ricadono nel territorio comunale di questo paese pur essendo ubicate pochi chilometri ad est di Paternò. Le Salinelle di San Biagio sono caratterizzate da attività abbastanza differente dalle altre Salinelle; infatti, le emissioni fluide sono costituite quasi esclusivamente da fanghi ad alta densità, oltre che ai gas, e la loro temperatura è anche in questo caso prossima a quella dell'ambiente.

Figura 1 Panoramica delle Salinelle dei Cappuccini, con l'Etna innevato sullo sfondo. In primo piano una delle bocche emissive con gorgogliamento di gas.
(Fotografia di Alfio Amantia).



Figura 2 Intensa attività parossistica osservata nell'Agosto 2015 presso la bocca eruttiva principale alle Salinelle dei Cappuccini. Si noti lo strato di bitume nerastro formatosi sulla superficie delle pozze di acqua salmastra. (Fotografia di Salvatore Giammanco).



Figura 3 Vulcanetti di fango di forma perfettamente conica edificatisi presso le Salinelle di San Biagio. (Fotografia di Salvatore Giammanco).

L'attività eruttiva in quest'ultimo sito ha permesso nel tempo l'edificarsi di un notevole edificio vulcanico fangoso, alto diversi metri e del diametro di qualche decina di metri, con numerose bocche di emissione (circa una decina) variamente attive (Figura 3). In tale sito, durante le eruzioni di fango, si osservano interessanti morfologie da flusso di fango che costruiscono canali di scorrimento simili a quelli delle colate di lava etnee (Figura 4).



Figura 4 Particolare del canale di scorrimento formatosi entro una colata di fango emessa da una bocca eruttiva presso le Salinelle di San Biagio. (Fotografia di Salvatore Giammanco).

L'attività delle Salinelle è nota fin dagli albori della colonizzazione umana in questo settore dell'Etna. Le cronache storiche riportano che già i primi insediamenti umani nell'area dell'attuale Paternò, ubicati peraltro proprio nei pressi delle Salinelle dei Cappuccini, facevano uso dei fanghi emessi dalle Salinelle per scopi terapeutici e cosmetici. Ancora oggi in questo sito si trovano un insediamento neolitico datato intorno al VI millennio a.C., delle tombe datate al periodo greco antico e dei resti architettonici attribuiti ad un piccolo edificio romano per uso termale. La prossimità di risorse importanti come il sale e l'acqua calda e la possibilità di un uso anche terapeutico dei fanghi (in tempi più recenti questi sono stati utilizzati sia sugli uomini per curare artrosi, reumatismi e dermatiti, sia sugli animali ed in particolare sui cavalli in caso di slogature alle articolazioni delle zampe) furono probabilmente la motivazione principale per la scelta di questo sito come insediamento umano sin dal neolitico e la ragione di una continuità stanziata durata nei secoli fino ad oggi.

Le prime informazioni di carattere scientifico sulle Salinelle risalgono al 1866 ed al 1878 con i lavori di **Orazio Silvestri** che descrivono, rispettivamente, due fasi parossistiche dell'attività delle Salinelle dei Cappuccini, accompagnate anche da emissione di acido solfidrico (H_2S), correlandole ad eventi sismici locali ed in parte anche all'attività eruttiva dell'Etna. Agli inizi del ventesimo secolo **Filippo Eredia** studiò l'attività delle Salinelle per oltre 11 anni e nel 1931 pubblicò un saggio nel quale afferma di non avere riscontrato alcuna correlazione con il regime piovoso locale. **Gustavo Cumin** nel 1954 descrive una ulteriore forte fase di attività parossistica iniziata nel Dicembre 1953 con fontane di acqua fangosa alte fino ad 1 m e temperatura massima di 36 °C. In tempi più recenti sono stati molti gli studi effettuati nell'area, soprattutto per definire le caratteristiche geochimiche dei fluidi emessi.

Studi sulla frazione solida dei fanghi, condotti tramite analisi diffrattometrica, hanno evidenziato la preponderante presenza di minerali argillosi (in ordine di abbondanza: smectiti, illite, caolinite e clorite) accompagnati da quantità minori di altri minerali quali quarzo, calcite, dolomite e feldspati. Tale composizione suggerirebbe la provenienza dei fanghi da argille marnose azzurre pleistoceniche che sono presenti largamente intorno e al di sotto delle Salinelle. I depositi minerali che spesso si osservano attorno alle bocche emissive sono costituiti per lo più da incrostazioni biancastre dovute alla precipitazione di halite (ossia cloruro di sodio, il "sale da cucina" classico) e da depositi di ossidi e solfuri di ferro, dal tipico colore rosso bruno o giallastro, ma sono abbondanti anche carbonati, solfati, altri cloruri e solfuri, idrossidi, ecc. (Figura 5).



Figura 5 Dettaglio dei depositi minerali multicolori attorno ad alcune piccole bocche emissive presso le Salinelle dei Cappuccini. (Fotografia di Salvatore Giammanco).

Le acque emesse dalle Salinelle hanno una composizione chimica e chimico-fisica abbastanza uniforme e costante nel tempo; il loro pH è circa 6, quindi leggermente acido, la loro salinità è superiore a quella dell'acqua di mare e l'abbondanza relativa delle specie chimiche maggiori disciolte vede la netta prevalenza di sodio (Na^+) e cloruri (Cl^-) sugli altri elementi. Come detto, la temperatura delle acque è normalmente appena al di sopra di quella atmosferica, ma soprattutto alle Salinelle dei Cappuccini spesso presenta valori molto più alti, fino a circa 50 °C; per tale motivo e anche sulla base di studi recenti di tipo geochimico si ipotizza che i fluidi emessi provengano da un acquifero idrotermale con temperatura compresa tra 100 e 150 °C. I gas emessi dalle Salinelle sono costituiti prevalentemente da **anidride carbonica** (CO_2) e secondariamente da **metano** (CH_4), anche se in quantità estremamente variabili da sito a sito (ad esempio, l'anidride carbonica rappresenta il 90-98 % del totale alle Salinelle dei Cappuccini, mentre il metano è il gas di poco dominante alle Salinelle del Vallone Salato). Altre specie gassose minori emesse sono l'**azoto** (N_2), l'**elio** (He), l'**idrogeno** (H_2), l'**ossido di carbonio** (CO), l'**acido solfidrico** (H_2S), il **radon** (^{222}Rn), il **mercurio** (Hg) ed altri idrocarburi leggeri. **Questi gas hanno origini diverse a seconda della specie chimica.** Infatti, gli studi geochimici hanno indicato che il metano delle Salinelle è di origine organica e proviene da sacche di idrocarburi formatesi nel corso di alcune centinaia di migliaia di anni a causa dell'accumulo di materia organica entro i sedimenti recenti della Piana di Catania che successivamente è stata sottoposta a forte riscaldamento grazie all'anomalo gradiente geotermico che caratterizza il basamento sedimentario dell'Etna. Gli stessi studi hanno indicato che l'anidride carbonica, così come l'elio, è invece di origine magmatica e proviene dai serbatoi magmatici più profondi dell'Etna, posti ad una profondità di circa 10 km. La CO_2 risale lungo faglie regionali profonde e lungo il suo percorso verso la superficie interagisce con falde acquifere superficiali e fortemente termalizzate, sempre a causa dell'elevato gradiente geotermico locale.

Ormai da diversi anni l'**INGV** effettua un monitoraggio sistematico delle emissioni fluide delle Salinelle, soprattutto quelle dei Cappuccini. Le variazioni temporali della composizione chimica ed isotopica dei gas magmatici, unite a quelle della temperatura di emissione delle acque e dei fanghi, sembrano legate alle dinamiche del **sistema di alimentazione profondo dell'Etna**, fornendo ai vulcanologi un utile elemento di comprensione del comportamento di lungo periodo di questo vulcano.

Infine, la bellezza paesaggistica e l'interesse scientifico, naturalistico e storico delle Salinelle ne hanno decretato recentemente il **riconoscimento come Geositi di tipo vulcanologico di rilevanza mondiale da parte della Regione Sicilia** (Gazzetta Ufficiale della Regione Sicilia N.1 del 8 gennaio 2016 e N.17 del 22 aprile 2016). È questo un motivo in più per considerare questo fenomeno come una delle meraviglie naturali del nostro Paese... e non come del banale fango.

Il radon dell'Etna: precursore sismo-vulcanico e gas cancerogeno

Salvatore Giammanco, Pietro Bonfanti e Marco Neri

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

18 luglio 2023

Il radon è stato occasionalmente indicato come potenziale precursore di terremoti ed eruzioni vulcaniche, nonché come gas cancerogeno pericoloso per la salute umana. Il vulcano Etna, un laboratorio naturale a cielo aperto, si presta bene per verificare quanto c'è di vero sull'argomento.

Il **radon** è un **gas nobile**, naturale e radioattivo, inodore, incolore ed insapore, otto volte più pesante dell'aria, che **ha origine dal decadimento dell'uranio** presente nelle rocce. Da molti anni, in tutto il mondo, si cerca di utilizzare il radon come **precursore di fenomeni naturali come terremoti ed eruzioni vulcaniche**. Recentemente, però, gli scienziati hanno accertato anche i suoi effetti negativi sulla salute umana prodotti da alte concentrazioni all'interno di abitazioni; infatti, questo gas è stato classificato nel **Gruppo 1** delle **sostanze cancerogene** dall'Organizzazione Mondiale della Sanità (OMS), poiché la prolungata esposizione in ambienti inquinati dal radon aumenta il rischio di contrarre il cancro ai polmoni. Nel corso degli ultimi cinquant'anni gli studi sul radon hanno riguardato anche l'Etna, uno dei vulcani più attivi al mondo, focalizzandosi sulle **correlazioni tra il radon e l'attività sismica e vulcanica**. Qui sintetizziamo i risultati di un articolo scientifico recentemente pubblicato sulla rivista *Frontiers in Earth Science*.

Il radon e l'attività vulcanica

Il radon rivela le tendenze evolutive nella sorgente magmatica che alimenta l'Etna. L'analisi periodica del contenuto di radon emesso dall'Etna aiuta a monitorare i possibili cambiamenti a lungo termine nei processi fisici e chimici che interessano la sorgente profonda del magma che alimenta il vulcano. Ciò aiuta a comprendere i processi di degassamento che si verificano all'interno dei condotti del vulcano poco prima delle eruzioni (Figura 1).

Figura 1 Cratere Voragine dell'Etna. Il gas del pennacchio si forma con il contributo delle esalazioni provenienti dalla bocca posta al centro del cratere, così come da quelle provenienti dalle numerose fumarole che degassano da fratture poste lungo il suo orlo. Fotografia di Marco Neri.





Figura 2 Orlo nord-occidentale della Bocca Nuova, Etna. Lo stazionamento delle persone in posizione sottovento ed in prossimità dell'orlo craterico è fortemente sconsigliato, per evitare di inalare i gas magmatici emessi dalla bocca, incluso il radon. Fotografia di Marco Neri.

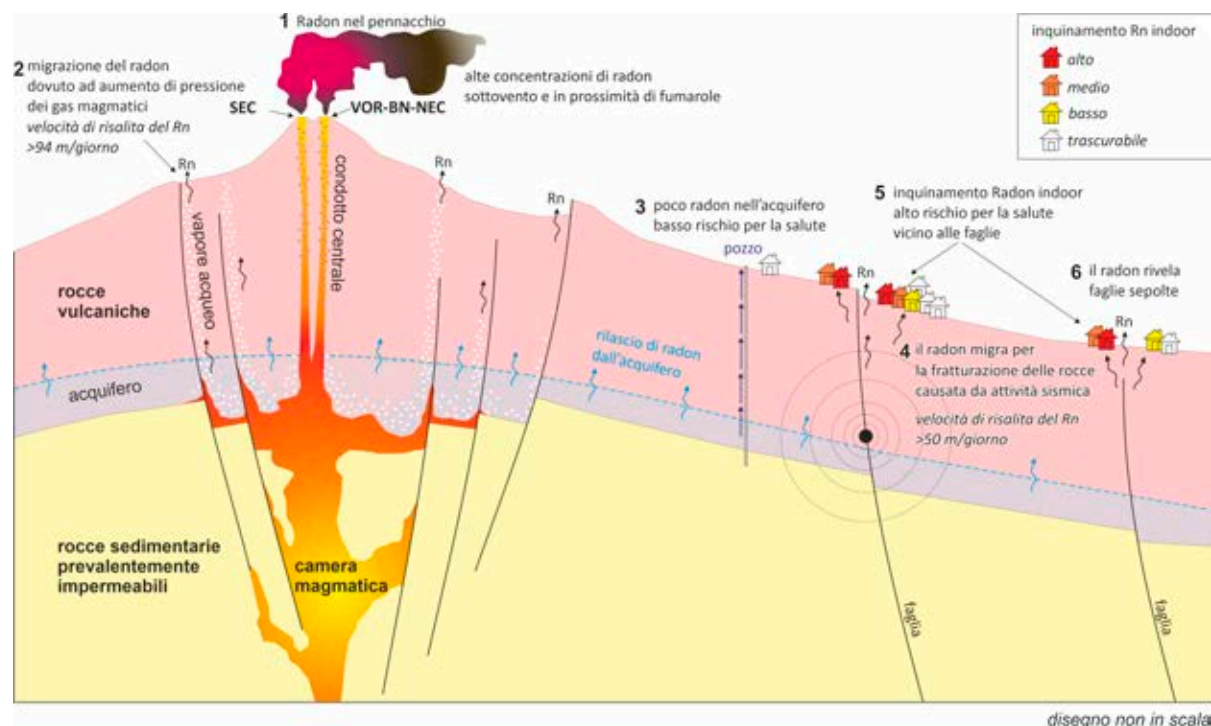


Figura 3 Modello delle sorgenti di radon nella regione etnea, meccanismi di trasporto e rilascio in superficie e potenziale accumulo indoor nelle abitazioni. SEC = Cratere di Sud-Est; BN = Bocca Nuova; VOR = Voragine; NEC = Cratere di Nord-Est. Modificato da Giammanco et al., 2023 (<https://doi.org/10.3389/feart.2023.1176051>).

Il **radon emesso** dai crateri sommitali dell'Etna (Figura 2) contribuisce a formare il pennacchio ben visibile fino ad elevate quote sopra la cima del vulcano; questo gas proviene dal degassamento del magma che risiede nella camera magmatica superficiale e nei condotti soprastanti. Elevate concentrazioni di radon nell'aria si trovano lungo i bordi dei crateri; per esempio, ad un metro di altezza dal suolo sono stati misurati valori di radon compresi tra 704 e 8.827 Bq/mc (Bequerel per metro cubo), molto più alti quindi rispetto alla concentrazione massima raccomandata dall'Organizzazione Mondiale per la Sanità di 300 Bq/mc. Ciò produce un potenziale, seppur limitato, **rischio per la salute** delle persone che frequentano assiduamente quelle zone e vi sostano a lungo, come scienziati e guide vulcanologiche. Sostanzialmente **nessun problema**, invece, **per i turisti** che visitano occasionalmente la cima del vulcano, a circa 3340 metri di quota sul mare (punto "1" in Figura 3).

Man mano che ci si allontana dalla cinta craterica sommitale, il **degassamento** avviene in forma diffusa **attraverso i pori e le fessure delle rocce**. Attorno a 2900 metri di quota, il gas magmatico carico di radon raggiunge la superficie principalmente mediante **fratture che intercettano in profondità i condotti** di risalita del magma, generando spesso un'intensa **attività fumarolica**. In quei casi, infatti, l'acqua della falda acquifera contenuta nelle rocce può riscaldarsi fino a raggiungere il punto di ebollizione e vaporizzare, innescando la rapida risalita del vapore acqueo e di altri gas, principalmente CO₂, che trasportano il radon (punto "2" in Figura 3). Monitorando questi gas si è compreso che la loro variazione nel tempo può essere utilizzata come **precursore di attività vulcaniche**, soprattutto esplosive, che frequentemente avvengono dalle bocche sommitali dell'Etna.

Il radon e le acque della falda sotterranea

Il radon nelle **acque sotterranee** etnee è generalmente presente in quantità **modeste** e ciò potrebbe sembrare in contrasto con l'alto contenuto di uranio tipico delle rocce vulcaniche che costituiscono l'acquifero etneo. Il fenomeno è probabilmente legato al termalismo che caratterizza le acque di falda etnee, nonché alla correlazione inversa che esiste tra la solubilità del radon e la temperatura dell'acqua: infatti, più è alta la temperatura dell'acqua, meno il radon è solubile nel liquido. Il radon, quindi, abbandona le acque di falda migrando nelle rocce circostanti (punto "3" in Figura 3).

Il radon e l'attività sismica

Per quanto riguarda la relazione con l'attività sismica, il monitoraggio del gas radon nei suoli etnei in stazioni di misura situate in prossimità di **faglie attive** può evidenziare variazioni "anomale" che **anticipano l'attività tettonica** di tali faglie da poche settimane a poche ore, anche se con grandi incertezze (punto "4" in Figura 3). Infatti, in molti casi le variazioni di radon sono state registrate in assenza di attività sismica, a dimostrazione dell'attuale inaffidabilità del metodo quale precursore sismico. Tuttavia, le misure di radon nel suolo sono estremamente utili per **identificare l'ubicazione di faglie sepolte**, poiché il rilascio di radon aumenta sensibilmente in prossimità delle zone di maggiore fratturazione (punti "5" e "6" in Figura 3). L'applicazione sistematica delle misure di radon nel suolo potrebbe, quindi, rivelarsi molto utile nella stesura di carte geologiche di luoghi in cui le colate laviche recenti nascondono le evidenze superficiali di strutture tettoniche attive.

Il pericolo del radon indoor

Il monitoraggio del radon *indoor* nell'area dell'Etna ha individuato **alcune abitazioni** caratterizzate da significativi **accumuli di radon** (fino a 3.549 Bq/mc), ben al di **sopra dei limiti** fissati dagli organi preposti alla salvaguardia della salute pubblica (soglia di attenzione = 100 Bq/mc; soglia massima raccomandata 300 Bq/mc).

I livelli di radon indoor più elevati sono stati riscontrati negli edifici situati più vicino alle faglie (punti "5" e "6" in Fig. 3). Ciò significa che, in prospettiva futura, sarebbe utile effettuare **misure preliminari di degassamento del radon dal suolo**, in particolare sui fianchi est e sud del vulcano, sia in occasione di studi generali di pianificazione territoriale, sia a scala più dettagliata, in corrispondenza di ogni singola abitazione o di edifici destinati a costante frequentazione (come ospedali, scuole, uffici, ecc.). La **riduzione del rischio** sanitario può essere ottenuta attraverso l'attuazione di **adeguate tecniche** costruttive degli edifici, quali ventilazione forzata dei locali, vespai per l'aerazione delle fondazioni, posa di rivestimenti anti radon e sigillatura di fessure.

Bibliografia

Giammanco S., P. Bonfanti e M. Neri, (2023). *Radon on Mt. Etna (Italy): a useful tracer of geodynamic processes and a potential health hazard to populations*. Front. Earth Sci. 11:1176051. doi: 10.3389/feart.2023.1176051

ISOLE EOLIE

L'isola di Vulcano e le sue attività recenti

Redazione INGVvulcani

con la collaborazione delle colleghe e dei colleghi delle Sezioni Osservatorio Etno e Palermo

5 ottobre 2021

Vulcano è un sistema vulcanico attivo situato all'estremità meridionale dell'allineamento Salina-Lipari-Vulcano nell'arcipelago delle Isole Eolie. Da circa 5500 anni ed a tutt'oggi, il centro vulcanico attivo è rappresentato dal **cono di tufi di La Fossa** che sovrasta l'abitato del Porto di Levante. La sua **ultima eruzione** è avvenuta tra l'agosto 1888 e il 22 marzo 1890. Fino a circa 400 anni fa, anche il piccolo centro eruttivo di **Vulcanello** è stato pienamente attivo.

La Fossa e Vulcanello sorgono all'interno di una caldera di origine vulcano-tettonica che si è formata in più fasi e che prende il nome dal cono principale (Figura 1).

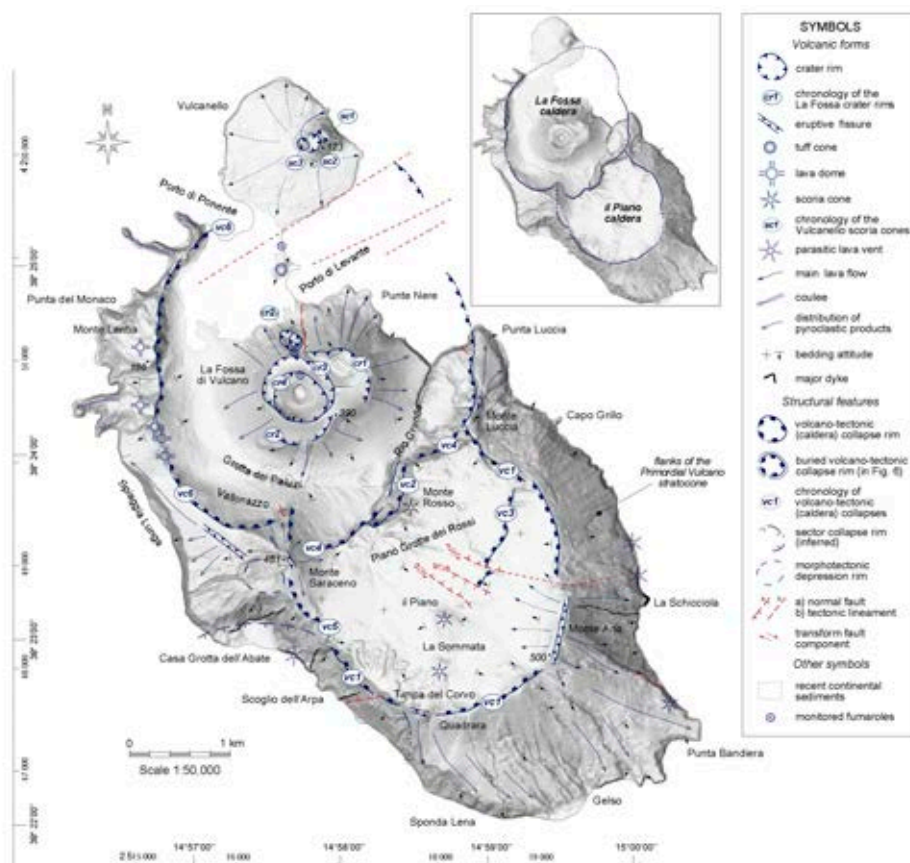


Figura 1 Carta morfotettonica dell'isola di Vulcano.

La Fossa ha avuto una intensa attività eruttiva in epoca storica (ultimi 2000 anni), spesso contemporaneamente a Vulcanello e, considerando solo gli ultimi 500 anni, si contano due cicli di eruzioni prolungate (1727-1739; 1888-1890), fra i quali ci sono stati alcuni eventi eruttivi molto brevi riportati dalle cronache storiche (1771, 1786, 1823-24, 1873, 1876, 1878-79, 1886), come esplosioni, emissioni di ceneri e di “grossi massi infuocati” e, soprattutto, boati spaventosi. La lunga eruzione del 1888-90 è l’evento che ha portato all’introduzione del termine **eruzione “Vulcaniana”**, coniato da Giuseppe Mercalli che ne fu testimone e studioso, come inviato del Governo italiano. Un’**eruzione vulcaniana** ha caratteristiche riconoscibili in molti altri vulcani

del mondo, tanto da essere adottato come termine classificativo per questo particolare stile eruttivo. Si tratta di **eruzioni caratterizzate da intenso degassamento, da esplosioni pulsanti, di breve durata e molto tonanti** – Mercalli scrisse: “... esplosioni come cannonate a intervalli irregolari...” – con emissione di **dense nubi grigio-scure a sviluppo verticale, ricche di ceneri e frammenti di magma** destinati a ricadere al suolo sia sotto forma di pioggia di frammenti quasi solidi (prodotti da caduta) sia sotto forma di correnti diluite di gas e particelle (magmatiche) che scorrono al suolo, lungo i fianchi del vulcano. Le fotografie che seguono mettono a confronto un’esplosione Vulcaniana del 1889 (figura 2) con una esplosione dello stesso tipo avvenuta nel 2020 al vulcano *Sabancaya*, in Perù (figura 3).

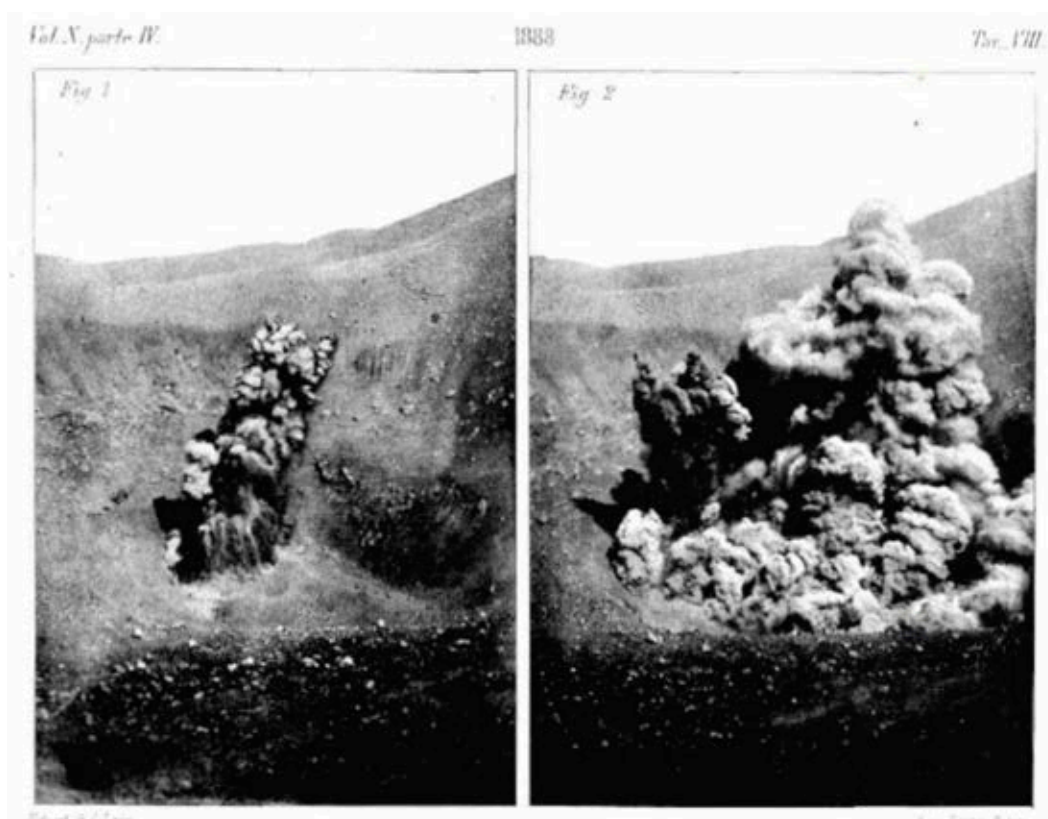


Figura 2 Le due foto in alto mostrano le fasi iniziali di esplosioni Vulcaniane con vapori, ceneri e frammenti di magma, e sono state fotografate all’interno de La Fossa nel settembre 1889.

Il magma che dà origine a queste eruzioni è, di solito, un magma molto viscoso e denso, con una temperatura variabile tra 800-1000 °C a seconda della sua composizione, che varia fra andesitica, dacitica, trachitica e riolitica, contenente sacche di gas che vengono liberate rapidamente ed a intervalli insieme con il magma frammentato. Spesso, infatti, questo gas deve rompere una “cupola” di un magma siffatto fermo nel condotto o che forma un duomo e può farlo solo quando raggiunge una sovrappressione. In tal modo, ogni esplosione, o sequenza di esplosioni, è capace di generare un ventaglio di frammenti con dimensioni molto diverse. Fra questi spiccano i blocchi e le grandi **bombe a crosta di pane**: scorie o pomici dense, vetrose, con una superficie caratteristica che ricorda quella del pane (figura 4), visibili lungo l’intera area sommitale del cono di La Fossa.

Nell’eruzione del 1888-90 le bombe a crosta di pane non solo ricaddero in area craterica, ma anche ai piedi del cono e, talune, fino alla zona ora occupata da Vulcano Porto. All’epoca non si registrarono vittime poiché l’isola allora era abitata solo da quelli che lavoravano alle attività estrattive di zolfo e allume di James Stevenson, proprietario di quasi tutta l’isola (acquistata dal generale borbonico Vito Nunziante).



Figura 3 Esplosione vulcaniana del vulcano Sabancaya, Perù. Fotografia OVI INGGEMMET.



Figura 4 Una tipica bomba a crosta di pane (Foto di G. De Astis, La Fossa di Vulcano – 2021).

Attività 1727-1739 (eruzione cosiddetta “di Pietre Cotte”)

Dopo circa 200 anni di riposo dall'attività eruttiva che causò la formazione dell'istmo che tuttora unisce Vulcano a Vulcanello (1525-1550 ca.) – forse per un'eruzione da La Forgia Vecchia – e da una modesta attività eruttiva di Vulcanello stesso nel XVII sec., La Fossa tornò a farsi sentire nel 1727 dando inizio alla sequenza di eruzioni di “Pietre Cotte”.

L'attività eruttiva di questo periodo è costituita da un ciclo di **esplosioni Vulcaniane** simile a quello che si verificò nel corso dell'ultima eruzione, di cui si parla più avanti, ma con la differenza di essere alimentato da un magma più ricco in gas e più fluido, che ha portato alla formazione di vari depositi ricchi in pomici o esclusivamente costituiti da pomici (da caduta), come lo spesso strato di bombe (ben visibile lungo i fianchi orientali del cono e al di fuori di esso, sui rilievi della Lentia). Il ciclo di eruzioni si concluse con l'emissione di una colata di lava (“di Pietre Cotte” – Figura 5) nel 1739, evento che non sarà osservato alla fine del ciclo di esplosioni del 1888-90. Un aspetto importante di questa attività, che invece è comune con l'ultima eruzione, è legato alle sue fasi iniziali: i depositi che ci permettono di ricostruirle hanno

caratteristiche che indicano la compresenza di due distinti magmi e il verificarsi di processi di interazione tra magma e acqua. Questa interazione, che può essere fortemente esplosiva, è stata resa possibile dalla presenza di un sistema di circolazione idrotermale simile a quello che anche oggi alimenta le fumarole sul bordo craterico.



Figura 5 Il cono de La Fossa visto da Lentia (ottobre 1996), con la lingua di lava di Pietre Cotte che si estende fino alla base del cono. A sinistra l'abitato di Vulcano Porto. Foto di Boris Behncke.

Dopo la fine dell'attività eruttiva 1727-1739, La Fossa attraversò periodi di riposo piuttosto lunghi – principalmente caratterizzati dal degassamento di una bocca situata sul fondo del cratere e di fratture sui bordi craterici – e da brevissimi periodi di attività esplosiva, sempre di tipo vulcaniano. Le cronache storiche segnalano questi eventi negli anni 1771, 1786, 1823-24, 1873 e, per il periodo a cavallo tra 1822 e il 1823, riportano sia un degassamento particolarmente intenso associato a detonazioni sia una debole sismicità avvertibile in area craterica. Nell'intervallo di tempo che separa il 1873 dall'eruzione del 1888-90, né bollettini né cronache riportano un'attività sismica tale da essere avvertita dai pochi abitanti dell'isola, ma sono frequenti i racconti di forti rombi e boati impressionanti, di fumo più denso e abbondante... fenomeni che si intensificano nel periodo aprile 1886 – luglio 1887.

Attività 1888-1890, ultima eruzione

Il campo fumarolico presente al cratere di La Fossa, descritto da Dolomieu nel 1781 e da Spallanzani nel 1788, doveva essersi già ampliato nei primi decenni dell'800, ma nell'agosto del 1887 si accrebbe ulteriormente cosicché già molti mesi prima dell'inizio dell'eruzione (agosto 1888), i minatori che lavoravano nel cratere per estrarre zolfo, acido borico e allume dovettero spesso rinunciare a recarsi nell'area delle fumarole sia a causa dell'aumento del flusso di calore sia della quantità di gas contenenti zolfo, che rendevano l'aria irrespirabile.

A partire dal 3 agosto, con una fortissima esplosione, ebbe inizio un periodo di quasi due anni di eruzioni (Figura 6). L'attività eruttiva fu un duro colpo per l'economia di Vulcano tanto che l'allora proprietario dell'isola, il gallese James Stevenson, abbandonò la sua casa ("il Castello"), centrata e danneggiata da alcune bombe a crosta di pane, e i suoi vigneti coperti da ceneri e lapilli, lasciando l'isola col suo famoso battello a vapore (il *Fire Fay*). Anche i pochi abitanti ed operai furono costretti a partire, probabilmente prima.

Quegli anni però dettero vita ad uno dei più importanti lavori di vulcanologia di fine '800 e di molti decenni a seguire: "Le eruzioni dell'Isola di Vulcano incominciate il 3 agosto 1888 e terminate il 22 marzo 1890", volume scritto da Giuseppe Mercalli insieme con Orazio Silvestri, ed il contributo di Giulio Grablovitz e Vincenzo Clerici.



Figura 6 Foto di A. Silvestri – scattata da Lipari – raffigurante una esplosione Vulcaniana il 20 agosto del 1888: si noti lo sviluppo verticale della colonna eruttiva.

Nei depositi piroclastici dell'eruzione del 1888-90 sono riconoscibili numerose unità che rappresentano quanto prodotto dalle nubi eruttive a più alta energia – le “esplosioni fortissime” di cui scrisse Mercalli – mentre le innumerevoli altre esplosioni avvenute nei due anni di attività si ritiene non abbiano lasciato tracce riconoscibili nella successione stratigrafica. L'intera successione dei depositi di questa eruzione è il risultato di molti impulsi di attività da caduta (con la sostanziale componente balistica delle bombe a crosta di pane) alternati ad alcune fasi eruttive alimentate da **correnti piroclastiche** diluite con formazione di quei sottili strati di ceneri che si vedono bene lungo i fianchi di La Fossa (figura 5).

La cosa interessante da notare è che, come nel caso di “Pietre Cotte”, l'inizio dell'eruzione è registrato da due strati di breccie legate all'interazione fra acqua e magma. In questi depositi iniziali sono infatti presenti abbondanti inclusi litici fumarolizzati e non, come pure si riconoscono frammenti di due magmi distinti man mano che l'eruzione procede. Questi caratteri (dei prodotti) testimoniano la presenza di un sistema idrotermale che al momento dell'eruzione esplode violentemente “ per l'interazione del magma con l'acqua del sistema stesso (eruzione **freatomagmatica**); ma anche l'interazione fra due magmi a composizione diversa, dove quello più caldo, risalendo da un serbatoio più profondo, può aver innescato l'eruzione di quello più freddo e denso vicino alla superficie (la cupola di cui si è detto nel primo paragrafo).

Al termine di questa eruzione, il condotto vulcanico ed il cratere della Fossa di Vulcano rimangono ostruiti, ed il vulcano entra in una fase di attività caratterizzata solo da periodi di

degassamento. Nel corso dell'ultimo secolo, l'intensità del degassamento è stata molto variabile e molto spesso concentrata sul bordo settentrionale del cratere, con flussi più elevati che altrove.

L'attività post 1888-1890 e i recenti episodi di unrest della Fossa di Vulcano

Per almeno un ventennio dopo l'eruzione 1888-'90, l'attività delle fumarole e l'emissione di gas subirono una battuta d'arresto e una forte diminuzione. Ma lo stato del vulcano cambiò ancora, e dall'inizio del secolo scorso sono avvenuti alcuni episodi di *unrest* (termine usato nel linguaggio internazionale per descrivere uno stato di "agitazione" di un vulcano).

Nel 1916, fu il Prof. Ottorino De Fiore a riscontrare un marcato risveglio dell'attività fumarolica nel settore N-NW de La Fossa, misurando temperature elevate in due diversi punti: 352 °C a cavallo dell'orlo craterico settentrionale (da una nuova frattura radiale, con andamento N-S) e 416 °C (da un'altra frattura sulla parete craterica interna, sotto la prima, con andamento E-W). Successivamente, le misure di temperatura alle fumarole furono prese sporadicamente dai pochi scienziati recatisi a Vulcano. Fra questi, Ludovico Sicardi che andò sull'isola più volte e molti anni dopo, scriverà che il degassamento era molto diminuito nella sua visita del 1937 e documenterà le misure prese negli anni precedenti (Tabella 1).

Tabella 1 Le temperature misurate alle fumarole de La Fossa di Vulcano nei primi 30 anni del 1900 da vari autori.

Anno	Temperatura	Autore
1921	350 - 396°C	De Fiore
1923	237 - 480 °C	Sicardi
1924	615°C (interno cratere)	De Fiore
1930	364°C	Imbò
1932	384°C	Imbò

Tra il 1940 e l'inizio degli anni '70, le attività di emissione dal cratere de La Fossa, rimasero deboli. Una nuova fase di riscaldamento delle fumarole del cratere ebbe inizio alla fine del 1977 e subì una serie di fluttuazioni, associate a variazioni significative del contributo di "gas magmatici", ovvero quelli direttamente prodotti dal degassamento del magma (CO₂, SO₂, H₂S). Nel febbraio 1980 venne misurata una temperatura relativamente elevata (315 °C), ma nel corso di quell'anno e fino al gennaio 1984 i geochimici osservarono valori di temperatura in calo e solo lievi cambiamenti nella composizione chimica dei fluidi emessi. Da allora ad oggi, i dati raccolti dalle reti di sorveglianza identificano diverse fasi di incremento dell'attività fumarolica. La più lunga e problematica è stata sicuramente quella compresa fra il 1987 e il 1993.

Nel 1988, si verifica il distacco di una frana dal versante settentrionale del cono che finisce in mare e produce, secondo alcune testimonianze, un'onda anomala.

La temperatura delle fumarole sul bordo craterico cresce a più riprese raggiungendo i 650 °C nel 1991 e 690 °C nel giugno 1993. Si osserva un aumento della superficie esalante (da 50 m² nel 1983 a 650 m² nel 1990), accompagnato da un aumento del tasso di emissione. Il 28 gennaio 1991 si registra un evento sismico di lungo periodo (Magnitudo 2.6). Nel corso degli anni successivi, la temperatura dei gas si è progressivamente abbassata, ma l'attività esalante ha continuato ad avere periodi di maggior intensità ed estensione areale nel 2004-2005 e nel 2009.



Figura 7 Attività fumarolica al cratere de La Fossa, 20 settembre 1989. Foto di Boris Behncke.

La situazione attuale e le variazioni del sistema in corso

A partire dal mese di luglio 2021, ed in particolare dai primi di settembre, i sistemi di monitoraggio dell'INGV hanno messo in evidenza la variazione di alcuni **segnali geofisici e geochimici**, in particolar modo quelli **legati all'attività del sistema idrotermale** che alimenta le fumarole del cratere della Fossa e l'area degassante di Grotte dei Palizzi, posta alla base meridionale del cono.

In particolare, sono stati osservati un aumento della **temperatura** di queste fumarole e una variazione nella composizione dei gas, con un maggior contributo di componenti direttamente legati al degassamento magmatico (CO_2 e SO_2). L'aumento del rapporto isotopico dell' He (un tipico indicatore magmatico), registrato dalla Sezione INGV di Palermo è coerente con questa variazione.

La temperatura dei gas fumarolici è aumentata fino a valori massimi di 340°C (figura 8), con punti sul fianco interno del cratere dove la crescita ha superato i 100°C . È aumentato anche il degassamento diffuso lungo il bordo meridionale del cratere.



Figura 8 Registrazione automatica delle variazioni di temperatura ($^\circ\text{C}$) nelle fumarole sull'orlo del versante Nord del cono La Fossa (dal Bollettino di monitoraggio geochimico isola di Vulcano, Agosto 2021).

Le caratteristiche di questi gas suggeriscono un'origine a partire dal degassamento di un **magma di composizione latitica** che si ipotizza esistere a profondità comprese fra **3.5-4 km** (altri episodi di *unrest* avvenuti nel 2004 e nel 2009 sembrano associate a corpi magmatici leggermente più superficiali).

Alla base del cono de La Fossa, temperatura e salinità delle acque di falda misurate in continuo in un pozzo termale sono entrambe aumentate, così come il degassamento diffuso dai suoli in alcuni siti (e.g. Grotta dei Palizzi, Camping Sicilia). Non si osserva invece un incremento significativo del degassamento diffuso, né anomalie nella falda termale, nelle aree dell'abitato di Vulcano Porto e più distanti dal cono stesso.

Dal punto di vista sismico, a partire dal 13 settembre si è osservato un aumento significativo della **microsismicità nell'area del cratere La Fossa** (figura 9). Questa sismicità di bassa energia, in genere localizzata entro il primo chilometro di profondità sotto il cono, è legata sia a fenomeni di risonanza dei condotti che a processi di fratturazione in ambiente idrotermale, dove le rocce alterate hanno scarse proprietà meccaniche.

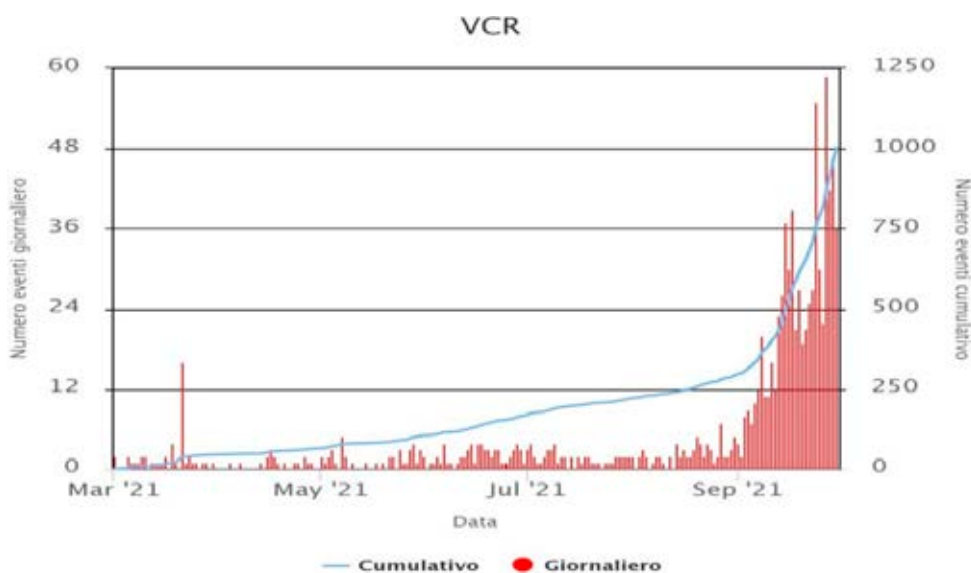


Figura 9 Frequenza giornaliera e numero cumulativo delle micrososse registrata alla stazione IVCR nel periodo 01/03/2021 - 30/09/2021.

L'attuale fase di incremento è stata caratterizzata anche dalla presenza di eventi sismici (denominati VLP, *Very Long Period events*) con un contenuto in frequenza minore di quello osservato per le micrososse tipicamente registrate alla Fossa. Questi segnali sismici non sono mai stati registrati negli ultimi 15 anni (da quando è stata installata una rete "*broadband*" capace di identificarli), e la loro presenza è compatibile con un incremento dei fluidi che induce una pressurizzazione dei condotti e conseguenti fenomeni di risonanza. Queste osservazioni sono coerenti con quanto evidenziato dai dati di geochimica. Per quanto riguarda la sismicità da fratturazione (terremoti) legata alla dinamica delle strutture tettoniche presenti nell'area di Vulcano, non ha mostrato variazioni significative e si mantiene su un livello molto basso.

Relativamente alle **deformazioni** del suolo, a partire dalla metà di agosto le misure GPS hanno evidenziato una modesta dilatazione dell'area del cono della Fossa. Questo processo ha subito un'accelerazione a metà settembre, ed è ancora in corso, con spostamenti massimi fino ad 1 cm (verso nord, sul lato settentrionale del cono). Tale deformazione del suolo sembrerebbe confermata anche dalle misure INSAR effettuate dal CNR-IREA, che indicherebbero uno spostamento verticale di circa 1 cm.

I livelli di allerta

Come per altri vulcani italiani, la gestione dell'emergenza vulcanica prevede l'utilizzo di quattro **livelli di allerta** – verde, giallo, arancione e rosso – che consentono alle autorità di Protezione Civile nazionali e locali l'attivazione di misure di mitigazione del rischio adeguate allo stato di attività del vulcano in sintonia con i dati del monitoraggio e le osservazioni disponibili. Lo schema generale dei Livelli di allerta a 4 colori descrive, per ciascun colore, le fenomenologie osservate e probabili del sistema vulcanico monitorato, in funzione del suo progressivo allontanamento da una condizione di base, considerata di equilibrio (colore "Verde"). Il livello di allerta "Giallo" è un livello di attenzione e determina, come nel caso di Vulcano, un potenziamento delle attività di monitoraggio e sorveglianza, un raccordo informativo costante tra la comunità scientifica e le varie componenti e strutture operative del Servizio Nazionale della Protezione Civile, un aggiornamento dei piani di protezione civile ed un'ampia attività di informazione verso la popolazione residente sull'isola ed i turisti, con specifico riferimento all'innalzamento del livello di rischio.

In generale, i dati e le osservazioni raccolte dalle reti di monitoraggio, insieme alle valutazioni di **pericolosità** elaborate dall'INGV, sono **tempestivamente trasmessi**, secondo procedure concordate e ben definite, al **Dipartimento della Protezione Civile (DPC)**, alle Autorità Regionali e Comunali di protezione civile, alle Prefetture competenti e agli altri Centri di Competenza eventualmente coinvolti. Sulla base di queste informazioni, il **DPC definisce il livello di allerta da assegnare al vulcano**. Il sistema di allertamento che il DPC ha predisposto in collaborazione con lo stesso INGV e con altri Centri di Competenza, esprime quindi, in modo semplificato, lo stato di attività del vulcano e la sua possibile evoluzione a breve termine, contemplando gli scenari plausibili e la loro rilevanza, a scala locale o nazionale.

Tuttavia, occorre tenere ben presente che alcune fenomenologie vulcaniche sono del tutto imprevedibili e che pertanto, anche con il livello di allerta "Verde", il rischio non è mai da considerarsi nullo. Per maggiori informazioni sul rischio vulcanico si trovano sulla pagina web del DPC dedicata a Vulcano.

Possibili sviluppi

Come potranno evolvere questi fenomeni? Cosa ci aspettiamo possa accadere nelle prossime settimane e nei prossimi mesi?

Purtroppo, non possiamo rispondere con certezza a queste domande, poiché lo studio attento degli episodi di *unrest* passati ci insegna che nelle prossime settimane/mesi le anomalie dei diversi parametri oggi osservate potrebbero acuirsi oppure attenuarsi per tornare ai valori registrati negli scorsi mesi/anni.

È importante evidenziare che l'isola di Vulcano, già in condizioni ordinarie ossia con livello di allerta Verde, presenta un certo grado di esposizione a fenomeni pericolosi quali gas tossici o asfissianti rilasciati dalle fumarole e con temperature elevate in diverse aree del cratere e di Vulcano Porto e Spiaggia di Levante, ed in generale per la grande vicinanza del principale centro abitato al centro attivo di La Fossa. Va sottolineato poi che l'emissione di gas non avviene esclusivamente nelle zone dove ci sono fumarole ben visibili. La propagazione del gas può avvenire infatti anche in modo diffuso, attraverso il suolo, e senza che ci siano segni evidenti a segnalarne la posizione, come i caratteristici depositi gialli di zolfo che si notano sul bordo craterico. Queste emissioni diffuse possono essere particolarmente insidiose proprio perché non si notano e possono causare accumuli al suolo di gas, talvolta privi di odore e colore. Questi gas invisibili sono più pesanti dell'aria e possono facilmente saturare avvallamenti o luoghi chiusi, sostituendosi all'aria respirabile. Per questo occorre la massima cautela in prossimità delle

zone di emissione (a terra o a mare), in zone sottovento, in aree topograficamente ribassate e in luoghi chiusi. In questa nuova fase caratterizzata dal Livello di allerta Giallo, tali fenomeni potrebbero intensificarsi con conseguente aumento del rischio.

Al momento in cui scriviamo (inizio ottobre 2021), i fenomeni e le anomalie osservati riguardano solamente la parte sommitale de La Fossa, ma non si può escludere che in prossimo futuro si possa rilevare un ulteriore aumento dei parametri monitorati e un allargamento dell'estensione areale di queste anomalie anche nelle aree più distanti da La Fossa, a terra e a mare.

L'esistenza di un sistema idrotermale così attivo presenta inoltre la possibilità di eruzioni freatiche, innescate cioè non dal magma ma dai fluidi idrotermali. La circolazione di fluidi idrotermali si accompagna spesso alla deposizione di concrezioni di vario tipo. Quando questo avviene all'interno dei condotti fumarolici, si possono creare delle ostruzioni che impediscono o limitano la circolazione dei fluidi. In questi casi, la pressione all'interno del sistema idrotermale può aumentare in modo considerevole, fino a causare la frammentazione delle rocce, e dunque un'esplosione che avviene anche in assenza di magma. Dal momento che non coinvolgono movimenti di grandi corpi magmatici, le eruzioni freatiche generalmente non sono accompagnate da quei segnali attesi prima di un'eruzione magmatica, e questo le rende ancor più pericolose.

Il personale dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia è costantemente impegnato nelle attività di monitoraggio e sorveglianza, in particolare con il proprio personale dell'Osservatorio Etneo e della Sezione di Palermo e con il coordinamento del Centro per il Monitoraggio della Isole Eolie, per osservare i fenomeni in corso e cogliere eventuali nuove variazioni, seppur piccole, dei parametri monitorati. Per questa ragione, l'INGV sta provvedendo al **potenziamento delle reti di monitoraggio e sorveglianza** esistenti. Da circa due mesi sono attive 6 nuove stazioni di misura di flusso di CO₂ dal suolo e concentrazione in aria nell'abitato di Vulcano Porto. Inoltre, negli ultimi giorni, l'Osservatorio Etneo ha installato **nuove stazioni sismiche** a integrazione di quelle esistenti sull'isola e ha progettato la sistemazione di una nuova **telecamera termica** che inquadri l'area fumarolica del cratere. Nelle prossime settimane, sono previste ulteriori campagne di misura ed a metà ottobre sarà effettuata la campagna annuale di misure GPS tra le isole di Vulcano e Lipari.

Sul fronte dell'informazione, l'INGV è impegnato con frequenti comunicazioni su tutti i propri canali, e sta dedicando particolare attenzione agli abitanti di Vulcano e ai turisti presenti sull'isola, mantenendo aperto il Centro Informativo del Porto di Ponente (Centro Marcello Carapezza), dove sarà possibile avere informazioni aggiornate sui fenomeni in corso.

Bibliografia

- Cannata A., Diliberto I.S., Alparone S., Gambino S., Gresta S., Liotta M., Madonia P., Milluzzo V., Aliotta M., Montalto P. (2012). *Multiparametric Approach in Investigating Volcano-Hydrothermal Systems: the Case Study of Vulcano (Aeolian Islands, Italy)*. Pure Appl. Geophys. 169, 167–182 (2012). <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0297-z>
- Carapezza M.L., Barberi F., Ranaldi M., Ricci T., Tarchini L., Barrancos J., Fischer C., Perez N., Weber K., Di Piazza A., Gattuso A. (2011). *Diffuse CO₂ soil degassing and CO₂ and H₂S concentrations in air and related hazard at Vulcano Island (Aeolian arc, Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 207 (2011) 130–144
- Chiodini G., Cioni R., Marini L., Panichi C. (1995). *Origin of the fumarolic fluids of Vulcano Island, Italy and implications for volcanic surveillance*. Bulletin of Volcanology, 57: 99–110, doi.org/10.1007/BF00301400
- Clarke A.B., T.E. Ongaro T., Belousov A. (2015). *Vulcanian eruptions*. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Eds.), The Encyclopedia of Volcanoes (second ed), Elsevier Inc (2015),

10.1016/B978-0-12-385938-9.00028-6

- Clocchiatti R., Del Moro A., Gioncada A., J. L. Joron J.L., Mosbah M., Pinarelli L., Sbrana A. (1994). *Assessment of a shallow magmatic system: the 1888-90 eruption, Vulcano Island, Italy*. Bulletin of Volcanology, 56: 466-486, doi.org/10.1007/BF00302828
- De Astis G., Lucchi F., Dellino P., La Volpe L., Tranne C. A., Frezzotti M. L. and Peccerillo A. (2013). *Geology, volcanic history and petrology of Vulcano (central Aeolian archipelago)*. Geological Society, London, Memoirs, 37: 281-349. doi.org/10.1144/M37.11
- De Fiore O. (1922). *Vulcano. Isole Eolie*. Napoli-Berlin, 393 pp.
- Dellino P., De Astis G., La Volpe L., Mele D., Sulpizio R., (2011). *Quantitative hazard assessment of phreatomagmatic eruptions at Vulcano (Aeolian Islands, Southern Italy) as obtained by combining stratigraphy, event statistics and physical modelling*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 201, 364-384, doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.06.009
- Di Traglia F., Pistolesi M., Rosi M., Bonadonna C., Fusillo R., Roverato M. (2013). *Growth and erosion: The volcanic geology and morphological evolution of La Fossa (Island of Vulcano, Southern Italy) in the last 1000 years*. Geomorphology, 194: 94-107, doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.018

Stromboli e le sue esplosioni

Marco Neri

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

16 luglio 2018



Colate di lava e forte attività di spattering presso le bocche attive all'interno del settore craterico settentrionale di Stromboli, il 15 dicembre 2017. Foto di Daniele Andronico.

Da oltre mille anni il vulcano Stromboli erutta continuamente, producendo un tipo di attività davvero peculiare. Si tratta di esplosioni intermittenti, con intervalli che variano tipicamente da decine di secondi ad alcuni minuti, che avvengono dai crateri posti a circa 750 metri di quota vicino la cima del vulcano. L'energia di queste esplosioni è complessivamente modesta ma comunque sufficiente a lanciare in aria, fino a qualche centinaio di metri di altezza, brandelli di magma incandescente: è la cosiddetta *attività stromboliana*, nota in tutto il mondo per i suoi connotati netti e inconfondibili. Una sorta di "marchio di fabbrica" che rende internazionalmente noto questo vulcano.

Fino agli inizi del '900, questa tipica attività eruttiva ha fatto dello Stromboli un "faro" naturale per tutti coloro che solcavano le acque del Tirreno. Oggi questa funzione è passata allo Strombolicchio, poco più che uno scoglio ubicato a Nord di Stromboli, sul quale è stato installato un vero faro a governare il traffico marittimo moderno. Se pensiamo alla natura geologica di Strombolicchio, che rappresenta ciò che resta di un condotto eruttivo risalente a circa duecentomila anni fa, è come se l'Uomo avesse voluto riattivare questo antichissimo cammino vulcanico, "riaccendendo" artificialmente la sua cima con la luce del faro.

Per quanto a grandi linee costante nel tempo, però, l'attività esplosiva dello Stromboli presenta alcune varianti. Il punto di emissione rimane quasi sempre situato in corrispondenza delle bocche che si trovano all'interno della cinta craterica sommitale, ma l'energia liberata e la frequenza delle esplosioni possono variare anche significativamente. Pertanto, si può definire come "**normale attività stromboliana**" quella che è anche la più frequente: esplosioni dalla terrazza craterica e che producono la proiezione in aria di brandelli di lava, gas, lapilli e ceneri

fino a poche centinaia di metri di altezza, materiali che poi ricadono in prevalenza all'interno della stessa terrazza craterica dalla quale sono stati emessi (**Figura 1**). Questo tipo di attività eruttiva non rappresenta tipicamente un reale pericolo per gli abitanti dell'isola e per eventuali osservatori che dovessero transitare lungo i sentieri che portano in cima al vulcano fino al "Pizzo sopra la Fossa", un belvedere naturale posto a quasi 900 metri di quota e che sovrasta la sottostante terrazza craterica da cui si origina l'attività stromboliana.



Figura 1 Esplosione stromboliana normale prodotta da uno dei crateri che si trovano all'interno della terrazza craterica sommitale, ripresa nel 2015 da Marco Neri.

A volte, però, e in modo ancora imprevedibile, l'attività eruttiva ordinaria di Stromboli sfocia in **"esplosioni maggiori"**, prodotte sempre dalle bocche della terrazza craterica ma caratterizzate da maggiore energia e frequenza delle esplosioni "normali" e volumi di magma eruttati (**Figure 2 e 3**). Sono esplosioni come quelle accadute già quattro volte nei primi quattro mesi del 2018 (7 e 18 marzo, 24 e 27 aprile), ed altre quattro volte nella seconda metà del 2017 (27 luglio, 23 ottobre, 1° novembre e 1° dicembre), e che quindi possono avvenire ad intervalli spesso irregolari. La conseguenza immediata è percepibile dal differente impatto che questi eventi hanno sull'ambiente circostante.

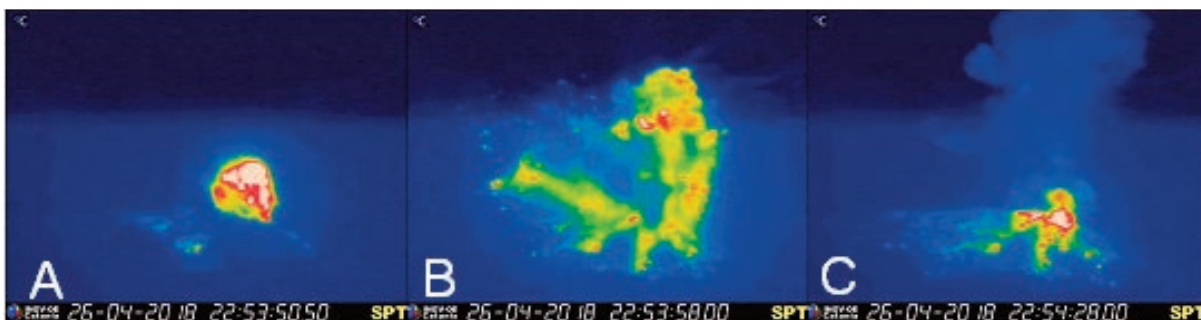


Figura 2 Esplosione maggiore del 26 aprile 2018. Frame significativi ripresi dalla telecamera dello spettro infrarosso del Pizzo sopra la Fossa. L'orario visualizzato nelle immagini corrisponde all'ora UTC (Coordinated Universal Time).

Esse, infatti, causano frequentemente la ricaduta di bombe vulcaniche, lapilli e frammenti rocciosi anche abbastanza grandi, nella porzione sommitale del vulcano, ma, rispetto alla normale attività, a distanze maggiori dalla bocca eruttiva. Pertanto, sia il belvedere del Pizzo sopra la Fossa sia parte dei sentieri che vi conducono, possono essere interessati da questa ricaduta di materiali vulcanici, potenzialmente pericolosi per qualsiasi osservatore si trovasse a transitare da quelle parti.



Figura 3 Esplosione maggiore del 26 aprile 2018. Frame significativi ripresi dalla telecamera dello spettro visibile di Quota 400. L'orario visualizzato nelle immagini corrisponde all'ora UTC (Coordinated Universal Time).

La normale attività stromboliana e le esplosioni maggiori eruttano tipicamente magmi definiti come “evoluti”, la cui lenta risalita verso la superficie consente loro di formare numerosi cristalli. Ma a Stromboli avvengono anche esplosioni definite “**parossistiche**”. Si tratta di fenomeni decisamente violenti e improvvisi, che spesso eruttano un magma considerato “primitivo” e profondo, che risale tanto rapidamente verso la superficie da non avere il tempo di cristallizzare parzialmente e frazionarsi. Le eruzioni parossistiche producono il lancio in atmosfera di bombe vulcaniche, lapilli incandescenti e frammenti di roccia ad altezze di qualche chilometro, con ricaduta di tali materiali fino a distanze di alcuni chilometri dalle bocche eruttive (Figura 4).

Figura 4 Esplosione parossistica avvenuta il 5 aprile 2003, ripresa da Sonia Calvari a bordo dell'elicottero di Protezione Civile durante una fase di monitoraggio vulcanologico.



In alcuni casi, come nel 1930, il materiale eruttato è ricaduto al suolo formando valanghe di materiale incandescente che ha percorso rapidamente i fianchi del vulcano fino a raggiungere il mare. Il loro impatto sul territorio, quindi, è potenzialmente molto pericoloso, in quanto i materiali eruttati possono innescare incendi nella vegetazione e raggiungere i centri abitati. Fortunatamente si tratta di eventi che accadono con intervalli nell'ordine delle decine di anni. Le esplosioni parossistiche possono avvenire improvvisamente, ma di solito accadono durante periodi caratterizzati da intensa attività eruttiva del vulcano. Come, ad esempio, quella avvenuta il 5 aprile 2003 (Figura 4), una delle più recenti esplosioni parossistiche di Stromboli, avvenuta nel corso dell'eruzione iniziata il 28 dicembre 2002 e terminata il 18 luglio 2003.

Una delle esplosioni parossistiche si è verificata il 15 marzo 2007, sempre durante un'eruzione effusiva. In quel caso, brandelli di lava incandescente e frammenti di roccia sono ricaduti fino a 400 metri di quota attorno all'area sommitale del vulcano. Alcuni blocchi lavici sono precipitati a quote minori fino a raggiungere la frazione di Ginostra, sul basso versante sud-occidentale dell'isola.

Allo stato attuale delle conoscenze, sia le eruzioni maggiori sia quelle parossistiche, non sono precedute da precursori chiaramente riconoscibili, se non poche decine di secondi prima dell'evento esplosivo. Tale lasso di tempo è troppo breve per consentire a chi si trova sulla cima del vulcano di mettersi al riparo.

Filmati:



<https://www.youtube.com/watch?v=9pITpfMd9oY&feature=youtu.be>

Il video mostra tre tipi di eventi esplosivi che possono avvenire a Stromboli. La prima parte del filmato è stato girato tra il 2013 ed il 2015 da Boris Behncke e riprende la cosiddetta attività stromboliana normale. La seconda parte del filmato è estratta dalle registrazioni delle telecamere di sorveglianza dell'INGV e documenta l'esplosione maggiore avvenuta il 7 marzo 2018. Infine, l'ultima parte del filmato è stata realizzata da Piergiorgio Scarlato, e riprende l'esplosione parossistica avvenuta il 5 aprile 2003 nel corso di un'eruzione durata alcuni mesi.

I parossismi di Stromboli: ovvero gli “scatti del vulcano”

Massimo Pompilio, Antonella Bertagnini, Alessio Di Roberto

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Pisa

15 luglio 2019

L'attività normale e persistente di Stromboli è occasionalmente interrotta da eventi esplosivi improvvisi e di alta energia chiamati **parossismi** stromboliani (ne avevamo parlato anche qui: <https://ingvvulcani.com/2018/07/16/stromboli-e-le-sue-esplosioni/>). Questi fenomeni insieme agli tsunami rappresentano le manifestazioni più pericolose dell'attuale attività vulcanica a Stromboli.

Il parossismo avvenuto il 3 luglio 2019 ha attirato fortemente l'attenzione dei media e della popolazione su questo tipo di fenomeno in quanto ha avuto un grosso impatto sulle infrastrutture, sugli abitanti dell'isola e sui turisti. Questo breve articolo vuole fare il punto su cosa sono i parossismi, quali sono le fenomenologie associate, qual è la loro frequenza di accadimento e quali sono i meccanismi che li provocano.

Cosa sono i parossismi?

A Stromboli, oltre a periodiche eruzioni effusive, ci sono due tipi di attività esplosive:

1. **normale attività stromboliana**, detta anche “attività ordinaria”. Giuseppe Mercalli (1907) la descrive come un degassamento continuo da bocche nei crateri sommitali, intervallato da esplosioni ritmiche di energia variabile, da debole a moderata, che producono lapilli scoriacei, bombe e blocchi litici che ricadono all'interno della terrazza craterica (Figura 1).



Figura 1 Normale attività stromboliana. ©INGV

2. **esplosioni violente**, caratterizzate da eventi di breve durata che coinvolgono più di una bocca eruttiva. Mercalli li descrive come “scatti del vulcano” e li definisce come **parossismi stromboliani**. I parossismi stromboliani possono essere di piccola scala (Figura 2), conosciuti anche come **esplosioni maggiori**, e di larga scala, spesso chiamati semplicemente **parossismi** (Figura 3).



Figura 2 Esplosione maggiore a Stromboli. ©INGV

Le **esplosioni maggiori** sono caratterizzate da eventi esplosivi quasi contemporanei da più bocche e coinvolgono uno o più settori della terrazza craterica. Tipicamente consistono in getti di gas e magma frammentato (**piroclasti**) che raggiungono alcune centinaia di metri di altezza sul bordo craterico e della durata di 30-40 secondi. Queste eruzioni producono un pennacchio che può raggiungere un'altezza di circa un chilometro.

Il materiale leggero e fine prodotto può arrivare fino alla costa (a seconda dell'intensità e direzione del vento). Nella maggior parte dei casi l'area più vicina ai crateri è soggetta alla ricaduta di **blocchi litici** e/o **bombe** che, seguendo una traiettoria balistica, possono arrivare a una distanza di circa un chilometro. I volumi di magma coinvolti variano da centinaia a migliaia di metri cubi.



Figura 3 Parossismo stromboliano.

I **parossismi** di larga scala consistono in una serie di esplosioni ravvicinate nel tempo che coinvolgono tutte le bocche attive. Queste esplosioni producono bombe e blocchi delle dimensioni di un metro o superiori che ricadono fino a 2 km dai crateri, arrivando in alcuni casi fino ai centri abitati e al mare. La colonna di gas e cenere che si forma durante i parossismi può raggiungere altezze di diversi chilometri sopra i crateri. I parossismi sono tipicamente accompagnati da **detonazioni simili a colpi di cannoni** e dalla formazione di **onde compressive** (onde d'urto) che possono rompere i vetri delle finestre a Stromboli e Ginostra, che si trovano a circa 2 km dall'area del cratere. I volumi di magma coinvolti nei parossismi variano da decine di migliaia a pochi milioni di metri cubi.

Sebbene si tratti di volumi importanti, è bene ricordare che si tratta di eruzioni relativamente piccole rispetto a quelle che possono accadere in altri vulcani italiani (es. Etna e Vesuvio).

Ai parossismi sono associate alcune fenomenologie pericolose:

- **Flussi piroclastici** di piccola scala e valanghe di materiale incandescente. Questi possono essere dovuti a:
 - collasso parziale della colonna eruttiva
 - rimobilizzazione di materiale incandescente e brandelli di lava caduti su ripidi pendii del vulcano, sia nel corso dell'eruzione che successivamente.

Nell'aprile 2003 si verificò un parossismo e in quel caso i prodotti da collasso della colonna eruttiva hanno coperto la parte alta della Sciara del Fuoco. Nelle eruzioni del 1906, del 1930 e del 1944 alcuni flussi piroclastici hanno percorso i fianchi sudorientali e nordorientali del vulcano arrivando fino al mare.

- **Collassi e frane:** durante i parossismi, porzioni della terrazza craterica possono collassare **parzialmente** e franare. Queste frane generalmente si riversano nella Sciara del Fuoco.
- **Tsunami:** onde di tsunami sono state associate ad alcune fasi dei parossismi degli anni 1916, 1919, 1930, 1944, 1954 e sono state attribuite a frane e/o a ingresso di flussi piroclastici in mare.

Ogni quanto avvengono?

Le testimonianze storiche e gli studi vulcanologici hanno consentito di ricostruire la storia eruttiva con una buona attendibilità almeno negli ultimi 120 anni. In questo periodo si sono verificati circa 19 parossismi di larga scala [NdR: il numero di parossismi si riferisce alla data dell'articolo]. Possiamo quindi calcolare una frequenza media di accadimento di circa 3 eruzioni parossistiche ogni 20 anni. Tale frequenza non è tuttavia omogenea nel tempo. Dalla figura 4 si vede che dal 1960 al 2000 non ci sono stati parossismi mentre prima del 1960 si osservava una frequenza media di tre parossismi per decade. Se si analizza la storia eruttiva precedente al 1900 si osserva che in alcuni periodi la frequenza delle eruzioni parossistiche è oltremodo variabile, con periodi in cui gli eventi sono più frequenti e periodi in cui le eruzioni sono più rare (es. dal XVII al XIX secolo).

Una statistica analoga è stata calcolata per le esplosioni maggiori negli ultimi 20 anni, dalla quale risulta una frequenza di accadimento di 1.7 eruzioni per anno. (Figura 4a).

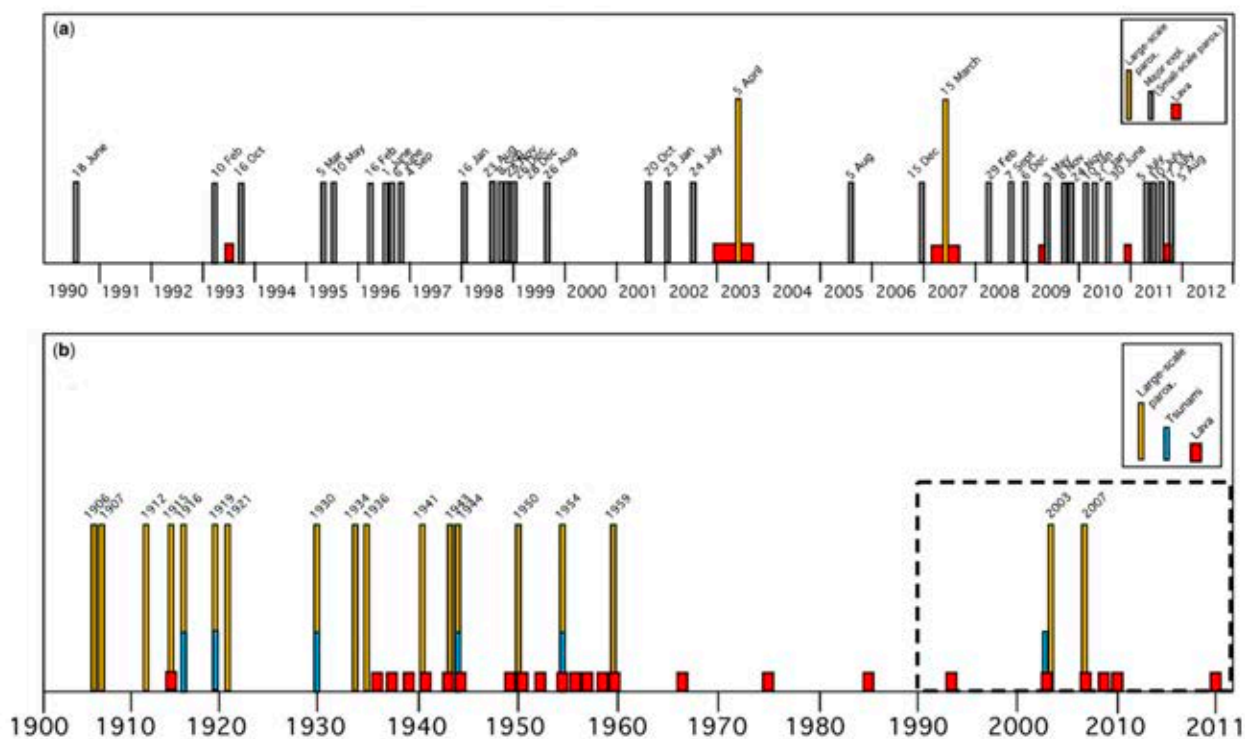


Figura 4 Frequenza delle esplosioni violente ed attività effusiva a Stromboli dal 1990 al 2012 (a) e dal 1900 al 2012 (b). Da Rosi et. al (2013).

Il parossismo del 3 luglio 2019 è il più grande mai osservato?

L'attività persistente di Stromboli così come la vediamo oggi è iniziata circa 1300 anni fa. Lo studio dei depositi delle eruzioni parossistiche avvenute in questo intervallo di tempo ha rivelato che ci sono state nel passato eruzioni parossistiche che hanno prodotto volumi di materiale eruttato e dispersione dei prodotti più importanti di quella del 3 luglio 2019. Tra queste, quella che ha disperso i prodotti su una area più vasta è quella dell'11 settembre del 1930 (Figura 5). Altre eruzioni di misura comparabile sono avvenute nel XVI secolo.

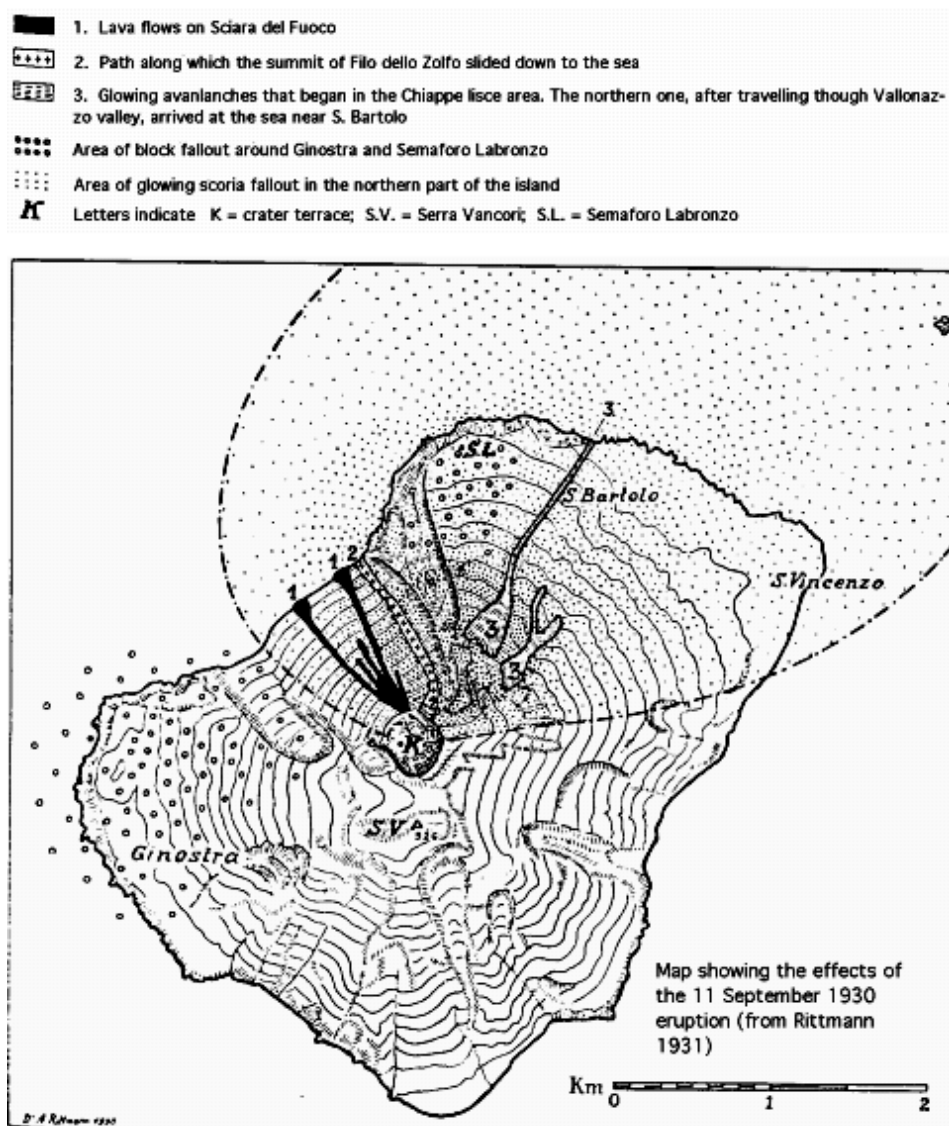


Figura 5 Mappa di distribuzione dei diversi tipi di prodotti vulcanici eruttati nel parossismo del 11 settembre 1930. Da Rittmann, 1931.

Quali sono i meccanismi eruttivi?

Numerosi progetti di ricerca negli ultimi 20 anni sono stati dedicati proprio a comprendere i meccanismi che producono i parossismi. Per quanto la discussione sia ancora aperta, tra i ricercatori c'è un generale accordo sul fatto che **le eruzioni parossistiche siano legate alla interazione tra un magma degassato e parzialmente cristallizzato, che staziona nella parte alta del sistema di alimentazione, ed un magma ricco in gas, poco cristallino, di origine profonda (oltre 4 chilometri).** Secondo alcuni il parossismo si genera quando un maggior apporto di magma profondo o di gas e magma arriva nel sistema superficiale (Figura 6) (Bertagnini et al., 2011). Secondo altri (Calvari et al., 2011; Ripepe et al., 2017) il magma profondo viene richiamato in superficie in seguito allo svuotamento della parte alta del condotto nel corso di una prolungata attività lavica (Figura 7).

Dato che solo un numero limitato di parossismi è avvenuto nel passato in concomitanza di una eruzione effusiva, questo secondo meccanismo non può comunque essere generalizzato a tutte le eruzioni esplosive di questo tipo.

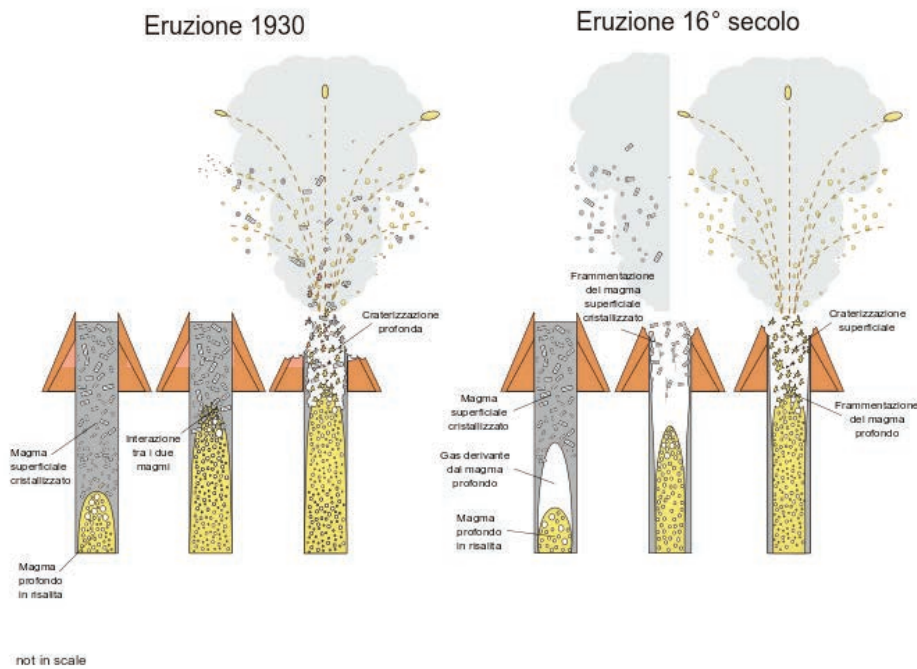


Figura 6 Meccanismi di innesco dei parossismi del 1930 e del XVI secolo proposti da Bertagnini et al. (2103). Secondo questi autori, l'innesco è dovuto ad un maggior apporto di magma profondo (nel 1930) o gas e magma profondo (nel XVI secolo) nel sistema di alimentazione superficiale (modificato da Bertagnini et al., 2011).

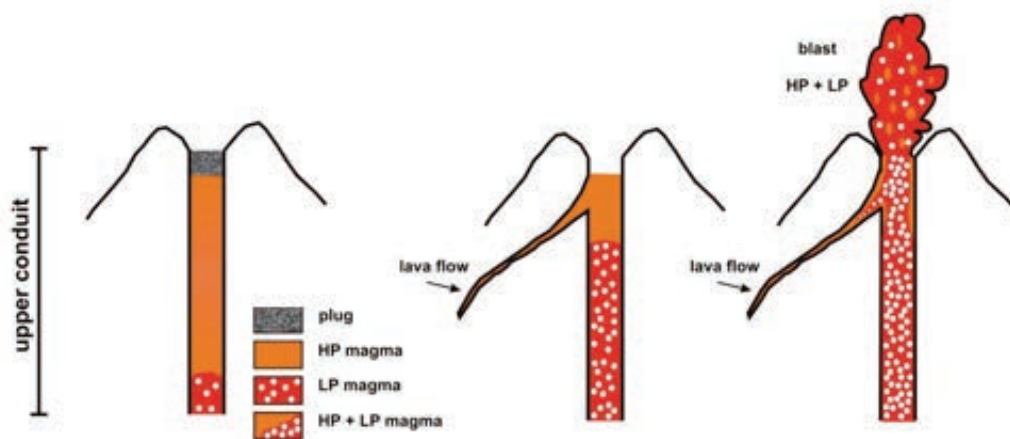


Figura 7 Meccanismo di innesco del parossismo, proposto da Calvari et al., 2011. Secondo questa interpretazione, l'innesco è legato allo svuotamento della parte alta del condotto nel corso di una prolungata attività lavica (modificato da Calvari et al., 2011).

Bibliografia

- Barberi, F, Rosi, M, Sodi, A., (1993). *Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data*. Acta Vulcanologica 3, 173–187.
- Bertagnini, A., Coltelli, M., Landi, P., Pompilio, M., Rosi, M., (1999). *Violent explosions yield new insights into dynamics of Stromboli volcano*. Eos Trans AGU 80, 633–633.
- Bertagnini, A., Roberto, A., Pompilio, M., (2011). *Paroxysmal activity at Stromboli: lessons from the past*. Bulletin of Volcanology. doi: 10.1007/s00445-011-0470-3
- Calvari, S., Spampinato, L., Bonaccorso, A., Oppenheimer, C., Rivalta, E., Boschi, E., (2011). *Lava effusion – A slow fuse for paroxysms at Stromboli volcano?* Earth Planet Sc Lett 301, 317–323. doi:

10.1016/j.epsl.2010.11.015

- Di Roberto, A., Bertagnini, A., Pompilio, M., Bisson, M., (2014). *Pyroclastic density currents at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy): a case study of the 1930 eruption*. Bulletin of Volcanology 76, 827. doi: 10.1007/s00445-014-0827-5
- Maramai, A., Graziani, L., & Tinti, S., (2005). *Tsunamis in the Aeolian islands (southern Italy): a review*. Marine Geology, 215(1-2), 11–21.
- Mercalli, G., (1907). *I Vulcani Attivi Della Terra*. (Hoepli, Ed.). Milano.
- Ponte, G., (1948). *Attività straordinaria dello Stromboli*. Annali di Geofisica 1, 200–202.
- Riccò, A., (1907). *Sull'attività dello Stromboli dal 1891 in poi*. Bollettino Società Sismologica Italiana, 12, 183–215.
- Ripepe, M., Pistolesi, M., Coppola, D., Delle Donne, D., Genco, R., Lacanna, G., Laiolo, M., Marchetti, E., Olivieri, G., Valade, S., (2017). *Forecasting effusive dynamics and decompression rates by magma static model at open-vent volcanoes*. Scientific Reports 7, 1. doi: 10.1038/s41598-017-03833-3
- Rittmann, A., (1931). *Der Ausbruch des Stromboli am 11. September 1930*. Zeitschrift für vulkanologie 14, 47–77.
- Rosi, M., Bertagnini, A., Landi, P., (2000). *Onset of the persistent activity at Stromboli Volcano (Italy)*. Bulletin of Volcanology 62, 294–300. doi: 10.1007/s004450000098
- Rosi, M., Pistolesi, M., Bertagnini, A., Landi-P, Pompilio, M., Di Roberto, A., (2013). *Stromboli volcano, Aeolian Islands (Italy): present eruptive activity and hazards*. Geological Society London Memoirs 37, 473–490. doi: 10.1144/M37.14
- Speranza, F., Pompilio, M., Sagnotti, L., (2004). *Paleomagnetism of spatter lavas from Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy): Implications for the age of paroxysmal eruptions*. Geophys. Res. Lett. 31. doi: 10.1029/2003GL018944

Quando un flusso piroclastico scorre sul mare: esempi a Stromboli e altri vulcani

Sandro de Vita, Mauro A. Di Vito, Rosella Nave

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Vesuviano

5 settembre 2019

Le **esplosioni parossistiche** di Stromboli di quest'estate [NdR: 2019] hanno generato fenomeni spettacolari, le cui immagini hanno fatto il giro del mondo. Tra questi, lo scorrimento di **flussi piroclastici** sul mare ha prodotto una notevole impressione, in quanto fenomeno raro e poche volte osservato da testimoni diretti (Figura 1).



Figura 1 Vista da Sud dei flussi piroclastici generati durante l'esplosione del 28 agosto 2019 a Stromboli. I flussi, dopo aver fluito lungo la Sciara del Fuoco hanno continuato a scorrere sul mare per diverse centinaia di metri. Foto di Alberto Lunardi (Twitter).

Che i flussi piroclastici possano viaggiare sull'acqua è un fenomeno noto, evidenziato in varie parti del mondo dal ritrovamento di depositi vulcanici legati allo scorrimento di tali flussi. In Campania, in particolare, è possibile osservare uno degli esempi più significativi di flusso piroclastico, che, generato dalla colossale eruzione dell'Ignimbrite Campana avvenuta 40.000 anni fa ai Campi Flegrei, ha viaggiato sul mare per oltre 30 km, depositandosi in Penisola Sorrentina. Il deposito di tufo grigio, prodotto dall'indurimento della cenere vulcanica lasciata dal flusso piroclastico, è detto deposito "ignimbritico" ed è ben esposto lungo tutta la falesia di Sorrento, dove raggiunge uno spessore di oltre 40 m (Figura 2).



Figura 2 Deposito di tufo grigio esposto lungo la falesia di Sorrento (NA), prodotto dall'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Campi Flegrei), 40.000 anni fa. Foto degli autori.

Tra i fenomeni delle eruzioni esplosive, i flussi piroclastici sono quelli che hanno di gran lunga il maggiore potenziale distruttivo. La stragrande maggioranza di perdite di vite umane durante un'eruzione esplosiva è legata, infatti, allo scorrimento e all'impatto dei flussi piroclastici.

La loro **elevata pericolosità** deriva dal fatto che essi **scorrono al suolo a temperature elevate e a grandi velocità**, raggiungendo anche grandi distanze dal vulcano che li ha generati. Si tratta di **miscele di gas caldi e materiale solido, composto da cenere, pomici e frammenti di rocce**, che si muovono con velocità che possono superare i 100 km/h. Ne esistono vari tipi, caratterizzati da temperature molto diverse, differenti concentrazioni di particelle, velocità e mobilità molto variabili. Si muovono lungo i versanti dei vulcani e nelle aree circostanti scorrendo al suolo sotto l'effetto della forza di gravità (Figura 3). Il loro movimento può essere **turbolento** (per bassa concentrazione di particelle solide) o **laminare** (per alta concentrazione) e questo determina la loro più o meno elevata mobilità.

I flussi piroclastici vengono anche chiamati **correnti piroclastiche di densità** e possono essere generati da vari meccanismi, tra i quali menzioniamo:

- parziale o totale collasso verso il suolo di una **colonna eruttiva**;
- esplosione o collasso di un **duomo lavico** in accrescimento;
- continua espulsione della miscela piroclastica dalla bocca eruttiva che, senza formare una colonna, comincia ad espandersi lateralmente lungo i fianchi del vulcano, come avviene nel trabocco di una pentola di riso sui fornelli;
- espansione della miscela piroclastica, che si propaga radialmente come un anello dal centro eruttivo o alla base della colonna eruttiva;
- **esplosione direzionale** e fuoriuscita fortemente orientata della miscela piroclastica, dovuta al cedimento di una parte instabile dell'edificio vulcanico.

La scala dei fenomeni è molto diversa da eruzione a eruzione, anche per uno stesso vulcano: si passa da piccoli flussi piroclastici che si fermano dopo poche centinaia di metri lungo i versanti

del vulcano, a flussi piroclastici che percorrono anche distanze di oltre 100 km. Ad esempio, durante l'eruzione del Vesuvio del 1944 si sono generati flussi piroclastici che hanno viaggiato per meno di un chilometro, fermandosi lungo i versanti del vulcano (Figura 4); mentre in altre occasioni, durante le eruzioni pliniane dello stesso vulcano i flussi piroclastici hanno percorso distanze di oltre 20 km nella Piana Campana, con elevatissimo potere distruttivo dovuto all'alta temperatura (diverse centinaia di gradi centigradi) e alla considerevole pressione dinamica che i flussi possono esercitare su ostacoli lungo il loro percorso.



Figura 3 Uno degli esempi di flussi piroclastici più recenti e distruttivi è sicuramente quello generato dall'eruzione del Monte Merapi, in Indonesia, dell'ottobre-novembre 2010. Durante questa eruzione si sono generati flussi che hanno determinato la morte di 353 persone e ingenti danni. Nella foto si vedono i flussi piroclastici incanalati lungo una valle. Fonte: <http://www.montserratvolcano.org>.

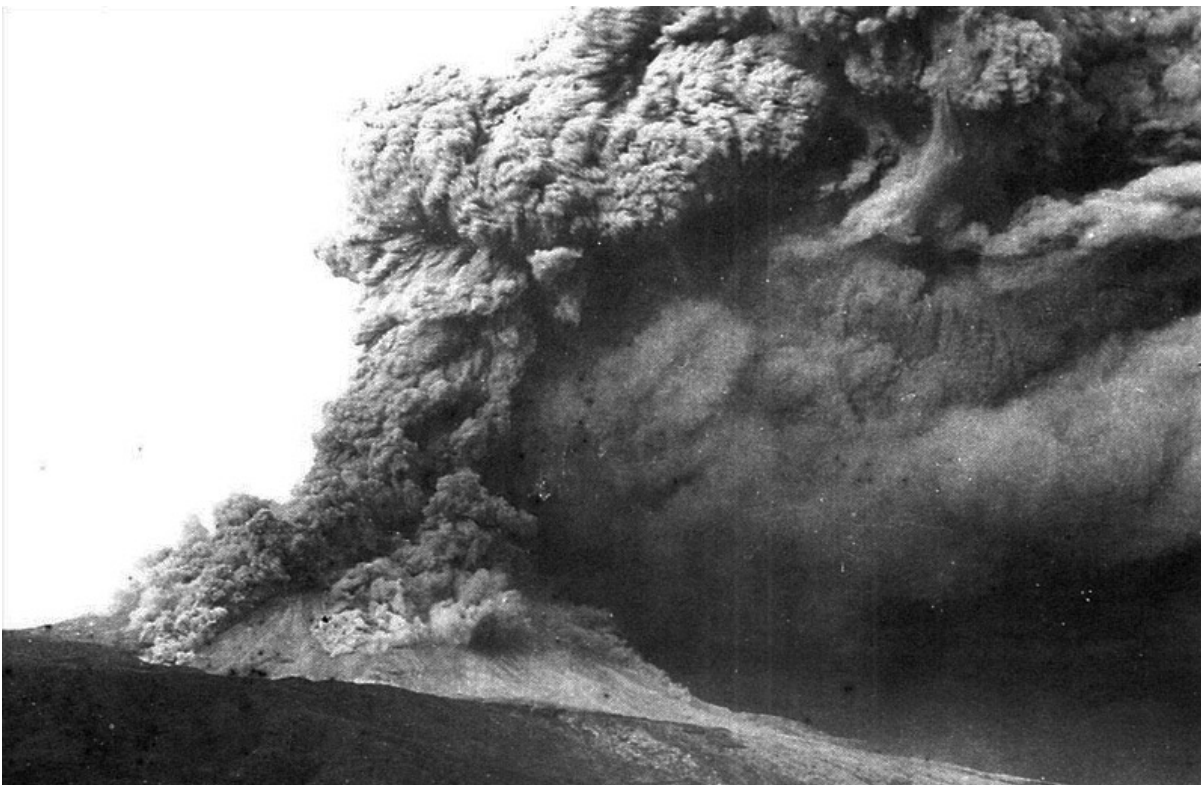


Figura 4 Flussi piroclastici generati durante l'eruzione del Vesuvio del 1944, caratterizzati da bassa mobilità e distribuiti solo fino ai piedi del Gran Cono del vulcano.

La particolarità dell'esplosione del 28 agosto 2019 a Stromboli consiste nel fatto che i **flussi piroclastici hanno raggiunto il mare e hanno continuato a scorrere sull'acqua** per diverse centinaia di metri, e sono stati filmati da osservatori su una barca che si allontanava velocemente dalla Sciara del Fuoco (Figura 1). Fenomeni simili si erano già verificati durante il parossismo del 3 luglio 2019 e nel corso dell'eruzione del 2002-2003.

Immagini simili sono state registrate durante l'eruzione di Montserrat, un'isola dei Caraibi, nel 1997-2010 (Figura 5), dove i flussi hanno raggiunto il mare attraverso una lunga valle, hanno viaggiato sul mare e hanno determinato, per l'accumulo dei materiali vulcanici, un **avanzamento della linea di costa di diverse centinaia di metri** (Figura 6). Anche al Vesuvio, durante l'eruzione di Pompei del 79 d.C., tra Ercolano e Torre Annunziata la linea di costa è avanzata per diverse centinaia di metri, proprio per l'accumulo dei depositi dei flussi piroclastici. In questo caso la maggior parte delle **vittime dell'eruzione è stata causata proprio dallo scorrimento di flussi** ad alta velocità e temperatura in varie fasi dell'eruzione.

Figura 5 Flussi piroclastici che entrano in mare, generati dal collasso di un duomo lavico durante l'eruzione di Montserrat (Caraibi, giugno 1997). Foto Montserrat Volcano Observatory.



Figura 6 Depositi dei flussi piroclastici in Figura 5, che hanno determinato l'avanzamento della linea di costa di diverse centinaia di metri nell'isola di Montserrat.

Foto: Montserrat Volcano Observatory.



Voci dal passato su parossismi e colate a Stromboli: piccola cronaca di un incontro casuale

Mario Mattia

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

9 luglio 2019

Premessa (di Redazione INGVvulcani)

La storia di un vulcano si può raccontare anche attraverso l'incontro, casuale e fortunato, tra due persone identicamente curiose del mondo e delle sensibilità umane. In questi giorni in cui Stromboli è teatro di eventi importanti e per certi versi drammatici, Mario Mattia richiama alla memoria squarci di vita quotidiana del secolo scorso, diligentemente annotati in un taccuino e ricopiati da antichi registri miracolosamente sopravvissuti al tempo, alla guerra e alle esplosioni. Usa un linguaggio privo di formalismi, quasi come fosse un romanzo. Un modo diverso di raccontare la Scienza, che ci avvicina ad una storia vera vissuta da uomini veri.

Saranno state le tre del pomeriggio. O forse le 5. Chi se lo ricorda più. Mi ricordo invece benissimo che restai col naso all'insù a guardare quell'enorme massa nera chiazzata del verde degli arbusti mediterranei e del giallo degli sterpi bruciati dal sole di quel luglio millenovecentottantatre.

«Giovane, attento a dove metti i piedi!» mi disse il marinaio mentre scendevo dal traghetto, appena prima che il gradino tra lo scivolo e la banchina del porticciolo di Stromboli ponesse fine, come minimo, alla funzionalità della mia caviglia sinistra.

Avevo lasciato gli amici di sempre in un campeggio dalle parti di Gioiosa Marea dietro le gonne di alcune pallide ragazze tedesche e, con lo zaino militare e il mio ridicolo sacco a pelo rosa, ero determinato a visitare «il faro del Mediterraneo», in ossequio a quella stravagante idea di iscrivermi a Geologia. Che aveva lasciato a bocca aperta tutta la mia famiglia, in attesa dell'ennesimo avvocato.

Il traghetto ripartì mentre mi inerpicavo su per la stretta stradina che mi avrebbe portato in paese. Mi aggirai tra i muri delle case, tra le tettoie di canne, tra gli alberelli che sbucavano da chissà dove. Ascoltai il rombo lontano di un motocarro che rompeva il silenzio del pomeriggio, dominato solo dal bianco e dall'azzurro di quella inesistente separazione tra terra, cielo e mare. E poi le case squadrate, la grande chiesa bianchissima, la piazza con i suoi bar e i turisti al riparo dal sole, in attesa di una granita ghiacciata.

In paese, quella inesplicabile sensazione di paura che quella massa nera circondata da basse nuvole bianche mi aveva trasmesso, si attenuò, e il resto della giornata lo passai con le spalle quasi sempre girate verso le spiagge nere, verso il mare blu scuro.

E verso il mare guardavo quando un anziano signore, con buffi bermuda bianchi e un bastoncino fatto di canna si fermò davanti a me. Ero a Piscità, e ancora sulla pelle avevo le gocce dell'ultimo bagno quando lui, col suo bastoncino, indicò la carta geologica dell'Isola di Stromboli che avevo aperta accanto a me.

«Lei è un geologo?» disse spostando verso l'alto il suo il berretto di paglia, probabilmente in un gesto di saluto.

«Non ancora – dissi io – comincerò a studiare geologia a ottobre.»

L'uomo annuì gravemente e mi porse la mano.

«Molto lieto, io mi chiamo Salvatore» (il nome non era quello, ma non mi va di scrivere quello vero).

«Le piace il vulcano?» aggiunse guardandomi con la testa piegata di lato.

Io mi strinsi nelle spalle.

«Preferisco non guardarlo. Mi fa un po' paura. Stanotte ho dormito in spiaggia e ho sentito i suoi boati. Forti. Facevano vibrare i vetri delle case, certe volte» dissi.

Lui si aprì in un sorriso.

«Anche a me ha fatto sempre paura» disse mentre si sedeva sul muretto che stava alle mie spalle. Poi mi chiese di passargli quella mappa.

«Lei è mai stato qui?» mi disse, indicando con l'indice ossuto un puntino poco a nord della Sciara del Fuoco.

Io feci di no con la testa.

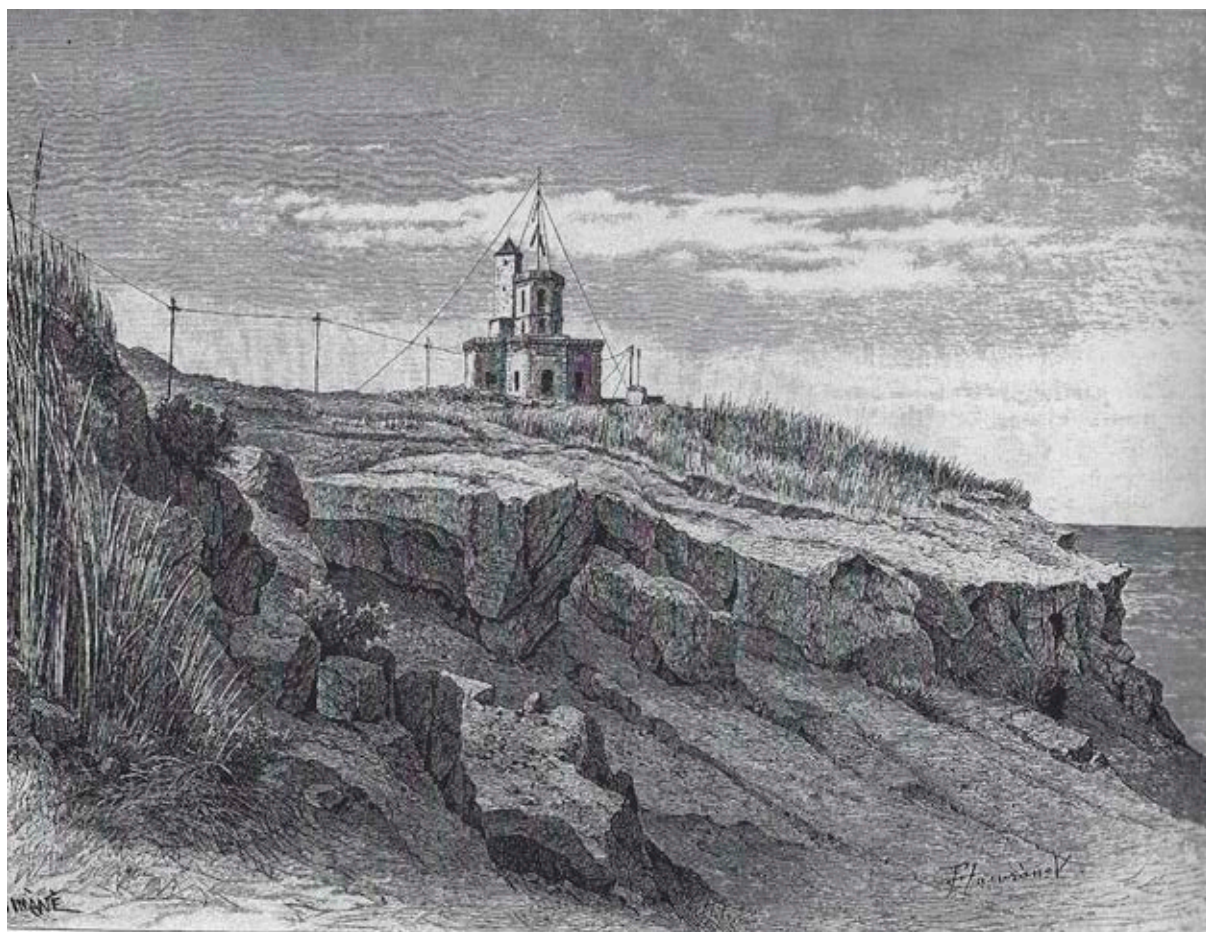
«Tanti anni fa qui c'era un semaforo. Il semaforo di Labronzo.» disse.

Io lo guardai incredulo e lui si mise a ridere. I suoi baffi bianchi andarono su e giù in una sorta di tic. E solo dopo qualche secondo capii che stava ridendo.

«Non si tratta di un semaforo come quello delle città, era come un piccolo faro, che serviva alla navigazione e dove c'erano anche strumenti scientifici, ad esempio una stazione meteorologica.»

«Interessante... lei pensa che sia da visitare?»

«Magari. Non esiste più da tanto tempo. Mio padre ci lavorava praticamente fin da bambino. Vuole sapere la storia?»



Il semaforo di Labronzo (da L. Salvatore d'Austria, Le isole Lipari)

L'aspetto rassicurante e la sua somiglianza con un vecchio zio cui ero molto affezionato, mi convinsero a sorridere e fare di sì con la testa. Visibilmente soddisfatto, poggiò il bastoncino sul muretto e si sistemò comodamente.

«Il mio povero papà – cominciò – era un ragazzo quando il professorone che veniva da Catania convinse il Ministro della Marina del Re che era necessario che il personale in servizio presso il semaforo di Labronzo... quello che le indicavo sulla cartina... oltre al normale lavoro per la navigazione e per la manutenzione degli strumenti, si dedicasse anche a tenere un registro di tutte le esplosioni dello Stromboli e di tutte le variazioni dell'attività del vulcano. Questo professorone si chiamava Annibale Riccò... l'ha mai sentito?»

Io feci di no con la testa e lui fece una faccia stupita.

«Strano... è stato anche Rettore dell'Università di Catania!»

Io alzai le spalle e lui con la mano fece segno che non importava.

«Dicevamo... mio padre, che era l'unico falegname di Stromboli, dove tutti, allora, erano pescatori, fu assunto per lavorare in quel semaforo e per occuparsi della manutenzione delle porte, dei mobili e per fare tutti i lavoretti che servivano. Era affascinato dal vulcano e piano piano, dopo che imparò a scrivere e leggere, fu proprio lui a occuparsi di tenere il registro di quello che faceva il vulcano. E alla fine di ogni mese, scriveva un rapporto che mandava all'Università di Catania...»

«Di che anni stiamo parlando?» chiesi io. Il racconto cominciava a piacermi.

«All'incirca alla fine dell'Ottocento-inizio Novecento. E mio padre era proprio lì al semaforo di Labronzo l'undici settembre 1930.»

Restò in silenzio, in attesa di una mia reazione. Che non arrivò.

Poi, alzò gli occhi al cielo e continuò.

«E va bene. Quel giorno ci fu un'esplosione tremenda. Tre colonne di cenere a forma di pino si alzarono in cielo e una pioggia di massi roventi cadde su Ginostra. I crateri si sconvolgarono come cannoni e morirono delle persone. Tra loro, una mia amichetta. Morì abbracciata alla madre, carbonizzata, e vicino a loro due, morì anche la loro capretta. Ne sarebbero morti ancora di più se in quel momento la maggior parte dei paesani non fosse andata ad un funerale, e il cimitero si trovava in una zona non colpita. Poi scoppiarono incendi in tutta l'isola e mi ricordo anche che il mare si ritirò e invase la spiaggia per centinaia di metri, distruggendo le case dei pescatori.»



Isola di Stromboli.

L'uomo era molto coinvolto e a gesti sottolineava i passaggi più tragici di quel racconto.

«Ma era la prima volta che il vulcano faceva tutto questo macello?» chiesi io.

Salvatore scosse la testa.

«Per niente. Ma mi faccia finire il racconto. La gente era terrorizzata. Qualcuno raccontò che si era aperta una fenditura nella Sciara del Fuoco e poi, per la paura, molti isolani emigrarono e qui restammo in pochi.

Molto pochi. Eravamo più di duemila all'inizio del Novecento, dopo il botto del 1930 eravamo sì e no mille.»

«Quindi lei abita qui?»

L'anziano scosse la testa e si tolse il cappello. Cominciò a sventolarsi perché la scarsa ombra che lo proteggeva dal potente sole siciliano si era assottigliata e adesso lambiva le sue gambe.

«No, amico mio. Non abito qui. Me ne andai nel 1949. Vinsi un concorso nelle Ferrovie dello Stato e andai ad abitare un po' qui e un po' lì... Genova... Milano... Ancona... e poi a Messina, dove abito tuttora. Ma ogni estate, io e mia moglie siamo tornati qui. Ho ancora la mia casetta a San Vincenzo. Poi, l'anno scorso mia moglie è morta.»

I baffi tornarono a fare su e giù, ma stavolta non per una risata.

«Mi dispiace.»

«Questa è l'ultima volta che vengo qui. Sto vendendo la casetta e poi non tornerò più» disse in un solo fiato.

Quasi non volesse nemmeno sentire cosa stesse dicendo.

Lo guardai mentre fissava il mare e all'improvviso si girò verso di me e disse:

«Visto che lei sarà un geologo, voglio farle vedere una cosa. Verrebbe stasera a cena da me?»

Accettai con entusiasmo, e lui visibilmente soddisfatto, si alzò, mi spiegò dove si trovava la sua casetta e poi si allontanò verso il paese.

Lo guardai allontanarsi con quei buffi pantaloncini e le sue gambe magre. Poi mi tuffai di nuovo e quando mi girai verso la spiaggia, uno sbuffo di cenere che sembrava cipria, coprì per qualche secondo la cima del vulcano, prima di essere portata via dal vento.

Trovai quasi subito quella casetta, alla fine di una curva quasi a gomito, con una scala tutta bianca che portava ad una porticina. Due stanze piene di oggetti, foto, ninnoli, un letto matrimoniale e una minuscola cucina piena di pentole e piatti. Le «pulera», ovvero le colonne che sostenevano le tettoie coperte da canne tipicamente eoliane, circondavano una splendida terrazza che si affacciava verso Strombolicchio.

Dopo una frugale cena a base di spaghetti ed insalata, mi disse che era l'ora della sorpresa e mi portò in un garage che stava al piano terra della casa. Lì, in mezzo a vecchi mobili pieni di polvere, bidoni inutilizzati e tonnellate di giornali vecchi, c'era una libreria con grandi volumi rilegati, col dorso in juta bianca su cui erano incise delle date. Ne tirò fuori uno e cominciò a sfogliarlo. Erano dei registri: nella prima colonna era segnato il tipo di attività del vulcano (esplosione normale, esplosione forte, frana breve, frana imponente) nella seconda colonna era riportato l'orario e nella terza non c'era scritto nulla, ma in alto riportava la scritta «effetti su cose e persone». Sfogliando uno di quei registri, ogni tanto in quella colonna spuntava un commento: «Zio Minico di Piscità ha sentito tre botti forti stanotte» o «Il fumo e la cenere sono arrivati fino a Punta dei Corvi».

Erano tanti quei volumi. E tutti in perfetto stato.

«Ma non dovrebbero essere in qualche archivio della Marina?» chiesi.

Salvatore fece di sì con la testa.

«In teoria sì, ma quando il semaforo fu distrutto, nel 1930, li buttarono via e mio padre li portò qui. Poi il semaforo fu sistemato e continuarono a segnare l'attività. Alla fine, per colpa della guerra, non mandarono più nessuno e quel lavoro ha continuato a farlo mio padre finché è vissuto. Così... per passione...»

Sui dorsi dei volumi erano riportati gli anni. 1898, 1899, etc... e poi, negli scaffali di sotto, 1934, 1935, e così via fino al 1958. Un patrimonio di dati unico. Anche se non ne sapevo ancora nulla, mi resi subito conto che si trattava di qualcosa di importante. Dopo aver chiesto il permesso, mi sedetti su uno sgangherato tavolino e cominciai a sfogliare alcuni dei volumi.

Non so ancora bene perché, ma presi degli appunti, visto che mi intrigava questa piccola scoperta. O forse per far piacere al mio anziano amico che mi guardava sorridente mentre sfogliavo pagina dopo pagina quei registri, autentiche testimonianze del qualche volta difficile rapporto tra gli isolani e il vulcano.

Li ho ritrovati qualche tempo fa, ordinando vecchie carte ed eccoli qui:

28 dicembre 1908 «Terremoto fortissimo, danni a San Vincenzo e Ginostra. Case e tetti crollati. Paura tra le genti. Molti abbandonano le case. Vulcano tranquillo»

13 dicembre 1915 «Formidabile esplosione. Lo studioso Platania ha raggiunto il semaforo e sale verso il cratere accompagnato dallo studioso Perret, con macchine da cinepresa»

3 luglio 1916 (lo stesso giorno del parossismo del 2019!! N.d.A.) ore 23.50 «Grandiosa esplosione sveglia tutti i paesani. Formazione di pino vulcanico gigantesco, pieno di palle di fuoco. Pioggia di ceneri e massi.

Molta gente intossicata dai gas. Danni ai tetti e feriti poco gravi a Ginostra e Punta Lena. Fiume di lava nella Sciara in pochi minuti.» I giorni successivi, il padre di Salvatore riportava altre informazioni sull'eruzione che si era originata dopo quella esplosione. E che durò più di un mese.

22 maggio 1919 (nota del capo semaforista Curulli) «Violentissima detonazione. Risucchio del mare per 200 metri. Enormi pini di cenere nera che coprono l'intera isola. Abbondantissima eruzione di gran quantità di blocchi lavici di eccezionali dimensioni, varianti tra 30 e 60 tonnellate. Eruzione di materiale igneo, scorie, pietre, grossi lapilli. Incendi alle falde del monte. 10 case distrutte a Stromboli, due a Ginostra. Segnalati 4 morti. Gravi danni ai vigneti ed alle case per l'ingresso di una poderosa ondata.

E poi l'esplosione del 1930. Il volume di quell'anno era tutto rovinato, proprio perché, come mi aveva detto Salvatore, alcuni massi distrussero il semaforo di Labronzo.

11 settembre 1930 ore 9.25. Tre pini di cenere si alzano dal vulcano. Altezza stimata 1.5 km. Poco dopo forte detonazione (o forse due ravvicinate). Costretti a precipitosa fuga sia io che il capo semaforista per la subitanea ricaduta di enormi massi. Semaforo parzialmente distrutto. Segue relazione dei danni. Notizie di danni all'abitato di Ginostra. 6 vittime e 22 feriti. Gravi ustioni. I morti ritrovati carbonizzati per effetto del gas bollente o degli incendi scatenati da esso. Panico a San Vincenzo e Ginostra. Molti lasciano l'isola. Alcune barche distrutte dalla ricaduta dei massi.

C'erano poi molte altre note, alcune di piccole effusioni, una su una misteriosa eruzione sottomarina, due o tre tempeste scambiate per attività vulcanica e poi centinaia di rapporti sul numero e sul tipo di esplosioni.

Quella lettura, di prima mano, di un documento che testimoniava la vita sotto un vulcano, giorno dopo giorno, degli effetti sulle persone, le piccole storie che a volte leggevo nelle note («il botto delle 3:44 spaventava le capre di Mongitore Ernesto» oppure «Cannella Salvatore lamenta il furto di n° 6 galline durante la fuga per il forte boato di ieri l'altro») mi affascinarono enormemente e infatti, quando sollevai lo sguardo dall'ennesimo librone rilegato, con le mani nere per la polvere e il taccuino pieno di note, schizzi ed elenchi, il mio amico Salvatore mi guardò sorridente.

«Sarai un buon vulcanologo – disse – perché ti interessano più le persone che vivono sotto i vulcani che i vulcani stessi.»

Io estrassi dal mio zaino un manuale di arabo.

«Non credo che sarò mai un vulcanologo. Voglio andare a lavorare nel deserto. A cercare il petrolio»

Lui fece di sì con la testa e mi schiacciò l'occhio.

La serata finì poco dopo. Con un brindisi a base di Malvasia.
Io sarei ripartito con la nave del pomeriggio seguente, dopo una salita ai crateri. Che non feci per colpa del maltempo.
La sera successiva tornai a Messina, dove i miei amici mi aspettavano per ripartire ancora.



Le nostre valigie logore stavano di nuovo ammucciate sul marciapiede; avevano un altro e più lungo cammino da percorrere. Ma non importa, la strada è vita. (J. Kerouac, "On the Road").
Archivio fotografico del quotidiano "L'Ora" – Biblioteca Centrale della Regione Siciliana A. Bombace.

Non vidi mai più Salvatore e niente sapeva, né di lui né di quei volumi, la coppia di simpatici napoletani che, qualche anno dopo, abitavano nella sua casa.
P.S. Non andai mai a cercare il petrolio nel deserto.

Bibliografia

- Barberi F., Rosi M. e Sodi A. (1993). *Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data*. Acta Vulcanologica, vol. 3, pp. 173-187.
- Cavallaro C. e Cincotta R. (1991). *Stromboli*, Sagep editrice.
- Rosi M., Pistolesi M., Bertagnini A., Landi P., Pompilio M. e Di Roberto A. (2013). *Stromboli volcano, Aeolian Islands (Italy): present eruptive activity and hazards*. Geological Society, London, Memoirs, 37, 473-490, 2013. <https://doi.org/10.1144/M37.14>

VULCANI SOTTOMARINI

C'era una volta... l'isola Ferdinandea!

Danilo Cavallaro

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

27 gennaio 2020

L'eruzione del 1831 che portò alla nascita dell'**Isola Ferdinandea**, nel Canale di Sicilia, tra Sciacca e Pantelleria, fu preceduta da un'intensa attività sismica che produsse danni sulla costa siciliana e da un importante ribollire delle acque notato dai pescatori locali. A metà del mese di luglio la nuova isola emerse dal mare, generata da un'eruzione cosiddetta **surtseyana**, un tipo di **eruzione sottomarina che avviene in prossimità di fondali poco profondi** e caratterizzata da **elevata esplosività** a causa dell'interazione tra magma e acqua (figura 1).

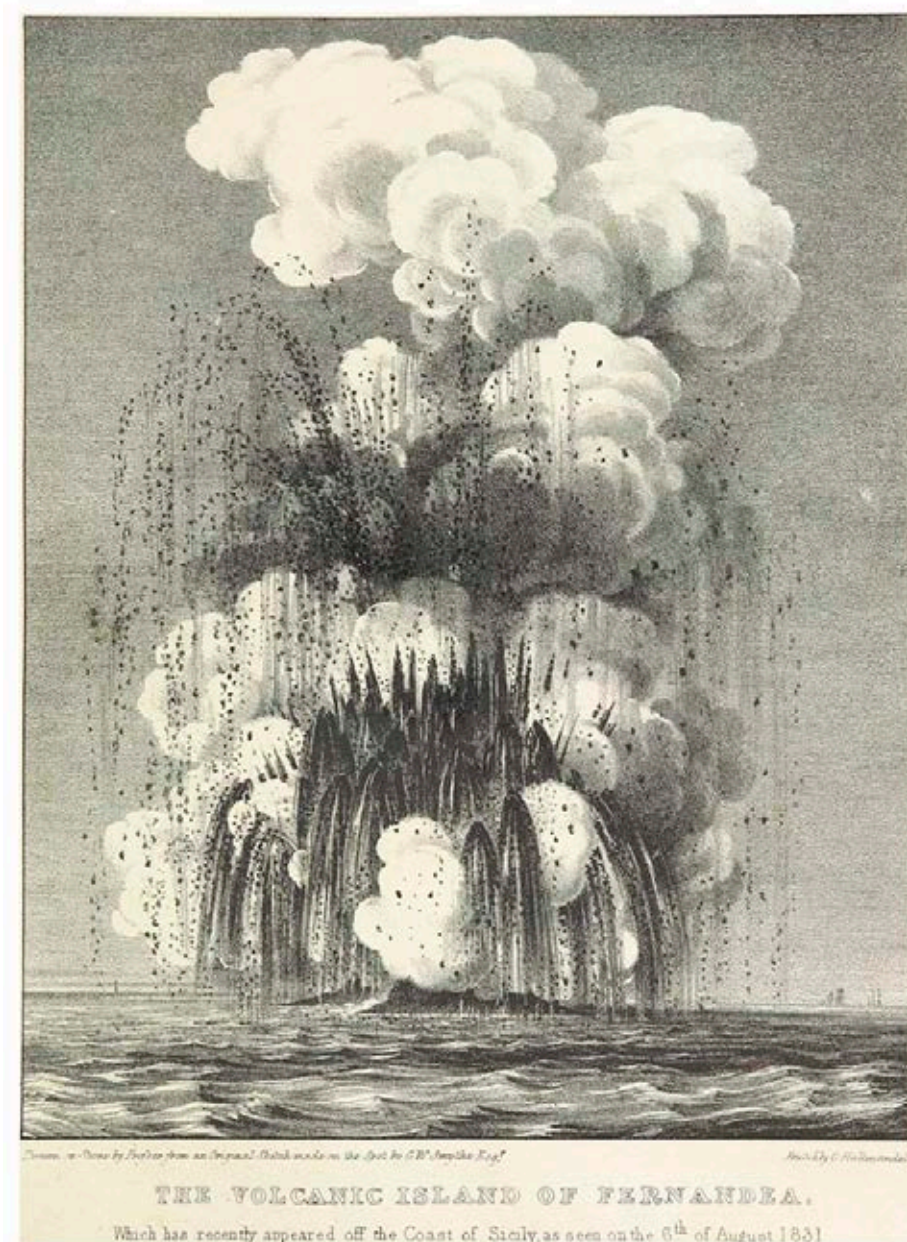


Figura 1 Immagine estratta da "Views and Description of the late Volcanic Island off the coast of Sicily", 1831, di George Walter Smythe. L'originale è conservato presso la British Library.

Iniziò così una **controversia di sovranità** tra i governi francese, inglese e il Regno delle due Sicilie, allora retto da Ferdinando II di Borbone. Alla nuova isola vennero attribuiti diversi nomi: Julia dai francesi, Graham dagli inglesi e Ferdinandeia dal capitano borbonico Giovanni Corrao. Alla fine dell'eruzione, che durò circa 6 settimane, l'isola aveva raggiunto una quota di oltre 60 m slm ed aveva un diametro di circa 600 m (figura 2).

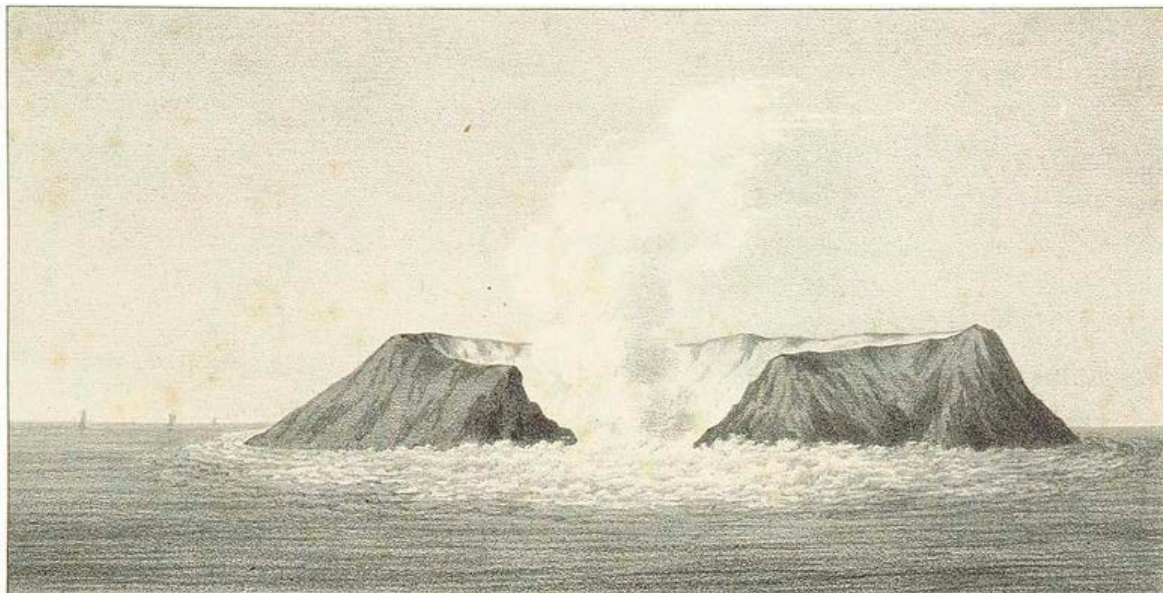


Figura 2 Immagine estratta da "Views and Description of the late Volcanic Island off the coast of Sicily", 1831, di George Walter Smythe. L'originale è conservato presso la British Library.



Figura 3 Camillo De Vito, 1831, Eruzione dell'isola Ferdinandeia.

Nel corso dei successivi quattro mesi l'isola fu completamente smantellata dal moto ondoso, acquietando così gli screzi politici connessi alla sua disputa. La controversia è ripartita in anni recenti, come riportato in un **provocatorio articolo del Times** del 5 febbraio 2000, dal titolo "Isola britannica sorge al largo delle coste siciliane" (*British isle rises off Sicily coast*). L'eruzione è stata descritta da diversi autori dell'epoca, tra i quali Carlo Gemmellaro, Benedetto Marzolla, Constant Prevost, Charles Lyell, ed è stata **raffigurata in diversi dipinti** da pittori italiani e stranieri, come Camillo De Vito ed Edmond Joinville (figura 3). Più recentemente, la storia dell'Isola Ferdinandea ha fatto da sfondo al racconto a fumetti "La lingua del diavolo" di Andrea Ferraris.

Esiste ancora il cono vulcanico che costituiva l'Isola Ferdinandea? Sì, ed è in buona compagnia. È ancora lì, sommerso a piccola profondità (circa 9 metri sotto il livello del mare) e appartiene a un **campo vulcanico sottomarino denominato Graham Volcanic Field**, situato a circa 40-50 chilometri al largo di Sciacca, in provincia di Agrigento (Figura 4). Uno studio recente dell'INGV pubblicato sulla rivista *Frontiers in Earth Science* ha consentito di descrivere in dettaglio la **morfologia dei vari conetti che formano il campo vulcanico** e circoscrivere temporalmente l'età del vulcanismo che ha dato origine al campo vulcanico stesso.



Figura 4 Carta morfo-batimetrica della porzione settentrionale del Canale di Sicilia. Il riquadro blu corrisponde all'area di studio. I cerchi rossi indicano i centri vulcanici; in marrone sono indicati i banchi sedimentari, mentre i banchi sedimentari che ospitano manifestazioni vulcaniche sulla sommità sono evidenziati in giallo. Le sigle sono utilizzate per indicare elementi strutturali (sistemi di faglie, come CGFS e SFS, ed il fronte catena Siculo-Maghrebide di pieghe e sovraccorrimenti SMFT). Il riquadro in alto a sinistra sintetizza il contesto geodinamico in cui si trova l'area di studio. Estratto da Cavallaro & Coltelli, 2019).

Questo studio fornisce una chiave di lettura per comprendere meglio la **complessità vulcano-tettonica di questa regione** e rappresenta un utile confronto per altre aree sottomarine caratterizzate da vulcanismo monogenico. Inoltre, le nuove conoscenze acquisite forniscono un contributo utile ad affinare la **stima della pericolosità vulcanica** sulla costa e sulla sicurezza della navigazione, essendo il *Graham Volcanic Field* situato relativamente vicino alla costa siciliana e in un braccio di mare molto frequentato dal traffico marittimo.

L'articolo è incentrato su uno **studio di dettaglio del campo vulcanico**, composto da una **decina di piccoli edifici vulcanici**, di cui fa parte anche il piccolo cono che rappresenta ciò che resta dell'effimera isola Ferdinandea (Figura 5). Esso è situato immediatamente a SE di un altro centro vulcanico, che rappresenta il cono più esteso di tutto il campo vulcanico; insieme, questi due coni formano un **complesso vulcanico**, identificato con il nome di **Banco Graham**.

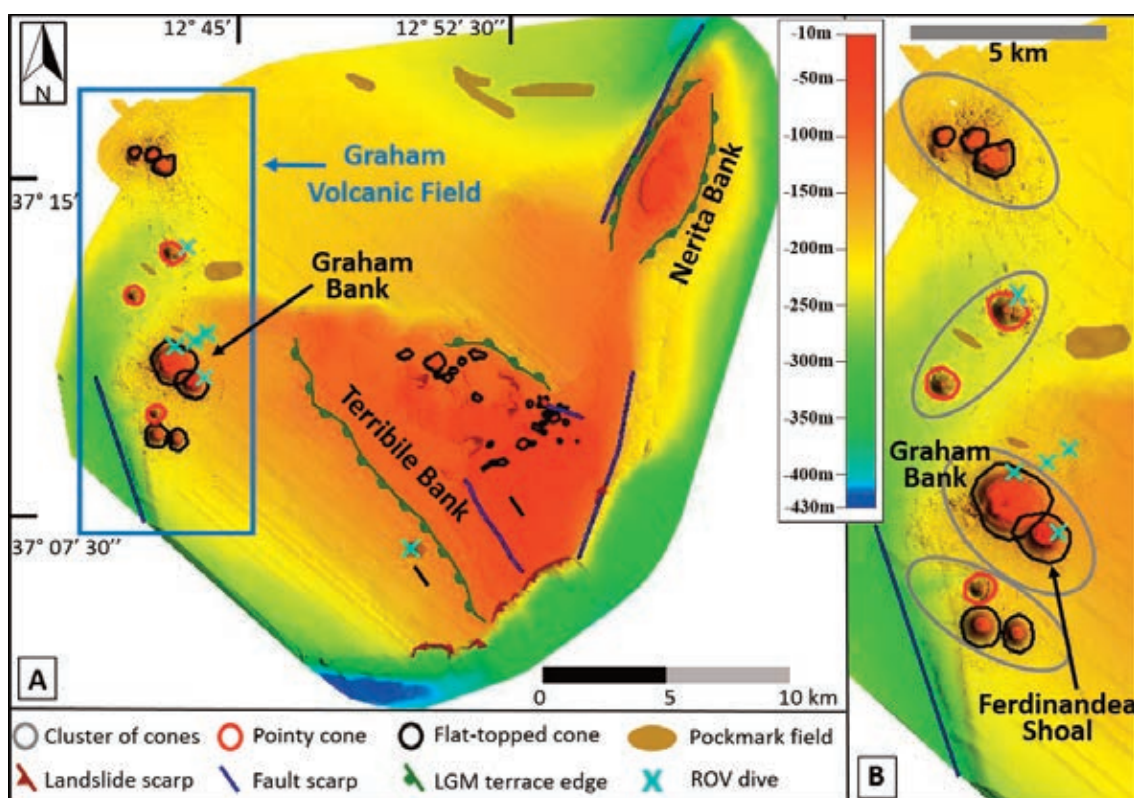


Figura 5 A: Carta morfo-batimetrica dell'area di studio raffigurante i banchi Graham, Nerita e Terribile e la decina di conetti che formano il "Graham Volcanic Field", evidenziato nel riquadro blu e poi in figura B. Estratto da Cavallaro & Coltelli, 2019.

Lo studio è basato sui **dati batimetrici** acquisiti con un **ecoscandaglio multifascio** (*multibeam*) ad alta risoluzione e sui video realizzati da un veicolo operato da remoto (*Remotely Operated Vehicle, ROV*), grazie ai quali è stato possibile effettuare un'analisi morfologica degli **elementi vulcanici, erosivi e deposizionali** che caratterizzano il campo vulcanico. I dati sono stati acquisiti utilizzando la nave Astrea, di proprietà dell'ISPRA e gestita da SO.PRO.MAR. S.p.A. I conetti giacciono su un **fondale la cui profondità varia tra 150 e 250 metri e mostrano altezze variabili tra 100 e 150 metri**, arrivando fino 9 metri sotto il livello del mare, come nel caso del conetto dell'ex isola Ferdinandea (Figura 6). L'attuale morfologia dei coni vulcanici, sin dalla loro formazione, è il risultato dell'**interazione tra processi costruttivi** (attività vulcanica e deposizione di prodotti vulcanici e sedimenti marini) e **distruttivi** (erosione marina e fenomeni franosi) in relazione alle variazioni eustatiche del livello del mare.

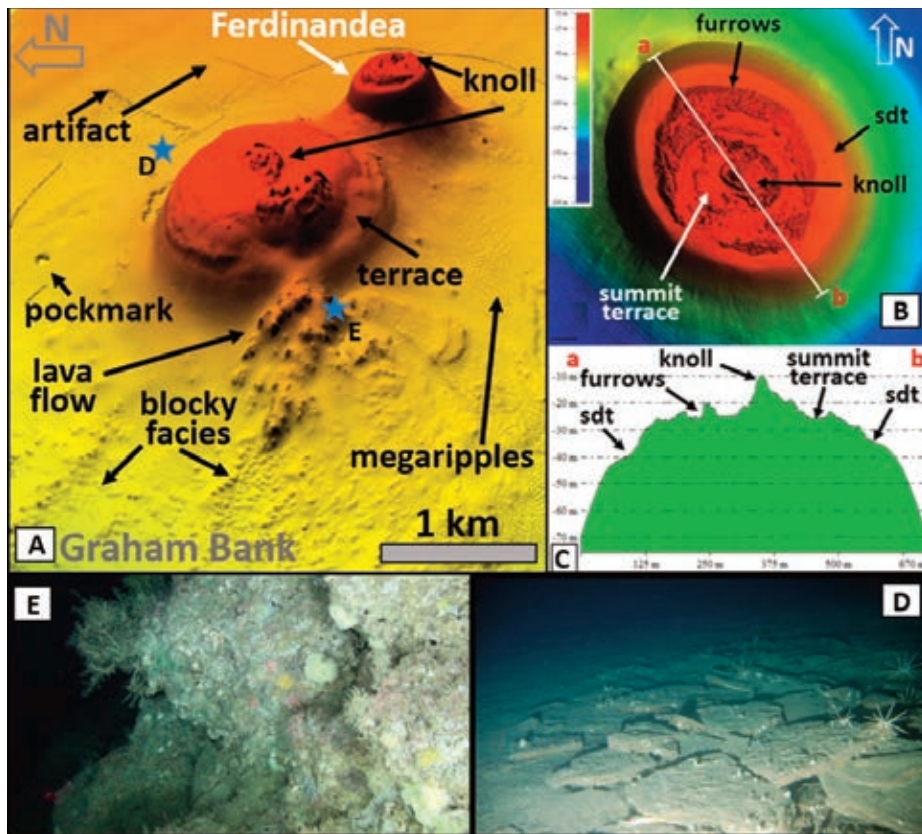


Figura 6 A: Immagine 3D del Banco Graham vista da Ovest; le stelle blu indicano la posizione delle foto scattate dal ROV che mostrano il fondo-mare a Nord del Banco Graham costituito da blocchi di materiale piroclastico consolidato da attribuirsi ai prodotti dell'eruzione del 1831 dell'Isola Ferdinandea (D) e il fronte laterale della colata lavica alla base del più grande dei coni del Banco Graham (E). B: Immagine morfo-batimetrica ad altissima risoluzione della secca della Ferdinandea con un profilo topografico (C) che evidenzia le irregolarità della sommità del cono, tra cui la guglia vulcanica (*knoll*) e il terrazzo deposizionale sommerso (*sdt*). Estratto da Cavallaro & Coltelli, 2019.

I coni sono costituiti da materiale piroclastico poco consolidato ad eccezione delle **guglie appuntite presenti sulla sommità di alcuni conetti**; tali guglie sono, infatti, composte da basalti massivi e rappresentano ciò che resta dei condotti d'alimentazione magmatica, conosciuti nella letteratura scientifica vulcanologica con il nome inglese di *neck*.

I principali parametri morfometrici dei coni, insieme alla presenza e alla profondità di terrazzi d'abrasione marina e terrazzi deposizionali sommersi, sono stati analizzati e confrontati con quelli dell'ex isola Ferdinandea (di età nota) e messi in relazione con le variazioni eustatiche del livello marino. Ciò ha permesso di **confinare l'età del vulcanismo che ha originato il campo vulcanico Graham a una data successiva all'ultimo massimo glaciale**, cioè al periodo durante il quale si ebbe la massima espansione dei ghiacci durante l'ultima glaciazione, circa 20.000 anni fa. Il confronto ulteriore con altri campi vulcanici sottomarini recenti situati in altre parti della Terra (come i centri vulcanici satellite dell'isola di Surtsey formati durante l'eruzione del 1963–67 al largo dell'Islanda) ha permesso di confermare quest'età.

La distribuzione spaziale e la forma degli edifici vulcanici sottomarini che costituiscono il *Graham Volcanic Field* hanno permesso di avvalorare l'ipotesi di un'**interazione tra strutture tettoniche e attività vulcanica** nella formazione di questo campo vulcanico. I conetti sono, infatti, situati lungo allineamenti orientati NO-SE e N-S, consistenti con le principali direttrici tettoniche del Canale di Sicilia.

Un altro campo vulcanico, denominato ***Terribile Volcanic Field***, è stato, inoltre, identificato nell'adiacente **Banco Terribile** (Figura 2). Questo campo è costituito da una trentina di piccoli conetti, di età probabilmente maggiore rispetto a quelli del campo Graham. La correlazione tra i processi vulcanici sottomarini e la forma dei conetti ha confermato la natura monogenica del vulcanismo che ha originato i due campi vulcanici.

Il vulcanismo dei due campi vulcanici rappresenta una peculiarità, perché si è impostato in corrispondenza di una **fascia tettonica trascorrente che interessa la crosta continentale** e quindi in un **contesto geodinamico diverso da quelli tipici degli altri campi vulcanici** come, ad esempio, le zone di subduzione o le dorsali oceaniche. Questa attività vulcanica costituisce solo una parte del più ampio e sporadico vulcanismo che interessa il Canale di Sicilia nord-occidentale a partire dal Miocene Superiore.

Inoltre, lo studio morfo-batimetrico di dettaglio ha individuato **numerosi depositi di frana sottomarina e aree ribassate**, prodotte dall'emissione di gas (*pockmarks*) nei pressi dei due campi vulcanici, suggerendo l'abbondante presenza di fenomeni d'instabilità gravitativa e diffusi rilasci di gas accumulato nel sottosuolo.

Sulla base dello studio svolto recentemente si può affermare che **l'isola Ferdinandea non era, quindi, la sola ad essere emersa dalle acque del Canale di Sicilia**; nel corso degli ultimi 20000 anni, infatti, alcuni degli altri conetti facenti parte del *Graham Volcanic Field* molto probabilmente formarono, seppur per poco tempo, delle piccole isole vulcaniche, così come avvenuto per la Ferdinandea.

Si ringrazia Maddalena De Lucia per la collaborazione alla stesura del testo.

Bibliografia

Cavallaro, D., & Coltelli, M. (2019). *The Graham volcanic field offshore southwestern Sicily (Italy) revealed by high-resolution seafloor mapping and ROV images*. *Frontiers in Earth Science*, 7, 311. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00311>

I “preziosi” vulcani del Mar Tirreno: il Marsili e il Palinuro

Luca Cocchi

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Roma 2

24 giugno 2020

Nel 2003 il Prof. **Peter Rona**, considerato il padre dell’oceanografia e geofisica marina, scrisse un breve saggio per la rivista *Science* dal titolo “*Resources of the Seafloor*”. Due sole pagine, ma estremamente ricche di tutte le conoscenze e scoperte ottenute nei precedenti 40 anni dalla comunità scientifica internazionale riguardo lo straordinario mondo dei fondali oceanici e delle loro risorse minerarie.

Un po’ di storia

I primi studi pionieristici effettuati sui fondali marini hanno inizio negli **anni Sessanta**, grazie al contributo di scienziati provenienti da grandi università americane come il *WHOI*, *Scripps Institution* e la *Columbia University*, tanto per citarne alcune.

L’avvento delle nuove tecnologie di investigazione geofisiche ha permesso di ottenere una cartografia del fondale marino e soprattutto conoscere **le relazioni che intercorrono tra i meccanismi di formazione degli oceani** (tettonica attiva e vulcanismo) e **la messa in posto di strutture di risalita di fluidi mineralizzati**, conosciute con il nome di **camini idrotermali**. Questi ultimi rappresentano fratture della crosta dove risalgono i fluidi mineralizzati alcalini che favoriscono, oltre che la deposizione di materiale polimetallico, anche la formazione di composti organici complessi.

Il ventennio **1960-80** rappresenta un periodo d’oro per la ricerca scientifica marina, con il susseguirsi di nuove scoperte come, ad esempio, la presenza del deposito idrotermale **Atlantis II**, posto a 2000 metri di profondità nel Mar Rosso e il **TAG** (*TransAtlantic Geotraverse*), un sistema di risalita di fluidi e depositi minerali attivo lungo la dorsale medio atlantica. Lo studio di queste aree, considerato avveniristico per l’epoca, ha permesso di **ricostruire il meccanismo di formazione dei sistemi idrotermali** e soprattutto il legame di questi con i margini tettonici attivi. Per la prima volta si ha la chiara visione secondo cui i fondali oceanici non rappresentano solo delle zone passive dove vengono raccolti materiali erosi dalle zone continentali, **ma sono delle vere e proprie sorgenti attive dove si formano nuove risorse minerarie**.

I meccanismi di funzionamento

Con questi studi finalmente si ha la possibilità di delineare un **modello evolutivo** della formazione del deposito idrotermale. L’acqua dei fondali oceanici, fredda e densa, penetra per chilometri all’interno di rocce vulcaniche fratturate, ricche di metalli. In profondità il flusso di acqua viene riscaldato dalle sorgenti magmatiche e risale per differenza di densità trasportando e dissolvendo alcuni metalli presenti nelle rocce e nei fluidi magmatici. Una volta che il fluido mineralizzato è nuovamente in superficie, i metalli si legano con il solfato presente nell’acqua di mare innescando la precipitazione di solfuri massivi, ovvero depositi di minerali ricchi di metalli quali Zinco (Zn) Rame (Cu), argento (Ag) e anche Oro (Au).

Se, oltre alla presenza dei depositi ricchi in metalli preziosi, si considerano anche le aree diamantifere dell’offshore sudafricano e la disseminata presenza di noduli di manganese nei

fondali abissali (concrezioni ricche in Manganese, Cobalto, Nichel e Rame, presenti a profondità molto elevate, maggiori di 3000 metri) si può ben capire quale sia la reale **potenzialità estrattiva ed economica associata ai fondali marini**.

Secondo il gruppo di ricerca internazionale guidato dal canadese M. Hannington, le risorse minerarie celate sotto gli oceani e associate alle zone neovulcaniche sono quantificabili in circa **3×10⁷ tonnellate** (Rame e Zinco), valori comparabili a depositi terrestri (1.9 x 10⁷ tonnellate). I risultati di questo studio sono stati pubblicati nel 2011 sulla rivista *Geology* (Figura 1).

Se si pensa che solo il 30 % dei fondali oceanici è attualmente conosciuto, allora è legittimo pensare che l'**entità di risorse minerarie provenienti dagli oceani possa essere veramente elevata**.

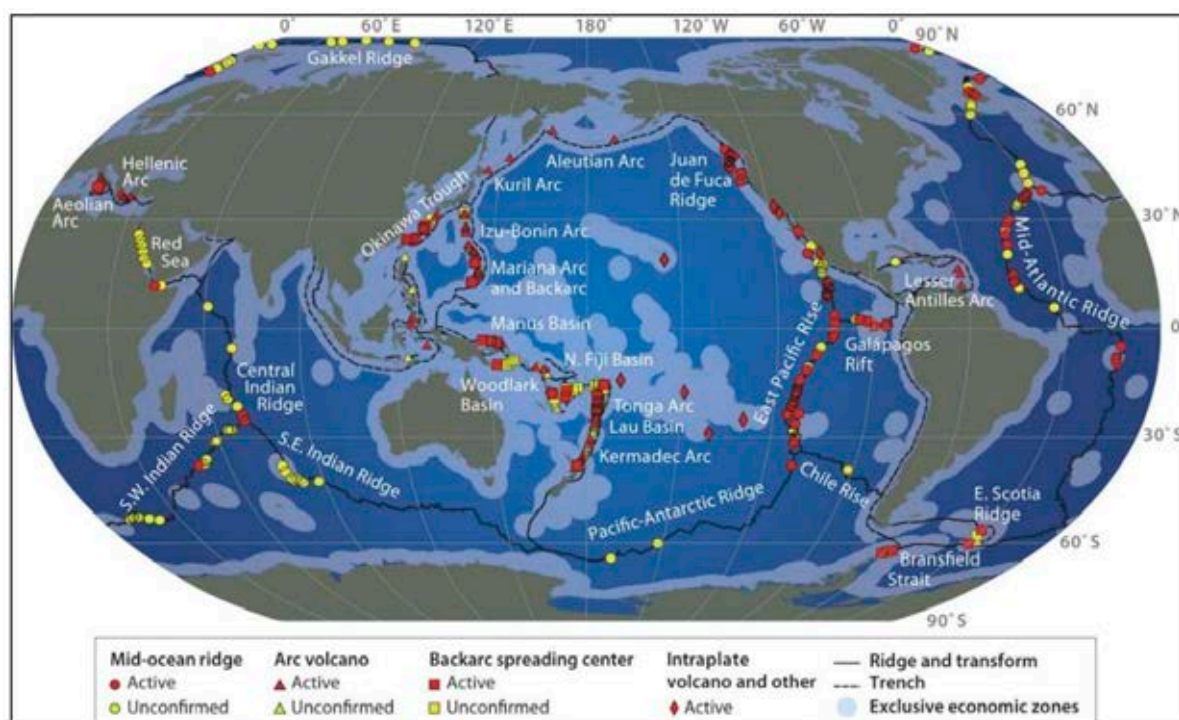


Figura 1 Distribuzione a scala globale di depositi polimetallici disseminati negli oceani.

Il Mar Mediterraneo

Sappiamo bene che l'**Italia** è un Paese di grandi vulcani attivi come l'**Etna**, il **Vesuvio**, lo **Stromboli** e i **Campi Flegrei**. Non dobbiamo dimenticare però le **grandi strutture vulcaniche presenti anche al di sotto del mare**, soprattutto nel settore Tirrenico meridionale (Figura 2).

In questa porzione di mare, a circa 3000 metri di profondità, si ergono **due tra le più imponenti strutture vulcaniche del mondo**: il **seamount Marsili** e il complesso vulcanico del **Palinuro** (Figura 3).

L'edificio del **Marsili** è lungo 60 km (una lunghezza pari a quella che separa Modena da Parma) e largo 30 km (Figura 4).

Questi due giganti sottomarini hanno avuto in passato una attività vulcanica imponente. Rivestono un grande interesse nell'opinione pubblica, forse grazie a quel velo di mistero tipico di tutti gli oggetti nascosti in fondo al mare.



Figura 2 Ubicazione del vulcanismo sottomarino nell'area tirrenica.

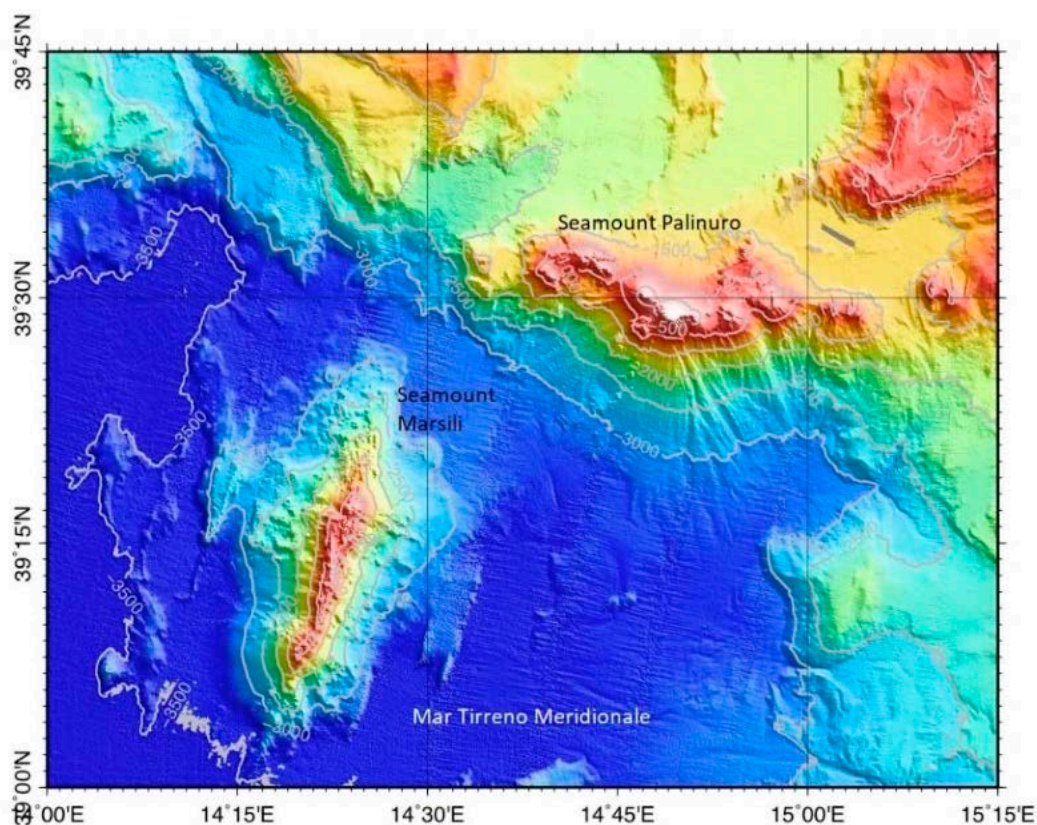


Figura 3 Mappa batimetrica del seamount Marsili e del complesso vulcanico del Palinuro. Immagine a cura di L. Cocchi. Dati batimetria catalogo EMODnet (<https://www.emodnet-bathymetry.eu/>).

Il **Palinuro** è costituito da più edifici vulcanici e coni secondari che creano una struttura complessa di quasi 90 km di lunghezza (Figura 5).

Figura 4 Batimetria 3D del
seamount Marsili
(dati da Cocchi et al., 2009).

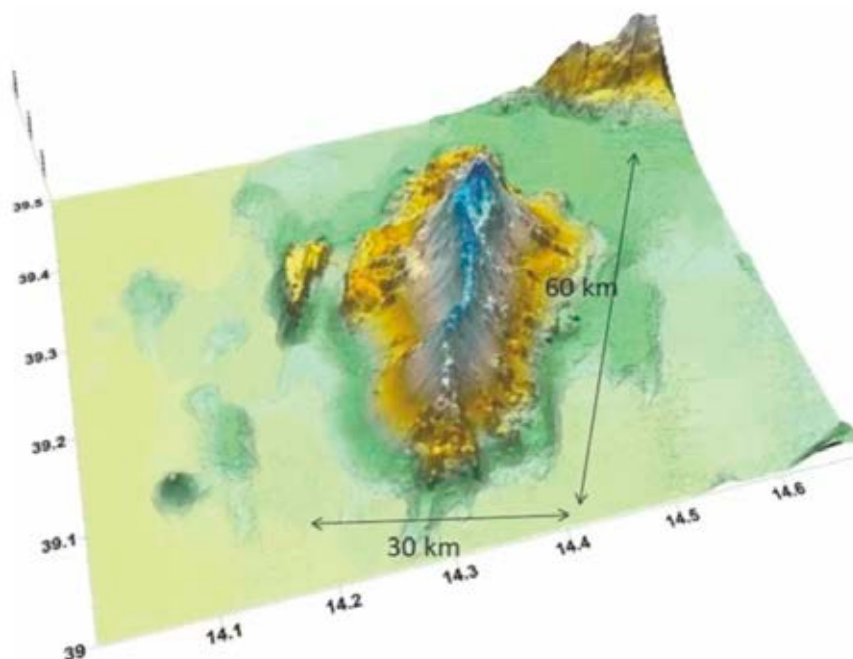


Figura 5 Modello 3D della
batimetria del Palinuro e settore
orientale (da Cocchi et al., 2017).



L'idrotermalismo

Spesso si parla di questi due enormi vulcani come **possibili generatori di eruzioni** e catastrofici maremoti. Non tutti sanno però che questi due vulcani, **sono aree interessate da un idrotermalismo molto sviluppato**. Lo stesso si verifica in altre strutture più piccole disseminate lungo l'arco delle Isole Eolie. Ad esse è anche associata una realtà biologico-faunistica di straordinaria importanza.

La cresta del Marsili è caratterizzata da una vasta prateria di camini idrotermali, per la maggior parte estinti. Alcuni studi di un gruppo di ricercatori INGV sul tremore del vulcano hanno evidenziato la presenza di sorgenti idrotermali ancora attive (Figura 6).

Il Palinuro è forse il vulcano più "ricco" del panorama italiano. A 600 metri di profondità è localizzato uno sviluppato deposito idrotermale a Barite e Pirite prevalente. È situato all'interno di una caldera a forma di anfiteatro, quasi a ricordare una cinta muraria tipica delle città medioevali (Figura 7).

Scoperto agli inizi degli anni Ottanta grazie alle prime investigazioni dei fondali marini finanziate dalla società petrolifera di bandiera, il deposito idrotermale del Palinuro è caratterizzato dalla presenza di metalli preziosi come Rame, Bario, Argento, Piombo (1.6% Cu, 2.8 % Zn, 1.9% Pb, 0.39 ppm Au, e 130 ppm Ag) in percentuali economicamente rilevanti. A partire dagli anni 2000, il Palinuro è stato oggetto di un susseguirsi di investigazioni proprio per il suo peculiare arricchimento in metalli preziosi. **Fortunatamente ad oggi l'interesse di questi siti è solamente di tipo scientifico**, ma in futuro potrebbero essere oggetti di investimenti industriali.

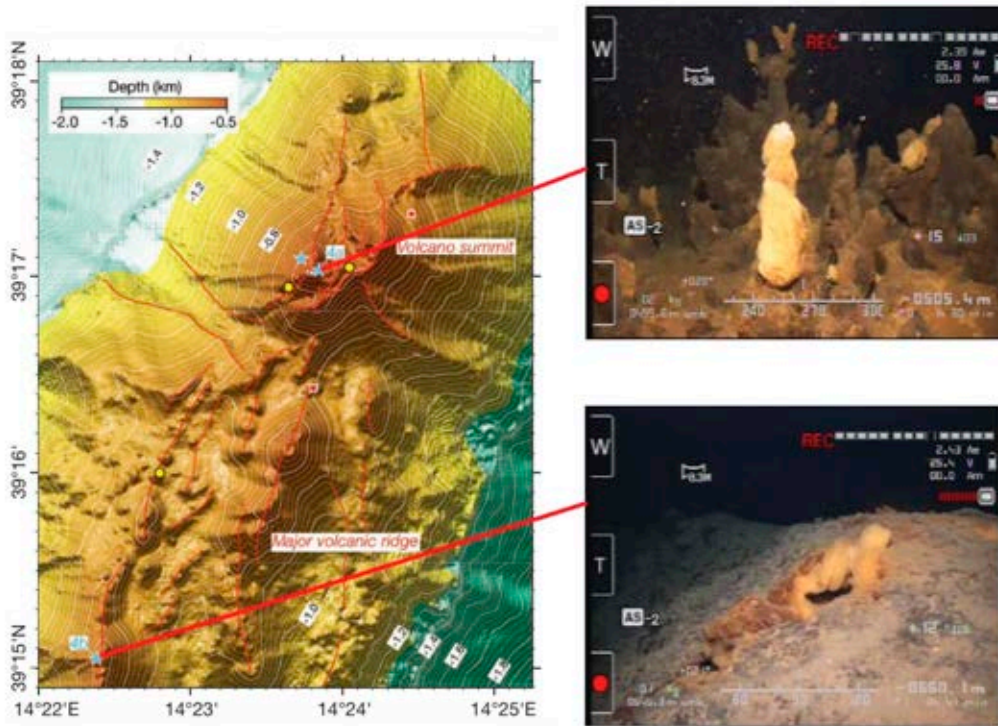


Figura 6 Particolare della cresta del Marsili e riprese ROV dei prodotti idrotermali (da Ligi et al., 2014).

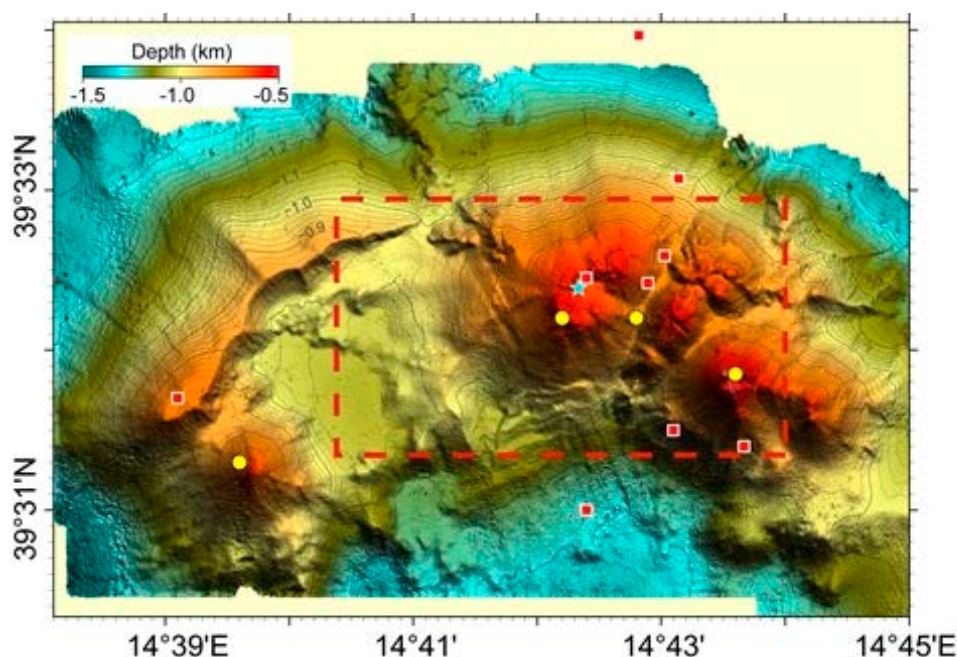


Figura 7 Particolare della batimetria della caldera nel settore centrale-occidentale del Palinuro; la stella azzurra indica la presenza del deposito idrotermale (da Ligi et al., 2014).

L'auspicio è quello di continuare ad esplorare e aumentare le conoscenze dei fondali marini e della loro ricchezza, senza creare danni per l'ambiente. Un po' come i grandi esploratori che di fronte a relitti adagiati sul fondale marino per centinaia di anni si sono limitati a raccontarne la storia, preservandone i siti a futura memoria. Ricordandosi che la conoscenza è la forma di ricchezza più importante.

Bibliografia

- Cocchi, L., Caratori Tontini, F., Muccini, F., Marani, M. P., Bortoluzzi, G., and Carmisciano, C., (2009). *Chronology of the transition from a spreading ridge to an accretional seamount in the Marsili backarc basin (Tyrrhenian Sea)*, Terra Nova, v. 21, p. 369–374.
- Ligi, M., Cocchi, L., Bortoluzzi, G., D'Oriano, F., Muccini, F., Caratori Tontini, F., ... Carmisciano, C. (2014). *Mapping of seafloor hydrothermally altered rocks using geophysical methods: Marsili and Palinuro seamounts, Southern Tyrrhenian Sea*. Economic Geology, 109(8), 2103–2117. doi: 10.2113/econgeo.109.8.2103

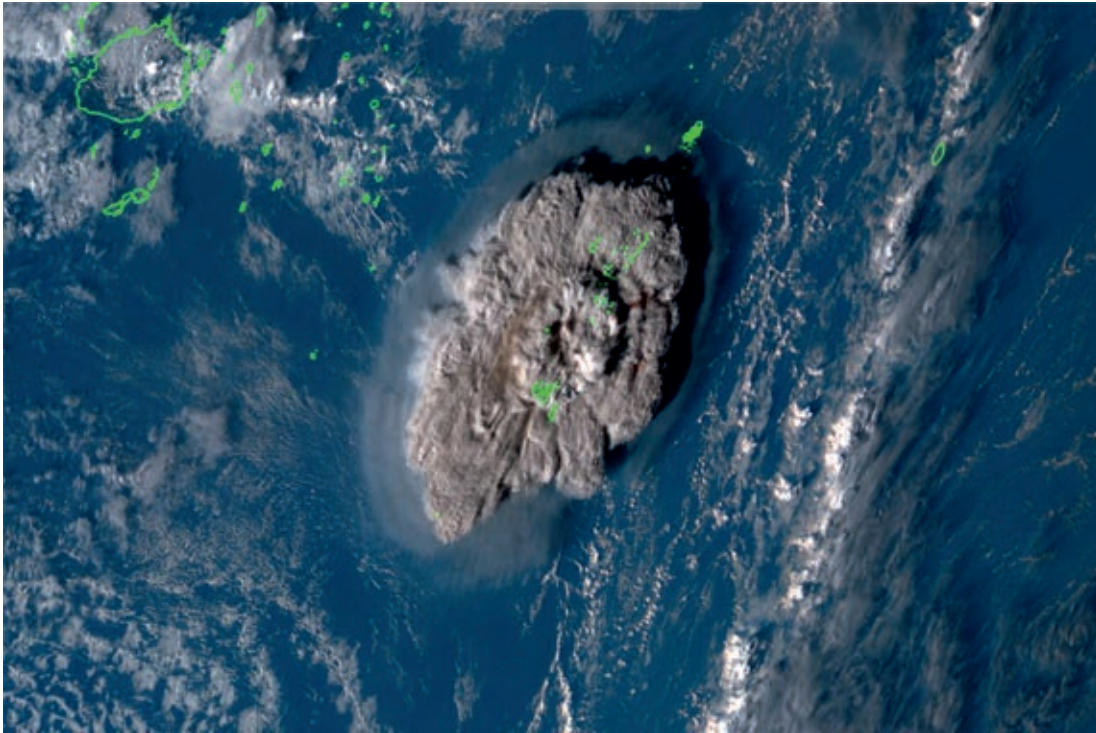
VULCANI NEL MONDO

La grande eruzione del vulcano Hunga Tonga – Hunga Ha’apai

Boris Behncke

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etno

17 gennaio 2022



L'immensa nube della grande eruzione del vulcano Hunga Tonga – Hunga Ha’apai del 15 gennaio 2022, ore 17:00 locali (06:00 UTC), vista dal satellite giapponese Himawari. Le sagome verdi indicano le posizioni delle isole Fiji, in alto a sinistra, e sotto la nube eruttiva, le isole Tonga.

Una nube vulcanica che ricorda un “fungo atomico”, detonazioni udibili a migliaia di chilometri di distanza, tsunami che colpiscono le coste dell'Oceano Pacifico, onde di shock atmosferico che fanno il giro del mondo – sembrano gli ingredienti perfetti per uno di quei film catastrofisti specializzati in disastri naturali, che periodicamente ci vogliono dimostrare quanto siamo esposti ad una natura capace anche di distruggere ed uccidere.

Il responsabile? Un vulcano che per gran parte si nasconde sotto il mare, in una regione remota dell'Oceano Pacifico, dal nome insolito di *Hunga Tonga – Hunga Ha’apai*. Un vulcano diverso da quelli che negli ultimi mesi hanno illuminato i media, con immagini e video ripresi anche a distanze estremamente ravvicinate, grazie ai nuovi mezzi di cui disponiamo, quali i droni. Vulcani come il *Fagradalsfjall* – nome ancora non ufficiale – in Islanda, il *Piton de la Fournaise* sull'isola francese della *Réunion* nell'Oceano Indiano, il *Wolf* nelle isole Galápagos (Ecuador), il nuovo cono della *Cumbre Vieja* sull'isola canaria di La Palma, il *Kīlauea* in Hawai'i, il *Nyiragongo* in Congo, e non ultimo anche la nostra Etna, che hanno prodotto fontane di lava ed emesso colate di lava molto fluida, in alcuni casi anche molto distruttive.

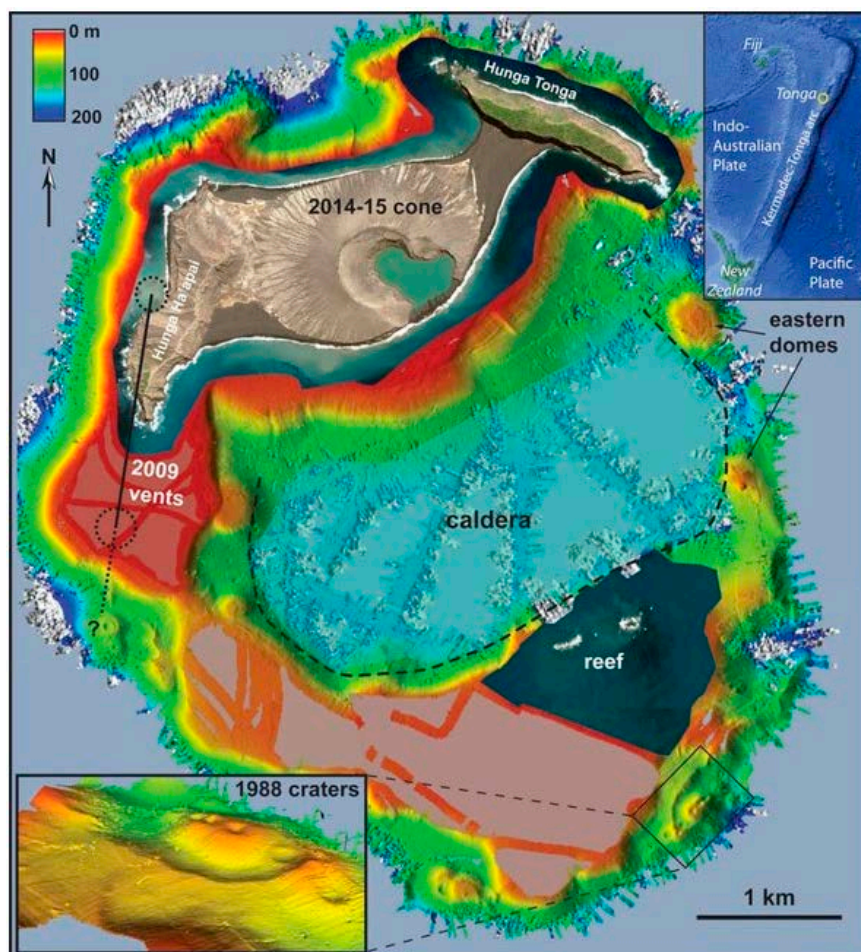
Il vulcano Hunga Tonga – Hunga Ha’apai è più misterioso e oscuro, non emette fontane e colate di lava brillante, e non si fa facilmente vedere – se non agli “occhi” dei satelliti, che ormai sorvegliano ogni angolo del nostro pianeta con una moltitudine di strumenti. Così, l'immensità

dell'eruzione che ha scatenato nel tardo pomeriggio (orario locale, circa 12 ore antecedente quello dell'Europa centrale) del 15 gennaio 2022, è stata rivelata quasi esclusivamente grazie alle osservazioni dallo spazio, perché, visto da terra, dalle isole più vicine, il vulcano era avvolto dalla sua enorme nube di cenere e vapore. I suoi "messaggi" sono arrivati in forma di violentissimi boati e tsunami, conosciuti anche come "onde anomale" o "maremoti".

Hunga Tonga – Hunga Ha'apai: identikit di un vulcano violento

Andiamo per ordine. L'Hunga Tonga – Hunga Ha'apai è un vulcano situato nel territorio del Regno di Tonga, una lunga catena di isole ubicate a nord-est della Nuova Zelanda e poste sopra una zona di subduzione, dove la placca pacifica si spinge sotto quella australiana. Come molti vulcani legati a zone di subduzione, anch'esso produce magmi con una composizione andesitica, una composizione tipica di molte eruzioni violentemente esplosive. Questo vulcano si eleva per circa duemila metri sopra il fondo marino circostante e la sua sommità è troncata da una caldera di circa 5 km di diametro, che giace quasi interamente sotto il livello del mare. Solo alcune creste dell'orlo calderico appaiono dalla superficie marina, formando le isole conosciute come Hunga Tonga e Hunga Ha'apai (Figura 1), fortunatamente disabitate. Studi sulla storia eruttiva di questo vulcano indicano che le eruzioni più frequenti avvengono ai margini della grande caldera sommitale ma, circa ogni millennio, questo vulcano produce eruzioni molto violente e voluminose, come quella del 15 gennaio 2022, che coinvolgono la caldera principale.

Figura 1 Mappa della caldera del Hunga Tonga – Hunga Ha'apai, che indica le profondità del mare (specificata con diversi colori come da legenda) intorno all'isola dopo l'eruzione del 2014-2015 e all'interno della caldera (di Shane Cronin, Università di Auckland, Nuova Zelanda).



Le poche eruzioni storiche documentate cominciano con eventi di cui si sa pressoché niente, avvenute nel 1912 e nel 1937 (o 1938). Una breve eruzione sul lato sud-orientale della caldera all'inizio di maggio del 1988 è rimasta confinata sotto il livello del mare, formando una piccola catena di crateri ("1988 craters" nella Figura 1). Molto più cospicua, invece, l'eruzione di marzo 2009, che apre una serie di bocche nelle immediate vicinanze dell'isola Hunga Ha'apai: grazie al passaggio di una nave da crociera, le immagini di una tipica attività esplosiva "surtseyana", causata dall'interazione tra magma e acqua di mare, si sono diffuse in tempo reale nel mondo. Quella eruzione aveva notevolmente allargato l'isola di Hunga Ha'apai, però il mare e le tempeste hanno rapidamente eroso il nuovo terreno.

Una nuova eruzione, questa volta centrata precisamente fra le isole Hunga Tonga e Hunga Ha'apai, comincia il 19 dicembre 2014 e, durante un mese di attività, costruisce un cono piroclastico molto largo e alto più di 120 m, connettendo le due isole, Hunga Ha'apai e Hunga Tonga. Anche questa volta le bocche eruttive sono a contatto con l'acqua del mare, provocando una spettacolare attività "surtseyana", con getti "cipressoidi", con "digitazioni" di cenere nera frammiste a vapore bianco. Questa volta, ad eruzione finita, l'edificio vulcanico resiste all'erosione, molto più di quanto si pensasse. Rapidamente, su questo nuovo terreno si sviluppa la vegetazione e viene colonizzato da varie specie di animali, fra cui anche alcuni esemplari di barbagianni.

L'eruzione di dicembre 2021 – gennaio 2022

Dopo quasi 7 anni di calma, l'Hunga Tonga – Hunga Ha'apai si risveglia il 20 dicembre 2021, producendo una nube eruttiva che si innalza fino a 16 km sopra il livello del mare. Durante le successive due settimane, si osserva nuovamente la tipica attività "surtseyana", che fa crescere ulteriormente l'isola con un nuovo grosso cono posto immediatamente a nord-est di quello del 2014-2015. L'attività, apparentemente, si conclude fra il 3 e il 4 gennaio 2022.

Nelle ore mattutine (ore locali) del 14 gennaio, il vulcano si risveglia, questa volta in maniera più violenta. Le immagini satellitari mostrano una nube a forma di ombrello alta circa 20 km. Nel pomeriggio dello stesso giorno, una squadra del Servizio Geologico di Tonga si avvicina con una nave e documenta un'attività "surtseyana" molto intensa, che, oltre ai classici getti "cipressoidi", produce anche flussi piroclastici che si estendono ben oltre le coste dell'isola. O meglio: le isole, perché il giorno dopo, un'immagine acquisita dal satellite Skysat (della compagnia Planet) mostra un'ampia laguna fra Hunga Tonga e Hunga Ha'apai: l'attività esplosiva del 14 gennaio mattina ha fatto scomparire gran parte della nuova terra creata dalle eruzioni del 2014-2015 e dicembre 2021. L'attività nel primo pomeriggio del 15 gennaio sembra essere nuovamente cessata ed il vulcano appare completamente calmo.

Nel tardo pomeriggio del 15 gennaio, verso le ore 17:00 locali, gli abitanti delle isole più vicine – fra cui Tongatapu, dove si trova la capitale di Tonga, Nuku'alofa – percepiscono numerosi boati, alcuni estremamente violenti. Vedono una nube minacciosa espandersi nel cielo, che getterà l'oscurità sulle isole ancora prima dell'arrivo della notte. Dopo poco, le zone costiere delle isole vengono investite da uno tsunami, che invade case, scuole e chiese. La popolazione, già abituata a frequenti cicloni e periodici terremoti che causano inondazioni, cerca riparo nelle aree più alte. Questo sembra aver salvato molte vite: le informazioni, ancora molto incomplete, che vengono da Tonga indicano che ci siano state poche vittime (al momento si conferma solo la morte di una cittadina britannica)¹.

Allo stesso tempo sulle isole vicine cadono frammenti di roccia vulcanica, lapilli e cenere, che lasciano un deposito grigio scuro su paesaggi che erano verdi pochi attimi prima, su case, strade e sull'aeroporto di Tongatapu.

¹NdR: Le notizie riportate sono aggiornate al 17 gennaio 2022.



Figura 2 La parte marginale dell'immensa nube eruttiva prodotta dall'eruzione del 15 gennaio 2022, vista dall'isola principale di Tonga, Tongatapu. Foto del Project Coordinator for the Tonga Parliament Buildings Project, Dr. Faka'iloatonga Taumoeolau



Figura 3 Impatto dello tsunami sull'isola di Tongatapu, nel tardo pomeriggio del 15 gennaio 2022. Foto del Project Coordinator for the Tonga Parliament Buildings Project, Dr. Faka'iloatonga Taumoeolau.

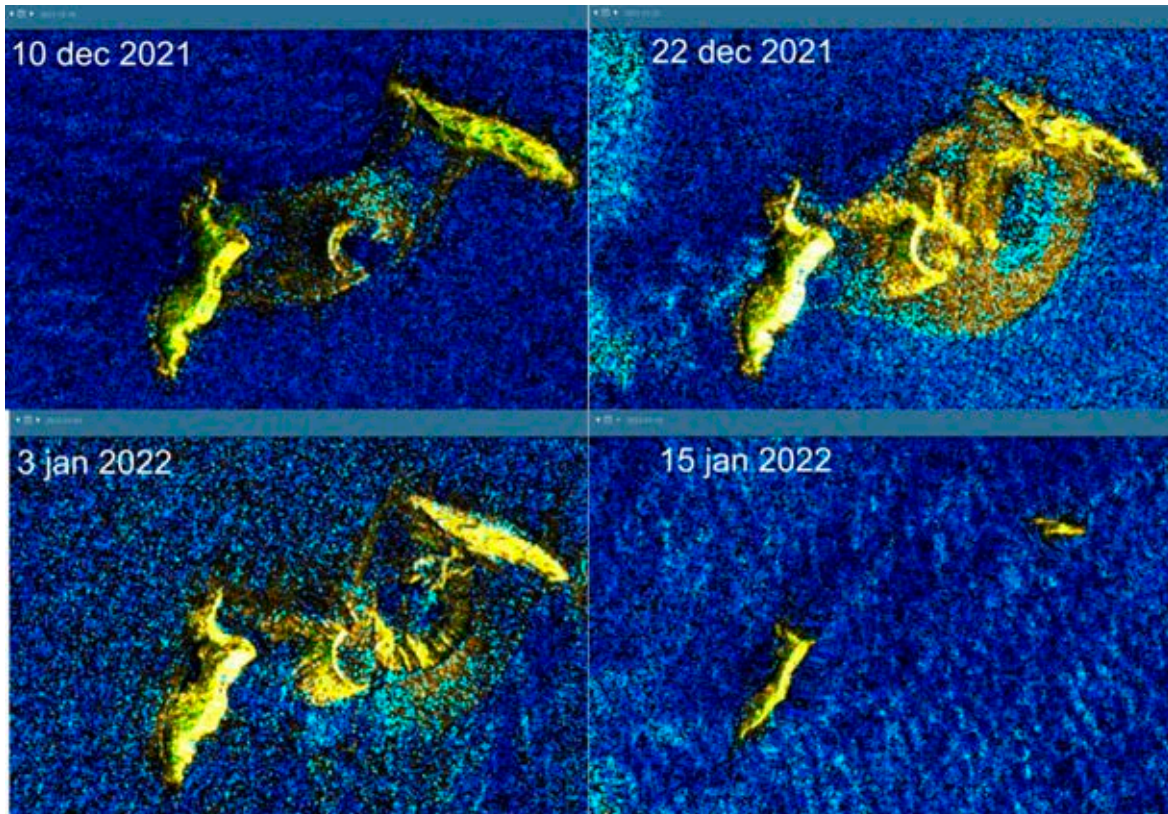
Le connessioni internet con il resto del mondo vengono tagliate, probabilmente perché l'eruzione ha danneggiato il cavo sottomarino, lasciando le isole letteralmente in quasi totale isolamento.

Ma la storia di questa eruzione è solo cominciata. Presto iniziano a diffondersi animazioni di immagini satellitari che mostrano lo sviluppo dell'impressionante **nube eruttiva, larga alcune centinaia di chilometri e alta circa 30 km**. Nella nube eruttiva si scatena una tempesta elettrica senza precedenti, con 5000-6000 fulmini al minuto. Ancora più straordinarie, però, sono le **onde di shock**, onde di pressione atmosferica, che si allontanano radialmente ad alta velocità (più di 1000 km/h) dal vulcano, e che proseguono visibilmente al di sopra dell'Oceano Pacifico raggiungendo e superando il Sud America. Nelle ore successive, strumenti su tutto il pianeta registreranno le variazioni barometriche causate dal passaggio di queste onde. Il **suono delle esplosioni** non viene percepito solo nelle isole più vicine, ma nettamente anche in Nuova Zelanda, a distanze fra 1600 e 2000 km, e diverse ore dopo persino in Alaska, a più di 9300 km di distanza! Ciò supera di gran lunga la distanza alla quale si sono sentite le famose detonazioni del Krakatau nel 1883 (circa 4000 km), finora considerate il "suono più forte mai udito".

Gli **tsunami** causati dall'eruzione hanno attraversato l'intero oceano Pacifico; su tutte le coste limitrofe è stata lanciata l'allerta. Gli tsunami sono stati registrati particolarmente in Giappone (dove non hanno causato danni significativi) e lungo le coste del continente americano.

L'impatto più severo sembra essersi prodotto nei litorali di Ecuador, Perù e Cile, e si parla di due morti sulla costa del Perù a causa dell'onda anomala. I danni nelle isole Tonga, invece, sembrano notevoli, secondo le informazioni ancora molto limitate.

Il danno più catastrofico lo ha subito il vulcano stesso. La nuova terra creata dalle attività del 2014-2015 e dicembre 2021, è scomparsa, ma non solo: delle due isole che esistevano da tempo, prima delle eruzioni dal 2009 in poi, restano solo piccoli spicchi (Figura 4).



Sentinel-1 (IW-VVH) Enhanced visualization - orthorectified

Figura 4 Questa serie di immagini radar riprese dal satellite Sentinel 1 mostra i cambiamenti nella morfologia dell'isola formatasi con l'eruzione del 2014-2015 e cresciuta durante l'attività di dicembre 2021. L'ultima immagine (15 gennaio 2022) mostra che non solo tutto il terreno creato dalle eruzioni precedenti è scomparso, ma anche le due isole che esistevano da tempo, prima delle eruzioni del 2009 e 2014-2015, hanno subito una notevole riduzione di superficie.

Molti aspetti di questa eruzione restano ancora sconosciuti. Quali cambiamenti avrà subito la morfologia della parte sottomarina del vulcano? Qual è stato esattamente il meccanismo di formazione degli tsunami? Come andrà avanti l'attività del vulcano? Dopo la grande eruzione del 15 gennaio ci sono stati solo alcuni piccoli episodi esplosivi (in rete si trova menzione di una seconda "grande eruzione" il mattino del 17 gennaio, ma questa non è avvenuta; l'informazione era basata sulla notizia che la nube di cenere del 15 gennaio aveva raggiunto l'Australia). Il cataclisma del 15 gennaio potrebbe essere stato il culmine dell'attuale periodo di attività, però le eruzioni di dimensioni simili nel passato sembrano essere consistite in più episodi fortemente esplosivi. Quali saranno gli eventuali effetti sul clima regionale e globale? Le prime informazioni sulla produzione di anidride solforosa in questa eruzione danno una quantità modesta: circa 0.4 Tg (400mila tonnellate – altre fonti parlano di solo 112mila tonnellate o poco più), 50 volte inferiore a quella del vulcano Pinatubo (Filippine) nel 1991. Così sembra che l'impatto sul clima sarà con ogni probabilità trascurabile.

Gli studi di questa straordinaria eruzione devono ancora iniziare, però certamente daranno un tesoro di conoscenza non solo al mondo della vulcanologia ma anche negli ambiti delle scienze meteorologiche ed atmosferiche.

... e il Marsili?

In molti vi sarete chiesti in questi giorni: “Ma un disastro come quello del Hunga Tonga – Hunga Ha’apai può avvenire anche qui da noi?”, pensando al grande vulcano sottomarino del Tirreno, il Marsili, di cui periodicamente si sente dire che è potenzialmente molto pericoloso.

Mentre il Marsili è certamente un vulcano molto giovane e probabilmente attivo (anche se non in eruzione attualmente), si tratta comunque di un tipo di vulcano molto diverso da quello di Tonga. Innanzitutto, la sua cima si trova all’incirca a 500 m sotto il livello del mare, dove ogni fenomeno eruttivo esplosivo verrebbe fortemente limitato dal peso della colonna d’acqua sovrastante. Le eruzioni più recenti del Marsili hanno interessato esclusivamente le zone immediatamente circostanti le bocche eruttive e non si hanno evidenze di eruzioni esplosive molto violente nella storia di questo vulcano.

Fra i possibili scenari spesso menzionati a proposito del Marsili, quello più spaventoso è l’ipotesi di un collasso, o franamento, di parte dell’edificio vulcanico, che potrebbe innescare tsunami capaci di raggiungere le coste limitrofe del Tirreno. In realtà, non necessariamente un tale evento deve produrre tsunami, che sono più probabili in caso del collasso di vulcani su isole, e ovviamente ancora molto più comuni durante lo spostamento di grandi volumi di roccia quando si muove una faglia sottomarina durante un grande terremoto.

Bisogna anche tener conto che su scala mondiale, i vulcani sottomarini rappresentano circa l’80 per cento dei vulcani sulla Terra e quindi le eruzioni sottomarine sono molto più frequenti rispetto a quelle che si verificano in superficie sulla Terra. Tuttavia, quasi tutte queste eruzioni si manifestano a nostra insaputa, senza essere altresì percepite dai nostri strumenti, non producendo quindi effetti dannosi.

Per saperne di più

Why the volcanic eruption in Tonga was so violent, and what to expect next, di Shane Cronin su The Conversation (15 gennaio 2022).

The Tonga eruption explained, from tsunami warnings to sonic booms, di Robin George Andrews su National Geographic (16 gennaio 2022).

Volcanic Eruption of the 15th of January 2022 and induced tsunami, Hunga Tonga-hunga Ha’apai Volcano. Preliminary Satellite-Derived Damage Assessment, di United Nations Institute for Training and Research (17 gennaio 2022).

Hunga Tonga – Hunga Ha’apai sul Global Volcanism Program (Smithsonian Institution)

Bibliografia

Bohnenstiehl, D.R., Dziak, R.P., Matsumoto, H., & Lau, T.K.A. (2013). *Underwater acoustic records from the March 2009 eruption of Hunga Ha’apai-Hunga Tonga volcano in the Kingdom of Tonga*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 249, 12–24. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.08.014>

Colombier, M., Scheu, B., Wadsworth, F.B., Cronin, S., Vasseur, J., Dobson, K.J., Hess, K.-U., Tost, M., Yilmaz, T.I., Cimarelli, C., Brenna, M., Ruthensteiner, B., Dingwell, D.B. (2018). *Vesiculation and*

- quenching during Surtseyan eruptions at Hunga Tonga–Hunga Ha’apai Volcano, Tonga*. *Journal of Geophysical Research–Solid Earth*, 123, 3762–3779. <https://doi.org/10.1029/2017JB015357>
- Colombier, M., Scheu, B., Kueppers, U., Cronin, S., Mueller, S.B., Hess, K.-U., Wadsworth, F.B., Tost, M., Dobson, K.J., Ruthensteiner, B., Dingwell, D.B. (2019). *In situ granulation by thermal stress during subaqueous volcanic eruptions*. *Geology*, 47, 179-182. <https://doi.org/10.1130/G45503.1>
- Cronin, S., Brenna, M., Smith, I.E.M., Barker, S.J., Tost, M., Ford, M., Tonga’onevai, S., Kula, T., Vaiomounga, R. (2017). *New Volcanic Island Unveils Explosive Past*. *EOS*, 98. <https://doi.org/10.1029/2017EO076589>
- Garvin, J.B., Slayback, D.A., Ferrini, V., Frawley, J., Giguere, C., Asrar, G.R., Andersen, K. (2018). *Monitoring and modeling the rapid evolution of Earth’s newest volcanic island: Hunga Tonga Hunga Ha’apai (Tonga) using high spatial resolution satellite observations*. *Geophysical Research Letters*, 45, 3445–3452. <https://doi.org/10.1002/2017GL076621>
- Hite, E.B., Garvin, J.B., Slayback, D.A., Burke, E.A., Callahan, G., Joyce, P., Whittakker, K. (2020). *Exploring the human-nature dynamics of Hunga Tonga Hunga Ha’apai, Earth’s newest landmass*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 401, 106902. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106902>
- Vaughan, R.G., Webley, P.W. (2010). *Satellite observations of a surtseyan eruption: Hunga Ha’apai, Tonga*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, 177–186. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.017>

L'eruzione mostruosa: l'anno senza estate in cui nacque Frankenstein

Micol Todesco

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Bologna

31 ottobre 2018

Il 2018 è un anno speciale: sono trascorsi 200 anni esatti dalla prima edizione del romanzo **Frankenstein, o il moderno Prometeo**, scritto da una giovanissima Mary Shelley, e pubblicato anonimo per limitare lo scandalo. Questo particolare anniversario verrà celebrato in tutto il mondo il 31 ottobre con letture, spettacoli, incontri e proiezioni. La mappa pubblicata dal sito <https://frankenreads.org/> segnala alcuni degli eventi organizzati in Italia e nel mondo, e dimostra l'incredibile attenzione riservata al romanzo ancora due secoli dopo la sua prima pubblicazione.

Figura 1 L'attore Boris Karloff nei panni della *creatura*.
Foto promozionale per il film del 1935 "La sposa di Frankenstein", diretto da James Whale.



Il romanzo gotico è costruito attorno alla *creatura* (figura 1), assemblata e resa viva dall'ambizione incosciente di **Victor Frankenstein**, ma non si limita a narrare la truculenta storia di un mostro. Profondamente radicata nella cultura del suo tempo, la diciannovenne **Mary Shelley** (figura 2) è capace di cogliere temi destinati a restare attuali fino ai giorni nostri.

Figura 2 Mary Shelley, in un ritratto di R. Easton.



Il suo testo riflette sui limiti e sulle responsabilità della ricerca scientifica; descrive la paura nei confronti del diverso e le drammatiche conseguenze del rifiuto sociale che ne deriva; racconta anche, e in modo emozionante, la trasformazione che la creatura attraversa nel momento in cui, di nascosto, impara a parlare e a leggere, acquisendo insieme conoscenze e consapevolezza. Si tratta insomma di un romanzo di grandissimo interesse, e non stupisce che in tutto il mondo si moltiplichino le iniziative per riproporlo al grande pubblico.

Ma perché scriverne anche qui, in un blog dedicato ai vulcani?

Per capirlo, bisogna fare un passo indietro, e partire da molto, molto lontano. Alle origini del romanzo c'è un'estate particolare, quella del 1816, che i coniugi Shelley trascorrono a Ginevra ospiti di **Lord Byron**, a villa Diodati. È un'estate piovosa e fredda che gli amici sono costretti a trascorrere al chiuso, passando il tempo a leggere storie di fantasmi e a discutere della possibilità di infondere nuova vita ad organismi morti, come sembravano suggerire gli esperimenti di Galvani. Da queste suggestioni nasce l'ispirazione per il romanzo, il cui concepimento è stato sicuramente favorito da quelle **insolite condizioni meteorologiche**. È proprio qui che l'attività vulcanica entra a far parte di questa storia, a partire da una remota isola indonesiana.

L'eruzione del Tambora

L' **Indonesia** è un grande arcipelago composto da oltre 17000 isole, con ben 127 vulcani attivi. Ogni anno, circa una decina di questi vulcani entra in eruzione. Nel 1815, il vulcano Tambora, sull'isola di *Sumbawa*, è tra questi (figura 3). Nel 1815 è un edificio vulcanico poderoso: si stima che superasse i 4000 metri di quota. Dopo un sonno durato molti secoli e circa tre anni di attività minore (con tremore vulcanico, e piccole emissioni di cenere), entra in eruzione la sera del **5 aprile del 1815**.

La storia della sua eruzione e delle sue incredibili conseguenze è raccolta qui: <https://ingvvulcani.com/wp-content/uploads/2018/10/tambora1815.pdf>.

Le esplosioni, chiaramente avvertite sulle isole vicine, vengono scambiate per colpi di artiglieria pesante. Si tratta invece del vulcano, che in quelle ore solleva una **colonna eruttiva pliniana** che raggiunge una quota di 33 chilometri. La mattina dopo, un centimetro di cenere vulcanica ricopre la porzione orientale dell'isola di Giava, a circa 500 chilometri di distanza.

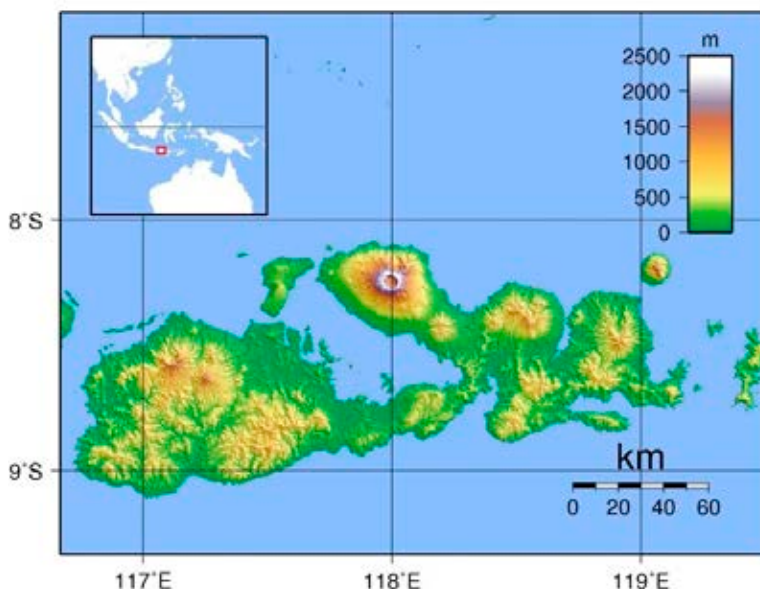


Figura 3 L'isola di Sumbawa, Indonesia. Il vulcano Tambora occupa la parte settentrionale, al centro dell'immagine. Immagine realizzata da Sadalmelik.

Dopo qualche giorno di quiete interrotta soltanto da sporadiche emissioni di cenere, l'attività esplosiva riprende con rinnovato vigore la sera del 10 aprile, quando la colonna eruttiva supera i 40 chilometri di altezza. La quantità di cenere immessa nell'atmosfera è talmente grande che per due giorni l'isola rimane avvolta nell'oscurità più fitta. Nei villaggi intorno al vulcano i tetti crollano, gravati dall'accumulo di lapilli e ceneri. A questi crolli si aggiunge la devastazione portata dai **flussi piroclastici**, miscele calde e veloci di gas e ceneri che si abbattono sui fianchi del vulcano, spazzando via interi villaggi. Quando questi flussi raggiungono il mare, sollevano onde di **maremoto** che raggiungono le coste vicine, fino all'isola di Giava.

La fase parossistica dell'eruzione termina dopo circa 24 ore, la sera dell'11 aprile 1815 e l'attività finalmente si ferma nel maggio dello stesso anno. Si stima che siano stati eruttati circa 40 chilometri cubi di materiale vulcanico.

Nel corso dell'eruzione la cima del vulcano collassa, formando un'ampia caldera, con un diametro di circa 6 chilometri e profonda un chilometro (figura 4). L'edificio vulcanico è *decapitato*, e oggi raggiunge la quota massima di 2850 metri sul livello del mare.

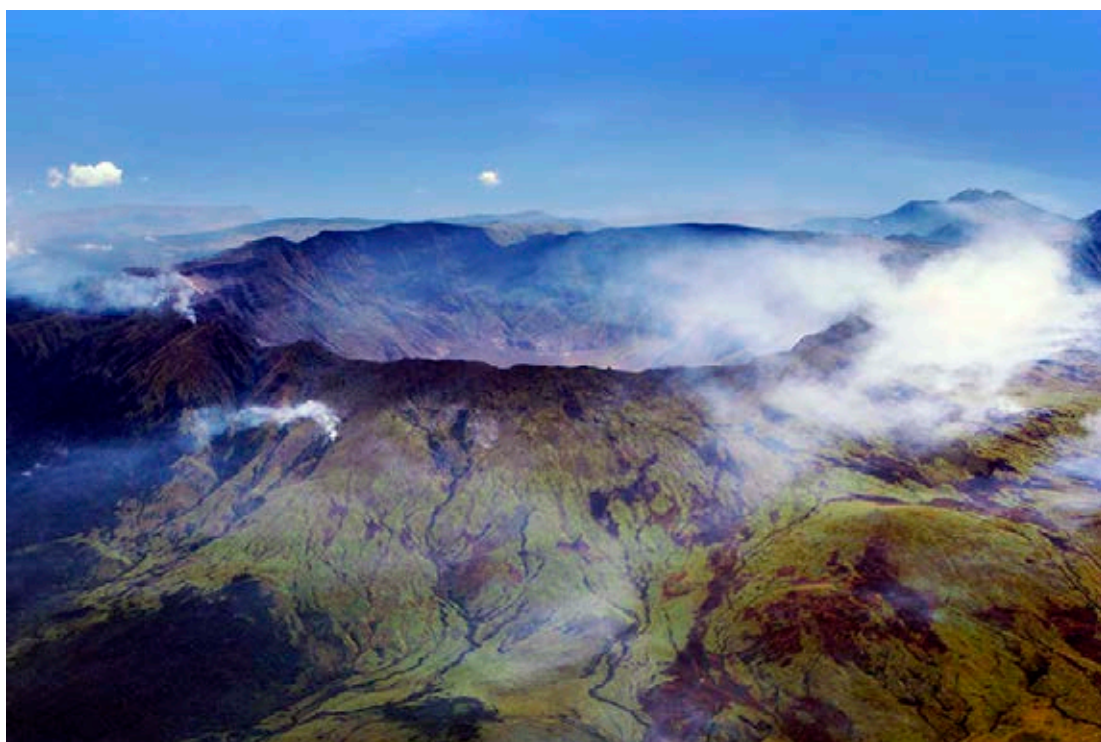


Figura 4 La caldera del Tambora come appare oggi. Il suo diametro è di circa 6 chilometri.
Fotografia di Jialiang Gao.

Gli effetti dell'eruzione

La cenere eruttata nel corso dell'eruzione viene trasportata dai venti verso nord e ricade su una superficie estremamente estesa. Le cronache locali descrivono la presenza di cenere sugli alberi anche in Brunei, a 1500 chilometri di distanza dal vulcano. Lo spessore dei depositi piroclastici è massimo nei pressi del vulcano e diminuisce gradualmente con la distanza. L'area ricoperta da almeno un centimetro di cenere ha un'estensione di 980.000 chilometri quadrati. Quest'area è definita sulle mappe topografiche da curve, dette **isopache**, disegnate dai vulcanologi unendo i punti dove lo strato di ceneri ha raggiunto lo stesso spessore.

Si stima che almeno **10000 persone** sull'isola di Sumbawa siano morte direttamente a causa

dell'eruzione, e che almeno **altre 50000** siano decedute a causa delle carestie e delle epidemie che seguirono.

L'impatto dell'eruzione non si esaurisce qui. Come succede per le grandi eruzioni in aree tropicali, anche l'esplosione del Tambora ha avuto effetti climatici con ripercussioni **a scala globale**. Le eruzioni vulcaniche immettono in atmosfera quantità significative di **anidride solforosa** (SO_2), che si trasforma in un aerosol in grado di interagire con la radiazione solare e dunque di modificare la quantità di energia che raggiunge la superficie terrestre. Nella bassa atmosfera l'aerosol viene rimosso dalle piogge in alcune settimane e non produce, quindi, effetti a lungo termine. Se invece la nube eruttiva raggiunge la stratosfera, cioè se supera 15 chilometri di altezza, l'aerosol che si forma può rimanere in sospensione per **alcuni anni**, riscaldando la stratosfera e raffreddando la superficie terrestre. La circolazione atmosferica ne risulta significativamente alterata a scala globale. Si creano in questo modo le condizioni che, in Europa, trasformano il 1816 nell' **anno senza estate**.

Le regioni dell'Europa centrale e occidentale sono severamente colpite: le temperature rigide (figura 5) e le piogge intense danneggiano le coltivazioni che crescono più lentamente ed in molti casi non arrivano a maturazione. Nel giro di un paio d'anni, il costo del grano sulle due sponde dell'Atlantico raddoppia. La crisi si abbatte su un continente già duramente provato dalle **guerre napoleoniche** e la penuria di cibo che seguì gli scarsi raccolti è stata descritta come la **peggiore crisi di sussistenza del mondo occidentale**. La carestia rende le persone vulnerabili, preparando il terreno a epidemie diffuse. Il tifo colpisce 800.000 persone solo in Irlanda, uccidendone almeno 40.000.

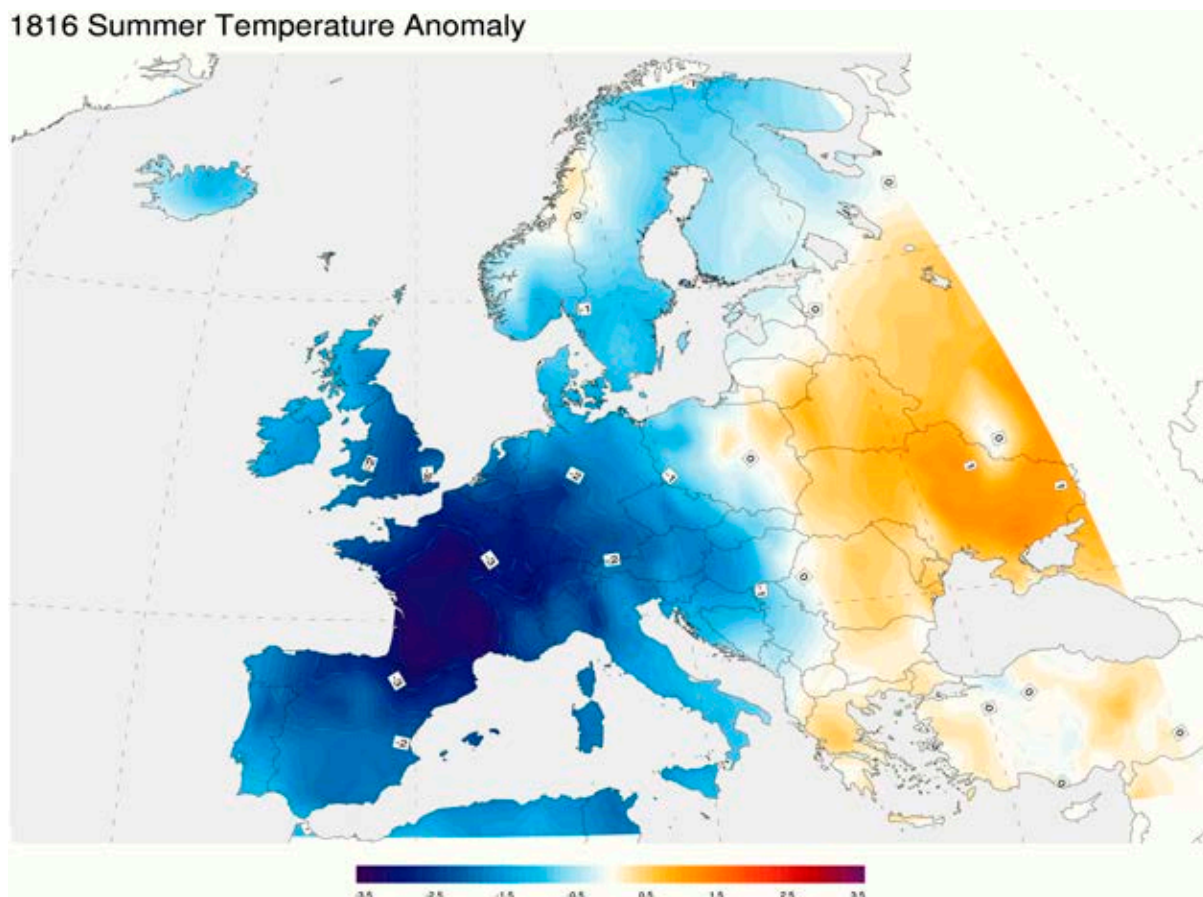


Figura 5 Variazione della temperatura estiva misurata in Europa nel 1816, rispetto alla media climatica del periodo calcolata fra gli anni 1971 e il 2000. Le aree in blu hanno registrato temperature più basse fino a 3.5°C (da Luterbacher et al., 2004). Immagine di Giorgiopl2.

Nella Svizzera che ospita i coniugi Shelley, il tasso di mortalità cresce del 20% fra il 1816 e il 1817. In tutta Europa molti muoiono di fame, mentre cresce la tensione politica e sociale, che spesso sfocia in disordini e sommosse. È in questo clima, non solo meteorologico, che la storia di Frankenstein è stata concepita.

In condizioni tanto drammatiche, chi può scegliere di emigrare, ma sono in pochi; quelli che possono permetterselo, si calcola che siano meno di 60.000. La maggior parte di loro ha la fortuna di abitare lungo le coste da cui partono i vascelli diretti oltre Atlantico. Chi risiedeva in Svizzera o in Germania doveva avere le risorse economiche necessarie a garantirsi il passaggio sui barconi che navigavano lungo il Reno fino alle grandi città portuali, da cui partire finalmente per le Americhe.

Il vulcano esploso in una remota parte del mondo ha influito sulla vita di tantissimi, raggiungendo anche un'Europa lontana e inconsapevole. Mentre rileggiamo Frankenstein, mascherati per Halloween, pensiamoci: abitiamo un piccolo pianeta. Siamo tutti parte di quello che succede altrove.

Bibliografia

- Kandlbauer, J., Carey, S. N. & Sparks, R. S. J., (2013). *Bulletin of Volcanology* 75, 1-11.
- Oppenheimer, (2015). *Nature Geoscience*, 8, 244-245.
- Lutembacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, and H. Wanner, (2004). *Science*, 303, 1499-1503.
- Lutembacher e Pfister, (2015). *Nature Geoscience*, 8, 246-248.
- Kandlbauer e Sparks, (2014). *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 286, 93-100.

Il fragoroso risveglio del vulcano Taal

Dmitri Rouwet¹, Boris Behncke²

¹INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Bologna

²INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo

15 gennaio 2020

Dopo 42 anni di quiete, nel 2020 è entrato in eruzione il vulcano Taal, il caratteristico vulcano “a matryoska” formato nel lago dell’Isola di Luzon, nelle Filippine

Alle ore 13.00 (ora locale, ora italiana +7) del 12 gennaio 2020 è avvenuta un'eruzione freatica con emissione di una colonna di vapore fino a 100 m di altezza, originatasi nel **Lago Craterico Principale** (*Main Crater Lake*, 1.4 x 1.2 km di dimensione) **del vulcano Taal** sull'isola di Luzon, nell'arcipelago delle Filippine (Figura 1). Il vulcano Taal è uno strato-vulcano largo 8.2 km, lungo 7 km e alto 311 m, che forma un'isola situata quasi al centro del Lago Taal. Il lago si è formato a sua volta all'interno di una grande caldera vulcanica (24 x 14.5 km) e **si trova 50 km a sud dell'area metropolitana di Manila** ed a 16 km a nord-est della costa Baia di Balayan.

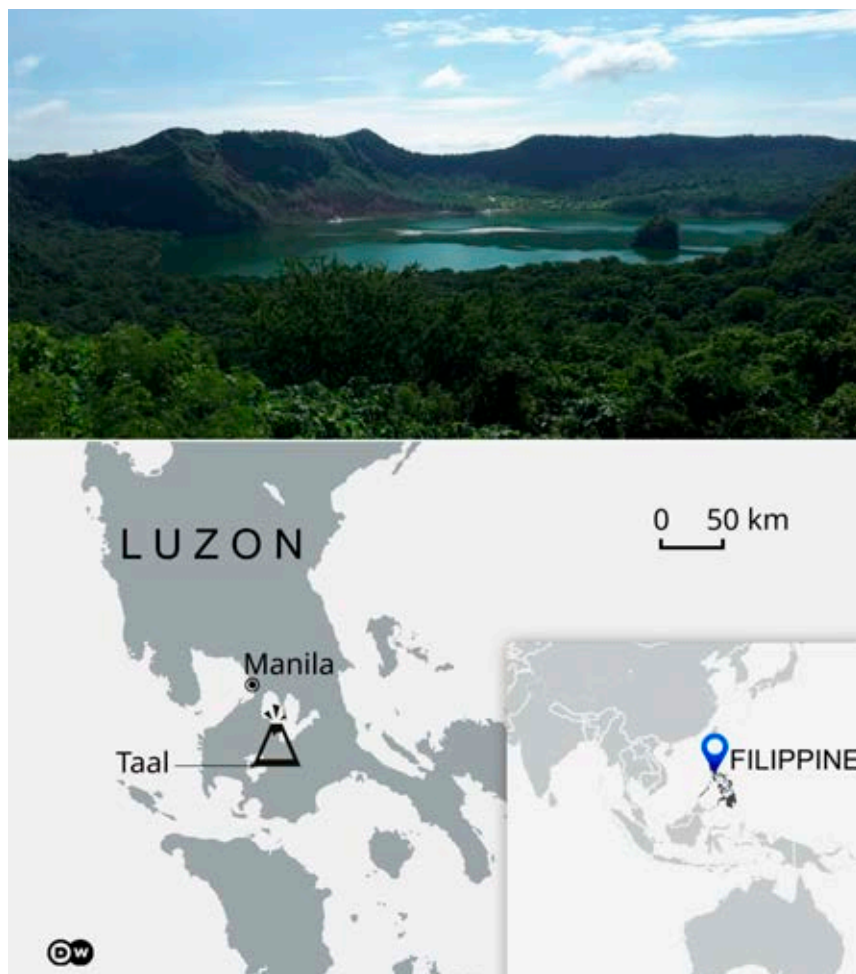


Figura 1 In alto: il *Main Crater Lake* del vulcano Taal prima dell'eruzione del 12 gennaio 2020. Si apprezza l'attività idrotermale (fumarole) in prossimità della riva e convezione al centro del lago (foto di Corentin Caudron). In basso: mappa dell'isola di Luzon con la posizione del Taal (modificata, dal sito della Deutsche Welle).

Nelle ore successive (tra le 13 e le 16), l'attività freatica si è intensificata con l'emissione di colonne di vapore fino a un chilometro di altezza, accompagnata da caduta di cenere (Figura 2). Il livello di allerta è stato, quindi, alzato dall'Osservatorio Vulcanologico delle Filippine PHIVOLCS (Philippine Institute of Volcanology and Seismology) da 1 a 3, indicativo della **possibilità di eruzione magmatica nelle ore o giorni successivi**. Nel caso del Taal, il Livello 1 indica, comunque, che l'isola del vulcano Taal è una Zona di Pericolo Permanente. Il Livello 2 indica il verificarsi di segnali di risveglio del vulcano (in inglese *unrest*). Il Livello 3 segnala invece l'occorrenza di attività esplosiva e la possibilità che si formino, in caso di collasso della colonna eruttiva, i pericolosi flussi piroclastici i quali, a loro volta, entrando in acqua, possono sollevare onde di tsunami nel lago Taal.



Figura 2 Inizio dell'attività freatica al cratere principale del Taal e ripreso da una webcam dell'Osservatorio Vulcanologico delle Filippine (PHIVOLCS), alle ore 14:25 (ora locale) del 12 gennaio 2020.

Il particolare contesto geografico del Taal ha delle implicazioni sulla dinamica eruttiva e potrebbe favorire una **possibile escalation repentina dei fenomeni eruttivi**. Infatti, la **presenza di acqua**, sia nell'immediato intorno del vulcano, sia al suo interno quando forma falde freatiche, può generare attività esplosiva legata al sistema idrotermale indipendentemente da una interazione diretta tra acqua e magma.

Il coinvolgimento diretto di magma nella fase freatomagmatica successiva dell'eruzione del 12 gennaio, ha generato **una colonna eruttiva che ha raggiunto un'altezza tra 10 e 15 km**, con dispersione della cenere in direzione Nord, verso Manila (dalle 17.30 ora locale). Il **livello di allerta è stato, quindi, ulteriormente alzato a 4**, che indica un'eruzione pericolosa imminente (il livello 5, il più alto previsto alle Filippine, dichiara "eruzione pericolosa in corso"). In serata, nella colonna eruttiva si è scatenata una **intensissima tempesta di fulmini**, generati dall'attrito fra le particelle di cenere e la presenza di vapore acqueo (Figura 3).

L'attività freatica molto intensa del 12 gennaio ha causato la depressurizzazione del sistema magmatico e la risalita di magma nei condotti del vulcano, con la conseguente culminazione in attività idromagmatica e magmatica vera e propria durante la notte (dalle 2.49 ora locale del giorno 13 gennaio).



Figura 3 Colonna eruttiva e fulmini durante la fase esplosiva principale, nella serata del 12 gennaio 2020. Foto pubblicata da ABS-CBN News, Filippine.



Figura 4 Fontana di lava accompagnata da fulmini nella nube eruttiva (prime ore del 13 gennaio). Foto di Paul Quiambao, ABS-CBN News, Filippine.

È stato in questo intervallo che **la colonna eruttiva ha raggiunto la massima altezza di almeno 15 km**. Successivamente, l'attività è stata caratterizzata da **fontane di lava fino a 500 m di altezza** (Figura 4), accompagnata da lampi e tuoni da varie bocche eruttive all'interno del

cratere, fino alla mattina del 12 gennaio riempito dal Taal *Main Crater Lake*. Un'ispezione condotta con l'aiuto di un drone nel mattino del 15 gennaio ha rivelato che **questo lago è, almeno temporaneamente, scomparso**.

Nella mattinata del 13 gennaio si è, inoltre, osservata **l'apertura di nuove bocche eruttive nel settore nord dell'isola**. Contestualmente, si è registrato un incremento dell'attività sismica, sia per numero di eventi (466 terremoti dal 12 al 15 gennaio) che per magnitudo (fino a M4) ed intensità (fino a 5 sulla scala Mercalli). Inoltre, si sono formate **fratture nel suolo** nelle aree a sud-ovest e a nord del Lago Taal (Figura 5), un palese indicatore che la migrazione di magma verso la superficie non era ancora finita.



Figura 5 Fratturazione del suolo nelle aree a sud-ovest e a nord-est del Lago Taal, osservate da personale PHIVOLCS nella giornata del 14 gennaio 2020.

Nonostante la forte escalation dell'attività eruttiva tra il 12 e il 13 gennaio e l'attuale incertezza¹ sull'evoluzione dei fenomeni in corso, **l'eruzione del Taal non è avvenuta del tutto a sorpresa**. Esaminando i dati acquisiti dalle reti di monitoraggio prima del suo inizio, notiamo che:

- 1 Sismicità: nel lungo termine, dal 28 marzo 2019 in poi, l'attività sismica ha mostrato un graduale aumento. Nel breve termine, la prima eruzione freatica è stata anticipata da uno sciame sismico iniziato due ore prima;
- 2 Deformazioni: i dati GPS e le misure geodetiche confermano una inflazione (rigonfiamento) dell'edificio vulcanico tra novembre 2018 e marzo 2019;
- 3 Geochimica: un aumento nella concentrazione di CO₂ disciolta nelle acque del *Main Crater Lake* osservato da febbraio 2019 indicava un leggero incremento nell'ingresso di CO₂ proveniente dal sistema idrotermale sottostante (una ricerca condotta da Alain Bernard e Corentin Caudron, del laboratorio G-Time dell'università ULB, Belgio).

¹NdR: Al momento della stesura dell'articolo, l'eruzione era ancora in corso.

Tuttavia, Bollettino sullo stato di attività del Taal pubblicato la mattina stessa del 12 gennaio, PHIVOLCS aveva dichiarato che “non è imminente un'eruzione pericolosa”.

L'evoluzione dei fenomeni, dalle prime esplosioni freatiche alla piena eruzione esplosiva (presumibilmente di carattere subpliniano) **è, quindi, stata estremamente rapida**. Pertanto, è da apprezzare una gestione efficace della crisi da parte di PHIVOLCS, che **ha permesso l'evacuazione di tutte le persone** (fra cui diversi turisti) presenti sull'isola.

La pesante ricaduta di materiale piroclastico soprattutto nelle aree a nord del Taal ha provocato **danni sia all'agricoltura sia ad abitazioni** (Figura 6). Per diverse ore è stato chiuso l'aeroporto della capitale delle Filippine, Manila.



Figura 6 Danni provocati dalla ricaduta di materiale piroclastico nel villaggio di Boso Boso, a diverse decine di chilometri a nord del vulcano Taal, 13 gennaio 2020. Foto di Jes Aznar (New York Times).

Taal è il secondo vulcano più attivo delle Filippine dopo il Mayon, nell'estremo sud-est di Luzon. Nonostante l'attività attuale sia avvenuta dopo 42 anni di quiescenza vulcanica, questa rappresenta comunque un comportamento “normale” del vulcano. **Le eruzioni passate del Taal sono state sempre violente ed esplosive**. L'eruzione storica più potente, avvenuta tra maggio e novembre 1754, causò decine di morti, mentre l'eruzione più letale è stata quella del 30 gennaio 1911, un evento in cui **i flussi piroclastici causarono 1335 morti sull'isola Taal**.

Il 28 settembre 1965, il Taal si svegliò repentinamente, dopo 54 anni di quiescenza, con un'attività di fontana di lava basaltica da una bocca vicina a Monte Tabaro, situato a sud-ovest del *Main Crater Lake*. La bassa quota e la vicinanza del Lago Taal causò l'inondazione del nuovo cratere che innescò una **violentissima attività freatomagmatica accompagnata da flussi piroclastici** che provocarono 190 vittime (Figura 7).



Figura 7 Foto aerea della violentissima attività freatomagmatica avvenuta durante l'eruzione del 28 settembre 1965, con flussi piroclastici in espansione verso destra e sinistra. Foto della U.S. Navy, pubblicata nella rivista *Science* (vedi riferimenti alla fine dell'articolo).

Dopo 3 giorni di eruzione, nel nuovo cratere del Monte Tabaro si formò un'isola con un lago al suo interno. Il 5 luglio 1966 questo cratere si è riattivato, con la creazione al suo interno di un cono piroclastico, a sua volta riempito da un nuovo lago craterico.

Nel 1968, l'attività eruttiva cambiò in effusiva, per la prima volta nella storia recente del Taal. Il 2 febbraio 1968, dal cono di tufo del 1966 ebbe origine una colata di lava, che poco dopo traboccò avanzando verso la costa dell'isola vulcanica Taal. L'eruzione effusiva terminò il 2 aprile 1968 ma il 29 ottobre 1969 l'attività effusiva e stromboliana ricominciò nuovamente, terminando il 10 dicembre. Infine, una debolissima attività freatica avvenne tra il 9 e 12 novembre 1970.

Nel 1976, dal 3 settembre fino a metà ottobre, il Taal ha attraversato un periodo di attività freatica generata da varie bocche eruttive nella zona dell'eruzione del 1965-1970. Il 3 ottobre 1977 piccole eruzioni freatiche ebbero origine dalla bocca eruttiva più grande, formatasi nel 1976.

Nessuna delle eruzioni successive a quella del 1965 ha causato vittime umane, da quando, cioè, l'isola rimase disabitata, almeno fino al 1976. Un recente censimento, effettuato nel 2010, ha rivelato la presenza di circa 3700 abitanti sull'isola, anche se da parte di PHIVOLCS la residenza nell'isola era fortemente sconsigliata.

Vista l'attività storica del Taal, **lo sviluppo dell'attività in corso è altamente incerto** - potrebbe durare mesi o persino anni (come nel 1754 e nel 1965-1977), ma potrebbe altrettanto essere già nella sua fase finale². L'attività viene monitorata in continuo da PHIVOLCS, che ha una rete di strumenti moderni installati sull'intero complesso vulcanico (Figura 8).

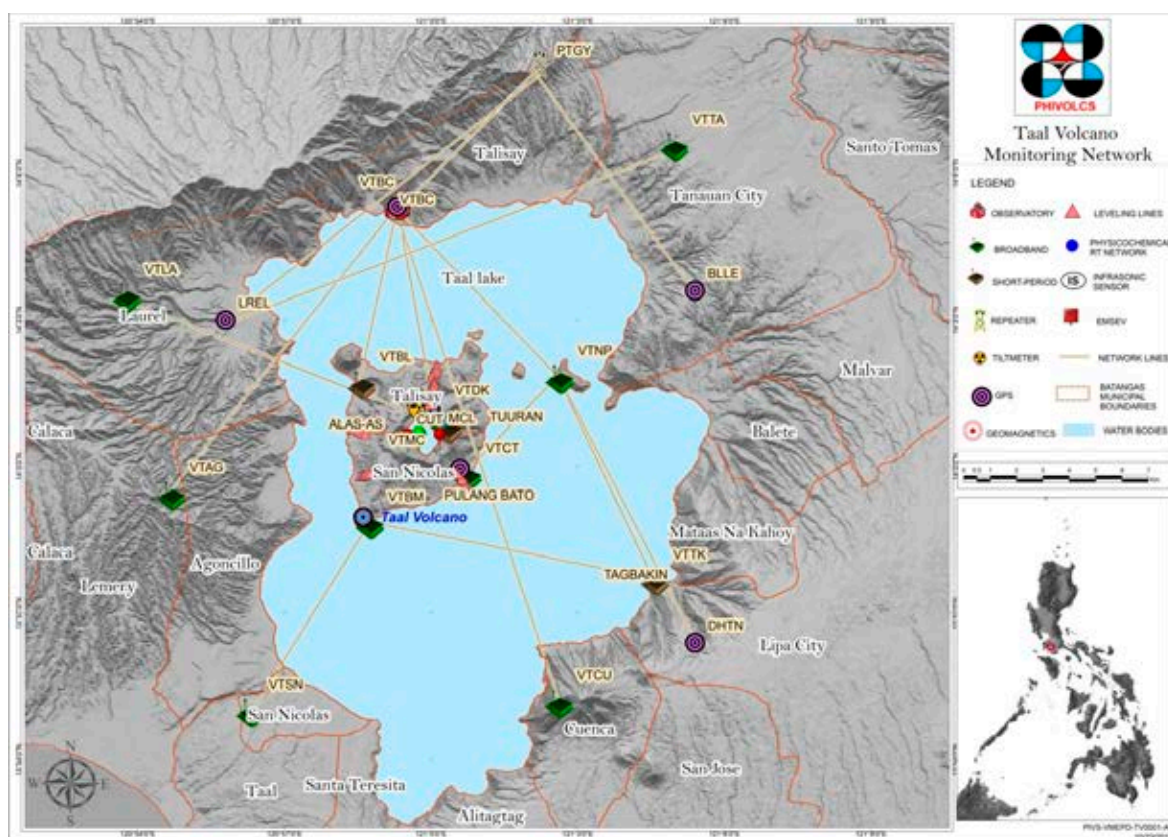


Figura 8 Mappa della rete di monitoraggio al vulcano Taal dell'osservatorio vulcanologico delle Filippine, PHIVOLCS (prima dell'eruzione del 12 gennaio 2020).

² NdR: L'articolo è del gennaio 2020. L'attività del Taal è proseguita negli anni successivi e perdura tuttora con eruzioni di bassa energia.

Bibliografia

- Moore, J.G., Nakamura, K., Alcaraz, A. (1966). *The 1965 eruption of Taal volcano*. *Science*, vol. 151, p. 955-960.
- PHIVOLCS (Philippine Institute of Volcanology and Seismology) sito web: <https://www.phivolcs.dost.gov.ph/index.php>
- Worcester, D.C. (1912). *Taal volcano and its recent destructive eruption*. *National Geographic*, vol. 23, p. 313-367.

L'eruzione del Pinatubo del 15 giugno 1991: gli effetti dell'eruzione e quelli della (riuscita) comunicazione

Gianfilippo De Astis¹, Laura Sandri²

¹INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Roma 1

²INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Bologna

23 giugno 2023

Il **15 giugno del 1991** è ricordato fra i vulcanologi per una delle maggiori eruzioni vulcaniche avvenute sulla Terra negli ultimi 100 anni: l'eruzione del vulcano Pinatubo, nelle Filippine. In effetti, quella data contrassegna la fase più violenta dell'eruzione che stiamo per raccontarvi, le cui avvisaglie erano iniziate perlomeno a partire dal marzo di quell'anno. Ci sembra opportuno segnalare che ancora oggi persistono ipotesi scientifiche secondo le quali già il terremoto del 16 luglio del 1990 (Magnitudo $M=7.8$, epicentro a circa 100 chilometri a Nord-Est del vulcano) possa essere stato il vero incipit di questo evento vulcanico.

Lo **stratovulcano Pinatubo** si trova a circa 90 km da Manila, sull'isola di Luzon, che è parte di un arco vulcanico legato alla subduzione, in un'area di interazione complessa tra varie micro-placche in movimento rispetto alla placca Eurasiatica, fra cui quella del Mar delle Filippine, che subduce (scivola) sotto la prima (Figura 1).

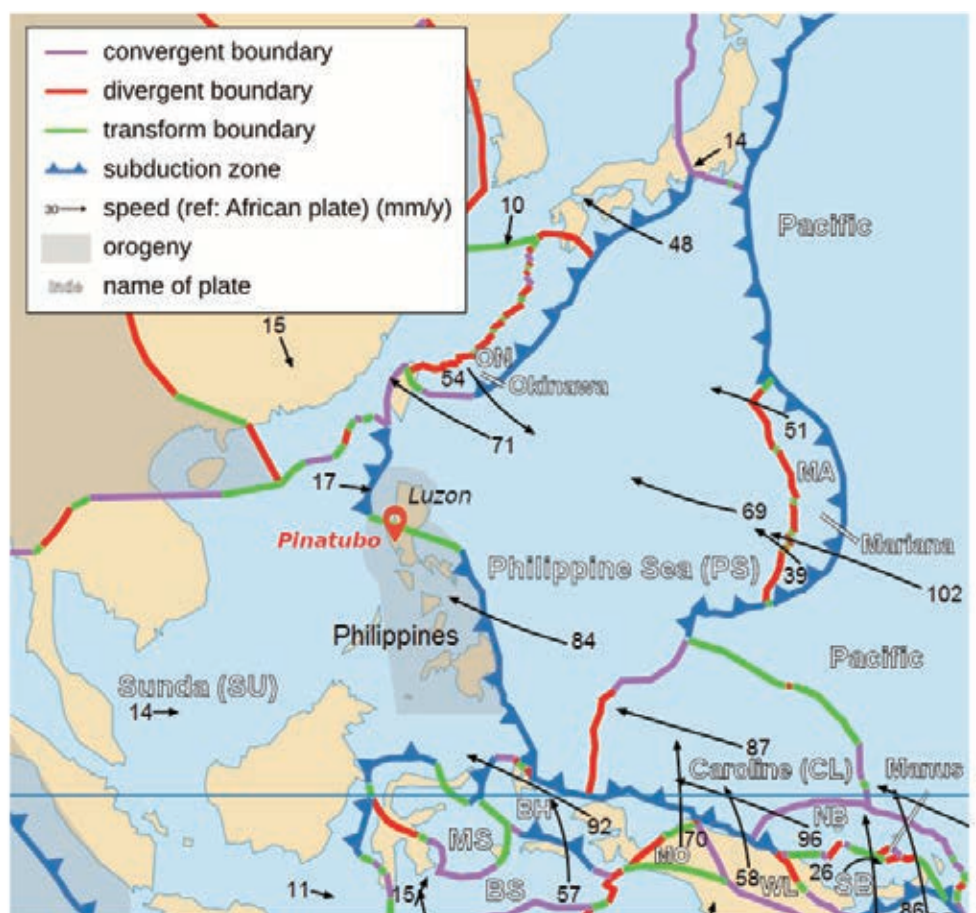


Figura 1 La complessa disposizione e dinamica delle placche e micro-placche nella regione delle Filippine. I numeri riportati a fianco delle frecce nere indicano la velocità di spostamento in millimetri all'anno (crediti: Wikimedia Commons).

La **storia del Pinatubo** si ritiene sia caratterizzata da **due fasi**, con la prima iniziata circa 1,1 milioni di anni fa e la seconda iniziata intorno a 35.000 anni orsono, dopo un periodo di riposo di diverse decine di migliaia di anni.

Per una serie di cause che vedremo nel seguito, tra cui la presenza di una **base militare americana** vicino al Pinatubo che ha fatto sì che anche l'USGS (il Servizio Geologico degli Stati Uniti) venisse coinvolto nella gestione dell'emergenza, **l'eruzione del 1991 è straordinariamente ben documentata**. Soprattutto essa è particolarmente famosa per le riuscite operazioni di evacuazione e soccorso di circa 58.000 persone, condotte grazie allo sforzo congiunto del PHIVOLCS (l'Istituto Filippino di Vulcanologia e Sismologia) e del *Volcano Disaster Assistance Program* dell'USGS. Considerando il XX secolo, **quella del Pinatubo del 1991 è considerata la seconda più grande eruzione vulcanica** dopo quella del Novarupta (in Alaska) del 1912. Il Pinatubo, però, ha avuto un **grande impatto su un'area densamente popolata** (cosa che non è possibile invece dire per il vulcano dell'Alaska), dal momento che solo in prossimità del vulcano abitavano circa 30000 persone.

Per energia e volume di magma emesso, l'eruzione del Pinatubo è stata associata a quella del **Vesuvio del 79 d.C.** Nel 1991 il Pinatubo era in una fase di quiescenza (Figura 2), secondo alcuni scienziati da circa 800 anni, secondo altri da 500 anni, ed anche questo prolungato periodo di riposo lo accomuna alla famosa eruzione del vulcano napoletano.



Figura 2 Il Pinatubo così come appariva prima dell'eruzione del 1991: un picco vulcanico come tanti (fotografia di R.S. Punongbayan – USGS – pubblico dominio).

1991 – Origine dell'attività eruttiva

I numerosi studi eseguiti da vari gruppi di scienziati durante e dopo l'eruzione, hanno condotto alla stesura di un **libro** (*"Fire and Mud: eruption and lahars of Mt Pinatubo, Philippines"*) curato dai due ricercatori che furono all'epoca i maggiori responsabili del monitoraggio del Pinatubo: **Christopher Newhall e Raymundo Punongbayan**. Il libro rappresenta un **documento minuzioso sul risveglio di un vulcano dopo una lunga quiescenza** e, con i suoi 62 articoli "tecnici", scritti dai vari studiosi coinvolti nell'emergenza, racconta **non solo la storia scientifica dell'eruzione ma anche quella umana**, inclusi i numerosi eventi che l'accompagnarono.

Quale fu quindi il **meccanismo di riattivazione** del Pinatubo? La risposta è nel testo edito dai due scienziati, insieme a elementi utili a identificare, più in generale, un tipo di processo che

spesso si verifica in un vulcano quiescente, spingendolo a tornare in eruzione. Gli studi sulle **rocce emesse nel corso dell'eruzione**, infatti, fornirono l'evidenza che **la riattivazione del Pinatubo fu causata dall'arrivo di nuovo magma basaltico all'interno di una camera magmatica** che si trovava ad una profondità fra i 7 e 12 km contenente un magma viscoso ricco in silice (dacite). Il **mescolamento di questi due magmi produsse un nuovo magma ibrido** più caldo e più ricco in gas del preesistente, capace di risalire verso la superficie, dove inizialmente formò un duomo sommitale. Le esplosioni successive alla formazione del duomo e la conseguente decompressione della camera magmatica innescarono la risalita di ulteriori volumi di magma, fino a giungere alla fase parossistica. Naturalmente, questo lo possiamo scrivere a distanza di molti anni e di molte ricerche, ma gli inizi dell'eruzione ed il suo corso furono tutt'altra cosa in termini scientifici, logistici, comunicativi ed emotivi. A questo proposito, consigliamo un interessante video riassuntivo e narrativo: <https://vimeo.com/315426388>).

I fenomeni precursori

A partire dal **15 marzo del 1991**, i residenti dei villaggi alle falde del vulcano cominciarono ad avvertire alcuni terremoti, senza peraltro notare variazioni nelle emissioni gassose delle fumarole di un'area geotermica sul versante nord-ovest del vulcano. Né furono segnalati crolli o frane sui versanti del vulcano. Il numero e l'intensità dei terremoti crebbero il 2 aprile, in particolare quando avvenne un'**esplosione freatica**, nel pomeriggio, proprio lungo quel versante. Il 3 aprile, la missionaria Emma Fondevilla, che abitava in un villaggio di Aeta (una delle popolazioni locali), riferì ai ricercatori del PHIVOLCS la notizia di questo evento. Un volo di verifica sul vulcano confermò che **le esplosioni avevano generato un allineamento di punti di emissione di gas** sul lato N-NO dell'apparato vulcanico (Figura 3).

Figura 3 Fumarole sul versante Nord-Ovest del Monte Pinatubo (porzione superiore del fiume Maraunot), fotografate il 6 aprile 1991. (Crediti fotografia: USGS Publication Repository).



A questo punto, **venne costituita una squadra di studio e osservazione** che attribuì questi fenomeni ad un'attività puramente idrotermale. Il **5 aprile** fu installata la prima **stazione sismica mobile**, con segnali registrati su rullo cartaceo, da sostituire ogni 24h, a circa 7 km in direzione O-NO rispetto alla cima del vulcano. Furono in poco tempo registrati **centinaia di terremoti**, la

cui analisi preliminare rivelava una natura di **tipo vulcano-tettonico (VT)**. Si trattava infatti di terremoti che, pur avvenuti in un'area vulcanica, hanno caratteristiche del tutto simili a quelli che si verificano in aree non vulcaniche e tettonicamente attive del Pianeta e che sono interpretati come conseguenza della fratturazione di masse rocciose. Restò tuttavia l'**incertezza di stabilire se la sismicità nel suo insieme fosse di origine sostanzialmente idrotermale, legata cioè alla rapida espansione dei fluidi nel sottosuolo, o dovuta al movimento di magma in risalita**, e se fosse anticipatrice di un'eruzione vulcanica vera e propria. Nel dubbio, PHIVOLCS raccomandò l'**evacuazione precauzionale dei villaggi** entro 10 km dalla cima del Pinatubo. Pertanto, le autorità civili, con l'aiuto di diverse organizzazioni non governative, istituirono campi di accoglienza che si riempirono rapidamente.

Nei giorni successivi **furono installate altre quattro stazioni sismiche** per consentire la localizzazione dei terremoti; le stazioni, tuttavia, furono collocate soprattutto sul fianco Ovest del vulcano, più facilmente raggiungibile, e quindi non permisero una localizzazione delle sorgenti sismiche con un'alta precisione. Per di più, i dati dovevano essere recuperati giorno per giorno ed inviati a Manila per la loro analisi. Durante questi primi giorni, fu anche deciso di redigere dei **bollettini giornalieri** con informazioni sull'attività sismica e sulle osservazioni visive raccolte nelle precedenti 24 ore. Ogni bollettino conteneva anche un giudizio sullo stato generale del vulcano e prima di essere diffuso subiva revisioni e vari passaggi di verifica con le autorità. Il termine ricorrente scelto per descrivere le condizioni del vulcano fu "instabile".

I geologi del PHIVOLCS e quelli dell'USGS (insieme ad altri studiosi come H. Ferrer e F.G. Delfin Jr., della Philippine National Oil Company e M. Defant della University of South Florida) iniziarono anche a raccogliere i dati su quel poco che si sapeva sulla recente storia eruttiva del vulcano e sui suoi depositi. Da questa raccolta e dagli studi geologici condotti rapidamente durante questa fase di "instabilità" (*unrest* è il termine usato dalla comunità vulcanologica), si comprese che **la storia del vulcano era caratterizzata da poche eruzioni ad alta energia intervallate da lunghi periodi di quiescenza**. Le eruzioni avevano generato imponenti flussi piroclastici i cui depositi furono trovati anche a decine di chilometri di distanza. Questi scienziati scoprirono inoltre che i dolci pendii attorno al Pinatubo erano in realtà originati dalla **sovrapposizione di innumerevoli e giganteschi depositi di lahar**, termine indonesiano che indica una colata di fango. Gli scienziati ritennero quindi concreta la possibilità che una nuova attività eruttiva potesse dar luogo a fenomeni eruttivi simili a quelli del passato, con effetti potenzialmente disastrosi.

Verso la fine di aprile fu definito un accordo di cooperazione più ampio fra il PHIVOLCS e l'USGS e, conseguentemente, furono installate **altre sette stazioni sismiche** che trasmettevano i dati ad un centro collocato presso la base aerea americana "Clark", a 29 km dal vulcano. Con queste stazioni, la localizzazione e la stima delle magnitudo dei terremoti migliorarono decisamente.

Durante il mese di maggio, i sismometri registrarono fino a 200 piccoli terremoti al giorno e i sismogrammi continuavano ad indicare eventi di tipo VT, localizzati ad una profondità tra 3 e 7 km. Tuttavia, durante l'ultima settimana del maggio 1991, la **sismicità aumentò e si spostò verso livelli più superficiali** sotto la sommità del vulcano, con associati eventi di tremore vulcanico in occasione di piccole esplosioni.

Sempre nel mese di maggio iniziarono le misure dei gas emessi dalle fumarole ed in particolare dei **flussi di SO₂** (biossido di zolfo) attraverso la tecnica COSPEC (*Correlation Spectrometry*), che rivelò valori intorno alle 500 tonnellate al giorno.

Riassumendo, le osservazioni raccolte durante i mesi di marzo e aprile furono fortemente indicative di **un certo volume di magma in risalita al di sotto dell'apparato vulcanico** da una profondità di circa 30-35 km. Questa risalita era responsabile delle migliaia di terremoti medio-piccoli di cui si è detto, nonché dell'essoluzione, della risalita e della conseguente emissione di gas in grado di provocare le **potenti esplosioni freatiche che formarono tre crateri** sul fianco

nord del vulcano. Le misure delle emissioni di gas furono di grande aiuto per capire che i terremoti non potevano essere solo vulcano-tettonici e/o di origine idrotermale e che **c'era un coinvolgimento diretto di magma in risalita**. Questa evidenza divenne lampante il 28 maggio, quando si registrò una crescita di 10 volte (fino a 5.000 tonnellate al giorno), nell'emissione di SO_2 , gas direttamente liberato dal magma.

Inizio dell'attività eruttiva

All'inizio di giugno si verificarono sia una **riduzione drastica delle emissioni di SO_2** (circa 250 tonnellate al giorno), sia un **aumento della frequenza dei terremoti** e dei segnali di tremore vulcanico, associati a **piccole esplosioni** al cratere sommitale. È bene ricordare a questo punto che il 5 di giugno PHIVOLCS emise un **annuncio di allerta a livello 3**, che indicava una possibile grande eruzione piroclastica entro 2 settimane. Le osservazioni ottenute dai sorvoli in elicottero, combinate coi dati fisico-chimici registrati nei primi dieci giorni di giugno, suggerirono che **un primo volume di magma piuttosto degassato aveva raggiunto la superficie** del vulcano Pinatubo a partire dal 7 giugno, formando un **duomo di lava** e senza produrre un'eruzione esplosiva. Tuttavia, il 10 giugno le emissioni di SO_2 balzarono fin oltre le 13.000 tonnellate al giorno, preannunciando di fatto l'arrivo in superficie di milioni di metri cubi di magma ricco in gas, che diedero vita alla **prima spettacolare eruzione del vulcano il 12 giugno** (Figura 4), proprio nel giorno dell'Indipendenza delle Filippine.

La colonna eruttiva raggiunse i 18 chilometri d'altezza, restando attiva per circa 45 minuti. Nella notte del 12, e ancora il 13 e il 14 giugno, ci furono altre tre eruzioni esplosive di minore durata, ma con colonne di altezza superiore ai 20 chilometri. Durante questa fase la sismicità si intensificò e nel pomeriggio del 14 aumentarono le esplosioni con la formazione di flussi piroclastici.

Figura 4 Colonna eruttiva del 12 giugno ripresa dalla base aerea USA di Clark (Photo by Dave Harlow, 1991 – U.S. Geological Survey – Public Domain).



Il 15 giugno un **magma ancora più carico di gas** raggiunse la superficie del Pinatubo, accompagnato da un **tremore di ampiezza elevata**, tale da *saturare* (ossia fino a superare il valore di fondo scala, che è il massimo valore che uno strumento può registrare) tutte le stazioni sismiche intorno al vulcano e renderne poco utilizzabile il segnale. Iniziò qui la **fase parossistica dell'eruzione**: l'esplosione emise più di 5 km³ di materiale magmatico, la nube di ceneri si innalzò fino a 34-35 chilometri di altezza e si espanse nella stratosfera fino a raggiungere un diametro di 400 km. Dopo un'ora, la nube eruttiva occupava un'area di 120.000 km². Le ceneri della nube presenti ad altezze inferiori furono sospinte in tutte le direzioni dagli intensi venti provocati da un **tifone attivo in coincidenza con l'eruzione**. La cenere giunta alle massime altezze fu spinta fino all'Oceano Indiano. Contestualmente, enormi flussi piroclastici si riversarono lungo i fianchi del Monte Pinatubo (Figura 5), riempiendo profonde valli con depositi vulcanici fino a 200 metri di spessore.

A partire dal primo pomeriggio del 15 **una serie di violenti terremoti**, con magnitudo compresa fra 4.3 e 5.7, scossero il Pinatubo associati al collasso, almeno parziale, della camera magmatica e della sommità del vulcano, con la conseguente formazione di una **piccola caldera di 2.5 km di diametro**. Con quasi tutte le stazioni sismiche fuori uso, solo attraverso il segnale registrato da un barografo intorno alle 22.30 del 15 giugno si poté decretare il termine dell'eruzione.



Figura 5 La famosa e iconica foto scattata da Albert Garcia il 15 giugno sul Pinatubo che vinse il primo premio nella competizione World Press Photo Competition del 1992 ad Amsterdam.

Nubi eruttive molto più piccole, ma pur sempre spettacolari, si ripeterono occasionalmente fino all'inizio di settembre 1991. E l'anno dopo, fra luglio e ottobre, un **nuovo duomo lavico** crebbe all'interno della caldera del Pinatubo.

Gli effetti immediati dell'eruzione

Nel corso delle circa nove ore di fase parossistica dell'eruzione, il Pinatubo ha emesso tra i 5 e i 10 km³ di magma, a seconda delle stime fatte negli anni successivi, con una dinamica eruttiva di tipo pliniano ed un tasso di emissione del magma dell'ordine di 109 kg/s. Questa eruzione ha prodotto un notevolissimo **impatto di tipo sociale, economico e ambientale su tutto l'arcipelago delle Filippine**, per gli anni successivi. I flussi piroclastici, i *lahar* e l'accumulo di ceneri sui tetti hanno provocato moltissimi **danni e vittime** (350 durante l'eruzione e 722 in totale includendo quelle causate dai fenomeni immediatamente successivi all'eruzione). I danni sono stati quantificati in 700 milioni di dollari, di cui 100 milioni sono stati riferiti a quelli provocati a 16 aerei in volo al momento dell'eruzione e 250 milioni di dollari da attribuirsi alle risorse di agricoltura, silvicoltura e terra.

Un fattore che ha influito molto sulla dispersione della cenere è stato il **tifone Yunya**, in corso contemporaneamente all'eruzione, che ha indirizzato molta cenere soprattutto verso l'isola di Luzon. Questa combinazione di fattori ha dato origine a depositi di ceneri bagnate, che hanno aumentato il carico sui tetti e fatto crescere il bilancio delle vittime dovute al crollo degli stessi.

Dopo il climax: gli anni dei *lahar*

I circa 5 km³ di ceneri e materiale piroclastico depositati durante le fasi parossistiche dell'eruzione iniziarono, in poche ore, a dare origine a **velocissimi e giganteschi *lahar***, innescati dalle intense piogge tropicali. Benché un *lahar* contenga almeno il 40% in peso di cenere e rocce, che lo rendono denso e viscoso quanto il calcestruzzo liquido, esso può scorrere ad alta velocità (fino a 65 km/h) e raggiungere, a seconda della topografia, una distanza anche di 80 km. Nel caso del Pinatubo, all'arrivo nelle zone più pianeggianti alla sua base, i *lahar* rallentarono (velocità di circa 30-35 km/h) ma si aprirono "a ventaglio", inondando aree di svariati chilometri quadrati. In quelle zone si sono osservati *lahar* con spessori di 10 metri, fronti di 100 metri di larghezza, e portate di circa 100 m³/s. Flussi di questo tipo hanno la capacità di trasportare grossi massi e grandi oggetti come automobili e distruggere ponti. Negli anni successivi alle eruzioni del giugno 1991, l'insacco di continui *lahar* ad ogni episodio di pioggia intensa tropicale ha causato più devastazione dell'eruzione stessa nella sua fase parossistica, specialmente nelle aree a bassa quota attorno al Pinatubo (Figura 6).

Figura 6 Effetto di un *lahar* nell'agosto 1991 lungo il fiume Sacobia-Bamban, a 15 miglia dal Pinatubo. Nella foto grande si vedono le falde del tetto della casa, che prima del *lahar* appariva come nella foto piccola in basso a destra. (Fotografia di Raymundo S. Punongbayan, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, da "Fire and Mud: eruption and lahars of Mt Pinatubo, Philippines").



Si stima che nel corso di pochi anni successivamente agli eventi del 1991 il volume di materiale vulcanico trasportato a valle dai *lahar* sia stato di circa 3 km³.

Un tipo di *lahar* particolarmente pericoloso, verificatosi almeno 3 volte (nel 1991, 1992 e 1994) a seguito delle eruzioni del Pinatubo, è quello **dovuto allo sbarramento di corsi d'acqua per accumulo di materiale vulcanico**. Questo sbarramento, unito all'intensa pioggia tropicale, causa la formazione di un lago "effimero" che, una volta raggiunto il livello della "diga" temporanea, tracima e la erode velocemente, rilasciando istantaneamente una grande quantità d'acqua e dando quindi origine ad un *lahar* gigantesco.

Gli effetti globali dell'eruzione

Oltre agli effetti economici, le eruzioni del Pinatubo del 1991 sono state responsabili di un effetto globale: il **temporaneo raffreddamento di 0.5 gradi Celsius**, protrattosi per circa due anni, **della temperatura media globale**. Questo evento, già sperimentato dall'umanità in misura maggiore a seguito dell'eruzione del Tambora del 1815 (la maggiore eruzione per energia e volume eruttivo negli ultimi 2000 anni), avviene quando le colonne eruttive penetrano la stratosfera iniettando SO₂; questo gas, in reazione con l'acqua, forma uno **strato di particelle di aerosol di acido solforico** che vengono diffuse orizzontalmente dai forti venti stratosferici (Figura 7). Nella stratosfera, in cui non sono presenti né le nubi né la pioggia a "lavare via" queste particelle, queste possono resistere anni prima che i processi chimici e la circolazione atmosferica riescano a rimuoverle. Nel frattempo, esse **diffondono e assorbono le onde solari in arrivo verso la Terra**, diminuendo l'energia che riesce a raggiungere gli strati bassi dell'atmosfera, dove, di conseguenza, **la temperatura media si abbassa**. Nel caso del Pinatubo questo raffreddamento, dovuto all'iniezione di circa 15 milioni di tonnellate di SO₂ nel giugno 1991, è stato misurato strumentalmente per la prima volta nella storia. Il processo di raffreddamento è stato particolarmente efficace per via della latitudine tropicale a cui il Pinatubo si trova, alla quale i venti stratosferici sono particolarmente forti.



Figura 7 Fotografia della NASA (STS043-22-23) scattata l'8 agosto 1991, meno di due mesi dopo l'eruzione del vulcano Pinatubo. Gli strati scuri (neri) rappresentano accumuli di aerosol che creano nell'atmosfera due orizzonti distinti. L'altitudine stimata degli strati di aerosol in questa immagine è compresa tra 20 e 25 km, coerente con le misurazioni effettuate da altri strumenti spaziali (SAGE II e AVHRR; Global Volcanism Program, 1991; Self et al., 1996).

La gestione dell'emergenza e l'importanza della comunicazione del rischio

Per la vulcanologia moderna le eruzioni del Pinatubo del 1991 rappresentano comunque un **caso esemplare di corretta gestione dell'emergenza**: nonostante, purtroppo, il bilancio sia stato di un migliaio di vittime, esso sarebbe stato drammaticamente più alto se nelle settimane precedenti non si fosse lavorato alacremente per:

- studiare e ricostruire la storia eruttiva del vulcano per identificare i possibili rischi connessi alla sua attività;
- ampliare il sistema di monitoraggio e migliorare l'interpretazione dei dati del monitoraggio, per fornire previsioni corrette dell'evoluzione dell'attività vulcanica;
- comunicare efficacemente il rischio verso le autorità e la popolazione.

Su quest'ultimo aspetto va detto che, durante le settimane precedenti il 15 giugno 1991, le autorità locali e i comandanti della base aerea Clark, nonché la popolazione, avevano avuto **numerosi incontri con i vulcanologi del PHIVOLCS e dell'USGS**. Per la prima volta nella storia della vulcanologia, la **comunicazione del rischio** entrava come fattore determinante nella gestione del rischio stesso.

Un famoso esempio riguarda le innumerevoli **copie "artigianali"**, mostrate e distribuite alla popolazione e alle autorità locali, del video "Understanding Volcanic Hazards" realizzato e prodotto in anteprima da Maurice Krafft per la International Association on Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI). Questo video, realizzato in risposta al tragico disastro (anche comunicativo) del **Nevado del Ruiz**, mostra chiaramente gli **effetti distruttivi di alcuni eventi che accompagnano l'attività vulcanica**, tra cui la formazione e propagazione dei flussi piroclastici e dei lahar, evidenziando quanto velocemente e quanto lontano questi fenomeni possano viaggiare, ed il loro tremendo impatto su persone e edifici. Benché, sulle prime, il video venisse accolto con scetticismo dalle popolazioni e autorità filippine, si ritiene che esso abbia in realtà **spinto verso la decisione di spostare decine di migliaia di persone dalle aree minacciate da flussi piroclastici e lahar**, ed aumentato la consapevolezza sul rischio vulcanico. E, come spesso narra Chris Newhall (uno dei vulcanologi che hanno fatto la storia dell'emergenza del Pinatubo), **la decisione stessa dei vulcanologi di allontanare di 5 km il loro centro operativo locale** il 10 giugno, unita alla notizia della morte dei coniugi Krafft (gli autori del video suddetto, uccisi proprio da un flusso piroclastico in Giappone pochi giorni prima), convinse definitivamente i comandanti della base militare Clark ad evacuare nello stesso giorno i 14.500 dipendenti e lavoratori della base.

Il risultato di tutti questi sforzi comunicativi ed operativi fu comunque che, in poche settimane, **decine di migliaia di persone vennero evacuate dalle zone a più alto rischio**: i numeri ufficiali dicono che, entro la sera del 14 giugno 1991, quasi 50.000 persone erano state spostate verso accampamenti al sicuro, oltre ai 14.500 lavoratori della base aerea americana. Senza queste operazioni di comunicazione e le conseguenti decisioni sulle evacuazioni, il bilancio del giugno 1991 sarebbe stato senza dubbio molto peggiore.

Bibliografia

Eruption and exodus: Mt. Pinatubo and the Aytas of Zambales
Global Volcanism Program Volcanic Activity
Reports, <https://volcano.si.edu/showreport.cfm?doi=10.5479/si.GVP.BGVN199105-273083>
<https://pubs.usgs.gov/pinatubo/punong2/index.html>
<https://pubs.usgs.gov/pinatubo/newhall/index.html>

<https://pubs.usgs.gov/pinatubo/daag1/index.html>

<https://pubs.usgs.gov/fs/1997/fs114-97/>

<https://www.pbslearningmedia.org/resource/ess05.sci.ess.earthsys.lahar/mount-pinatubo-the-aftermath-of-a-volcanic-eruption/>

<https://earthobservatory.nasa.gov/images/1510/global-effects-of-mount-pinatubo>

Koyaguchi T. & Tokuno M. (1993). *Origin of the giant eruption cloud of Pinatubo, June 15, 1991*. J. volcanol. Geoth. Res. 55, 85-96.

Newhall C.G., Punongbayan R., (1998). *Fire and Mud: eruption and lahars of Mt Pinatubo, Philippines*, <https://pubs.usgs.gov/pinatubo/index.html>

Scandone R., Cashman K., Malone S.D., (2007). *Magma Supply, Magma Ascent and the Style of Volcanic Eruptions*, Earth. Planet. Sci. Lett. 253, 513-529, doi: 10.1016/j.epsl.2006.11.016

Self S, Zhao J-X, Holasek R.E., Torres R.C., King A.J., (1996). *The atmospheric impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption*. In: Newhall CG, Punongbayan RS (eds) *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. PHIVOLCS, Quezon City, Philippines and University of Washington Press, Seattle, pp 1089-1115.

Catastrofi «inevitabili» e catastrofi reali: i vulcani dei Caraibi

Gianfilippo De Astis

INGV | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Roma 1

28 aprile 2021

Antille, isole circondate da mari sul cui fondo leggendarie scorrerie di pirati hanno fatto sprofondare tesori stivati in vecchi galeoni spagnoli... Storie di secoli orsono, lette nei romanzi di Salgari e Defoe o seguite con trepidazione sullo schermo nelle numerose versioni cinematografiche dell'Isola del Tesoro.

Scomparsi corsari e ciurme arretranti, il grande arcipelago caraibico fa ancora parlare di sé non solo per gli ottimi rum ma soprattutto per eventi non meno ricchi di pathos e colpi di scena di quelli pirateschi: le eruzioni vulcaniche. In realtà, solo una parte dello sterminato insieme di isole caraibiche è di origine vulcanica ed è quella delle Piccole Antille, orientata in direzione N-S, che si estende da Sombrero fino a Grenada (Figura 1) e rappresenta un classico arco vulcanico di subduzione, associato allo "scivolamento" della litosfera atlantica sotto la placca caraibica.

A partire dall'inizio del '900, alcuni dei vulcani che costituiscono queste isole non hanno certo lesinato notizie, vicende appassionate, sofferenze e tragedie. E qualche eruzione o storia, lungo l'arco, merita senz'altro di essere ricordata.

Figura 1 Antica mappa nautica (XVI sec.) dell'arcipelago delle Antille e del Mar dei Caraibi: a destra Le Piccole Antille, distribuite ad arco, con andamento N-S circa. Cerchio verde: Montserrat; cerchio giallo: Guadeloupe; cerchio blu: Martinique; cerchio rosso: St. Vincent.



Storie di vulcani esplosivi

Molti studiosi e appassionati di vulcanologia ricordano l'eruzione del vulcano Pelée (1902), se non altro per l'altissimo numero di morti (circa 29000!) che generò sull'isola di Martinica, nel settore centrale dell'arcipelago antillano (Figura 1). Nel maggio di quell'anno, nonostante un incremento dell'attività fumarolica e una serie di esplosioni avvenute ad aprile, quasi tutti gli abitanti della città di Saint-Pierre furono persuasi a non lasciare l'isola a causa delle elezioni politiche previste in quel periodo, ma invece di andare a votare perirono, investiti dai flussi piroclastici che il vulcano riversò sull'intero abitato...

Altri, forse meno, avranno in mente la lunga e mai sopita eruzione del vulcano *Soufrière Hills* (1995-2010, 2012, e oltre...) sull'isola di Montserrat, nella parte settentrionale dell'arco vulcanico (Figura 1). A differenza del Monte Pelée, quella sequenza di eventi causò negli anni "solo" poche decine di vittime (Giugno 1997) ma modificò in maniera permanente la vita e la geografia dell'isola. Infatti, l'ex capitale, Plymouth, così come un ampio settore della parte meridionale dell'isola, compreso l'aeroporto, furono devastati dai flussi piroclastici e gran parte di quell'area è ancora oggi una "exclusion zone", sepolta sotto uno spesso strato di ceneri e fango (Figura 2). Due terzi della variopinta popolazione di Montserrat – che le ondate migratorie avevano reso un magnifico mix di storia, cultura, cucina e narrativa afro-irlandese-britannica – fu costretta ad abbandonare l'isola, incapace di sostenere le turbolenze economiche causate da questi fenomeni su agricoltura e turismo e schiacciata dalla precarietà e dall'incertezza di nuove esplosioni. Così, nulla fu come prima.



Figura 2 Impatto dei prodotti piroclastici sulla città di Plymouth, capitale di Montserrat, vent'anni dopo l'eruzione che la seppellì (Andrew Shiva/Wikipedia)

Ma non era ancora l'epoca d'oro di Twitter e Facebook e le notizie correvano meno veloci, solo raramente accompagnate in tempo reale da filmati eclatanti (come quello a questo link: https://www.youtube.com/watch?v=GeghNYm_03A, Montserrat 1995), per cui l'esplosione di un vulcano era dai più percepita come un terrificante e distante spettacolo della Natura.

Da qualche settimana, alla ribalta su una infinità di media, c'è il vulcano de *La Soufriere*, ubicato questo sull'isola di St. Vincent, nella parte meridionale delle Piccole Antille (Figura 1). Tra il 9 e il 10 aprile 2021, con una sequenza di almeno cinque potenti e violente esplosioni, più altre minori, ha mostrato a tutto il mondo come un vulcano possa oscurare il sole, trasformando il giorno in notte. Per una descrizione precisa di come si siano evoluti i fenomeni vulcanici, a partire da fine dicembre scorso fino ad oggi, con violenti esplosioni che ancora si susseguono, vi consiglio di leggere il relativo articolo del nostro Boris Behncke sul blog INGVvulcani.

Qui però ci preme puntare lo sguardo sui (potenziali) pericoli di una eruzione come questa: caduta di ceneri e bombe in un raggio ampio, scorrimento e deposizione di calde e micidiali correnti piroclastiche (fino a 5-6 km di distanza e più dal cratere), formazione di *lahar*. Come in tutte le eruzioni fin qui rievocate (e per tutti i vulcani esplosivi del mondo), una delle questioni più delicate e complesse, è quella di decidere se evacuare o meno la popolazione.

E nel caso, fin dove e fino a quando?

A *La Soufriere*, già la mattina del 9 aprile erano state evacuate 15-20000 persone, residenti nelle zone rosse e arancio della Mappa di Pericolosità (vulcanica) dell'isola, quelle a massimo rischio, con una sola buona arteria di trasporto disponibile da sud a nord. Su questo fronte le cronache ci dicono che la tempistica (imposta dalla escalation dei fenomeni vulcanici) è tutta condensata in un giorno (l'8 aprile 2021), allorquando il primo ministro dell'Isola e il responsabile dell'organizzazione che si occupa delle emergenze (la *National Emergency Management Organization* – NEMO) dichiarano l'Allerta Rossa (Figura 3) e diramano un ordine di evacuazione della popolazione via TV, radio e social-media.



Figura 3 Infografiche di allerta sull'isola di St. Vincent, accompagnate da questo messaggio: *The volcanic alert level in St. Vincent is now at RED. Continue to follow UWI Seismic Research Centre and NEMO St. Vincent and the Grenadines for official updates.* (traduzione: Il livello di allerta a St. Vincent è ora ROSSO. Continuate a seguire gli aggiornamenti ufficiali forniti dall'UWI Seismic Research Centre e da NEMO per St. Vincent e le Grenadines).

L'annuncio via Tweet di questa "concreta possibilità di disastro" avviene a seguito di una comunicazione tra le Autorità competenti ed il Prof. Richard Robertson dell'Università delle West Indies (UWI). In una conferenza stampa di alcune ore prima Robertson aveva illustrato che dalle 3 fino alle 10 del mattino di giovedì 8, le stazioni di monitoraggio avevano registrato attività sismica in prossimità della superficie associata a segnali correlabili con terremoti di lungo periodo. Tutto ciò, dice Robertson nella conferenza, significa che magma fresco sta cercando di raggiungere la superficie e il vulcano evolve verso «una fase esplosiva». A ridosso dei fatti appena descritti, David Pyle – vulcanologo dell'Università di Oxford – ha commentato che: «... niente batte l'esperienza sul campo, nel senso di avere scienziati che hanno un'idea di ciò che i segnali ti stanno dicendo sulla base di conoscenze esperienziali».

Appaiono quindi determinanti tanto il ruolo delle istituzioni scientifiche quanto il circolo delle comunicazioni che coinvolgono l'apparato civile-amministrativo, che deve prendere le decisioni finali, e le comunità di residenti. Se infine si tiene presente che gli scienziati della locale università hanno prodotto nel 2021 vari aggiornamenti riguardanti la crisi vulcanica, fra cui

spicca quello in cui Robertson afferma, con linguaggio ben poco scientifico ma eloquente, che *La Soufriere* mostrava segni di “*unhappiness*” (scontentezza) e che il sistema di monitoraggio indicava l’approssimarsi di una possibile eruzione (per approfondimenti guardare i numerosi video su YouTube e Facebook), è evidente come i ricercatori abbiano costantemente giocato un ruolo di primo piano, anche in termini di comunicazione.

La *Grande Soufriere*: realtà, percezione, finzione

Ma *Le Soufrières* (come gli esami, è il caso di dire) non finiscono mai, e l’evento “eruttivo” che ci fa ancor più meditare è quello di un altro stratovulcano caraibico: *La Grand Soufriere* dell’isola Guadalupe, nel settore settentrionale dell’arcipelago (Figura 1), territorio francese d’oltremare (e sarà per questo che non è una Soufriere normale ma è *Grand...*).

Nell’estate del 1976, dopo circa 8-9 mesi di sismicità anomala, il vulcano diventa teatro di una crisi per una sua possibile riattivazione, divenuta celebre per due ragioni: i) l’acceso dibattito scientifico (i.e. feroci polemiche) cui diedero vita alcuni famosi vulcanologi francesi (Haroun Tazieff vs. Claude Allègre e Michel Feuillard) e che portò all’evacuazione per diversi mesi di circa 75.000 persone; ii) il film-documentario *La Soufrière – Warten auf eine unausweichliche Katastrophe* (letteralmente: *In attesa di una catastrofe inevitabile*) che vi costruì sopra il regista tedesco Werner Herzog (Figura 4), fornendo una testimonianza che a distanza di decenni si rivelerà unica.

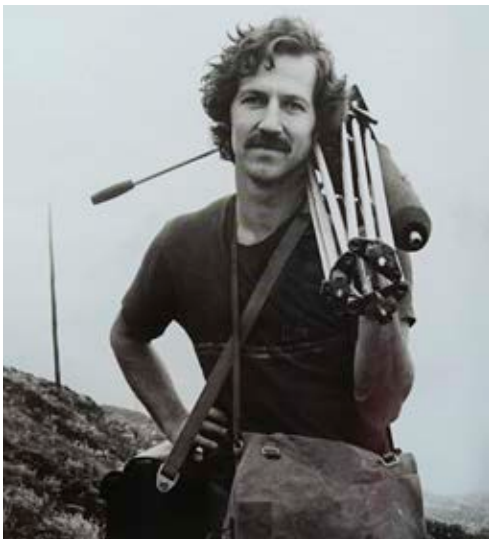


Figura 4 Il regista tedesco Werner Herzog a La Guadaloupe mentre sale verso la sommità del vulcano con la sua attrezzatura cinematografica (Foto: Werner Herzog Film, *Behind the Scenes* e [2]).

Nell’agosto di quell’anno, Herzog – sin dagli esordi (e tuttora) considerato artista estremo e narratore di storie e ambienti impossibili – stava lavorando in Germania al montaggio di un altro suo film (*Cuore di vetro*, ndr) ma gli giunge notizia della situazione sull’isola caraibica. In particolare, viene a sapere del rifiuto di un contadino (molto povero) di lasciare la propria casa alle pendici del vulcano, ed allora si precipita sull’isola e gira un documentario che al montaggio avrà una durata di circa 40 minuti [1]. Con lui, nell’impresa in terra francese d’oltremare, altri due cine-operatori: Jörg Schmidt-Reitwein e l’americano Ed Lachman.

All’arrivo a Basse-Terre, capoluogo dell’isola di Guadalupe, i cui abitanti ancora oggi vivono come un trauma l’esperienza di quella evacuazione, i tre uomini trovano una città abitata solo da «coppie di asini, famigliole di maiali, polli e soprattutto cani», come si ascolta dallo stesso Herzog che è la voce narrante del documentario. L’aspettativa, sempre nelle parole di Herzog, è quella di una esplosione dell’intero monte con una «forza di cinque o sei bombe atomiche».

L'atmosfera che si capta dalle riprese è altamente surreale e, nella consapevolezza dei tre viaggiatori che «il vulcano poteva esplodere da un istante all'altro» [2], lo spettatore ondeggia tra fascino (e qui Rachmaninov, Brahms e Wagner aiutano [3]), paura e ironia.

Il documentario mostra Herzog e i suoi compagni che si avventurano verso il cratere, mentre raccontano di aver piazzato anche una telecamera a 25 km di distanza, pensando quindi di poter probabilmente morire ma di lasciare comunque una documentazione dell'evento a chi avesse avuto la fortuna di ritrovare quella telecamera lontana... Ma la catastrofe non ha luogo. Ecco allora che il film si concentra sulla ricerca e l'incontro con il "povero contadino" (Figura 5) per cui Herzog era partito ed a quel punto Herzog ne trova addirittura tre. Tre anime erranti, alle soglie di un'apocalisse annunciata, che sembrano comunque serene e mostrano un fatalismo fondato su una incrollabile saggezza. La passione di Herzog per i personaggi anomali e "folli" prende così il sopravvento (come spesso accade nei suoi film) ed i frammenti di conversazione che si ascoltano diventano memorabili...

Figura 5 Uno dei contadini trovati ed intervistati da Herzog sull'isola de La Guadeloupe, in attesa dell'eruzione che non ci fu (Foto: Werner Herzog Film, *Behind the Sces*).



La Natura tra osservazione, interpretazione e illuminazione di fenomeni

Misurandosi con il vulcano e coi tre "superstiti", in una condizione ambientale così estrema, il film di Werner Herzog fa emergere temi che sono presenti tanto dentro il miglior tipo di cinema documentaristico quanto nelle scienze naturali e in definitiva sono parte dell'esperienza umana che si muove tra realtà, percezione della realtà e rappresentazione della stessa (finzione nel caso del cinema o simulazione nel caso dei modelli scientifici). Quel cui sto pensando riguarda questi punti (e senz'altro altri ancora, che potrà estrapolare chi si metta a guardare *La Soufriere*):

- l'origine e la fine. Ogni singola immagine su pellicola potrebbe essere l'ultima e il regista si fa almeno una domanda simile a quella di un vulcanologo che vada a campionare sul bordo di un vulcano attivo: «Ha senso andare in un posto così e filmare con un pericolo tanto imminente o avremmo invece fatto meglio a tenerci alla larga, senza fare il film?» [2].
- I limiti dello sguardo, dell'osservazione di un sistema e della sua rappresentazione: si può mostrare qualcosa di invisibile? La telecamera inquadra la montagna, la giungla e i gas che fuoriescono da grandi fratture beanti, ma fino a quando l'evento non accade, il pericolo non è una cosa che si può facilmente riprodurre sullo schermo, anche se gli spettatori percepiscono che un pericolo c'è. Lo stesso si può dire dell'attesa: intangibile, non misurabile ma angosciante e percepibile come lo è il pericolo.

Filmare/raccontare/sostenere l'attesa è per chiunque – artista, contadino, abitante esposto ad una potenziale catastrofe – una fonte di tensione che ha necessità di essere sciolta e indirizzata.

- Il rapporto Uomo/Pericoli Naturali: come governare la commistione tra realtà, realtà presunta e contraffazione (uno degli intrecci ricorrenti della poetica e della filmografia Herzoghiana) che ormai caratterizzano molti dei processi umani di fronte ad eventi catastrofici o semplicemente ignoti?

Quando girò *La Soufriere*, Herzog aveva 34 anni ed una lunga collana di film ancora da girare ma nelle sue dichiarazioni e nei suoi documentari (oltre 20, a tutt'oggi) è ben evidente come rifiuti di considerarsi un divulgatore e avversi esplicitamente qualsiasi lettura didattica dei suoi lavori. Uno dei suoi documentari più recenti, *Into the Inferno* (2016 – [4]) girato in collaborazione con il vulcanologo inglese C. Oppenheimer, segna il ritorno di Herzog al “vulcanismo attivo” (accarezzato anche con *Encounters at the End of the World*, 2009). Attraverso l'Indonesia, l'Islanda, l'Etiopia e la Corea del Nord, l'obiettivo dell'ormai settantaquattrenne regista tedesco non è puntato solo sui vulcani, ma nuovamente e forse soprattutto sulle persone che vivono con loro e devono coesistere con questa terrificante spada di Damocle sopra la testa.

Nella chiara convinzione che la natura – spesso ostile, violenta, primitiva – sia sede di un eterno conflitto tra orrore e magnificenza, Herzog è uno dei pochi *filmmakers* che nelle sue opere mostra gli scienziati come personalità complesse spinte da idee e visioni fortemente personali, quasi ossessive. Forse questo non è vero o forse sì, lo è. Quel che ci appare ben più convincente, è invece l'idea che lo studio dei vulcani (o almeno la loro rappresentazione) non possa essere scisso dalla questione antropologica e dunque sia necessario (accanto alle evidenze scientifiche) raccontare e capire anche gli abitanti di queste terre in continua trasformazione.

Alla luce di queste storie, e in questi tempi di comunicazione confusa e distorta, l'orizzonte che si dischiude per vulcanologi, scienziati *tout-court* e cittadini è quello di una comunicazione nuova e più profonda fatta sul terreno di un linguaggio comune da costruire mattone su mattone. Potrebbe quindi trattarsi di abbracciare qualcosa di più vicino allo spirito del regista tedesco. Ovvero essere... narratori empatici, studiosi vicini all'essere umano, illustratori di dati reali anche attraverso l'uso della finzione, consapevoli che su una terra che non smette mai di “muoversi”, le esistenze di tutti noi sono instabili e solo una conoscenza diffusa e accessibile a tutti può garantire l'equilibrio necessario a navigare quest'esistenza turbolenta.

Come andò a finire in Guadaloupe...

I fatti de *La Grande Soufriere*, successivamente ed infine, diedero sostanzialmente ragione a Tazieff e smentirono le previsioni di Allègre e Feuillard (direttore dell'Osservatorio vulcanologico sull'isola) perché a La Guadaloupe non ci fu una vera e propria eruzione ma una modesta eruzione freatica, con effetti limitati alla sommità del vulcano. Chi fosse interessato, può leggere una ricostruzione (<https://www.ipgp.fr/~beaudu/soufriere/forum76.html>, in francese) della querelle del 1976, con l'avvertenza che spesso durante una crisi vulcanica le decisioni vanno prese in tempi brevi e con informazioni incomplete, ad alta incertezza. Oltretutto, studi successivi sui parametri fisico-chimici registrati in quel sistema [1975-1977 – 5] hanno assegnato allo scenario “no-eruzione” una probabilità media 0.5 e a quello di “esplosione violenta” una probabilità di 0.4. In altri termini, non vi era alcuna evidenza che facesse pendere la bilancia decisamente verso uno o l'altro scenario.

La riflessione finale di W. Herzog sulla sua esperienza fu invece questa: «Per noi, le riprese per questo film hanno assunto un aspetto patetico, e così tutto è finito con un nulla di fatto e nel ridicolo più completo. Ora diventerà il documentario di una catastrofe inevitabile che non si verificò».

Note

- [1] *La Soufrière – Warten auf eine unausweichliche Katastrophe* (1977). Regia di W. Herzog; Soggetto e Sceneggiatura: W.H erzog, J. Schmidt-Reitwein, E. Lachman. Produzione: Werner Herzog Filmproduktion, Monaco. In una versione di 30 minuti circa, disponibile gratuitamente online.
- [2] G. Paganelli (2008). Segni di vita. Werner Herzog e il cinema. Ed. il Castoro. pp. 312
- [3] S.V. Rachmaninov: 2. Konzert für Klavier und Orchester e-moll Op.18, Il movimento (adagio sostenuto) <https://www.youtube.com/watch?v=rEGOiHjqO9w>; J.Brahms: Wiegenlied meiner Schmerzen, Intermezzo op. 117 Nr. 1: <https://www.youtube.com/watch?v=DjZy4bymvVk>; R.Wagner: Götterdämmerung, Trauermarsch <https://www.youtube.com/watch?v=wXh5JprKqiU>
- [4] *Into the Inferno* (2016). Regia, soggetto e sceneggiatura: W. Herzog. Trailer: <https://www.youtube.com/watch?v=YoSmPkWmG4k>
- [5] Hincks, et Al. (2014). Retrospective analysis of uncertain eruption precursors at La Soufrière volcano, Guadeloupe, 1975–77: volcanic hazard assessment using a Bayesian Belief Network approach. *J Appl. Volcanol.*

Glossario

Aa. Termine hawaiano per i flussi di lava che hanno una superficie ruvida composta da blocchi di lava rotti. La superficie molto corrugata di un flusso Aa solidificato rende il camminare molto difficile e lento. La superficie dei blocchi fratturati copre in realtà un massiccio nucleo denso, che è la parte più attiva del flusso. Mentre la lava viscosa nel nucleo viaggia verso il basso, i blocchi fratturati vengono trasportati in superficie. Questi frammenti raffreddati precipitano lungo il ripido fronte e sono sepolti dal flusso che avanza.

Accuratezza. indica quanto la misura di una grandezza è vicina al suo valore reale. Un rilievo georeferenziato è molto accurato quando la posizione dei punti che vengono restituiti è molto vicina alla posizione reale.

Acquifero idrotermale. vedi *Sistema idrotermale*.

Andesite. Magma di composizione intermedia (percentuale di silice, SiO₂, compresa tra 56-57 e 63%), molto diffuso sul Pianeta e tipico dei margini di placche convergenti e degli stratovulcani andini (da cui il nome). È un magma viscoso che forma comunemente rocce porfiriche con plagioclasti (andesine), pirosseni e biotite. Tipici prodotti: depositi piroclastici da attività esplosiva (tufi, brecce, pomici da caduta) o colate a blocchi (tipo Aa) che originano quelle morfologie aspre e ripide dei vulcani andini.

Antenna sismica. Sistema di sismometri, installati secondo particolari configurazioni o schemi geometrici (croce, cerchi concentrici, forma a 'L', ecc.), che consente di aumentare la sensibilità per la rilevazione di eventi sismici. L'estensione e il numero di stazioni dell'antenna sismica dipende dalle proprietà di coerenza del campo d'onda da registrare. La differenza tra un array e una rete sismica sta nelle tecniche di processamento dati che hanno l'obiettivo di abbassare il rumore sismico e di incrementare il rapporto segnale-rumore.

Array sismico. vedi *Antenna sismica*.

Astenosfera. Dal greco *asthenēs* 'debole' (+ sfera), è una fascia superficiale del mantello terrestre, giacente sotto la litosfera e sopra la mesosfera, compresa tra i 100 e 300 km di profondità, in cui le rocce sono parzialmente fuse.

Attività stromboliana. vedi *Eruzione stromboliana*.

Banca dati. o Base di dati, a volte abbreviato con la sigla *DB* (dall'inglese *database*) in informatica. Insieme di dati strutturati omogeneo per contenuti e formato, memorizzati in un computer, che rappresenta di fatto la versione digitale di un archivio dati o schedario.

Basalto colonnare. Roccia magmatica originata dal raffreddamento di colate laviche durante il loro movimento, che genera delle fratture perpendicolari e parallele al fronte della colata che separano delle colonne a base esagonale o in alcuni casi quadrata.

Bomba vulcanica. Frammento di magma di dimensioni superiori a 64 mm, espulso prevalentemente o completamente fuso durante un'eruzione esplosiva.

Bomba a crosta di pane. Scorie o pomici dense, vetrose, con una superficie caratteristica che ricorda quella del pane: a contatto con l'aria, la superficie della bomba si raffredda rapidamente, formando una crosta che i gas, liberandosi dal magma, rompono in più punti, consentendo alla parte interna della bomba vulcanica di espandersi ulteriormente.

Bradismo. Dal greco *bradius* = lento e *seismos* = movimento, lento abbassamento o sollevamento del suolo tipico delle caldere.

Caldera. Struttura vulcanica costituita da un'ampia depressione della superficie terrestre, di forma variabile: da subcircolare a ellittica fino a poligonale. Si forma quando, in seguito a un'eruzione vulcanica, la camera magmatica si svuota in misura sufficiente da causare lo sprofondamento delle rocce sovrastanti.

Caldera risorgente. Caldera il cui fondo viene successivamente sollevato per effetto della spinta dovuta all'intrusione di magma.

Camera magmatica. Porzione della crosta terrestre dove il magma ristagna per periodi più o meno lunghi, prima di raggiungere eventualmente la superficie terrestre e dar luogo a un'eruzione vulcanica. Ha dimensioni e profondità molto variabili e può essere in connessione con la superficie attraverso un condotto vulcanico.

Campo vulcanico. Area di estensione variabile in cui sono presenti diversi centri eruttivi.

Capelli di Pele. Sottili filamenti di vetro che si formano dalle esplosioni di fontane di lava, e che venivano tradizionalmente ricondotti alla dea hawaiana del fuoco Pele. Gli antichi abitanti dell'isola pensavano che questi filamenti fossero i capelli della dea che abitava i crateri dei vulcani hawaiani.

Caposaldo. In topografia, punto stabile di riferimento situato in luogo opportuno ove sia facile riconoscerlo, recante l'esatta posizione planimetrica o altimetrica.

Cenere vulcanica. Frammenti piroclastici di dimensioni inferiori ai 2 mm, prodotti durante un'eruzione esplosiva (vedi *Piroclasto*).

Centro eruttivo monogenico. vedi *Vulcano monogenico*.

Colata di fango. Flusso costituito da una miscela di frammenti di dimensioni variabili e acqua, della consistenza del fango, che scorre ad alta velocità lungo i fianchi di un rilievo montuoso. In ambiente vulcanico può essere generata a seguito di un'eruzione vulcanica per saturazione da parte di acqua (meteorica o di superficie) di depositi sciolti. Le colate di fango tendono ad incanalarsi lungo le valli e a fermarsi ai piedi dei versanti.

Colonna eruttiva. Miscela di frammenti piroclastici (vedi *Piroclasto*), gas e vapore, emessa durante un'eruzione esplosiva. Si innalza a grande velocità nell'atmosfera e può raggiungere altezze variabili in funzione della quantità di magma eruttato, dell'energia dell'eruzione e della forma e dimensione del condotto.

Condotto vulcanico. Struttura attraverso la quale il magma risale alla superficie. La forma può variare da quella di un cilindro a quella di una frattura.

Cono e anello di tufo. Edifici vulcanici formati da una o più eruzioni freatomagmatiche, eruzioni in cui il magma si frammenta per effetto dell'interazione con acqua di falda o di superficie (vedi *Eruzione freatomagmatica*). Sono costituiti prevalentemente da depositi da surges piroclastici (vedi *Corrente piroclastica*) e, subordinatamente, da depositi da caduta. I cono si differenziano dagli anelli per la maggiore altezza e per il più alto rapporto fra il diametro della base dell'edificio e quello del cratere.

Cono di scorie. Edificio vulcanico a pianta subcircolare o ellittica che si forma nel corso di eruzioni stromboliane. Questi edifici si accrescono per accumulo di scorie, che ricadono intorno alla bocca eruttiva seguendo traiettorie balistiche.

Corrente piroclastica. Miscela di gas magmatici, vapore e particelle solide, prodotta nel corso di eruzioni esplosive. Miscele ad alta concentrazione di particelle solide e moto laminare vengono dette Flussi piroclastici. Miscele molto diluite (a bassa concentrazione di particelle solide) e moto turbolento vengono anche dette *surges* piroclastici.

Cratere vulcanico. Depressione di forma subcircolare al di sopra del condotto vulcanico, attraverso la quale viene emesso il materiale eruttato.

Crosta. È uno degli involucri concentrici di cui è costituita la Terra: per la precisione, si intende lo strato più esterno della Terra solida, limitata inferiormente dalla Discontinuità di Mohorovičić, avente uno spessore medio variabile fra 4 (crosta oceanica) e 70 chilometri (crosta continentale).

Cupola lavica. vedi *Duomo lavico*.

Dacite. Roccia vulcanica generalmente di colore chiaro e caratterizzata da un contenuto in silice compreso tra 62 e 69% e moderate quantità di sodio e potassio. I magmi dacitici tendono a produrre eruzioni esplosive anche di elevata energia. Le lave dacitiche sono viscosi e nel corso di attività effusiva formano spesse colate di lava a blocchi o duomi lavici (vedi *Duomo lavico*).

Datazione radiometrica. Si basa sul decadimento di elementi radioattivi, che attraverso la trasformazione dei protoni contenuti nel nucleo in neutroni, danno origine a "isotopi": elementi di diverso numero atomico (numero di protoni), ma stesso peso atomico (numero di protoni+neutroni). In base al rapporto tra la quantità di un elemento radioattivo ancora presente in una roccia e la quantità di elemento stabile (risultante dal decadimento del primo), si può risalire, con opportune formule, all'età della roccia o del fossile.

Degassamento. Nel caso dei vulcani, il fenomeno è riferito alla separazione o essoluzione dei gas (o componenti volatili) disciolti nel magma e la loro dispersione verso l'atmosfera. Ciò si verifica attraverso la nucleazione, la crescita e la coalescenza delle bolle di gas. Il degassamento avviene sia dai crateri sia da suoli e/o manifestazioni idrotermali. Si verifica sia nel corso delle eruzioni vulcaniche che nelle fasi di quiescenza, ed è molto importante nel controllo dello stile eruttivo perché regola il rilascio o meno della pressione all'interno del magma.

Deposito piroclastico da caduta. Deposito formatosi per accumulo al suolo di frammenti piroclastici, inizialmente lanciati nell'atmosfera durante un'eruzione esplosiva.

Deposito piroclastico da flusso. Deposito dovuto all'accumulo di particelle solide, depositate da miscele di gas, vapore e frammenti piroclastici, che si spostano lungo la superficie del suolo seguendone la pendenza e assecondandone in parte la morfologia (vedi *Corrente piroclastica*).

Dicco. Corpo roccioso generalmente di forma tabulare, prodotto dal raffreddamento e solidificazione di magma intruso all'interno di fratture in rocce preesistenti.

Differenziazione magmatica. Processo mediante il quale da un magma iniziale si separano porzioni (solide, liquide o gassose) chimicamente diverse a seguito del raffreddamento dello stesso e che infine daranno origine a rocce diverse. Oltre alla cristallizzazione frazionata, che consiste nella separazione di cristalli dal liquido residuo e che costituisce il meccanismo fondamentale per cui una massa magmatica varia la sua composizione nel corso della risalita in superficie, esistono altri meccanismi che ne possono variare la composizione. Sono: (a) l'assimilazione delle rocce incassanti da parte del magma stesso; (b) il trasporto in fase fluida; (c) il mescolamento con magmi di diversa origine o diverso grado di evoluzione; (d) la possibilità che il magma soste in camere magmatiche subcrostali o anche subvulcaniche, dove il processo di differenziazione magmatica si possa attuare.

Distribuzione granulometrica. I dati ottenuti da un'analisi granulometrica di un sedimento o deposito (vulcanico) sono rappresentati da classi di diverse dimensioni con relativo valore in peso. Da questi è possibile ottenere una curva di distribuzione granulometrica, mettendo in un grafico le classi di diverse dimensioni, e in ordinate il peso delle singole classi. In queste curve il picco evidenzia la classe dimensionale prevalente del deposito.

Dorsali oceaniche. Pronunciati rilievi vulcanici che attraversano i fondali oceanici e che si formano là dove due placche tettoniche si allontanano. Lungo queste imponenti strutture la risalita e fusione del mantello causa l'emissione di lava basaltica e produce in questo modo nuova crosta oceanica.

Duomo lavico. Edificio vulcanico di forma tozza generato dall'emissione di lava viscosa.

Energia delle eruzioni. La somma di energia termica e meccanica liberata durante un'eruzione. Il rapporto tra l'energia meccanica e l'energia termica determina l'esplosività di un'eruzione.

Eruzione effusiva. vedi *Eruzione vulcanica*.

Eruzione esplosiva. vedi *Eruzione vulcanica*.

Eruzione freatica. Esplosione provocata dall'improvvisa vaporizzazione di acqua liquida che si verifica quando un bacino di acqua sotterranea viene surriscaldato da magma, lava, frammenti o depositi piroclastici, o a seguito di rapida decompressione.

Eruzione freatomagmatica. Eruzione vulcanica prodotta dall'interazione del magma con acqua. Le eruzioni di questo tipo generano una colonna eruttiva che si innalza per chilometri e dalla cui base si può espandere ad alta velocità una nube di vapore, gas e particelle a forma di anello, simile a quelle osservate nelle esplosioni nucleari.

Eruzione peleana. È caratterizzata da esplosioni che generano flussi piroclastici, miscele dense di frammenti vulcanici caldi e gas. Le eruzioni di tipo Peleano prendono il nome dall'eruzione distruttiva del Monte Pelée sull'isola caraibica della Martinica avvenuta nel maggio 1902. I flussi piroclastici prodotti da queste eruzioni sono più pesanti dell'aria ma sono poco viscosi e si riversano lungo valli e pendii a grande velocità. Di conseguenza, sono fenomeni estremamente distruttivi.

Eruzione pliniana. Da Plinio il Giovane che descrisse l'eruzione vesuviana del 79 d.C., è un'eruzione caratterizzata da una colonna eruttiva che si innalza per decine di chilometri. Dalla parte alta della colonna, meno densa e spinta dai venti in quota, cadono particelle che si depositano su vaste aree (oltre 500 km²). La parte più densa della colonna può collassare, generando flussi piroclastici.

Eruzione stromboliana. Dal vulcano Stromboli, è un'eruzione caratterizzata da esplosioni di bassa energia che si susseguono ad intervalli variabili da secondi a ore. I brandelli di magma, lanciati fino ad alcune centinaia di metri di altezza, cadendo al suolo, formano un cono di scorie.

Eruzione subpliniana. Eruzione esplosiva con fenomenologie simili a quelle dell'eruzione pliniana, ma di energia inferiore e conseguente ridotta distribuzione areale dei prodotti eruttati.

Eruzione surtseyana. Eruzione sottomarina avvenuta in prossimità di fondali poco profondi e caratterizzata da elevata esplosività a causa dell'interazione tra magma e acqua. Il nome deriva dall'eruzione, avvenuta tra il 1963 e il 1967 a sud dell'Islanda, che ha portato all'emersione di una nuova isola vulcanica, chiamata Surtsey.

Eruzione vulcaniana. Termine classificativo coniato da Giuseppe Mercalli sulla base delle osservazioni dell'attività eruttiva dell'isola di Vulcano (isole Eolie) del 1888 – 90. Si tratta di eruzioni caratterizzate da intenso degassamento, da esplosioni pulsanti, di breve durata e molto tonanti, con emissione di dense nubi grigio-scuie a sviluppo verticale, ricche di ceneri e frammenti di magma destinati a ricadere al suolo sia sotto forma di pioggia di frammenti quasi solidi (prodotti da caduta) sia sotto forma di correnti diluite di gas e particelle (magmatiche) che scorrono al suolo, lungo i fianchi del vulcano.

Eruzione vulcanica. Fuoriuscita di magma dal sottosuolo attraverso una bocca eruttiva nell'atmosfera. L'eruzione può essere effusiva o esplosiva a seconda che il magma fuoriesca come un continuo fluido (lava) o venga espulso come una miscela di gas, vapore e frammenti piroclastici.

Essoluzione. Processo per cui una soluzione inizialmente omogenea si separa in due o più fasi distinte senza aggiunta o sottrazione di materia.

Falda acquifera. Acqua sotterranea trattenuta in uno strato di roccia porosa fessurata, sovrastante terreni impermeabili.

Faglia. Frattura della roccia nella crosta terrestre lungo la quale avvengono spostamenti relativi dei volumi di roccia sui due lati della faglia. Tali spostamenti possono avvenire in maniera lenta e continua, senza provocare terremoti (*creep* asismico), o in maniera improvvisa, per rottura del piano di faglia che per un periodo più o meno lungo è rimasta sigillata, causando scuotimento del suolo (terremoto).

Flusso piroclastico. Corrente piroclastica costituita da frammenti piroclastici e gas, e caratterizzata da elevata temperatura e velocità. Molti di questi flussi sono generati dal collasso di una colonna eruttiva. I flussi piroclastici tendono a scorrere al suolo muovendosi per effetto della gravità e la loro distribuzione areale è condizionata dalla morfologia. Infatti essi si incanalano in valli e colmano depressioni, benché alcuni abbiano energia sufficiente per superare barriere morfologiche. Quando la concentrazione dei frammenti piroclastici nella miscela solido/gas è bassa, il flusso viene chiamato *surge piroclastico*.

Fontane di lava. Getti di magma e gas che possono raggiungere altezze di alcune migliaia di metri nel corso di eruzioni esplosive a bassa energia.

Frammentazione. Disgregazione di un magma in risalita che può avvenire per essoluzione di gas, quando la frazione in volume di questi ultimi raggiunge il 75 % (frammentazione magmatica) o per improvvisa espansione di una massa d'acqua che viene a contatto con il magma. La frammentazione determina la trasformazione del magma da un continuo liquido, con gas e particelle (cristalli, frammenti litici), in un continuo gassoso, con brandelli di magma e particelle solide.

Frammento piroclastico. vedi *Piroclasto*.

Freatomagmatico. vedi *Eruzione freatomagmatica*.

Fumarola. Emissione naturale di una miscela di gas e vapore. Le temperature sono generalmente elevate (da 100°C fino a oltre 600°C). La rapida variazione di pressione e temperatura che essa subisce all'atto della fuoriuscita può determinare la formazione di sublimati (processo di brinamento per i chimici).

GBRAR (Ground-Based Real-Aperture RADAR). Sistema radar installato a terra che emette impulsi elettromagnetici direzionali che, una volta colpita la superficie del terreno che si vuole monitorare, vengono riflessi e ritornano allo strumento. Il sistema misura con estrema precisione il tempo intercorso tra l'emissione e il ritorno dell'eco, permettendo di calcolare la distanza tra lo strumento e la superficie.

Grazie alla ricostruzione della variazione di questa distanza nel tempo su tutta la superficie interessata, è possibile osservare le deformazioni del suolo dell'area in esame.

Geochimica dei gas. La Geochimica dei gas è la branca della geochimica che studia la composizione chimica ed isotopica dei gas circolanti nella crosta, nelle acque e nell'atmosfera terrestre. Nel caso di gas magmatici si ricavano indicazioni sulle condizioni di temperatura, pressione e composizione dei magmi dai quali i gas si sono originati e si definisce meglio il contesto geodinamico dal quale essi provengono.

Geocronologia. Scienza che ha per oggetto la misura del tempo geologico, sia in senso relativo, cioè mediante criteri stratigrafici, sia in senso assoluto, determinando il tempo trascorso (dalle migliaia ai milioni di anni) con metodi diversi, quali, per esempio, la misurazione del decadimento di nuclei radioattivi contenuti in minerali o fossili (datazioni radiometriche).

Geoindicatore. Parametro chimico-fisico attraverso il quale è possibile rilevare e studiare un cambiamento geochimico, geofisico e/o ambientale in atto.

GNSS. vedi *Sistema satellitare di navigazione globale*.

GPS (Global Positioning System). Sistema di rilevamento satellitare (lanciato e gestito dal Dipartimento della Difesa USA) in grado di determinare la posizione di un punto sulla superficie terrestre immobile o in movimento. Esso utilizza una costellazione di satelliti che orbitano intorno alla terra a circa 20.000 km di quota, che trasmettono un segnale captato da ricevitori, dotati di antenna, posti sul punto da localizzare. Questa localizzazione avviene attraverso il calcolo del tempo di percorrenza del segnale, e permette la determinazione delle coordinate del punto con elevata precisione. Sistemi simili sono gestiti da Russia (GLONASS), Cina (Beidou) ed EU (Galileo), a formare complessivamente, il **GNSS (Sistema satellitare di navigazione globale)**.

Gravimetro. Strumento per la misura locale dell'accelerazione di gravità g . L'accelerazione di gravità non è costante in ogni punto del globo e varia a seconda della latitudine, dell'altezza topografica del punto di misura e della densità del mezzo sottostante. Può essere misurata in modo assoluto o relativo. La misura assoluta corrisponde al valore dell'effettiva accelerazione di un oggetto in caduta libera nel vuoto ed è fatta solo con sofisticati e particolari gravimetri assoluti. La misura relativa è quella che viene comunemente eseguita e viene effettuata con strumentazione meno sofisticata allo scopo di determinare eventuali anomalie temporali di gravità su punti specifici. Alcuni fenomeni, come la risalita di magma o una dislocazione tettonica, portano infatti a variazioni della densità al di sotto del punto di misura e di conseguenza a microvariazioni del valore di accelerazione di gravità misurato in superficie.

Habitus. Aspetto morfologico esterno di un cristallo o minerale.

Hornitos. Sono piccoli conetti formati dall'accumulo di scorie semifuse espulse a seguito di blanda attività esplosiva.

Hummocks. Gli *hummocks* sono piccole collinette o tumuli. Hanno forma variabile ed irregolare, sono in genere inferiori a 15 metri di altezza e tendono ad apparire in gruppi o campi senza un allineamento preferenziale. In aree vulcaniche possono rappresentare blocchi derivanti dalla distruzione dell'edificio vulcanico a seguito di un'eruzione esplosiva o incorporati all'interno di valanghe di detrito, generate dal collasso di un settore di un vulcano.

Ignimbrite. Termine con molteplici significati di cui il più comune è: deposito vulcanico da corrente piroclastica ad alta concentrazione di frammenti piroclastici spesso consolidato per effetto dell'alta temperatura di deposizione e cristallizzazione della fase vapore (i.e. zeolitizzazione, feldspatizzazione).

Incrostazione fumarolica. Formazione di una specie minerale in cui vi è l'interazione del gas con la roccia circostante. Generalmente questi minerali si formano a temperature inferiori ai 100°C.

Indice di Esplosività Vulcanica. In inglese *Volcanic Explosivity Index (VEI)*. L'indice di esplosività vulcanica (VEI) è una misura relativa dell'esplosività delle eruzioni vulcaniche, in una scala che descrive la dimensione delle eruzioni vulcaniche esplosive in base alla magnitudo e all'intensità. La scala numerica (da 0 a 8) è una scala logaritmica, ed è generalmente analoga alla Richter e ad altre scale di magnitudo utilizzate per i terremoti.

Infrarosso termico. La radiazione elettromagnetica generata dall'emissione termica di un corpo è chiamata "radiazione infrarossa". Non è visibile all'occhio umano ma può essere rilevata da sistemi strumentali (termocamere), in grado di registrare le lunghezze d'onda dell'infrarosso termico (0,7 μm a 1 mm), che restituiscono una mappa termica della scena inquadrata convertendo l'energia emessa in temperature rappresentate in un'immagine secondo una scala di colori.

Infrasuono. Onda sonora con frequenza di vibrazione inferiore a 20 Hz (ossia 20 vibrazioni al secondo), inferiore alla soglia di udibilità dell'orecchio umano.

Ingressione. Sommersione da parte del mare di tratti di terraferma, per effetto di abbassamento del suolo (subsidenza) o di variazioni del livello del mare (oscillazioni eustatiche).

Isopaca. Linea congiungente tutti i punti di uguale spessore di un corpo geologico, come per esempio un deposito vulcanico. Per carta o mappa delle isopache, si intende una rappresentazione planimetrica di un territorio in cui sono evidenziate con isopache le variazioni di spessore di una unità stratigrafica.

Isotopi. Elementi chimici con lo stesso numero atomico (numero di protoni), ma diverso peso atomico (numero di protoni+neutroni).

Lahar. vedi *Colata di fango*.

Lapillo. Frammento piroclastico di dimensioni comprese tra 2 a 64 mm.

Lava. Prodotto delle eruzioni effusive, generato dalla trasformazione per degassamento del magma, che scorre formando una colata, la cui velocità e forma dipendono dalla viscosità del magma, dall'inclinazione del pendio e della portata alla bocca eruttiva. Il termine viene utilizzato anche per indicare la roccia che si forma dopo il suo raffreddamento e la solidificazione della colata.

LIDAR (*Light Detection and Ranging o Laser Imaging Detection and Ranging*). Tecnica di telerilevamento che permette di determinare la distanza di un oggetto o di una superficie utilizzando un impulso laser, consentendo di ottenere topografie ad alta risoluzione e molto dettagliate.

Livellazione geometrica. Il dislivello fra due punti A e B della superficie terrestre è la differenza tra la quota di B e quella di A. L'operazione con cui si misura un dislivello si chiama livellazione. La livellazione geometrica misura il dislivello tra due punti utilizzando livelli ottici e due aste graduate (dette stadie) che si pongono verticalmente al terreno sui due punti di cui si vuole misurare il dislivello, mentre il livello va posto in una posizione intermedia, preferibilmente in posizione equidistante dalle due stadie. In tal modo si può ignorare la curvatura del geoide e si minimizza l'effetto delle rifrazione atmosferica. Effettuando la lettura sulle due stadie, il dislivello tra i due punti è dato dalla differenza delle due letture.

Litico. Frammento piroclastico costituito da roccia formatasi precedentemente all'esplosione che ne determina l'espulsione. I litici possono essere definiti *cogenetici* se rappresentano parti del magma che ha

alimentato l'eruzione, solidificate prima dell'eruzione stessa; *accessori* se rappresentano frammenti di rocce strappate al condotto vulcanico; *accidentali* se rappresentano frammenti di rocce raccolte in superficie nel corso dell'esplosione o durante il trasporto di depositi piroclastici da flusso. I frammenti litici accessori e accidentali sono anche detti **xenoliti**.

Litosfera. Dal greco: λίθος (*lithos*) = "pietra, roccia" + σφαίρα (*sphaira*) = "sfera", quindi "sfera rocciosa". È la parte esterna più rigida del pianeta Terra, comprendente la **crosta** terrestre e la porzione del **mantello** esterno, fino all'**astenosfera**, mantenendo un comportamento elastico.

Localizzazione ipocentrale. Posizione dell'ipocentro ovvero del punto all'interno della Terra in cui si è generato un terremoto. La localizzazione ipocentrale è generalmente espressa in termini di coordinate geografiche (latitudine e longitudine) e profondità. vedi anche **Terremoto**.

Leucite. Allumosilicato di potassio (KAlSi_3O_8) in cristalli icositetraedrici incolori o biancastri, comune in alcune rocce vulcaniche ad alto contenuto in potassio. Minerale caratteristico del magmatismo potassico e ultrapotassico, molto diffuso nelle rocce vulcaniche effusive della Provincia Magmatica Laziale e del Vesuvio.

Maar. Cratere generalmente formato in seguito a un'unica eruzione freatomagmatica, derivante cioè dalla interazione esplosiva tra magma e acqua di falda. I maar sono caratterizzati da un basso rapporto tra altezza e larghezza del cratere.

Magma. Materiale naturale allo stato fuso, di composizione generalmente silicatica, in cui sono presenti anche una fase gassosa ed una fase solida, costituita da cristalli.

Magnetotellurica. Metodo geofisico d'indagine del sottosuolo, detto anche metodo magnetotellurico, basato sulla misurazione contemporanea e sullo studio conseguente delle componenti elettriche e magnetiche del campo elettromagnetico naturalmente presente sulla Terra.

Magnitudo. È un numero adimensionale che rappresenta l'energia totale rilasciata durante un terremoto. È una grandezza logaritmica scalata sul cosiddetto "terremoto di riferimento". Ogni unità di magnitudo rappresenta un aumento di 32 volte l'energia rilasciata. Quindi, un terremoto di magnitudo 7.0 ha 32 volte più energia di un terremoto di magnitudo 6.0, e mille volte (32×32) più energia di un terremoto di magnitudo 5.0, e un milione di volte più energia di un terremoto di magnitudo 3.0. Esistono vari metodi per determinare la magnitudo di un evento sismico, ognuno basato su caratteristiche diverse delle onde sismiche. Ognuno di questi metodi è definito sulla base di differenti intervalli di validità. Al di fuori dell'intervallo di validità di una data scala di magnitudo essa diventa poco affidabile o poco sensibile alle variazioni di energia dell'evento.

Magnitudo durata. Per aree vulcaniche, con terremoti di piccola magnitudo, si utilizza, anche nelle comunicazioni con il DPC, la cosiddetta magnitudo durata (md) che è basata sulla durata temporale di un evento su alcune stazioni di riferimento. L'intervallo di validità della md è limitato ad eventi sismici di bassa entità ed è stato esteso fino ad eventi di magnitudo dell'ordine di circa 3 o 4.

Magnitudo momento Mw. Si calcola sull'intero sismogramma ed è rappresentativa della grandezza del terremoto; infatti si ottiene a partire dalla stima delle caratteristiche geometriche della faglia, ovvero della sua superficie totale e dello scorrimento lungo il piano di faglia.

Magnitudo Richter ML. La Magnitudo Richter ML chiamata anche Magnitudo Locale, è ottenuta a partire dall'ampiezza massima delle oscillazioni registrate da un sismometro standard, chiamato *Wood-Anderson*, particolarmente sensibile a onde sismiche con frequenza relativamente elevata di circa 1 Hz.

Mantello terrestre. Uno degli involucri concentrici che costituiscono la Terra: si tratta di un involucro solido plastico, compreso tra la crosta terrestre e il nucleo terrestre, avente uno spessore di circa 2890 km.

Maremoto. vedi *Tsunami*.

Markers tefrostratigrafici. vedi *Tefrostratigrafia*.

Materiale piroclastico. Anche chiamato tefra. Si tratta di frammenti di roccia vulcanica prodotti da attività esplosiva. Generalmente viene distinto in tre categorie, a seconda della grandezza dei frammenti: (1) cenere vulcanica – granuli con diametri inferiori ai 2 mm; (2) lapilli – frammenti con diametri tra 2 e 64 mm; (3) bombe o blocchi – con diametri superiori ai 64 mm.

Meccanismo focale di un terremoto. Il meccanismo focale di un terremoto descrive l'orientazione del piano di faglia e la direzione di scorrimento relativo dei blocchi di roccia sui due lati del piano che ha generato il terremoto. In genere il meccanismo focale di un terremoto viene raffigurato usando un diagramma che ricorda un pallone da spiaggia diviso in quattro spicchi uguali, a colori alterni, e per questo vengono spesso indicati come “beach ball” (in inglese, pallone da spiaggia). Gli spicchi opposti rappresentano alternativamente le aree in cui le rocce sono sottoposte a compressione o dilatazione. L'orientazione dei piani di separazione tra gli spicchi “beach ball” indica le possibili direzioni di movimento sui piani di faglia. Nel caso di un'esplosione nucleare/chimica/vulcanica la radiazione dell'energia è generata da una espansione, cioè non esistono piani di faglia né rocce sottoposte a dilatazione, quindi nella rappresentazione a “beach ball” gli spicchi saranno tutti dello stesso colore. Il tensore momento sismico descrive dal punto di vista matematico il meccanismo sorgente e la sua determinazione consente di discriminare una radiazione di onde sismiche causata da una esplosione da quella generata da un evento sismico di origine tettonica. vedi approfondimento nel blog INGVterremoti.

Metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Utilizza gli isotopi dell'Argon, che a loro volta derivano dal decadimento del Potassio (K), un minerale molto comune nelle rocce vulcaniche. È considerato il metodo di datazione più affidabile e preciso in vulcanologia.

Metodo del radiocarbonio o ^{14}C . Utilizza gli isotopi del carbonio: il carbonio-14 (^{14}C) radioattivo e il carbonio-12 (^{12}C) stabile. In atmosfera, i due isotopi del carbonio sono contenuti in un rapporto che rimane costante anche negli organismi vegetali. Al momento della morte, sia negli organismi vegetali che animali, l'isotopo ^{14}C , instabile, inizia a decadere, trasformandosi in azoto-14, (^{14}N), con un tempo di dimezzamento pari a 5730 anni, mentre l'isotopo ^{12}C non subisce trasformazioni; in conseguenza di ciò, col passare del tempo, il rapporto $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ diminuisce e dalla misura di questo rapporto è possibile risalire all'età dei resti di un organismo o del fossile che da esso si è formato. Questo metodo è largamente usato in archeologia e più limitatamente in geologia a causa del limitato intervallo temporale su cui è applicabile, non oltre i 40.000/60.000 anni. Si applica sul materiale organico, purché ben preservato. Richiede inoltre la selezione attenta del materiale che si sottopone a datazione.

Metodo U/Th. Si basa sul decadimento di alcuni isotopi della famiglia radioattiva dell'Uranio-238. Tale metodo sfrutta il decadimento degli atomi di Uranio contenuti in un fossile o in una roccia. Si applica soprattutto alla datazione di sostanze ricche in carbonato di calcio (ossa, smalto di denti, stalattiti e stalagmiti, corallo, travertino, etc.). È stato in passato anche applicato alla datazione di rocce vulcaniche, con scarso successo.

Microsismi oceanici. La continua oscillazione delle onde del mare viene trasmessa nella crosta terrestre dove si propaga per centinaia di chilometri come onda sismica superficiale (*onda di Rayleigh*).

Microtomografia. La microtomografia è una tecnica di analisi non distruttiva che, attraverso l'uso dei raggi

X, consente di ricostruire mappe digitali 3D ad alta risoluzione di un oggetto, effettuare tagli virtuali ed esaminarne quantitativamente la struttura interna.

Modello digitale della superficie o DSM (*Digital Surface Model*). il modello digitale della superficie rappresenta la quota di tutti gli elementi sia naturali che antropici (es. vegetazione, edifici, etc.) presenti in superficie e si differenzia dal modello **digitale del terreno o DTM (*Digital Terrain Model*)** che rappresenta invece le quote a livello del terreno.

Monitoraggio geodetico. Tecnica di geodesia “terrestre”, in quanto totalmente basata su strumentazione collocata sulla superficie terrestre, quali Rete GPS, Rete Tiltmetrica, Rete Altimetrica, Rete Gravimetrica.

Monitoraggio tiltmetrico. Consiste nella registrazione in continuo della derivata direzionale dello spostamento verticale del suolo e viene effettuato attraverso una rete di sensori, sia di superficie che borehole, i cui segnali calibrati, opportunamente processati, consentono di ricostruire il pattern di inclinazione del suolo.

Mofeta. Emissione gassosa naturale a bassa temperatura e ricca in anidride carbonica.

Nucleo. È il più interno degli involucri concentrici in cui è suddivisa la Terra.

Onde sismiche. Onde elastiche generate nella zona in cui avviene la rottura delle rocce della crosta terrestre (ipocentro). Si propagano dall’ipocentro in tutte le direzioni fino in superficie, come quando si getta un sasso in uno stagno. Esistono vari tipi di onde che viaggiano a velocità diversa. Le onde che si propagano all’interno della Terra sono dette “onde di volume”: sono le onde P (Primarie) o longitudinali, perché fanno oscillare le particelle di roccia che attraversano parallelamente alla direzione di propagazione, e le onde S (Secondarie), che fanno oscillare le particelle di roccia trasversalmente rispetto alla direzione di propagazione. Le *onde S* sono più lente delle *onde P* e non si propagano nei fluidi. Quando le onde P e S raggiungono la superficie terrestre, si formano onde superficiali che si propagano concentricamente lungo la superficie, più lente delle onde di volume. I due tipi principali di onde sismiche superficiali sono le *onde di Rayleigh*, assomigliano a quelle prodotte quando si lancia un sasso in uno stagno, e le *onde di Love*, che fanno vibrare il terreno sul piano orizzontale, in modo trasversale rispetto alla propagazione dell’onda.

Onde di Love. vedi *Onde sismiche*.

Onde di Rayleigh. vedi *Onde sismiche*.

Onde P. vedi *Onde sismiche*.

Onde S. vedi *Onde sismiche*.

Ortofoto. Fotografia che ha la proprietà di essere una proiezione ortografica, che quindi è stata geometricamente corretta (ortorettificata) e georeferenziata (posizionata nello spazio) in modo tale che la scala di rappresentazione della fotografia sia uniforme.

Pahoehoe. Lava basaltica che ha una superficie liscia o a corde. Un flusso pahoehoe in genere avanza come una serie di piccoli lobi e digitazioni che fuoriescono continuamente da una crosta raffreddata.

Paleosuolo. Terreno vegetale sepolto da sedimenti depositati successivamente (frane, alluvioni, eruzioni vulcaniche), formatosi in epoca anteriore all’attuale.

Parossismo. Evento eruttivo di breve durata ma di alta intensità (soprattutto in termini di esplosività). L'attività eruttiva dell'Etna negli ultimi decenni è stata marcata da centinaia di parossismi, come quelli avvenuti nel periodo 2011-2013 al Nuovo Cratere di Sud-Est. Anche gli eventi più fortemente esplosivi dello Stromboli, come quelli dell'11 settembre 1930 e del 3 luglio 2019 sono definiti parossismi.

Peperite. Tipo di roccia vulcanoclastica costituita da roccia sedimentaria che contiene frammenti di materiale igneo più giovane e si forma quando il magma entra in contatto con sedimenti umidi.

Pillow lava (lava a cuscino). Un tipo di lava formata da caratteristiche strutture a forma di cuscino dovute alla fuoriuscita di lava al di sotto della superficie del mare, che comporta un repentino raffreddamento della superficie causando la formazione di una sottile crosta vetrosa.

Piroclasto. Dal greco *pir* = fuoco e *clastos* = rotto. Frammento di magma solidificato, prodotto durante un'eruzione esplosiva. vedi **Materiale piroclastico**.

Pirosseni. Silicati che costituiscono, insieme agli anfiboli, il gruppo degli inosilicati. La loro formula generale è XYZ_2O_6 e la loro struttura di base è costituita da catene singole di tetraedri composti da silicio e ossigeno.

Placche tettoniche. La litosfera terrestre è suddivisa in una decina di placche o zolle tettoniche di varia forma e dimensione, che si muovono le une rispetto alle altre, spinte dai movimenti del mantello sottostante.

Pomice. Frammento piroclastico vetroso altamente vescicolato, generalmente di colore chiaro, poco denso, capace di galleggiare in acqua.

Pozzolana. Deposito piroclastico sciolto, incoerente, composto da particelle vetrose di cenere fine e lapilli pomicei dispersi. Nei Campi Flegrei la "pozzolana" più diffusa è relativa ai depositi non litificati da flusso piroclastico dell'eruzione del Tufo Giallo Napoletano.

Precursori (di un'eruzione vulcanica). L'insieme dei fenomeni connessi alle variazioni fisico-chimiche di un sistema vulcanico che precedono un'eruzione. Esempi di precursori geofisici sono l'aumento nella frequenza e/o intensità dei terremoti localizzati al di sotto dell'apparato vulcanico, l'insorgere di tremore vulcanico, il sollevamento del suolo, l'apertura di fratture, ecc. Esempi di precursori geochimici sono invece rappresentati dalle variazioni della temperatura e della composizione chimica dei fluidi fumarolici dovuti all'aumento della componente magmatica, così come dei flussi di gas e pennacchi vulcanici associati al vulcanismo a condotto aperto. Tali variazioni sono rilevabili nel tempo tramite specifiche tecniche di misura e consentono di effettuare una previsione a breve termine delle eruzioni vulcaniche.

Pseudomorfo. In mineralogia è la trasformazione di una sostanza cristallina in un'altra, per un processo chimico, senza che cambi la forma primitiva dei cristalli.

Punti caldi. Luoghi circoscritti del pianeta dove la risalita del mantello causa attività vulcanica cosiddetta intraplacca, cioè lontano dai margini di placca. Si tratta di un vulcanismo persistente ed indipendente dal movimento delle placche. Il punto caldo più famoso è quello che alimenta l'attività vulcanica delle isole Hawaii.

Quiescenza. Periodo di stasi nell'attività eruttiva di un vulcano attivo.

Ra (Radio) è l'elemento chimico di numero atomico 88. Il radio possiede 25 isotopi, quattro dei quali presenti in natura, di cui ^{226}Ra è il più abbondante e stabile, con un'emivita di 1602 anni, ed è un prodotto della catena di decadimento di ^{238}U . In particolare è prodotto dal decadimento dell'isotopo 230 del Torio,

per emissione di una particella Alfa. Alcuni metodi di datazione (vedi *Datazione radiometrica*) sono basati sulla misura della quantità di questo isotopo.

Radiocarbonio. Isotopo radioattivo del carbonio (^{146}C) che si forma nell'atmosfera per effetto della radiazione cosmica primaria e che entra a far parte delle sostanze organiche che costituiscono gli organismi viventi. La quantità in cui è presente negli organismi viventi si mantiene in equilibrio finché sono in vita, ma decresce gradatamente dal momento della morte, per cui la sua determinazione (dato il tempo di dimezzamento di 5568 anni, relativamente breve) costituisce un valido mezzo per datazioni di dettaglio riferite a resti organici e quindi a eventi dell'era quaternaria recente, sia geologici sia paleontologici.

Rete tiltmetrica. vedi *Monitoraggio tiltmetrico*.

Rilievi fotogrammetrici. Tecnica di rilievo del terreno che permette di rilevare la morfologia e la posizione di un oggetto utilizzando coppie di immagini.

Risoluzione. La risoluzione spaziale è la distanza, misurata a terra, tra due pixel vicini nell'immagine. La risoluzione spaziale, nei rilievi aerofotogrammetrici, è solitamente determinata dalle capacità del sensore utilizzato per scattare un'immagine.

Risorgenza. vedi *Caldera risorgente*.

Roccia piroclastica o piroclastite. Roccia costituita da piroclasti emessi durante un'eruzione esplosiva.

SAR (*Synthetic Aperture Radar*). Il radar ad apertura sintetica (SAR) è uno strumento costituito da un radar di tipo convenzionale montato su una piattaforma mobile (un aeroplano o un satellite). Il SAR fornisce immagini elettromagnetiche della superficie terrestre con risoluzione spaziale di qualche metro. Dalla combinazione di due o più immagini SAR della stessa area (*interferometria*) si ricavano dettagliati modelli digitali di elevazione del terreno, e si possono ottenere immagini che evidenziano movimenti del suolo con elevata precisione.

Scoria. Frammento piroclastico vetroso, vescicolato, di colore scuro, che, a differenza di una pomice, non galleggia in acqua.

Seamount. Montagne sottomarine formate da attività vulcaniche e, di solito, simili a stratoconi ellittici che si innalzano dai fondi oceanici (per almeno 1000 m). I seamounts con la cima piatta (appiattita) sono chiamati *guyots*. Recenti stime geografiche suggeriscono che, nel loro insieme, i seamounts comprendano da 8 a oltre 20 milioni di km² della superficie terrestre ossia un'estensione maggiore di quella dei deserti o di qualsiasi altro habitat globale sul pianeta Terra. Gli scienziati riconoscono in queste strutture dei centri biologici fondamentali, in grado di supportare un'ampia gamma di organismi marini.

Segnale infrasonico. vedi *Infrasuono*.

Seismic near/far-field. Campo ondulatorio vicino alla (*near-*) o lontano dalla (*far-*) sorgente sismica. Al contrario del campo lontano (*seismic far-field*) dove il fronte d'onda viene approssimato a un piano, il campo ondulatorio in vicinanza della sorgente (*seismic near-field*) è da considerare sferico.

Sensori elettrochimici. Sensori utilizzati per la determinazione delle diverse specie in una miscela gassosa costituiti da due elettrodi immersi in una soluzione elettrolita. Quando un gas viene a contatto con la superficie di uno degli elettrodi, avvengono reazioni di ossidoriduzione che generano un flusso di elettroni, proporzionale alla concentrazione del gas misurato. A seconda della soluzione elettrolita che si utilizza si possono misurare le concentrazioni di differenti specie gassose.

Sill. In geologia, filone di roccia eruttiva, di forma tabulare, intruso parallelamente alla stratificazione delle rocce incassanti.

Sismometro. Strumento atto a rilevare lo spostamento (o la velocità) del suolo dovuto al passaggio di onde sismiche.

Sismoscopio. Strumento in grado di evidenziare l'occorrenza di un terremoto, ma non di misurare quantitativamente lo spostamento del suolo.

Sistema di posizionamento RTK (*Real-Time Kinematic* o navigazione satellitare cinematica in tempo reale). Tecnica di geolocalizzazione attraverso il posizionamento satellitare in grado di restituire, in tempo reale, risultati con accuratezza centimetrica rispetto ad una stazione di terra.

Sistema di sorveglianza vulcanica. Insieme di strumenti di misura, dislocati sul territorio e generalmente collegati ad una centrale di raccolta dati, che rilevano i parametri geofisici e geochimici relativi a un sistema vulcanico.

Sistema idrotermale. Un sistema idrotermale è costituito da una roccia permeabile che rappresenta il serbatoio ed un fluido generalmente bifase (acqua e gas+vapore) alimentato da una sorgente di calore che può essere una massa magmatica o una roccia in lento raffreddamento all'interno della crosta terrestre. L'acqua circolante nel sistema idrotermale può essere di origine meteorica e/o marina con l'aggiunta di gas e vapori rilasciati dal magma. I sistemi idrotermali si trovano comunemente nei pressi di aree vulcanicamente attive o quiescenti.

Sistema satellitare di navigazione globale differenziale o DGNSS (*Differential Global Navigation Satellite System*). È un metodo di posizionamento satellitare differenziale. Questa tecnica si basa sulla combinazione dei dati osservati contemporaneamente da due (o più) ricevitori GNSS (*Global Navigation Satellite System*), ottenendo la significativa riduzione dei principali errori nel posizionamento GNSS e garantendo accuratezze centimetriche nel posizionamento.

Sistema satellitare globale di navigazione. Sistema di geo-radiolocalizzazione e navigazione terrestre, marittima o aerea, che utilizza una rete di satelliti artificiali in orbita e pseudoliti. I sistemi di geolocalizzazione forniscono un servizio di posizionamento geo-spaziale a copertura globale che consente a ricevitori elettronici di determinare le loro coordinate geografiche su un qualunque punto della superficie terrestre o dell'atmosfera con un errore di pochi metri, elaborando segnali a radiofrequenza trasmessi da tali satelliti. Tra questi si annoverano il sistema statunitense NAVSTAR *Global Positioning System* (GPS), il sistema russo GLONASS, il sistema europeo *Galileo*.

Slab. vedi *Subduzione*.

Solubilità. Nel caso di un gas è la quantità massima di una specie volatile che può essere disciolta nel magma a determinate condizioni di T e P e composizione del fuso silicatico. La solubilità di una specie chimica all'interno di un magma che degassa è strettamente correlata alla profondità alla quale i gas vengono rilasciati dal magma stesso e quindi alla pressione ed alla composizione del magma stesso.

Spattering. Esplosioni pressoché continue e di modesta energia caratterizzate da lancio di brandelli di lava.

Spettrometro Infrarosso (IR). Strumento per la determinazione delle concentrazioni di CO₂ basato sull'assorbimento di una porzione della radiazione elettromagnetica nello spettro di frequenze dell'infrarosso (lunghezza d'onda tra 1mm – 770 nm).

Stratovulcano. Edificio vulcanico di forma generalmente tronco-conica accresciuto per l'accumulo, attorno alla bocca eruttiva, di prodotti di eruzioni effusive ed esplosive.

Structure from Motion. Tecnica di elaborazione e calcolo basata su algoritmi di computer vision che permette di ricostruire la forma tridimensionale degli oggetti tramite la collimazione automatica di punti comuni da una serie di immagini bidimensionali.

Subaereo. Che si trova o avviene sopra la superficie terrestre o del mare.

Subduzione. Processo attivo lungo margini convergenti di zolle litosferiche che consiste nello sprofondamento di una zolla al di sotto di quella immediatamente adiacente. La parte di placca che s'immerge nel mantello è anche chiamata *slab* (dall'inglese *slab*, che significa "piastra").

Sublimato. Minerale di origine fumarolica formatosi durante il passaggio dalla fase gassosa alla fase solida al diminuire della temperatura. Generalmente questi minerali si formano a temperature superiori ai 100°C. Per i chimici questo processo si chiama *brinamento*.

Surge piroclastico. Corrente piroclastica a bassa concentrazione di particelle solide, costituita da frammenti piroclastici, vapore e gas, e caratterizzata da elevata velocità e temperatura variabile, anche se generalmente elevata. Essa si propaga per moto turbolento. I *surges* piroclastici sono generalmente associati a eruzioni freatomagmatiche, scorrono al suolo con elevata mobilità e possono superare, in funzione delle loro caratteristiche fisiche, anche elevate barriere morfologiche.

Tasso eruttivo. Quantità di magma che viene portata in superficie (eruttata) in un unità di tempo.

Tefra o Tephra. vedi *Materiale piroclastico*.

Tefrostratigrafia. Studio delle sequenze di livelli di *tephra* e dei depositi associati, della loro distribuzione areale, delle loro relazioni stratigrafiche e della determinazione della loro età relativa. Si occupa di definire, descrivere, caratterizzare, e datare livelli di depositi vulcanici in laboratorio e in campagna. I *markers* sono livelli – guida depositati su vaste aree, il cui riconoscimento in successioni sedimentarie permette di effettuare la correlazione anche per aree molto lontane, e di ricostruirne la sequenza cronologica.

Tensore momento sismico. vedi *Meccanismo focale di un terremoto*.

Termocoppia. Una termocoppia è un sensore di temperatura semplice, robusto ed economico che misura la temperatura sfruttando le proprietà termoelettriche dei metalli. È costituito da due diversi tipi di metalli, uniti tra loro ad un'estremità. Quando la giunzione dei due metalli viene riscaldata o raffreddata, si crea una tensione che può essere correlata alla temperatura.

Terrazzo marino. Struttura morfologica pianeggiante originatasi per l'azione del moto ondoso sul fondo del mare in prossimità della costa durante un'ingressione, e successivamente emersa.

Terremoto. Rapido movimento della superficie terrestre dovuto al passaggio di onde elastiche generate dalla rottura di rocce costituenti la parte più rigida dell'interno della terra, la litosfera. Il punto in cui avviene la rottura si chiama **ipocentro**. Il punto della superficie terrestre posto sulla verticale dell'ipocentro è detto **epicentro**. In aree vulcaniche si registrano terremoti detti vulcano-tettonici (VT) con forme d'onda e contenuto in frequenza simili a quelli dei terremoti tettonici che avvengono in aree non vulcaniche.

Terremoti vulcano-tettonici. vedi *Terremoti*.

Toothpaste lava. Flusso lavico con caratteristiche intermedie tra lave *aa* (vedi) e *pahoehoe* (vedi).

Tremore armonico. vedi *Tremore vulcanico*.

Tremore vulcanico. È uno dei tipici segnali sismici registrati in aree vulcaniche attive e rappresenta una registrazione continua di vibrazioni monotone a periodo costante (tremore armonico) o non armoniche che possono continuare per minuti o mesi. Si attribuisce al movimento del magma e dei gas vulcanici all'interno del condotto.

Trizio. È un isotopo radioattivo dell'idrogeno di simbolo ^3H o **T**, con un nucleo formato da un protone e due neutroni. In condizioni standard di pressione e temperatura il trizio forma un gas di molecole biatomiche (T_2).

Tsunami o Maremoto. Termine giapponese («onde sul porto») adottato internazionalmente come denominazione ufficiale di serie di onde provocate da qualsiasi evento in grado di muovere verticalmente una grande colonna d'acqua: terremoti, movimenti tettonici sottomarini, eruzioni vulcaniche, frane, esplosioni o caduta di meteoriti.

Tufo. Roccia formatasi per il consolidamento di un deposito piroclastico, costituito prevalentemente da cenere vulcanica.

VEI. vedi *Indice di Esplosività Vulcanica*.

Vescicolazione. Formazione di vescicole (bolle) in un magma che si avvicina alla superficie terrestre, per effetto dell'essoluzione di gas indotta dalla diminuzione di pressione.

Vetro vulcanico. Solido amorfo la cui struttura atomica è disordinata come quella di un liquido. Si forma quando un fuso silicatico (*magma*) si raffredda troppo rapidamente per cristallizzare.

Viscosità. Proprietà dei fluidi che esprime la resistenza del fluido a scorrere. Tra i fluidi di uso comune, ci sono esempi a viscosità molto differente: il dentifricio o il miele, che scorrono lentamente, hanno una viscosità più alta dell'acqua, che scorre più facilmente. Tra i magmi, la viscosità dipende dalla temperatura, dalla pressione e dalla loro composizione: magmi basaltici e caldi, poveri in silice, sono poco viscosi e producono lave in grado di muoversi rapidamente. Magmi riolitici, ricchi in silice, sono molto viscosi e tendono ad allontanarsi poco dalla bocca eruttiva. Anche il contenuto di cristalli determina il valore di viscosità di un magma.

Vulcano. Luogo della superficie terrestre in corrispondenza del quale si ha la fuoriuscita di lave, gas, e prodotti piroclastici che accumulandosi formano un edificio vulcanico.

Vulcano monogenico. Un vulcano monogenico si forma per l'accumulo dei prodotti di una singola eruzione o di una singola fase eruttiva. Esempi di vulcani monogenici sono i *coni di scorie* e i *coni* e gli *anelli di tufo*.

Vulcano poligenico. Un vulcano poligenico si forma per l'accumulo dei prodotti di molteplici eruzioni, separate da periodi di riposo più o meno lunghi. Esempi di vulcani poligenici sono i *vulcani a scudo* (come quelli delle isole Hawaii) e i *vulcani compositi* (come il Vesuvio, l'Etna e Stromboli).

Xenolite. vedi *Litico*.

QUADERNI di GEOFISICA

ISSN 1590-2595

<http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/quaderni-di-geofisica.html/>

I QUADERNI DI GEOFISICA (QUAD. GEOFIS.) accolgono lavori, sia in italiano che in inglese, che diano particolare risalto alla pubblicazione di dati, misure, osservazioni e loro elaborazioni anche preliminari che necessitano di rapida diffusione nella comunità scientifica nazionale ed internazionale. Per questo scopo la pubblicazione on-line è particolarmente utile e fornisce accesso immediato a tutti i possibili utenti. Un Editorial Board multidisciplinare ed un accurato processo di peer-review garantiscono i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi. I QUADERNI DI GEOFISICA sono presenti in "Emerging Sources Citation Index" di Clarivate Analytics, e in "Open Access Journals" di Scopus.

QUADERNI DI GEOFISICA (QUAD. GEOFIS.) welcome contributions, in Italian and/or in English, with special emphasis on preliminary elaborations of data, measures, and observations that need rapid and widespread diffusion in the scientific community. The on-line publication is particularly useful for this purpose, and a multidisciplinary Editorial Board with an accurate peer-review process provides the quality standard for the publication of the manuscripts. QUADERNI DI GEOFISICA are present in "Emerging Sources Citation Index" of Clarivate Analytics, and in "Open Access Journals" of Scopus.

RAPPORTI TECNICI INGV

ISSN 2039-7941

<http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/rapporti-tecnici-ingv.html/>

I RAPPORTI TECNICI INGV (RAPP. TEC. INGV) pubblicano contributi, sia in italiano che in inglese, di tipo tecnologico come manuali, software, applicazioni ed innovazioni di strumentazioni, tecniche di raccolta dati di rilevante interesse tecnico-scientifico. I RAPPORTI TECNICI INGV sono pubblicati esclusivamente on-line per garantire agli autori rapidità di diffusione e agli utenti accesso immediato ai dati pubblicati. Un Editorial Board multidisciplinare ed un accurato processo di peer-review garantiscono i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi.

RAPPORTI TECNICI INGV (RAPP. TEC. INGV) publish technological contributions (in Italian and/or in English) such as manuals, software, applications and implementations of instruments, and techniques of data collection. RAPPORTI TECNICI INGV are published online to guarantee celerity of diffusion and a prompt access to published data. A multidisciplinary Editorial Board and an accurate peer-review process provide the quality standard for the publication of the contributions.

MISCELLANEA INGV

ISSN 2039-6651

<http://istituto.ingv.it/le-collane-editoriali-ingv/miscellanea-ingv.html>

MISCELLANEA INGV (MISC. INGV) favorisce la pubblicazione di contributi scientifici riguardanti le attività svolte dall'INGV. In particolare, MISCELLANEA INGV raccoglie reports di progetti scientifici, proceedings di convegni, manuali, monografie di rilevante interesse, raccolte di articoli, ecc. La pubblicazione è esclusivamente on-line, completamente gratuita e garantisce tempi rapidi e grande diffusione sul web. L'Editorial Board INGV, grazie al suo carattere multidisciplinare, assicura i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi sottomessi.

MISCELLANEA INGV (MISC. INGV) favours the publication of scientific contributions regarding the main activities carried out at INGV. In particular, MISCELLANEA INGV gathers reports of scientific projects, proceedings of meetings, manuals, relevant monographs, collections of articles etc. The journal is published online to guarantee celerity of diffusion on the internet. A multidisciplinary Editorial Board and an accurate peer-review process provide the quality standard for the publication of the contributions.

Coordinamento editoriale

Francesca DI STEFANO
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Progetto grafico

Barbara ANGIONI
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Impaginazione

Barbara ANGIONI
Patrizia PANTANI
Massimiliano CASCONI
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

©2024

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
Via di Vigna Murata, 605
00143 Roma
tel. +39 06518601

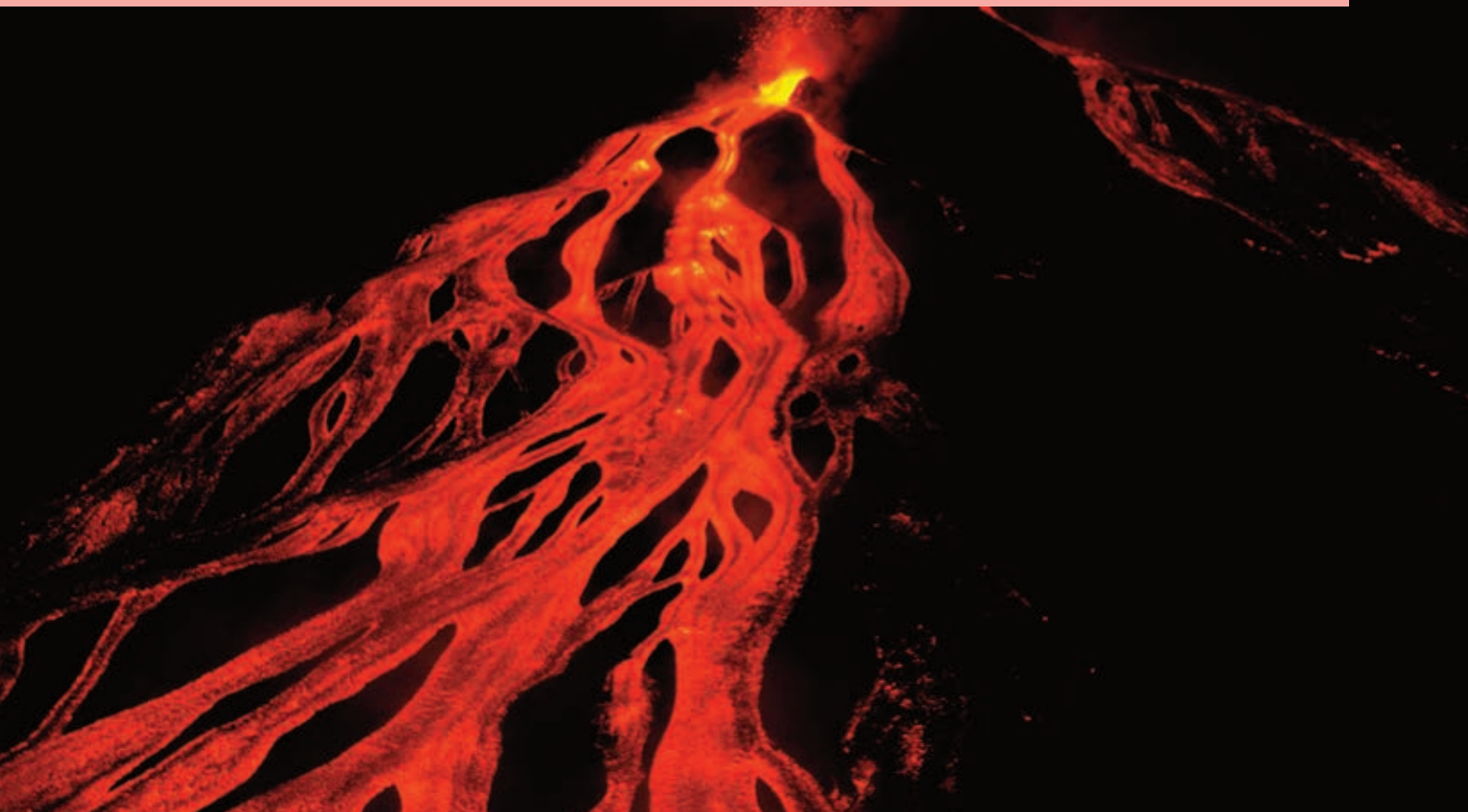
www.ingv.it



Creative Commons Attribution 4.0 International (CC BY 4.0)

Finito di stampare nel mese di settembre 2024
presso le Industrie Grafiche della Pacini Editore Srl
Via A. Gherardesca • 56121 Ospedaletto • Pisa
Telefono 050 313011
www.pacineditore.it





ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA