

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

Corso di laurea triennale in Tecnologie Forestali e Ambientali

**ERUZIONI VULCANICHE E CAMBIAMENTI CLIMATICI: EVIDENZE DALL'ANALISI DI
MERCURIO IN ANELLI DI ACCRESCIMENTO DEL XIX SECOLO**

RELATORE

Prof. Andrea Marzoli

CORRELATORE

Prof. Marco Carrer

LAUREANDO

Mattia Carretta

MATRICOLA N.

2006981

ANNO ACCADEMICO 2023-2024

INDICE

RIASSUNTO	1
ABSTRACT	2
1) INTRODUZIONE	3
2) ERUZIONI VULCANICHE	9
_2.1) ASPETTI GENERALI	9
_2.2) LA CINTURA DI FUOCO	13
_2.3) PRINCIPALI PRODOTTI DELLE ERUZIONI VULCANICHE	14
_2.4) RELAZIONE CON IL CLIMA	16
3) PRINCIPALI ERUZIONI VULCANICHE VERIFICATE SI TRA IL 1800 E IL 1915	19
_3.1) ERUZIONE DEL TAMBORA	19
_3.1.1) Impatto sul clima e l'atmosfera	20
_3.2) ERUZIONE DEL KRAKATOA	21
_3.2.1) Impatto sul clima e l'atmosfera	21
_3.3) ERUZIONE DEL NOVARUPTA	22
4) INFLUENZA DELL'ATTIVITA' VULCANICA SUL CICLO DEL MERCURIO	24
5) ANELLI DI ACCRESCIMENTO	26
6) DENDROCHIMICA	28
7) MATERIALI E METODI	30
_7.1) SPETTROMETRIA DI ASSORBIMENTO ATOMICO	30
_7.2) PIROLIZZATORE PYRO-915	31
8) RISULTATI	33
9) CONCLUSIONI	34
10) BIBLIOGRAFIA	35
11) SITOGRAFIA	37
RINGRAZIAMENTI	38

RIASSUNTO

Nel periodo iniziale della rivoluzione industriale, tra la metà del 1800 e l'inizio del 1900, è avvenuta una sempre più crescente immissione di anidride carbonica (CO₂) nell'atmosfera, causato dall'elevato impiego di combustibili fossili come fonte di energia per le industrie dell'epoca, quali petrolio e carbone, tra i principali. L'anidride carbonica è considerato uno dei gas serra più importanti, di conseguenza un aumento della concentrazione di questo gas comporta un seguente aumento della temperatura terrestre. Questo fa presupporre che la curva di incremento della temperatura, coincida con quella dell'incremento di anidride carbonica; tuttavia tra la metà del 19esimo secolo e l'inizio del 20esimo secolo l'incremento della temperatura non segue detto l'incremento di anidride carbonica.

Questo dato discordante potrebbe essere spiegato grazie a numerose eruzioni vulcaniche verificatesi nello stesso periodo. Le eruzioni vulcaniche sono tra i pochi fenomeni naturali in grado di modificare il clima terrestre, a causa dell'emissione nella stratosfera di numerosi composti vulcanici, tra i quali, ricopre particolare importanza l'anidride solforosa (SO₂).

Non tutte le eruzioni vulcaniche sono in grado di influenzare il clima terrestre: solo le eruzioni con un indice di esplosività (VEI) superiore a 5, hanno conseguenze rilevanti su scala globale, considerando l'elevata emissione di composti vulcanici (soprattutto solforati) nell'atmosfera, che sono in grado di influenzare la quantità di radiazione solare incidente che arriva sulla superficie terrestre. Durante il periodo considerato si sono verificate eruzioni di magnitudo elevata che potrebbero aver contribuito ad abbassare la temperatura globale nel periodo considerato, nonostante la costante e crescente immissione di anidride carbonica in elevata quantità in atmosfera. Nella seguente tesi verranno presi in considerazione le eruzioni del Tambora nel 1815, del Krakatoa nel 1883 e del Novarupta nel 1912.

Sono quindi state misurate le concentrazioni di mercurio all'interno degli anelli di accrescimento di un larice (*Larix decidua Mill.*), tramite una nuova tecnica, la dendrochimica.

ABSTRACT

In the initial period of the industrial revolution, between the mid-1800s and early 1900s, there has been an ever-increasing release of carbon dioxide (CO₂) into the atmosphere, caused by the high use of fossil fuels as a source of energy for the industries of the time, such as oil and coal among the main ones. Carbon dioxide has long been considered one of the most important greenhouse gases, and consequently an increase in the concentration of this gas leads to a subsequent increase in the earth's temperature. This suggests that the temperature increase curve coincides with that of the carbon dioxide increase, however between the mid-19th century and the beginning of the 20th century the temperature increase did not follow the carbon dioxide increase.

This discordant data could be explained thanks to the numerous volcanic eruptions that occurred in the same period. Volcanic eruptions are among the few natural phenomena capable of modifying the Earth's climate, due to the emission of numerous volcanic compounds into the stratosphere, among which sulfur dioxide (SO₂) is of particular importance.

Not all volcanic eruptions are capable of influencing the Earth's climate, but only eruptions with an explosive index (VEI) higher than 5 have significant consequences on a global scale, considering the high emission of volcanic compounds (especially sulfur) in the atmosphere, which are able to influence the amount of incident solar radiation that reaches the Earth's surface.

During the period considered, eruptions of high magnitude occurred which may have contributed to lowering the global temperature in the period considered, despite the constant and growing release of carbon dioxide in high quantities into the atmosphere. In the following thesis the eruptions of Tambora in 1815, Krakatoa in 1883 and Novarupta in 1912 will be taken into consideration.

The concentrations of mercury inside the growth rings of a larch specimen (*Larix decidua* Mill.) were then measured using a new technique, dendrochemistry.

1) INTRODUZIONE

I quattro miliardi e mezzo della storia geologica della Terra sono divisi in eoni che, a loro volta si suddividono in ere, periodi ed epoche. La Commissione Internazionale di Stratigrafia classifica l'epoca in cui viviamo come Olocene (parte finale del periodo Quaternario dell'era Cenozoica) iniziato al termine dell'ultima fase glaciale della Terra (glaciazione di Würm), circa 11.500 anni fa. L'intera storia dell'uomo (a partire dall'introduzione dell'agricoltura) si è svolta all'interno dell'Olocene, ma l'epoca in cui è l'uomo a rimodellare interamente la Terra, con un'influenza decisiva sull'ecologia globale, ha trovato un'ulteriore denominazione: Antropocene. Lo studio del Quaternario, attraverso un approccio altamente interdisciplinare, consente di ricostruire la storia dei cambiamenti ambientali sulla Terra durante gli ultimi 2.6 milioni di anni (Ma). Gli studiosi del Quaternario integrano le diverse informazioni ottenute dalle discipline afferenti alle scienze naturali, quali geologia, oceanografia, climatologia, ecologia, con quelle più strettamente associate alle scienze umane, quali archeologia e antropologia. L'interpretazione dei record geologici favorisce la comprensione dei processi chiave (fisici, chimici, biologici, atmosferici, antropici), che attivano e modulano il cambiamento ambientale, alle diverse scale nel tempo e nello spazio. Nel corso degli ultimi 90 anni la ricostruzione della storia della Terra è stata resa più attendibile grazie a tecniche di studio sempre più sofisticate e ad alta risoluzione. La precisa datazione degli eventi quaternari, è stata possibile, solo in seguito alle scoperte nel campo della fisica atomica, durante la prima metà del XX secolo; le più recenti scoperte nel campo della biologia evolutiva e dell'analisi biomolecolare hanno rivoluzionato l'interpretazione di alcuni dei reperti fossili del Quaternario; le innovazioni subito dopo la seconda guerra mondiale hanno reso possibile il recupero dei sedimenti più profondi negli oceani e nelle calotte polari, la cui analisi ha rivelato la natura altamente sensibile del clima terrestre; le ricerche spaziali inoltre hanno favorito la misurazione e il monitoraggio dei processi sulla superficie della Terra. Nel corso degli ultimi 2.6 Ma, la Terra ha acquisito l'attuale combinazione delle caratteristiche fisiche (ad esempio, la forma e la disposizione dei continenti e delle catene montuose, i sistemi di circolazione oceanica, i principali biomi vegetali e il contenuto in gas atmosferici) che si differenziano nettamente da quelle delle ere precedenti. La registrazione dei cambiamenti climatici a scala globale illustra una successione di eventi glaciali e interglaciali, con variazioni delle temperature di 10 °C; il record geologico quaternario rivela, inoltre, come il sistema climatico globale sia in grado di cambiare frequentemente, talvolta in modo spasmodico. Le diverse paleo-evidenze forniscono una base indispensabile per l'applicazione dei modelli globali di circolazione, modelli numerici che simulano

il funzionamento del sistema climatico globale attuale. Sempre durante gli ultimi 2.6 Ma gli esseri umani anatomicamente moderni si sono evoluti, diffusi a livello globale e sono divenuti sempre più in grado di modificare la superficie e l'atmosfera terrestre, contribuendo in modo significativo al cambiamento climatico.

Le eruzioni vulcaniche, da lungo tempo, sono da molti ritenute responsabili di cambiamenti del clima. Già 2.000 anni fa, Plutarco associò l'eruzione dell'Etna nel 44 a.C. al successivo abbassamento delle temperature che provocò danni alle colture e carestie a Roma e in Egitto. Franklin [1784] suggerì che l'eruzione del Lakagigar, in Islanda nel 1783, potesse essere la causa della anomala estate fredda del 1783 in Europa nonché del freddo inverno del 1783-1784. Humphreys [1913] associò gli eventi di raffreddamento dopo grandi eruzioni vulcaniche, agli effetti radiativi degli aerosol stratosferici. I contributi a partire dal 1970, marcano l'inizio dell'approccio moderno nello studio dell'impatto delle eruzioni vulcaniche sul clima, che porterà all'individuazione del suo effetto indiretto sulla circolazione atmosferica, che produce il riscaldamento invernale dei continenti nell'emisfero settentrionale e alla definizione dell'impatto del cloro antropogenico sull'ozono stratosferico. I climatologi, sebbene dissentano tra loro sull'entità dell'influenza naturale rispetto a quella antropica sull'attuale riscaldamento, concordano invece sull'ipotesi che il vulcanismo produca un significativo raffreddamento a scala globale, per almeno alcuni anni a seguito di una grande eruzione. Attualmente in tutto il mondo è in corso un'attività vulcanica, testimoniata da una mezza dozzina o più di vulcani attivi in ogni momento. La maggior parte di questi fenomeni è rappresentato da piccole eruzioni, i cui effetti sono minori, di breve durata e limitati alla bassa atmosfera prossima al vulcano. Grandi eruzioni sono molto più rare. Esse possono espellere sia cenere che gas, come l'anidride solforosa, nell'atmosfera a 24.000 metri o più. Anche se gran parte della cenere può cadere entro 6 mesi e fino a un anno, l'anidride solforosa viene velocemente convertita in aerosol di solfato, che può risiedere per due o più anni nell'alta e stabile atmosfera. Gli aerosol, bloccando parte della radiazione solare in arrivo, causano un raffreddamento globale (Figura 1). Le osservazioni satellitari e in superficie dopo le eruzioni di El Chichon (Messico nel 1982) e del Pinatubo (Filippine nel 1991) hanno documentato un raffreddamento medio di 0,2 - 0,5 °C per un periodo di 2-3 anni.

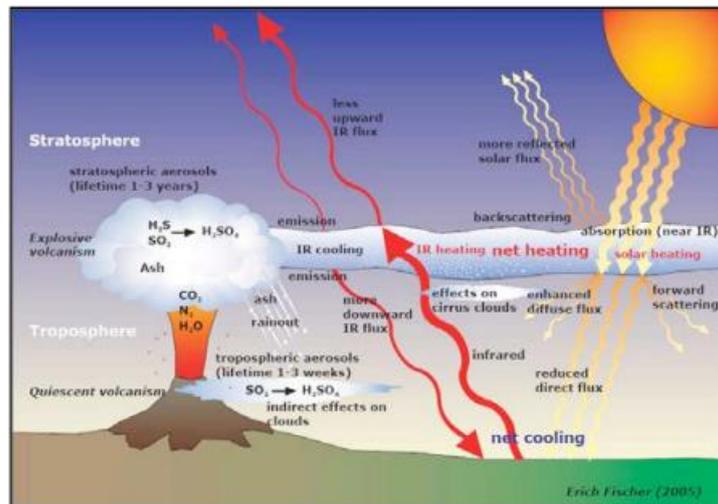


Figura 1. Rappresentazione schematica degli effetti del vulcanismo quiescente ed esplosivo sul bilancio radiativo della Terra. (Ridisegnato da [Robock, 2000. In: PAGES News, 2005]).

Le forti eruzioni vulcaniche hanno un grande impatto sul clima planetario, modificando la quantità di radiazione solare [Robock, 2000] la cui variazione ha, a sua volta, un impatto sulla dinamica oceanica [Mignot et al., 2011; Miller et al., 2012]. Il raffreddamento del clima globale per diversi anni può anche causare effetti regionali come, ad esempio, un'interruzione dei monsoni ed un riscaldamento invernale nell'emisfero settentrionale [Robock, 2000]. Alcuni ricercatori [e.g. Robock, 2003] hanno infatti dimostrato che, sebbene le grandi eruzioni vulcaniche determinino il massimo effetto di raffreddamento nei mesi estivi, l'ubicazione geografica del vulcano (sotto l'influenza delle oscillazioni nord-atlantica e artica) determina se gli inverni saranno più freddi o più caldi su gran parte del Nord America ed Eurasia. A livello globale e su base annua, tuttavia, le eruzioni vulcaniche portano ad un raffreddamento netto della temperatura globale, indipendentemente dal vulcano e dalle associate differenze regionali in inverno. Lo studio dei fenomeni connessi al vulcanismo è fondamentale per la comprensione delle soglie di instabilità del clima e lo sviluppo di un coerente sistema di tele-connessioni climatiche tra gli emisferi (Figura 2). Il vulcanismo, infatti, potenzialmente può essere causa o conseguenza di bruschi cambiamenti climatici; la possibilità, inoltre, che l'attività di origine vulcanica, possa subire un incremento, sottolinea la necessità di una più completa comprensione del sistema Terra. Se i fenomeni di riscaldamento e de-glaciazione inducono il vulcanismo e se a sua volta l'aumento dell'attività vulcanica può promuovere una glaciazione, questo sistema potrebbe rappresentare un meccanismo di retroazione per la regolazione della temperatura atmosferica [e.g. Bay et al., 2004]. Ampie oscillazioni della temperatura globale potrebbero, ad esempio, essere limitate da un meccanismo in cui il vulcanismo provoca il raffreddamento, mentre i fattori di riscaldamento

innescano lo scioglimento delle calotte di ghiaccio e l'innalzamento del livello del mare, con conseguente aumento dell'attività vulcanica.

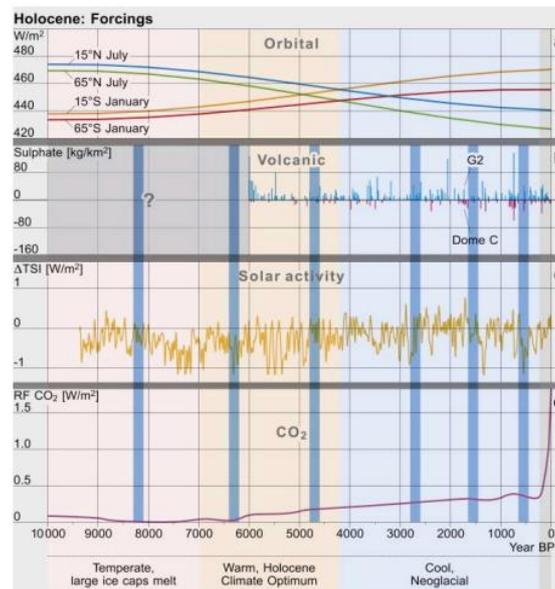


Figura 2. Principali forcing durante l'Olocene. (a) insolazione solare legata ai cambiamenti orbitali in due siti specifici. (b) forcing vulcanico rappresentato dalle concentrazioni di solfato in due carote di ghiaccio della Groenlandia (barre verticali blu) e Antartide (barre verticali rosse). (c) fluttuazioni dell'attività solare sulla base delle misurazioni di ^{10}Be nel ghiaccio polare. (d) forcing legato ad aumento delle concentrazioni di CO_2 . Le sei barre blu verticali indicano la cronologia di sei periodi freddi. (Figura tratta dagli studi di Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P. e Jetel, M., (2011) "Structure and origin of Holocene cold events")

Tuttavia, l'impatto sempre più incisivo dell'azione umana sui sistemi fondamentali del pianeta, tra i quali in particolare il clima, è sicuramente antecedente alla seconda metà del '900 e può essere fatta risalire all'inizio della rivoluzione industriale ¹. Quest'epoca è, infatti, caratterizzata da invenzioni che hanno profondamente influenzato il corso della storia dell'uomo, come ad esempio, l'invenzione del motore a scoppio che ha portato all'utilizzo massiccio dei combustibili fossili. Questo periodo di grande industrializzazione si caratterizza, altresì, per una forte crescita economica, che ha condotto ad un aumento demografico della popolazione mondiale, con una conseguente sempre crescente necessità di disporre di risorse naturali. In questo contesto, si può sostenere che a partire dalla rivoluzione industriale e fino ai giorni nostri, l'impronta ecologica dell'essere umano si è resa sempre più profonda. L'uomo ha, infatti, modificato, direttamente o indirettamente, tutti i diversi ambienti presenti sul nostro pianeta, con ripercussioni in tutte le quattro sfere di cui esso si compone e costituite da: litosfera, idrosfera, atmosfera e biosfera. Tra queste, merita particolare attenzione l'atmosfera. È stato dimostrato come a partire dal XIX e fino all'inizio del XX secolo vi sia stato un costante aumento dell'anidride carbonica (CO_2) presente in

¹ Smith, T.M. et al. (2017) Elementi di Ecologia. Milano, Italia: Pearson Italia.

atmosfera, arrivando ai giorni nostri a superare la misura di 400 parti per milione, secondo l'ultimo rapporto redatto dall'IPCC, mentre il livello pre-industriale era di circa 300 ppm. L'essere umano ha influenzato dunque il fenomeno dell'effetto serra, trasformandolo da un fenomeno naturale determinante per la nascita della vita e del mantenimento di un livello di temperatura globale compatibile con essa, a un fenomeno che rappresenta un danno per il pianeta e una crescente minaccia per la sopravvivenza dell'essere umano stesso e non solo. A fronte, dunque, della stretta correlazione tra il fenomeno dell'effetto serra e la presenza nell'atmosfera di anidride carbonica e altri gas serra, un aumento di questi ultimi, determina anche un corrispondente aumento della temperatura. Notiamo però che nel periodo compreso tra il 1800 e l'inizio del 1900 non è stato riscontrato un parimenti costante aumento della temperatura globale, il cui trend di crescita non risulta essere stato parallelo rispetto a quello dell'anidride carbonica (Figura 3), nonostante quest'ultima e più in generale i gas serra, siano ritenuti tra i principali responsabili del riscaldamento del clima. È stato, dunque, accertato come ad un costante aumento dell'anidride carbonica non sia sempre corrisposto un proporzionale aumento anche della temperatura. Uno dei possibili principali motivi di tale fenomeno è stato suggerito essere dovuto a una serie di violente eruzioni vulcaniche, che sono tra i più rilevanti fenomeni naturali della geosfera terrestre in grado di modificare il clima globale per periodi che possono durare da pochi mesi, sino ad anni ². L'obiettivo di questa tesi consiste, dunque, nel rappresentare l'esito degli studi che hanno portato a teorizzare che le grandi eruzioni vulcaniche verificatesi tra il 1800 e il 1900 possano essere state tra le cause principali, di un mancato aumento della temperatura globale registrata in quel lasso di tempo, nonostante il costante aumento della quantità di anidride carbonica nell'atmosfera registrato nel corso e a causa della rivoluzione industriale. In tale prospettiva, gli effetti di tali eruzioni vulcaniche sono stati studiati attraverso l'analisi di alcuni campioni di legno di larice (*Larix decidua Mill.*), mediante l'impiego di una tecnica chiamata spettrometria di assorbimento atomico, che rileva le concentrazioni di elementi metallici in tracce, dopo un processo di pirolizzazione. Tale processo di analisi, che rientra nelle tecniche di dendrochimica, ha quindi permesso di individuare, nei campioni analizzati, l'elemento di interesse di questa tesi, ovvero il mercurio, la cui presenza si è accertato essere correlabile con le eruzioni vulcaniche verificatesi nel lasso di tempo considerato ai fini del presente lavoro.

² Fang, S.-W., et al. "Sull'additività delle risposte climatiche alle forzanti vulcaniche e solari all'inizio del XIX secolo", *Earth Syst. Dinam.*, vol.13, pp.1535–1555. Doi: 10.5194/esd-13-1535-2022

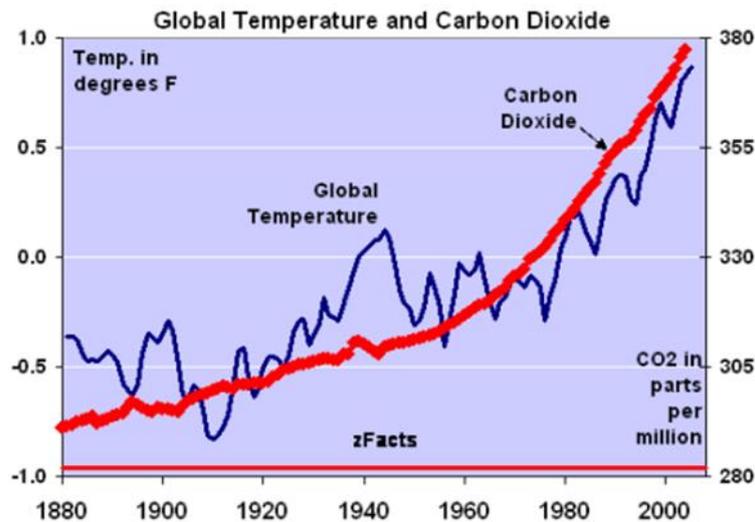


Figura 3. Grafico che mostra l'andamento della temperatura media globale (colore nero) e quello dell'anidride carbonica (colore rosso). È possibile osservare come la temperatura sia diminuita tra il 1880 e il 1920, al contrario della CO2 (Rete clima).

Nella presente tesi di laurea sono presenti i seguenti capitoli:

- Il capitolo 1 contiene gli obiettivi di questa tesi;
- Il capitolo 2 tratta le eruzioni vulcaniche, le sue caratteristiche e il suo coinvolgimento nei processi climatici;
- Il capitolo 3 tratta delle principali eruzioni vulcaniche verificatesi nel XIX secolo, fino agli inizi del XX secolo;
- Il capitolo 4 tratta il peso che le attività vulcaniche creano a carico del ciclo del mercurio a livello globale;
- Il capitolo 5 tratta gli anelli di accrescimento degli alberi, con un accenno anche alla dendrocronologia;
- Il capitolo 6 tratta di dendrochimica, una disciplina della dendrocronologia, che comprende tecniche che permettono di analizzare le tracce di elementi presenti negli anelli di accrescimento;
- Il capitolo 7 tratta dei materiali e metodi con cui sono state analizzate e trovate le concentrazioni di mercurio da vari campioni, in particolare tramite un pirolizzatore, tramite la tecnica analitica di spettrometria di assorbimento atomico;
- Il capitolo 8 tratta dei risultati di tali metodi riportati nel capitolo 7 e discussioni riguardanti i dati trovati;
- Il capitolo 9 tratta le conclusioni di questa tesi;
- I seguenti capitoli, bibliografia e sitografia, sono la parte conclusiva di questa tesi.

2) ERUZIONI VULCANICHE

2.1) ASPETTI GENERALI

Le eruzioni vulcaniche sono complessi fenomeni naturali che consistono nella fuoriuscita di roccia fusa e gas dalla superficie terrestre. Si parla solitamente di "magma" se la roccia fusa è all'interno della crosta terrestre ed è mescolata con i gas; si parla di "lava" quando il magma viene eruttato sotto forma di colata, eruzioni effusive. A seconda della chimica del magma e della quantità di gas al suo interno, si avranno eruzioni più o meno esplosive.

Un generico vulcano è formato da:

- una camera magmatica, ovvero il serbatoio sotterraneo nel quale è presente il magma che alimenta il vulcano.
- un camino o condotto vulcanico principale, luogo di transito del magma dalla camera magmatica verso la superficie.
- un cratere o bocca sommitale, dove sgorga il condotto principale.
- uno o più condotti secondari, i quali, sgorgando dai fianchi del vulcano o dalla stessa base, danno vita a dei coni e crateri secondari.
- delle fessure laterali, fratture longitudinali sul fianco del vulcano, provocate dalla pressione del magma. Esse permettono la fuoriuscita di lava sotto forma di eruzione fessurale.



Figura 4. Schema strutturale di un vulcano (Wikipedia)

Solitamente i vulcani a scudo sono caratterizzati da eruzioni poco esplosive e con lave molto fluide (poco viscosi) mentre, al contrario, i vulcani a cono o stratovulcani danno vita a eruzioni con un grado di esplosività tendenzialmente più elevato e lave più viscosi.

Le eruzioni magmatiche sono strettamente collegate alla natura chimica del magma, in particolare, al suo contenuto di silice. Quindi, più è alto il contenuto di silice e più il magma sarà viscoso, perciò "faticerà" a scorrere durante le eruzioni. La viscosità, infatti, misura la resistenza di un fluido allo scorrimento. Un magma viscoso tende ad intrappolare al suo interno i gas. Più gas ci sono, più la pressione tenderà a salire, dando vita ad eruzioni più esplosive.

Questa tipologia di magma è tipica degli stratovulcani (o vulcani a cono) e le eruzioni associate sono dette "esplosive". Al contrario, le lave meno viscosi (quindi più fluide) vengono tipicamente prodotte dai vulcani a scudo (in stile Hawaii) e le eruzioni associate sono definite "effusive"³.

Per classificare l'esplosività delle eruzioni usiamo il cosiddetto Indice di esplosività vulcanica, in inglese Volcanic Explosivity Index (o, più semplicemente, VEI).

La scala VEI cataloga le eruzioni vulcaniche con una classificazione semi-quantitativa, ottenuta mediante una combinazione di dati quantitativi e di osservazioni qualitative⁴.

Tra i parametri presi in considerazione per assegnare un livello VEI a un'eruzione, riscontriamo il volume del materiale piroclastico estruso (tefra), l'altezza della colonna eruttiva, la durata dell'eruzione, la frammentazione del magma e l'areale coinvolto dalla caduta di scorie vulcaniche. In questo modo si ottiene una scala suddivisa in valori che vanno da 0 a 8, in base alla quale le eruzioni vengono descritte qualitativamente come:

- **Hawaiana:** non sono riconducibili alla tettonica, cioè non sono dovute a movimenti della placca, quanto piuttosto a dei fenomeni che vedono il magma risalire dai pennacchi caldi fino ai punti caldi; la sommità del vulcano è occupata da una grande depressione chiamata caldera, limitata da ripide pareti a causa del collasso del fondo. Altri collassi avvengono all'interno della caldera, creando una struttura a pozzo. La lava è molto basica e perciò molto fluida; essa produce edifici vulcanici dalla tipica forma a "scudo", con debolissime pendenze dei rilievi. Rappresentano quindi degli "sfogatoi" della pressione che la placca

³ L'attività vulcanica, Treccani. Available at:

https://static.treccani.it/export/sites/default/Portale/resources/multimedia/Lezioni_Geologia2/vulcani/Vulcani_LEZIO NE.pdf

⁴ Indice di esplosività vulcanica. (24 dicembre 2023). Wikipedia, L'enciclopedia libera. Tratto da: [//it.wikipedia.org/w/index.php?title=Indice_di_esplosivit%C3%A0_vulcanica&oldid=137027726](https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Indice_di_esplosivit%C3%A0_vulcanica&oldid=137027726).

esercita per gravità sul magma, interni alla placca e non dei punti di saldatura tra placche diverse (come sono invece i vulcani esplosivi); si immagina come banale esempio il budino mentre si solidifica: se poniamo un peso sopra la pellicola solida, la parte sottostante ancora liquida tenderà sia a fuoriuscire sopra quella già solida dai margini del contenitore (vulcani eruttivi) sia a rompere (dopo averla innalzata) in un punto più debole e sottile la crosta al centro. Presentano un VEI di 1.

- **Islandese:** Sono chiamati anche vulcani fissurali poiché le eruzioni avvengono attraverso lunghe fenditure e non da un cratere centrale. Le colate, alimentate da magmi basici ed ultrabasici, tendono a formare degli altopiani basaltici (plateaux basaltici). Al termine di un'eruzione fissurale (o lineare), la fessura eruttiva può sparire perché ricoperta dalla lava fuoriuscita e solidificata, fino a che non riappare alla successiva eruzione. Gli esempi più caratteristici di questi vulcani si trovano in Islanda, da cui prende il nome la tipologia; un ottimo esempio di eruzione di vulcano islandese è quella del Laki del 1783, una delle più famose eruzioni vulcaniche della storia europea.
- **Stromboliana:** Magmi basaltici molto viscosi, danno luogo a un'attività duratura caratterizzata dall' emissione a intervalli regolari di fontane e brandelli di lava, che raggiungono centinaia di metri d'altezza e dal lancio di lapilli e bombe vulcaniche. La ricaduta di questi prodotti crea coni di scorie dai fianchi, abbastanza ripidi. Stromboli, l'isola-vulcano dalla quale prende il nome questo tipo di attività effusiva, è in attività da due millenni, tanto da essere nota, sin dai tempi delle prime civiltà, come il "faro del Mediterraneo". Presenta un VEI pari a 1.
- **Vulcaniana:** Dal nome dell'isola di Vulcano nell'arcipelago delle Eolie. Sono eruzioni esplosive nel corso delle quali vengono emesse bombe di lava e nuvole di gas cariche di ceneri. Le esplosioni possono produrre fratture, la rottura del cratere e l'apertura di bocche laterali. Il termine "vulcaniana" fu attribuito a questo tipo di eruzioni, dal vulcanologo Orazio Silvestri⁵. Presenta un VEI pari a 2-3.
- **Sub-pliniana:** è simile al tipo vulcaniano ma con la differenza che l'esplosione iniziale è tremendamente violenta, tanto da svuotare gran parte della camera magmatica: il magma allora risale dalle zone profonde ad alte velocità fino ad uscire dal cratere e dissolversi in minuscole goccioline. Presenta un VEI pari a 4.

⁵Guglielmo Manitta, Orazio Silvestri e la vulcanologia dell'Etna e delle Isole Eolie, Il Convivio Editore, 2017, ISBN 978-8832740073.

- **Pliniana:** le eruzioni sono prodotte da magma molto viscoso. Si formano frequentemente nubi ardenti, formate da gas e lava polverizzata. Sono eruzioni molto pericolose che si concludono generalmente con il collasso parziale o totale dell'edificio vulcanico o con la fuoriuscita di un tappo di lava detto spina vulcanica o duomo. In alcuni casi si verificano entrambi i fenomeni. Gli apparati vulcanici che manifestano questo comportamento eruttivo sono caratterizzati dalla forma a cono. Queste eruzioni prendono il nome da Plinio il Giovane, che per primo descrisse questo tipo di eruzione, osservando l'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. in cui morì lo zio Plinio il Vecchio, fenomeno che sommerse di ceneri Pompei ed Ercolano. Una variante dell'eruzione pliniana è la peleana: se durante un'eruzione pliniana il corpo principale della nube ardente esce dal cratere sommitale e va verso l'alto, durante un'eruzione peleana (che prende il nome dal vulcano La Pelée della Martinica), il vulcano erutta non centralmente dal cratere, ma lateralmente smembrando parte dell'edificio vulcanico. Tale eruzione ha effetti devastanti concentrati nella direzione di eruzione della nube ardente principale, che può arrivare fino ad oltre 20 km dall'edificio vulcanico (come accaduto nel 1980 nell'eruzione del monte Saint Helens). Presenta un VEI pari a 5-6.
- **Ultra-pliniana:** questo tipo di eruzioni si caratterizzano sia per avere un indice di esplosività ancora maggiore, che può arrivare a distruggere completamente l'edificio vulcanico (ne sono un esempio il Krakatoa o il Santorini), sia soprattutto per le enormi quantità di ceneri vulcaniche che vengono emesse. Le esplosioni di questo tipo, in base alla grande quantità di cenere che rimane in sospensione in atmosfera, hanno ripercussioni più o meno grandi sul clima mondiale negli anni successivi all'eruzione. Presenta un VEI pari a 7-8.
- **Grandi caldere o “supervulcani”:** merita un discorso a parte il caso delle numerosissime grandi caldere individuate sulla superficie terrestre. Tali strutture si caratterizzano per non avere un edificio vulcanico, quanto semmai una depressione di origine vulcanica, che ricopre un'area molto vasta, oltre i 10–15 km quadrati. All'interno della caldera è possibile notare lo sviluppo di vari crateri più o meno formati. Non è mai stata osservata un'eruzione di questo tipo di caldere ed oggi tali aree sono soggette solo a un vulcanismo di tipo secondario (geyser, fumarole, sorgenti termali, ...). Gli esempi più noti di questo tipo di

apparati sono il parco delle Yellowstone, i Campi Flegrei, il monte Aso, i Colli Albani, il lago Toba⁶.

2.2) LA CINTURA DI FUOCO

In geologia con la denominazione di cintura di fuoco del Pacifico (Figura 5) si indica una zona caratterizzata da frequenti terremoti (si calcola che il 90% dei terremoti mondiali avvenga all'interno di questa fascia: la maggior parte dei terremoti profondi, molti intermedi e superficiali) ed eruzioni vulcaniche, estesa per circa 40.000 km (ovvero un'estensione pari quasi quanto la circonferenza equatoriale terrestre) tutto intorno all'Oceano Pacifico: è caratterizzata dalla presenza di numerosissimi archi insulari (Polinesia, Filippine, Nuova Zelanda, Indonesia, Giappone ecc.), fosse oceaniche e catene montuose vulcaniche.

La cintura di fuoco è la diretta conseguenza dei movimenti reciproci delle differenti placche, che in questa zona vanno incontro al fenomeno della subduzione: le placche continentali avanzano passando letteralmente "sopra" le placche oceaniche pacifiche (infatti l'oceano Pacifico si sta restringendo).

In particolare:

- lungo la costa americana la placca di Nazca, la placca di Cocos e parte della placca pacifica vanno in subduzione rispettivamente al di sotto della placca sudamericana e nordamericana, che si muovono verso ovest;
- dalla parte asiatica e australiana, si osserva la subduzione della placca delle Filippine sotto la placca eurasiatica e quella della placca pacifica sotto la placca australiana.

L'attività vulcanica prevalente nella cintura di fuoco è quella di tipo esplosivo, effusivo e di colate, che originano generalmente vulcani dai pendii ripidi e regolari (noti come stratovulcani); fra i più famosi vulcani si possono menzionare il monte Sant'Elena negli Stati Uniti nordoccidentali (in cui si verificò una violentissima eruzione nel 1980), il Tambora, il Krakatoa, il celeberrimo Fuji, il Popocatépetl, il Parícutin (nato nel 1943)⁷.

⁶ Eruzioni vulcaniche: come vengono classificate? I diversi tipi spiegati in dettaglio, Geopop. Available at: <https://www.geopop.it/come-vengono-classificate-le-eruzioni-vulcaniche/>

⁷ Cintura di fuoco. (10 settembre 2023). Wikipedia, L'enciclopedia libera. Tratto da: [//it.wikipedia.org/w/index.php?title=Cintura_di_fuoco&oldid=135400916](https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Cintura_di_fuoco&oldid=135400916).

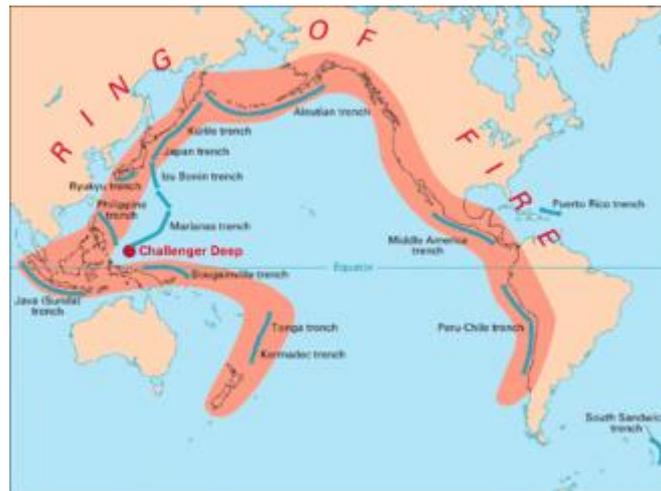


Figura 5: Cintura di fuoco nell'Oceano Pacifico (Wikipedia)

2.3) PRINCIPALI PRODOTTI DELLE ERUZIONI VULCANICHE

Le eruzioni vulcaniche immettono diversi tipi di particelle e gas nell'atmosfera. Nel passato era possibile solo stimare questi input volatili, sulla base di misurazioni da agenti attivi, ma non esplosivi, eruzioni e telerilevamento dell'aerosol risultante dal lidar, radiometri e satelliti. La fortuita scoperta della capacità dello strumento *"Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)"* di monitorare SO_2 [e.g., Bluth et al., 1992], tuttavia, ci ha fornito un nuovo strumento per misurare direttamente l'iniezione stratosferica di gas dalle eruzioni. La componente principale delle eruzioni vulcaniche è il materiale magmatico, che emerge come materiale solido, liquido, litico o si solidifica in grandi particelle, chiamate cenere o tefra. Queste particelle cadono dall'atmosfera rapidamente, su scale temporali che vanno da pochi minuti a poche settimane nella troposfera. Piccole quantità possono durare anche alcuni mesi nella stratosfera ma hanno impatti climatici molto bassi. Symons [1888], dopo l'eruzione del Krakatau del 1883, e Robock e Mass [1982], dopo l'eruzione del monte Saint Helens, hanno dimostrato che questo grande carico atmosferico temporaneo, ha ridotto l'ampiezza del ciclo diurno della temperatura dell'aria superficiale nella regione della nube troposferica. Questi effetti, tuttavia, scompaiono man mano che le particelle si depositano al suolo. Quando una colonna eruttiva ancora carica di queste particelle calde, scende lungo le pendici di un vulcano, questo flusso piroclastico può essere mortale per coloro che sono così sfortunati da trovarsi alla base del vulcano. La distruzione di Pompei ed Ercolano dopo l'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. ne è l'esempio più famoso. Le eruzioni vulcaniche tipicamente emettono anche gas, con H_2O , N_2 e CO_2 che sono i più abbondanti. Durante la vita della Terra questi gas sono stati i principali costituenti dell'atmosfera e dell'oceano del pianeta, dopo che l'atmosfera primitiva andò perduta nello spazio. L'acqua condensando ha formato gli oceani, la CO_2 è stata modificata dalle piante in

O₂, con parte del C che è stato trasformato in combustibili fossili. L'atmosfera è ora composta principalmente da N₂ (78%) e O₂ (21%), entrambi con sorgenti in emissione vulcanica.

Di questi abbondanti gas, sia l'H₂O che la CO₂ sono importanti gas serra, ma le loro concentrazioni atmosferiche sono così elevate (per la CO₂ sono >400 ppm, ma in crescita) che le singole eruzioni hanno un effetto trascurabile sulle loro concentrazioni e non incidono direttamente sull'effetto serra. Piuttosto, l'effetto climatico più importante causato dalle eruzioni vulcaniche esplosive avviene attraverso la loro emissione di sostanze solforose nella stratosfera, principalmente sotto forma di SO₂ [Pollack *et al.*, 1976; Newhall e Self, 1982; Rampino e Self, 1984] ma talvolta anche sotto forma di H₂S [Luhr *et al.*, 1984; Ah, 1997]. Queste sostanze solforose reagiscono con OH e H₂O a formare H₂SO₄ su un orizzonte temporale di settimane e il risultante aerosol di H₂SO₄ produce l'effetto caratteristico delle eruzioni vulcaniche, ovvero un abbassamento della temperatura. Bluth *et al.* [1992], dalle misurazioni satellitari, ha stimato che l'eruzione dell'El Chichòn del 1982 ha immesso nell'atmosfera 7 Mt di SO₂ e l'eruzione del Pinatubo del 1991 ha immesso circa 20 Mt.

Una volta immessi nella stratosfera, le grandi e piccole particelle di aerosol formati dai gas di zolfo vengono rapidamente dispersi in tutto il mondo. Le osservazioni effettuate dopo l'eruzione del Krakatoa del 1883 dimostrò che la nube di aerosol fece il giro del globo in 2 settimane [Symons, 1888]. Sia la nube formata da El Chichòn del 1982 [Robock e Matson, 1983] che la nube Pinatubo del 1991 [Bluth *et al.*, 1992] hanno fatto il giro del mondo in 3 settimane. Sebbene El Chichòn (17°N) e Pinatubo (15°N) siano separati da soli 2° di latitudine, le loro nubi, dopo un solo giro del globo, finirono separati da 15° di latitudine, con la nube del Pinatubo a cavallo dell'equatore [Stowe *et al.*, 1992] e quella di El Chichòn che si estendeva approssimativamente dall'equatore a 30°N [Strong, 1984]. La sequenziale dispersione di una nube vulcanica stratosferica dipende fortemente dalla particolare distribuzione dei venti al momento dell'eruzione, sebbene le nubi eruttive alle alte latitudini, siano raramente trasportate oltre le medie latitudini dello stesso emisfero.

La normale circolazione residua della stratosfera meridionale solleva gli aerosol ai tropici e li trasporta verso i poli alle medie latitudini, riportandoli poi dentro la troposfera a latitudini più elevate, su una scala temporale di 1-2 anni [Trepte e Hitchman, 1992; Trepte *et al.*, 1993; Holton *et al.*, 1995]. Le emissioni vulcaniche continue quiescenti, comprese le fumarole e le piccole eruzioni episodiche, aggiungono solfati alla troposfera, ma la loro vita è molto più breve rispetto ai solfati presenti nell'aerosol stratosferico. Perciò non sono importanti per il cambiamento climatico, ma lo

potrebbero essere se si verificasse un cambiamento improvviso o nel caso in cui si sviluppasse una tendenza a lungo termine. Le emissioni globali di zolfo dei vulcani nella troposfera rappresentano circa il 14% dell'emissione naturale e antropica totale [Graf *et al.*, 1997], ma hanno un contributo relativo molto maggiore rispetto agli effetti radiativi. Molte emissioni vulcaniche provengono dai fianchi delle montagne, al di sopra dello strato limite atmosferico e così hanno una durata di vita più lunga rispetto agli aerosol di origine antropica. La forzante radiativa (misurata in superficie) da tali emissioni si stima che sia di circa $-0,2 \text{ W m}^{-2}$ per il globo e $-0,3 \text{ W m}^{-2}$ per l'emisfero settentrionale (ES), solo poco meno rispetto agli effetti antropici⁸.

2.4) RELAZIONE CON IL CLIMA

Le eruzioni vulcaniche possono influenzare il sistema climatico per molte scale temporali (Tabella 1). La più grande eruzione conosciuta degli ultimi 100.000 anni è stata l'eruzione di Toba di circa 71.000 anni fa [Zielinski *et al.*, 1996], che si è verificata vicino all'inizio di una grande glaciazione e mentre Rampino e Self [1992] hanno suggerito un rapporto causa-effetto, ciò deve ancora essere stabilito [Lie Berger, 1997]. Molti documenti hanno suggerito che gli aerosol vulcanici, possono essere cause importanti di variazioni di temperatura per molti anni successivi a grandi eruzioni, fino ad arrivare ad un arco temporale di 100 anni e ciò può essere rilevante se si tiene conto dei loro effetti cumulativi. Gli effetti delle eruzioni vulcaniche sul clima sono molto significative analizzando il problema del riscaldamento globale e gli impatti di gas serra e aerosol di origine antropica sul clima, devono essere valutati in un contesto di una continua forzante naturale del sistema climatico dovuta alle eruzioni vulcaniche, variazioni solari e variazioni casuali interne, dovute all'interazione terra-atmosfera e oceano-atmosfera.

<i>Effect</i>	<i>Mechanism</i>	<i>Begins</i>	<i>Duration</i>
Reduction of diurnal cycle	blockage of shortwave and emission of longwave radiation	immediately	1–4 days
Reduced tropical precipitation	blockage of shortwave radiation, reduced evaporation	1–3 months	3–6 months
Summer cooling of NH tropics and subtropics	blockage of shortwave radiation	1–3 months	1–2 years
Stratospheric warming	stratospheric absorption of shortwave and longwave radiation	1–3 months	1–2 years
Winter warming of NH continents	stratospheric absorption of shortwave and longwave radiation, dynamics	$\frac{1}{2}$ year	one or two winters
Global cooling	blockage of shortwave radiation	immediately	1–3 years
Global cooling from multiple eruptions	blockage of shortwave radiation	immediately	10–100 years
Ozone depletion, enhanced UV	dilution, heterogeneous chemistry on aerosols	1 day	1–2 years

Tabella 1. Effetti delle grandi eruzioni vulcaniche esplosive sul tempo e sul clima (Robock, A. (2000). "Eruzioni vulcaniche e clima" Rev. Geophys., vol. 38(2), pp. 191–219)

⁸ Robock, A. (2000). "Eruzioni vulcaniche e clima" Rev. Geophys., vol. 38(2), pp. 191–219

Le grandi eruzioni vulcaniche, con un VEI > 5, producono certamente un effetto di raffreddamento globale per 2 o 3 anni. Ciononostante, le altre eruzioni vulcaniche, possono ancora avere un ampio effetto locale sulle temperature superficiali nelle regioni vicino all'eruzione per diversi giorni, come *Robock e Mass* [1982] dimostrarono per l'eruzione del monte Saint Helens del 1980.

Alcuni effetti sul clima potrebbero essere:

- Riduzione del ciclo diurno: L'eruzione del monte Saint Helens nel maggio 1980 fu un'esplosione laterale molto potente, che ha prodotto un enorme carico locale troposferico di cenere vulcanica. Questo spesso strato di aerosol isolava efficacemente la superficie della Terra dallo strato superiore dell'atmosfera, in termini radiativi. La temperatura di superficie a Yakima (135 km ad est rispetto alla posizione del monte Saint Helen) è stata di 15°C per 15 ore consecutive, indipendente dal normale ciclo diurno. Robock e Mass [1982] hanno esaminato gli errori delle previsioni statistiche di output del modello (MOS) prodotte dal National Weather Service. Poiché le previsioni del MOS non includevano il vulcanico aerosol come predittore, sono stati in grado di interpretare questi errori come l'effetto vulcanico. Hanno scoperto che l'aerosol raffreddava la superficie fino a 8°C durante il giorno, ma riscaldava la superficie fino a 8°C durante la notte. La riduzione del ciclo diurno è durata solo un paio di giorni, finché la nube di aerosol non si è dispersa. L'effetto è stato osservato anche dopo l'eruzione del Krakatoa a Batavia (ora conosciuta come Giacarta), in Indonesia. Mentre l'eruzione del monte Saint Helens, ha avuto un grande effetto locale sulla temperatura, nessun altro impatto è stato identificato sulle precipitazioni o sulla circolazione atmosferica. L'apporto stratosferico di zolfo è stato molto piccolo e quindi questa eruzione molto esplosiva, ha avuto un impatto minimo sul clima globale [*Robock, 1981a*].
- Raffreddamento estivo: È noto da tempo che la temperatura media globale diminuisce dopo una grande eruzione vulcanica esplosiva [*e.g., Humphreys, 1913, 1940; Mitchell, 1961*]. Il forzante radiativo diretto della superficie, con una riduzione della radiazione verso il basso, raffredda la superficie. Per esempio, *Hansen et al. [1978]*, utilizzando un modello climatico radiativo-convettivo, ha spiegato il raffreddamento superficiale e riscaldamento stratosferico dopo l'eruzione dell'Agung del 1963. In estate, ai tropici e alle medie latitudini, questi effetti radiativi sono maggiori della maggior parte delle altre forzanti climatiche, poiché c'è più luce solare da bloccare. Il modello radiativo-convettivo studiato da Vupputuri e Blanchet [1984] ha ulteriormente ricreato il raffreddamento in superficie e riscaldamento

nella stratosfera.

Vari modelli di bilancio energetico [Schneider e Mass, 1975; Oliver, 1976; Bryson e Dittberner, 1976; Miles e Gildersleeves, 1978; Robock, 1978, 1979; Gilliland, 1982; Gilliland e Schneider, 1984] hanno mostrato effetti del raffreddamento fino a diversi anni dopo le grandi eruzioni.

- Riscaldamento invernale: Robock [1981b, 1984b] ha utilizzato un modello climatico di bilancio energetico per esaminare l'andamento stagionale e latitudinale del sistema climatico in seguito alle eruzioni del monte Saint Helens ed El Chichòn: ha scoperto che il massimo raffreddamento superficiale è avvenuto in inverno nelle regioni polari di entrambi gli emisferi. Ciò è dovuto al feedback positivo del ghiaccio marino, che ha ridotto l'inerzia termica e migliorato il ciclo stagionale di raffreddamento e riscaldamento ai poli [Robock, 1983b]. I modelli di bilancio energetico, tuttavia, sono mediati zonalmente e parametrizzano la dinamica atmosferica, in termini di gradienti di temperatura. Così facendo non consentono risposte dinamiche non lineari con le strutture zonali. Mentre il feedback del ghiaccio marino/inerzia termica è indubbiamente parte del comportamento del sistema climatico, noi ora sappiamo che una risposta dinamica atmosferica alle grandi eruzioni vulcaniche, dominano la risposta climatica invernale dell'ES, producendo piuttosto il riscaldamento troposferico rispetto ad un maggiore raffreddamento sui continenti dell'ES.

3) PRINCIPALI ERUZIONI VULCANICHE VERIFICATE SI TRA IL 1800 E IL 1915

Di seguito, nella Tabella 2, sono state riportate le maggiori eruzioni vulcaniche avvenute negli ultimi 250 anni. Come riportato nell'introduzione, ci soffermeremo solo su alcune grandi eruzioni avvenute tra il XIX e il XX secolo.

<i>Volcano</i>	<i>Year of Eruption</i>	<i>VEI</i>	<i>DVI/E_{max}</i>	<i>IVI</i>
Grimsvotn [Lakagigar], Iceland	1783	4	2300	0.19
Tambora, Sumbawa, Indonesia	1815	7	3000	0.50
Cosiguina, Nicaragua	1835	5	4000	0.11
Askja, Iceland	1875	5	1000	0.01*
Krakatau, Indonesia	1883	6	1000	0.12
Okataina [Tarawera], North Island, New Zealand	1886	5	800	0.04
Santa Maria, Guatemala	1902	6	600	0.05
Ksudach, Kamchatka, Russia	1907	5	500	0.02
Novarupta [Katmai], Alaska, United States	1912	6	500	0.15
Agung, Bali, Indonesia	1963	4	800	0.06
Mount St. Helens, Washington, United States	1980	5	500	0.00
El Chichón, Chiapas, Mexico	1982	5	800	0.06
Mount Pinatubo, Luzon, Philippines	1991	6	1000	...

Tabella 2. Principali eruzioni vulcaniche negli ultimi 250 anni. (Robock, A. (2000). "Eruzioni vulcaniche e clima" Rev. Geophys., vol. 38(2), pp. 191–219)

3.1) ERUZIONE DEL TAMBORA

Il Tambora forma la penisola di Sanggar, che si trova a Sumbawa, una delle isole in prevalenza vulcaniche che sorgono nel Mar di Flores, in Indonesia. Sembra che esso fosse considerato spento (persino che potesse essere una montagna non di origine vulcanica) fino al 1812, quando cominciò a rombare e a emettere piccole nubi di cenere, segno evidente che il magma stava cominciando a salire in superficie. Tre anni dopo, la sera di mercoledì 5 aprile, incominciò la prima eruzione importante, che si protrasse per 2 ore. Analizzando attentamente il modello di dispersione dei frammenti litici (clasti accidentali, provenienti dall'erosione del condotto e della bocca del vulcano piuttosto che da nuovo magma) nello strato di tefra prodottosi in seguito a questo evento, [Sigurdsson e Carey, 1989] ritengono che l'intensità dell'eruzione sia stata superiore ai 108 kg s⁻¹ e che la colonna eruttiva abbia raggiunto i 33 km al di sopra del livello del mare; la grandezza (la massa totale) dell'eruzione sarebbe stata di 1.11 x 10¹² kg.

Dopo una pausa dell'attività, una seconda grande eruzione ebbe inizio intorno alle 19.00 (ora locale) di lunedì 10 aprile. L'evento si protrasse per meno di 3 ore ma fu più forte, con un tasso eruttivo stimato di circa 3 x 10⁸ kg s⁻¹ e una nube eruttiva alta 43 km [Sigurdsson e Carey, 1989]. Si ritiene che questa altezza, nei due millenni passati, possa essere stata superata solo dall'eruzione

“ultra-pliniana” del Taupo (Nuova Zelanda) del 181 d.C. (che si calcola abbia raggiunto i 51 km; [Sigurdsson e Carey, 1989]). Seguì, poco prima delle 20.00, il collasso gravitazionale a “fontana” della colonna eruttiva convettiva centrale, probabilmente appena la bocca eruttiva si allargò e il contenuto d’acqua del magma diminuì. Una forte «tromba d’aria», probabilmente consistente in uno o più flussi piroclastici, raggiunse rapidamente Sanggar e distrusse il villaggio. Nei successivi 3-4 giorni circa 50 km³ di magma si riversarono dalla montagna sotto forma di flussi di pomici, distruggendo il villaggio di Tambora e generando immense nubi coignimbricche. Il 40% della massa del deposito che ne derivò, è da attribuirsi alla ricaduta delle ceneri di queste nubi [Sigurdsson e Carey, 1989]⁹.

3.1.1) Impatto sul clima e l’atmosfera

La massa di zolfo immessa nella stratosfera dall’eruzione del Tambora è stata stimata secondo svariati metodi indipendenti, tra cui la modellizzazione delle concentrazioni di solfati nelle carote di ghiaccio polare, le misurazioni petrologiche del tefra del 1815 e l’analisi dei fenomeni ottici nell’atmosfera. L’ordine di grandezza dei risultati varia ma, escludendo le stime più alte e più basse, le cifre si aggirano in media attorno ai 60 Tg [teragrammi, n.d.t.] di zolfo, vale a dire sei volte la quantità di zolfo immessa nell’atmosfera dall’eruzione del Pinantubo del 1991 (Read et al., 1993). Si può senza dubbio ritenere che questa quantità di zolfo, abbia avuto un forte impatto sul clima della regione e livello globale. Ci sono molte prove della situazione meteorologica estrema determinatasi nel 1816, specialmente in primavera e in estate, nelle regioni nordorientali dell’America settentrionale e in gran parte dell’Europa.

Successivi e più recenti studi dendrocronologici condotti da Briffa et al. (1998) hanno confermato questi raffreddamenti estivi su entrambe le sponde dell’Atlantico. Nella ricostruzione che essi fanno delle temperature estive nell’emisfero settentrionale, il 1816 è uno degli anni più freddi degli ultimi sei secoli, secondo solo al 1601 (l’anno dopo l’eruzione dell’Huaynaputina in Perù).

Nell’emisfero settentrionale anche le estati del 1817 e del 1818 sono state fredde in modo anomalo (occupano rispettivamente il quinto e il ventiduesimo posto nella serie di dati che copre 600 anni).

⁹ Oppenheimer, Clive (2016). "L'eruzione del vulcano Tambora nel 1815: le conseguenze sul clima, l'ambiente e l'uomo." pp. 7-53. Doi: 10.3280/RISO2016-002001

3.2) ERUZIONE DEL KRAKATOA

L'eruzione del Krakatoa del 1883 fu un violentissimo evento eruttivo del vulcano indonesiano Krakatoa, la cui fase terminale parossistica, ebbe luogo nell'agosto del 1883.

Fu una delle maggiori eruzioni vulcaniche avvenute in tempi storici: sviluppò una potenza di 200 megatoni, espellendo circa 21 km³ di roccia, cenere e pietra pomice, generando un boato tra i più forti mai percepiti dall'essere umano. L'esplosione del cataclisma fu distintamente udita fino ad Alice Springs in Australia, a Rodrigues, vicino all'isola Mauritius e il riverbero delle onde atmosferiche fu avvertito in tutto il mondo. Il Krakatoa era rimasto inattivo per due secoli prima che si manifestasse l'inizio dell'eruzione il 20 maggio 1883. Per diversi anni prima di questa eruzione, si erano verificati fortissimi maremoti e gli effetti di alcuni di questi erano stati avvertiti anche in Australia. L'eruzione iniziò con emissioni di vapore e ceneri dal cono del Perboewatan che raggiunsero un'altezza di quasi 11 chilometri. Nel corso dei mesi di giugno e luglio, il vulcano Perboewatan continuò ad eruttare e nelle acque dello stretto della Sonda, furono visti galleggiare blocchi di pomice. L'11 agosto tre aperture eruttavano regolarmente dal vulcano. In questo periodo le maree furono stranamente alte (molte imbarcazioni ormeggiate affondarono) ed erano ordinari anche fenomeni come il frantumarsi improvviso di finestre. L'11 agosto ebbe inizio un'eruzione di più ampia portata, con una colonna eruttiva carica di cenere proveniente da 11 aperture. Il 24 agosto l'eruzione si intensificò; il culmine del cataclisma iniziò domenica 26 agosto verso mezzogiorno: le nuvole di cenere generate dall'eruzione raggiunsero un'altezza di 36 km e si verificò il primo tsunami.

Il 27 agosto altre eruzioni avvennero alle 5:30, alle 6:45, alle 8:20 e alle 10:02 ora locale. L'ultima di queste eruzioni, aprì delle fessure nella roccia del vulcano: in questo modo l'acqua del mare si riversò nella camera magmatica, vaporizzandosi e provocando l'esplosione che distrusse gran parte dell'isola. Il boato fu avvertito fino in Australia, lontana 3500 km (2200 miglia) e nell'isola di Rodrigues, vicino a Mauritius, lontana 4800 km (3000 miglia). Fu il rumore più forte registrato nella storia: tale primato è però conteso dal suono generato dall'eruzione del monte Tambora nel 1815, sempre nell'arcipelago indonesiano.

3.2.1) Impatto sul clima e l'atmosfera

Un brusco calo del contenuto di calore nelle simulazioni con V (Fig. 6a) seguono l'eruzione del Krakatoa del 1883, aumentata poi da molte più piccole eruzioni (in scala) del 1886 e 1888. Aerosol vulcanici disperdono e assorbono la luce solare e provocano il raffreddamento anomalo della temperatura della superficie dell'oceano. Questo è gradualmente trascinato in strati più profondi,

dove persiste per decenni (Fig. 6b). Sebbene il riscaldamento superficiale alla fine del XX secolo sia evidente in tutte le simulazioni V, un raffreddamento anomalo è rimasto distinguibile in quell'epoca.

Nei modelli simulati, il Krakatoa ha effetti di lunga durata, compensando una grande frazione dei cambiamenti di temperatura dell'oceano e la dilatazione termica causata dall'influenza dell'attività antropica del ventesimo secolo. Questi risultati presentano attuali incertezze nei modelli climatici e nelle forzanti storiche applicate. Includere una forzante vulcanica dal Krakatoa (e implicitamente, anche da eruzioni precedenti) è importante per una simulazione affidabile in riferimento agli aumenti storici nel contenuto di calore dell'oceano e nella variazione del livello del mare, dovuto alla dilatazione termica¹⁰.

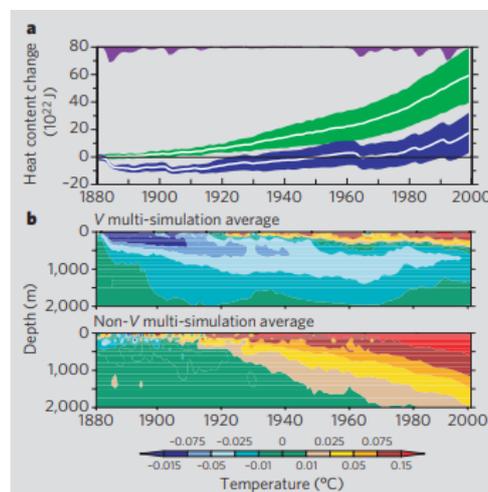


Figura 6. Simulazioni con e senza forzante vulcanica (1880–2000).

a) Cambiamento della temperatura globale dell'oceano. L'ombreggiatura rappresenta il ± 1 s.d. range di simulazioni con (blu) e senza (verde) forzante vulcanica, V, circa i corrispondenti mezzi di multi-simulazione (linee bianche). L'ombreggiatura viola in alto è una stima delle variazioni nella quantità di polvere vulcanica nella stratosfera, una misura della riduzione luce solare che raggiunge la superficie terrestre (scala arbitraria).

b) Anomalie globali della temperatura dell'oceano in funzione della profondità per le simulazioni con e senza V. L'inter-simulazione s.d. (non mostrato) diminuisce con la profondità, aumenta con il tempo, ed è generalmente maggiore per le simulazioni con V. (foto presa dallo studio di P. J. Gleckler, T. M. L. Wigley, B. D. Santer, J. M. Gregory, K. AchutaRao and K. E. Taylor (2006) "Krakatoa's signature persists in the ocean").

3.3) ERUZIONE DEL NOVARUPTA

Il 6 giugno 1912 ebbe inizio la più grande eruzione vulcanica del XX secolo e una delle più grandi nella storia, dopo quella del Tambora nel 1815: l'eruzione del vulcano Novarupta, situato in una remota regione del sud-ovest dell'Alaska, negli Stati Uniti.

Il Novarupta fa parte dell'Arco Vulcanico delle Aleutine, una catena di vulcani che si estende dal

¹⁰ P. J. Gleckler, T. M. L. Wigley, B. D. Santer, J. M. Gregory, K. AchutaRao and K. E. Taylor (2006) "Krakatoa's signature persists in the ocean". Nature 496, pp. 675. Doi: 10.1038/439675a

centro-sud dell'Alaska, fino all'estremità occidentale delle isole Aleutine (Figura 7). Questa regione è una delle aree vulcaniche più attive al mondo, inclusa nella Cintura di Fuoco che circonda il Pacifico e che segna i confini delle placche litosferiche in movimento.

L'eruzione del 1912 fu preceduta da forti terremoti che furono avvertiti alcuni giorni prima, il 4 e 5 giugno, nei villaggi lungo la costa nello stretto di Shelikof, a pochi chilometri di distanza dalla sommità del vulcano. La mattina del 6 giugno alcune esplosioni furono udite fino a Seldovia, distante 230 km dal vulcano, mentre, alle 13:00 dello stesso giorno, un'imponente nube eruttiva fu avvistata in direzione del vicino Monte Katmai dagli uomini dell'equipaggio del piroscafo Dora, che si trovava nello stretto di Shelikof.

Per 60 ore, una massiccia caduta di cenere e ingenti emissioni di gas sulfurei, colpirono i villaggi a sudest del vulcano, fino a centinaia di chilometri di distanza. A causa dell'interruzione delle comunicazioni radio e di una visibilità prossima allo zero, le popolazioni colpite furono praticamente tagliate fuori dal resto del mondo.

Sull'isola di Kodiak, distante circa 160 km dalla bocca eruttiva, l'oscurità fu così totale, che una lanterna tenuta ad un braccio di distanza era a malapena visibile. I depositi di cenere vulcanica, spessi fino a 30 cm, fecero crollare i tetti degli edifici, mentre valanghe di fango e cenere provenienti dalle pendici delle colline vicine, distrussero diverse strutture. Alcuni edifici presero fuoco a causa dei fulmini che si generarono nella nube eruttiva. L'aria divenne irrespirabile e l'acqua non potabile. Diversi villaggi circostanti subirono la stessa sorte e furono abbandonati per sempre.

L'impatto dell'eruzione si estese anche al resto del pianeta. La nube eruttiva superò i 30 km di altezza e la cenere vulcanica, trasportata dai venti stratosferici, fece il giro del mondo. La vasta quantità di cenere e gas vulcanici immessi nell'atmosfera, fu responsabile non soltanto di tramonti straordinariamente intensi e luminosi, ma, schermando i raggi solari, abbassò le temperature medie di circa 1°C nell'emisfero settentrionale per oltre un anno.

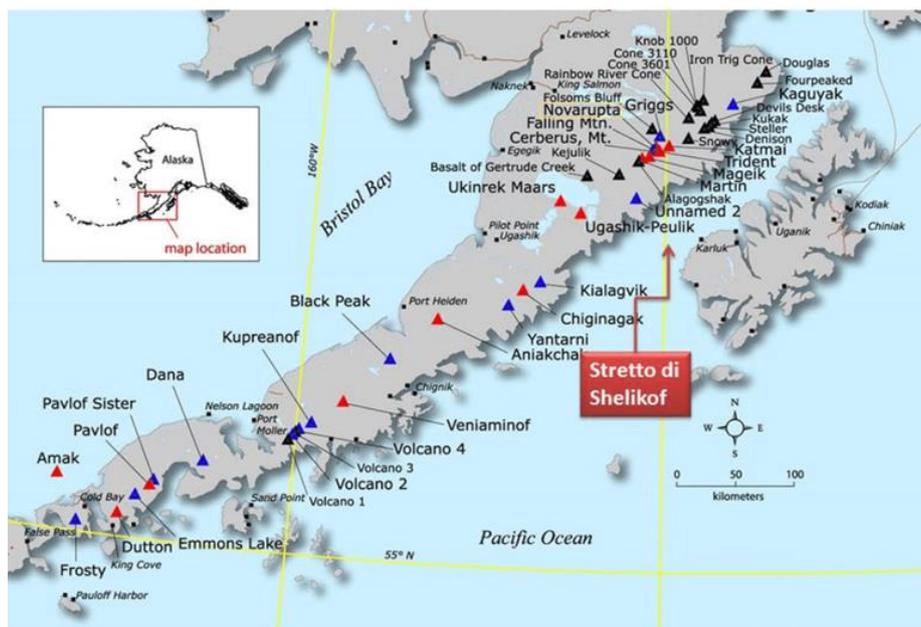


Figura 7. Mappa dei vulcani attivi della penisola dell'Alaska. (INGV vulcani)

4) INFLUENZA DELL'ATTIVITA' VULCANICA SUL CICLO DEL MERCURIO

I vulcani attivi rilasciano grandi quantità di materiali volatili nell'atmosfera sotto forma di gas e aerosol (e.g. *Oppenheimer et al., 2003; Mather et al., 2003a*). Gran parte di questo materiale viene trasportato in alto nell'atmosfera, in pennacchi che vanno dalle scie traslucide ricche di gas viste sopra vulcani non in eruzione, "a degasaggio passivo"; alle colonne ricche di cenere associate ad eruzioni esplosive. Le emissioni vulcaniche costituiscono una fonte naturale significativa per molte specie chimiche. Oltre al rilascio di SO₂, HCl e HF per i quali vulcani sono ben noti, emettono anche notevoli quantità di particelle tossiche volatili di metalli e metalloidi nell'atmosfera e negli oceani (e.g. *Nriagu, 1989; Rubin, 1997*). Per questi elementi volatili, un elemento essenziale per comprendere il loro ciclo biogeochimico globale, è la quantificazione dei tassi di emissione da diverse fonti naturali.

La volatilità e la durata prolungata del Hg⁰ elementare garantisce che il mercurio sia ampiamente disperso nell'atmosfera (e.g. *Lindqvist et al., 1991; Mason et al., 1994; Lamborg et al., 2002a, b*). Anche se presente solo in tracce nella troposfera, il mercurio è fortemente concentrato durante i processi biologici successivi alla deposizione. Questo, combinato con la sua tossicità, significa che il mercurio è di notevole preoccupazione ambientale (*Lindqvist et al., 1991; Fitzgerald et al., 1998; Jackson, 1997*). Mentre c'è una misura di accordo sulle emissioni totali naturali del mercurio (B1000–3000 Mg Hg/anno; e.g. *Nriagu, 1989; Lindqvist et al., 1991; Mason et al., 1994; Seigneur et al., 2001; Lamborg et al., 2002a*), l'entità del contributo vulcanico ai bilanci globali del mercurio,

rimane altamente incerto. Non ci sono però molti dubbi che le emissioni vulcaniche sono ricche di Hg (*Eshleman et al., 1971; Varekamp e Buseck, 1981; Phelan et al., 1982*). È particolarmente importante comprendere la portata delle emissioni vulcaniche di mercurio poiché i vulcani rilasciano una parte significativa delle loro emissioni nella troposfera, dove possono essere presenti sia gas che aerosol con stazionamento prolungato (*e.g. Mather et al., 2003a*). Altre fonti naturali di emissione di mercurio (degasaggio del suolo ed evasione dalle superfici acquatiche) riguardano principalmente rilasci di Hg⁰ nella stratosfera (*e.g. Mason et al., 1994*). Possono verificarsi anche emissioni vulcaniche ricche di gas reattivi (Hg^{II}) e forme di mercurio particolato (Hg_p) (*e.g. McMurtry et al., 1979*), che devono essere quantificati se l'andamento globale della distribuzione del mercurio atmosferico e la sua speciazione possono essere descritti (*e.g. Lee et al., 2001; Ryaboshapko et al., 2002*).

Oltre ad avere effetti globali, le emissioni vulcaniche sono significative anche su scala regionale. In alcune zone del globo, un singolo vulcano persistentemente attivo può agire come la più importante fonte di inquinamento locale (*e.g. emissioni di SO₂ dal vulcano Etna, in Sicilia, nel Mediterraneo e nell'Europa occidentale, Simpson et al., 1999*). Altrove si estendono catene di vulcani attivi migliaia di chilometri, con il potenziale di ampia diffusione e rilascio a lungo termine di inquinanti gassosi come SO₂. È possibile che lo stesso valga per le emissioni di metalli pesanti. Precedenti valutazioni dell'inventario del mercurio vulcanico sono riassunte nella Tabella 3. Il principale focus si trova nelle emissioni dei vulcani attivi. Questo include le emissioni di gas rilasciate ad alta temperatura durante un'esplosione ricca di ceneri, emissioni associate a eruzioni non esplosive di lava e anche alle emissioni di gas rilasciati dal magma bollente che potrebbe non essere in eruzione, ma che è esposto o vicino alla superficie, o all'interno di una bocca vulcanica. Noi non consideriamo i flussi di mercurio provenienti dal settore "geotermico", in quanto sistemi associati a vulcani estinti. I flussi geotermici sono altamente incerti e difficili da quantificare (*e.g. Gustin, 2003*), ma probabilmente emettono meno di 60 Mg Hg/anno (*Varekamp e Buseck, 1986; Nriagu e Becker, 2003*).

Source	Emission rate, Mg Hg/yr	Hg/SO ₂ Explosive eruptions	Hg/SO ₂ Non-explosive
Anderson (1975)	100	n/a	n/a
Varekamp and Buseck (1986)	830 (passive degassing: 30 Mg/yr)	10 ⁻⁴	3.7 × 10 ⁻⁶
Nriagu (1989)	500 ^a (range 30–1000)	10 ⁻⁶ –2 × 10 ⁻⁵	10 ⁻⁶ –2 × 10 ⁻⁵
Ferrara et al. (2000)	0.6–1.3 ^b	~ 1.5 × 10 ⁻⁷	~ 1.5 × 10 ⁻⁷
Nriagu and Becker (2003)	112 ^c (passive degassing: 46 Mg/yr)	5.9 × 10 ⁻⁶	1.2 × 10 ⁻⁵

^aCorrected here for a 50% overestimate of global volcanic SO₂ fluxes in the original paper (see *Mather et al., 2003a*).

^bBased on measurements of the fumarolic plume from Vulcano, Italy; see text.

^cInventory neglects large explosive eruptions and is generally incomplete; see *Mather and Pyle (2003)*.

Tabella 3. Stime precedenti del livello globale di emissione del mercurio. (Tabella presa dallo studio di D.M. Pyle, T.A. Mather (2003). "The importance of volcanic emissions for the global atmospheric mercury cycle")

Dalla tabella 3 risulta chiaro che esiste un notevole intervallo nelle stime del flusso totale di mercurio dai vulcani. Alcuni autori hanno suggerito che il mercurio vulcanico nelle emissioni sono sostanziali (>500 Mg/anno; e.g. *Varekamp e Buseck, 1986; Nriagu, 1989*); altri sostengono che le emissioni globali di mercurio vulcanico sono insignificanti (<1,3 Mg/anno; e.g. *Ferrara et al., 2000; Pirrone et al., 2001*). Mentre recentemente sono stati fatti sforzi per sviluppare inventari delle emissioni di metalli da parte dei vulcani (e.g. *Nriagu, 1989; Hinkley et al., 1999; Nriagu e Becker, 2003*), questo lavoro rimane incompleto. Le differenze dagli inventari precedenti riflettono principalmente la scarsità di dati appropriati sul mercurio nelle emissioni vulcaniche; i vari modi in cui i diversi autori hanno tentato di valutare i flussi dovuti ai diversi stili di attività vulcanica (e.g., degassamento da vulcani "passivi"; da vulcani non esplosivi ma in eruzione intermittente; ed eruzioni violentemente esplosive) e il modo in cui gli autori precedenti interpretavano i dati pubblicati sul mercurio vulcanico. Anche gli inventari precedenti non hanno considerato i recenti dati provenienti da archivi naturali di deposizione di mercurio (e.g. torbiere, *Roos-Barraclough et al., 2002*; e carote di ghiaccio, *Schuster et al., 2002*) o misurazioni atmosferiche dirette lontane da vulcani attivi (e.g. *Krischke et al., 2000; Temme et al., 2003*), che rivelano eventi di deposizione transitoria, o concentrazione massima di Hg, che sono più plausibilmente correlati alle eruzioni vulcaniche. Queste osservazioni offrono prove fondamentali dell'importanza del vulcanismo per il ciclo globale del mercurio¹¹.

5) ANELLI DI ACCRESCIMENTO

Un anello di accrescimento (o anello legnoso) è lo strato di tessuto legnoso prodotto nel corso di un periodo vegetativo da una pianta legnosa. L'attività periodica del cambio dell'albero produce una serie di anelli concentrici intorno al midollo, ben visibili in sezione trasversale del fusto. Ogni anello è generalmente costituito da una porzione primaverile (legno primaticcio) ed una estiva (legno tardivo), chiaramente distinguibili, sia a livello macroscopico, che microscopico.

L'accrescimento diametrico non è costante nel tempo, lo spessore delle cerchie annuali dipende da molti fattori, difficili talvolta da individuare e riconoscere.

In primo luogo, i caratteri ereditari, determinati dal patrimonio genetico della specie legnosa, influenzano la tipologia e le caratteristiche dell'anello.

¹¹ D.M. Pyle, T.A. Mather (2003). "The importance of volcanic emissions for the global atmospheric mercury cycle", *Atmospheric Environment* 37, Elsevier, pp. 5115-5124. Doi: 10.1016/j.atmosenv.2003.07.011

Numerose sono le leggi fisiologiche che regolano l'accrescimento degli alberi, in particolare l'accrescimento corrente, aumenta fino ad un massimo per poi decrescere progressivamente, in condizioni ambientali considerate normali. Questo spiega la rapida crescita, in uno stadio giovanile, caratterizzata da anelli di grandi dimensioni, mentre l'accrescimento finale di piante mature è accompagnato da anelli molto stretti. Questo fenomeno è da ricollegare ad una maggiore quantità di foglie prodotte in fase giovanile con conseguente incremento della superficie fotosinteticamente attiva, che permette l'accumulo di una maggiore quantità di carboidrati necessari alla crescita dell'anello.

Importanza fondamentale assumono poi le caratteristiche stazionali, tra le quali: la quota, l'esposizione, la pendenza, la composizione rocciosa e del suolo. Queste non caratterizzano un breve periodo di crescita ma bensì influenzano tutta la vita di una pianta accelerandone o rallentandone l'accrescimento. Le variabili in continua evoluzione, come il clima, hanno rilevanza se considerate annualmente e non come variazioni di temperatura e precipitazioni stagionali. Condizioni stazionali migliori permettono lo sviluppo di anelli con ampiezza maggiore. Risulta poi differente considerare un individuo isolato, rispetto ad uno inserito all'interno di una cenosi vegetale, che determina concorrenza con altre specie e individui. Infine, vanno considerati i possibili danni meteorologici, ad esempio, causati dalla grandine sulla chioma, gli attacchi parassitari e gli interventi antropici che possono alterare lo sviluppo degli anelli. L'interazione di queste variabili, fa sì che l'ampiezza degli anelli non possa essere considerata come un carattere diagnostico per il riconoscimento delle specie legnose¹².

La dendrocronologia è la scienza che “studia il tempo mediante gli alberi” (dal greco *dendron* = albero, *chronos* = tempo e *logos* = scienza di) ovvero utilizza gli anelli annuali di accrescimento delle specie legnose, per datarne la formazione e per ricostruirne la storia. Nei climi temperati e boreali, l'attività vegetativa delle piante si alterna a netti periodi di riposo determinando una chiara successione di anelli legnosi visibili nella sezione trasversale di un tronco, ognuno dei quali corrisponde ad un anno di vita della pianta. È così possibile sia conoscere l'età delle piante (datazione relativa) sia, in particolari casi, assegnare l'anno di formazione di ciascun anello, determinando con precisione cronologica la probabile data di nascita e/o di morte delle piante (datazione assoluta). I campioni analizzabili devono presentare preferibilmente una sezione trasversale del legno che consenta la migliore lettura degli anelli.

¹² Anello di accrescimento. (11 luglio 2023). Wikipedia, L'enciclopedia libera. Tratto da: [//it.wikipedia.org/w/index.php?title=Anello_di_accrescimento&oldid=134415120](https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Anello_di_accrescimento&oldid=134415120).

Possono essere ottenuti, qualora si tratti di piante a terra o da abbattere, tagliando una rotella dello spessore di pochi centimetri nella parte basale del tronco, oppure con metodo non distruttivo da piante vive, mediante la trivella di Pressler, che estrae campioni cilindrici con sezione di pochi mm.

L'ampiezza degli anelli è un carattere variabile e dipende oltre che dalla specie botanica, dalla combinazione di più fattori di origine naturale o antropica, alcuni ad azione continua (età, clima, suolo) ed altri discontinua (stress idrici, agenti patogeni, competizione inter e intra specifica, danni meteorici, incendi ecc.). Gli alberi pertanto registrano annualmente i fattori favorevoli o sfavorevoli al loro processo di accrescimento. In modo molto semplicistico si potrebbe dire che anelli stretti indicano annate complessivamente sfavorevoli e anelli larghi annate favorevoli. Misurando l'ampiezza degli anelli, possiamo costruire delle serie storiche, dette cronologie, che rappresentano l'accrescimento radiale dell'albero nel tempo. L'analisi comparativa delle curve di accrescimento di più campioni della stessa specie (anche di provenienze diverse), mediante la loro sovrapposizione (visiva e statistica) consente di individuare gli andamenti che hanno in comune. Quando tale operazione ha successo, le curve si definiscono sincronizzate e quindi mediabili tra loro. Se il confronto avviene fra una serie datata ed una non datata, nel momento in cui avviene la sincronizzazione abbiamo anche la datazione automatica di quella che ne era priva. Questa metodologia, detta cross-dating (interdatazione o datazione incrociata), permette anche di collegare tra loro campioni di legno di epoche diverse, attraverso la collocazione esatta nel tempo di ciascun anello annuale. Con tecniche di questo tipo sono state costruite serie plurimillinarie (anche 10-15.000 anni) in Europa. In Italia esistono cronologie millenarie di riferimento del larice (*Larix decidua Mill.*) dell'Italia nord-orientale per il periodo che va dal 781 d.C. al 1985 d.C.¹³.

6) DENDROCHIMICA

La dendrocronologia ha aiutato nella comprensione dei processi storici, sia naturali, come le ricostruzioni climatiche e future previsioni di crescita basate sul clima nella dendroclimatologia e attraverso l'attività antropica come la datazione di strutture in legno in dendroarcheologia. Negli ultimi 50 anni, è emersa una nuova sottodisciplina della dendrocronologia, che utilizza le concentrazioni elementari all'interno degli anelli di accrescimento degli alberi, per creare una sequenza temporale dei cambiamenti nella chimica ambientale: la dendrochimica. La dendrochimica offre l'opportunità di guardare indietro e valutare i cambiamenti nella chimica

¹³ Anelli legnosi e dendrocronologia, Università degli studi di Napoli Federico II. Available at: <https://www.docenti.unina.it/webdocenti-be/allegati/materiale-didattico/624210>

dell'ambiente in cui crescono gli alberi.

Questo è particolarmente utile quando registrazioni di contaminazione ambientale o altri indicatori dei cambiamenti nella chimica ambientale, non sono disponibili. Il campionamento sul campo è spesso poco costoso e può richiedere una formazione, strumenti e tempo minimi, il che lo rende un ideale metodo di screening per analizzare potenziali eventi di contaminazione.

Sebbene promettente, la dendrochimica non è priva di difficoltà e incoerenze. Fin dalle prime applicazioni della dendrochimica, i ricercatori del settore hanno continuato a lavorare su ulteriori ricerche per comprendere appieno la traslocazione e l'assorbimento dei diversi elementi da parte di specie arboree specifiche. Le ragioni principali della cautela provengono dal riconoscere che la crescita degli alberi e l'assorbimento degli elementi dipendono da molti fattori. Nel 1993, Cutter e Guyette pubblicarono un articolo formativo sulle molte diverse influenze sull'assorbimento degli elementi da parte degli alberi che, secondo loro, deve essere preso in considerazione quando si conduce uno studio sulla dendrochimica. Il documento di revisione si è concentrato su molte influenze dell'assorbimento degli elementi degli alberi, compresi fattori basati sull'habitat, come il tipo e la profondità del suolo o l'ampiezza ecologica di una specie, fattori basati sullo xilema e fattori che influenzano gli elementi presenti.

Le raccomandazioni formulate da Cutter e Guyette hanno fornito un quadro per i futuri studi dendrochimici per delineare i potenziali impatti del modo in cui vengono progettati gli esperimenti e quali elementi e specie arboree vengono studiate.

La maggior parte degli attuali studi di dendrochimica si stanno espandendo rispetto alle ricerche nelle precedenti aree, per concentrarsi su nuovi elementi e specie di interesse. Secondo gli autori, le principali aree di ricerca attuale includono i metalli pesanti e la ricerca di isotopi del legno. Mentre i concetti di tracciamento dei metalli pesanti e degli isotopi nel tempo utilizzando gli anelli di accrescimento degli alberi non sono una novità, la capacità dei ricercatori di utilizzare nuove metodologie, con un rilevamento più preciso di limiti o tempi di acquisizione più rapidi per consentire l'elaborazione di un numero maggiore di campioni, aggiunge nuovi elementi e possibilità di ricerca¹⁴.

¹⁴ C. M. Canning, C.P. Laroque, D. Muir (2023) "Critical Analysis of the Past, Present, and Future of Dendrochemistry: A Systematic Literature Review" *Forests* 14,1997 Doi: 10.3390/f14101997

7) MATERIALI E METODI

Le concentrazioni di mercurio sono state misurate utilizzando un analizzatore di mercurio portatile con il pirolizzatore PYRO-915 presso l'Università di Wuhan. I campioni sono stati polverizzati con un mortaio d'agata, è stata pesata poi un'aliquota di 50–250 mg in una barchetta di vetro, prima di essere posta nel pirolizzatore e riscaldata a 700 °C. Il mercurio elementare volatilizzato è stato quantificato mediante spettrometria di assorbimento atomico. All'inizio di ogni analisi e durante le sequenze di misurazione (ogni 10 campioni), sono stati analizzati gli standard, utilizzando masse comprese tra 10 e 90 mg, per calibrare lo spettrometro. Gli standard analizzati indicano che la riproducibilità era generalmente migliore del 10% per le concentrazioni di Hg.

7.1) SPETTROMETRIA DI ASSORBIMENTO ATOMICO

Questa tecnica si basa sulla capacità degli atomi di assorbire energia da radiazioni elettromagnetiche di specifica frequenza. La quantità di energia assorbita può essere messa in relazione con la concentrazione dell'elemento in esame, secondo la legge di Lambert e Beer. L'elemento da analizzare viene portato allo stato di vapore atomico per dissociazione termica, ottenuta mediante una fiamma o per riscaldamento elettrico di un fornello di grafite (ETA-AAS). Il pregio principale delle tecniche di assorbimento atomico è quello della assoluta specificità e la quasi totale assenza di interferenze spettrali. Il metodo basato sull'atomizzazione in fiamma è senz'altro più veloce (pochi secondi per analisi), più semplice e soggetto a minori interferenze chimiche rispetto alla tecnica con fornello di grafite. Tuttavia esso presenta un potere di rivelabilità limitato per la maggior parte degli elementi e richiede quantità di campione relativamente elevate. L'introduzione della tecnica ETA-AAS ha rivoluzionato il settore dell'analisi degli elementi in traccia mettendo a disposizione una tecnica semplice, di possibile uso routinario, in grado però di raggiungere limiti di rilevazione estremamente bassi. Oltre ai già citati vantaggi di potere di rivelabilità, specificità e semplicità di analisi, si deve ricordare che sono richiesti piccoli volumi di campione (dell'ordine di 10 µl o poco più) e che i tempi di analisi sono relativamente brevi (2-3 minuti per campione). Il principale problema è dovuto alla presenza di accentuate interferenze chimiche, che possono in parte essere eliminate mediante l'uso di correttori del fondo e di modificanti di matrice. Esse però impongono spesso anche l'uso di standards di calibrazione preparati nella stessa matrice dell'analita. Un notevole passo in avanti è stato fatto con l'introduzione della piattaforma a temperatura stabilizzata (STPF), che ha reso la metodica quasi completamente svincolata, dalle interferenze di carattere non spettrale. Per raggiungere l'equilibrio termico in un fornello riscaldato a impulsi elettrici, il campione deve essere atomizzato,

posto su di una piattaforma (piattaforma di l'vov) inserito nel tubo di grafite, con una velocità di riscaldamento molto alta e a flusso di gas interrotto o ridotto. L'uso di modificatori di matrice (cioè di reagenti aggiunti in largo eccesso per formare composti stabili con l'analita in modo da ritardarne la volatilizzazione) esalta questo effetto ed è parte integrante del sistema STPF. I modificatori di matrice o di analita stabilizzano l'elemento da determinare, in modo da poter applicare una elevata temperatura di pirolisi, per rimuovere la maggior parte della matrice prima dell'atomizzazione del metallo. Un buon modificatore deve stabilizzare il metallo per permettere un'alta temperatura di pirolisi; non deve contribuire significativamente all'assorbimento da parte del fondo (meglio se lo riduce); deve essere disponibile ad elevato grado di purezza (non contenere, cioè, esso stesso l'analita) e non deve essere costituito da elementi che debbano essere in seguito determinati a basse concentrazioni (a causa di possibili effetti sulla memoria)¹⁵.

7.2) PIROLIZZATORE PYRO-915

Il pirolizzatore PYRO-915+ è stato sviluppato per la determinazione diretta del mercurio al livello di pochissimi $\mu\text{g}/\text{kg}$ (senza necessità di pretrattare il campione) in campioni solidi anche a matrice organica complessa. Il sistema a doppia camera consente l'evaporazione dei campioni liquidi e la pirolisi di quelli solidi nel primo stadio; nel secondo stadio, grazie al riscaldamento fino a 800°C , tutti i composti di mercurio vengono dissociati separandoli da ogni interferenza, compresi fumo e composti vari, rendendo il risultato estremamente preciso e ripetibile. Il funzionamento si basa sull'atomizzazione del mercurio contenuto nel campione grazie alla decomposizione termica all'interno del pirolizzatore PYRO-915+ e sulla successiva misurazione dell'assorbimento della radiazione di 254 nm utilizzando la correzione Zeeman per l'assorbimento del rumore di fondo. I vantaggi che questo strumento presenta sono:

- Determinazione unica del mercurio diretto (non sono richieste procedure di pre-trattamento) in campioni liquidi e solidi (compresi campioni organici a matrice complessa): acque reflue, sangue, prodotti alimentari, petrolio e prodotti petroliferi, sedimenti, rocce ecc.;
- Determinazione rapida del mercurio senza accumulo preliminare su una trappola d'oro;
- Ampio intervallo di misurazione dinamica: 5 ordini di grandezza;

¹⁵ Mattiello, Giorgio, and Angelo Bortoli (1995). "Analisi strumentale di elementi in traccia." ANNALI-ISTITUTO SUPERIORE DI SANITA 31. pp: 233-237.

- La temperatura variabile della camera di decomposizione consente di selezionare un'atomizzazione ottimale. Le modalità predefinite per vari tipi di campioni sono integrate nel software;
- La cella analitica riscaldata esclude le interferenze anche per un campione con un alto contenuto di sostanze organiche e cloruri;
- La funzione di riscaldamento potenziato (riscaldamento graduale dell'atomizzatore) consente di controllare la completezza del rilascio di mercurio dal campione;
- Il monitoraggio dell'assorbimento di fondo durante la misurazione, consente un'efficace selezione del peso consentito dei campioni di qualsiasi composizione, evitando così errori di analisi;
- Visualizzazione grafica della liberazione di mercurio dal campione, interfaccia per computer intuitiva;
- Il coefficiente di calibrazione viene impostato utilizzando campioni standard contenenti mercurio di qualsiasi composizione, elevata stabilità di calibrazione;
- Controllo automatico della portata d'aria, non è necessario carrier gas¹⁶.

¹⁶ ANALIZZATORE MERCURIO PER SOLIDI RA-915M/PYRO 915+. Available at:
<https://www.nuovatecnogalenica.it/prodotti/analizzatore-mercurio-per-solidi-ra-915mpyro-915/>

8) RISULTATI

Disponiamo di due serie di dati completi per gli anni 1850-1900. I dati sono stati ottenuti analizzando singoli trucioli di legno, uno per anno, da 2 campioni di legno, C125 e C131. Le analisi sono state svolte dal Prof. Jacopo Dal Corso presso la China University of Geosciences a Wuhan, Cina. Durante le misurazioni delle sostanze incognite, anche lo standard GGS9 (nominalmente 30,8 microgrammi/chilogrammo o ppb di Hg) è stato analizzato ripetutamente (circa 70 volte) e si sovrapponeva al valore atteso al massimo ± 2 p.b. I valori vuoti misurati sono sempre inferiori a 1,8 ppb e generalmente inferiori a 1 ppb.

Inoltre, sono state preparate diverse brevi sequenze preparate 2 anni fa, dalla studentessa del Prof Marco Carrer (Paulina Puchi) e analizzate nuovamente dal Prof. Jacopo Dal Corso.

Nella figura 8 è possibile osservare le concentrazioni di mercurio negli anelli di accrescimento del legno, durante un intervallo di tempo che va dal 1850 al 1900, dato che coincide con il lasso di tempo preso in considerazione ai fini della tesi.

Le eruzioni di maggior interesse durante questo periodo sono quelle di Askja (Islanda) nel 1875, del Krakatoa (Indonesia) nel 1883, di Santa Maria (Guatemala) nel 1902 e del Novarupta (Alaska) nel 1912. Sono stati analizzati i 2 campioni (C131 e C125), con gli stessi standard e stessi vuoti. Sono presenti contenuti di Hg generalmente piuttosto bassi, inferiori a 6 ppb. Tuttavia, sono evidenti 2 picchi per il campione C131. Un picco si verifica per l'anno 1870-1871 e un secondo picco per l'anno 1900. Questi picchi potrebbero corrispondere alle eruzioni di Askja e Santa Maria, (Figura 8). Tuttavia, il mercurio sembra precedere leggermente (di 2 anni) l'anno dell'eruzione. Nessun segnale chiaro è evidente per l'eruzione del Krakatoa (1883).

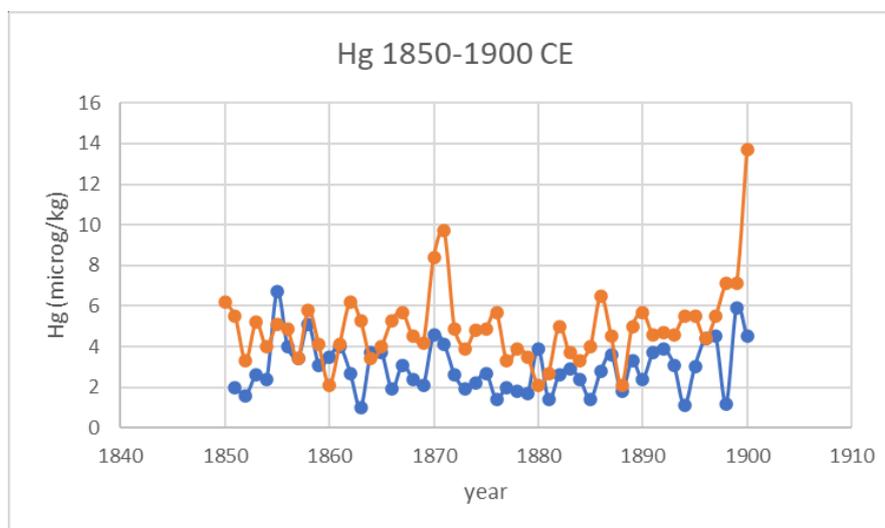


Figura 8. Concentrazione di mercurio nei 2 campioni analizzati (C131 in arancione e C125 in blu), tramite il metodo della spettrometria di assorbimento atomico e il pirolizzatore PYRO-915.

9) CONCLUSIONI

Sulla base delle ricerche condotte ai fini della presente tesi, così come esposte nei precedenti capitoli, è possibile trarre le seguenti conclusioni in ordine al rapporto tra il fenomeno del vulcanismo e l'abbassamento di temperatura riscontrato tra la fine del XIX e l'inizio del XX secolo. Attraverso lo studio analitico degli anelli di accrescimento degli alberi, in particolare del larice, è stato possibile osservare come il riscontro di una discreta concentrazione di mercurio in alcuni anelli, sia correlato con le numerose eruzioni vulcaniche avvenute tra il 1850 e il 1920. Lo studio della presenza di mercurio negli anelli di accrescimento è uno studio relativamente recente, quindi con ampio margine di miglioramento e di aggiunta di dati utili al fine di comprendere ancora meglio il peso del mercurio nei fenomeni vulcanici, e di conseguenza nel cambiamento climatico. Il vulcanismo può essere considerato una delle principali cause responsabili dell'abbassamento della temperatura media globale riscontrato in tale periodo, a causa degli effetti provocati da eruzioni vulcaniche con indice VEI superiore a 5, che hanno determinato l'immissione nell'atmosfera di grandi quantità di prodotti vulcanici, tra i quali in particolare, l'anidride solforosa, determinante per la formazione di prodotti solforati. Raggiunta l'atmosfera, l'anidride solforosa reagisce con il vapore acqueo ivi presente, portando alla formazione di un aerosol di composti solforati, che è causa di una diffusione e riflessione di parte della radiazione solare e di una conseguente riduzione della radiazione incidente che raggiunge la superficie terrestre. La conseguenza è una diminuzione della temperatura terrestre che può protrarsi da alcuni giorni sino ad alcuni anni.

A partire dal 1875 sono stati studiati numerosi episodi di vulcanismo e tra questi assume una rilevante importanza l'eruzione del vulcano Krakatoa del 1883, a seguito della quale si osservò un drastico abbassamento della temperatura globale di ben 0,5-1°C.

Un'eruzione analoga a quella vulcano Krakatoa è quella del vulcano Novarupta avvenuta nel 1912, in seguito alla quale sono state misurate temperature globali di 0,5°C inferiori alla media. Infine, l'effetto di raffreddamento provocato dalle eruzioni vulcaniche potrebbe cambiare notevolmente nei prossimi decenni a causa dei cambiamenti climatici in corso.

10) BIBLIOGRAFIA

Anello di accrescimento. (11 luglio 2023). Wikipedia, L'enciclopedia libera. Tratto da:

[//it.wikipedia.org/w/index.php?title=Anello_di_accrescimento&oldid=134415120](https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Anello_di_accrescimento&oldid=134415120).

Bertini, A. and de Vita, S. (2013) 'Ruolo dell'attività vulcanica nel quadro dei cambiamenti climatici del Quaternario', in M.A. Di Vito (ed.) *Compendio delle lezioni - L'impatto delle eruzioni vulcaniche sul paesaggio, sull'ambiente e sugli insediamenti umani*. Napoli, Italia: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, pp. 45–49.

Cintura di fuoco. (10 settembre 2023). Wikipedia, L'enciclopedia libera. Tratto da:

[//it.wikipedia.org/w/index.php?title=Cintura_di_fuoco&oldid=135400916](https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Cintura_di_fuoco&oldid=135400916).

C. M. Canning, C.P. Laroque, D. Muir (2023) "Critical Analysis of the Past, Present, and Future of Dendrochemistry: A Systematic Literature Review" *Forests* 14,1997 Doi: 10.3390/f14101997

D.M. Pyle, T.A. Mather (2003). "The importance of volcanic emissions for the global atmospheric mercury cycle", *Atmospheric Environment* 37, Elsevier, pp. 5115-5124. Doi: 10.1016/j.atmosenv.2003.07.011

Eruzione del Krakatoa del 1883. (22 aprile 2023). Wikipedia, L'enciclopedia libera. Tratto da:

[//it.wikipedia.org/w/index.php?title=Eruzione_del_Krakatoa_del_1883&oldid=133127526](https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Eruzione_del_Krakatoa_del_1883&oldid=133127526).

Fang, S.-W., et al. "Sull'additività delle risposte climatiche alle forzanti vulcaniche e solari all'inizio del XIX secolo", *Earth Syst. Dinam.*, vol.13, pp.1535–1555. Doi: 10.5194/esd-13-1535-2022

Indice di esplosività vulcanica. (24 dicembre 2023). Wikipedia, L'enciclopedia libera. Tratto da:

[//it.wikipedia.org/w/index.php?title=Indice_di_esplosivit%C3%A0_vulcanica&oldid=137027726](https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Indice_di_esplosivit%C3%A0_vulcanica&oldid=137027726).

Mattiello, Giorgio, and Angelo Bortoli (1995). "Analisi strumentale di elementi in traccia." *ANNALI-ISTITUTO SUPERIORE DI SANITÀ* 31. pp: 233-237.

Oppenheimer, Clive (2016). "L'eruzione del vulcano Tambora nel 1815: le conseguenze sul clima, l'ambiente e l'uomo." pp. 7-53. Doi: 10.3280/RISO2016-002001

P. J. Gleckler, T. M. L. Wigley, B. D. Santer, J. M. Gregory, K. AchutaRao and K. E. Taylor (2006) "Krakatoa's signature persists in the ocean". *Nature* 496, pp. 675. Doi: 10.1038/439675a

Robock, A. (2000). "Eruzioni vulcaniche e clima" *Rev. Geophys.*, vol. 38(2), pp. 191–219

Smith, T.M. et al. (2017) *Elementi di Ecologia*. Milano, Italia: Pearson Italia.

Unlu, K. & Pearson, Charlotte & Hauck, Danielle & Kuniholm, Peter. (2009) "Dating volcanic eruptions with tree-ring chemistry". *IEEE Potentials* vol. 28, pp. 36-44. Doi: 10.1109/MPOT.2009.934193

Vulcano. (27 dicembre 2023). *Wikipedia, L'enciclopedia libera*. Tratto da:
[//it.wikipedia.org/w/index.php?title=Vulcano&oldid=137061147](https://it.wikipedia.org/w/index.php?title=Vulcano&oldid=137061147).

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P. e Jetel, M., (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, vol. 30, pp. 3109-3123

11) SITOGRAFIA

ANALIZZATORE MERCURIO PER SOLIDI RA-915M/PYRO 915+. Available at:

<https://www.nuovatecnogalenica.it/prodotti/analizzatore-mercurio-per-solidi-ra-915mpyro-915/>

Anelli legnosi e dendrocronologia, Università degli studi di Napoli Federico II. Available at:

<https://www.docenti.unina.it/webdocenti-be/allegati/materiale-didattico/624210>

Eruzioni vulcaniche: come vengono classificate? I diversi tipi spiegati in dettaglio, Geopop. Available at:

<https://www.geopop.it/come-vengono-classificate-le-eruzioni-vulcaniche/>

L'antropocene spiegato: tutto sull'era geologica attuale, Wise Society. Available at:

<https://wisesociety.it/ambiente-e-scienza/antropocene/>

L'attività vulcanica, Treccani. Available at:

[https://static.treccani.it/export/sites/default/Portale/resources/multimedia/Lezioni_Geologia2/vulcani/Vulc
ani_LEZIONE.pdf](https://static.treccani.it/export/sites/default/Portale/resources/multimedia/Lezioni_Geologia2/vulcani/Vulc
ani_LEZIONE.pdf)

Lucia, P. (2023). "La Valle dei Diecimila Fiumi e l'eruzione del vulcano Novarupta in Alaska", INGV Vulcani.

Available at: <https://ingvvulcani.com/2023/06/06/leruzione-del-vulcano-novarupta-in-alaska/>

Rapporto di sintesi AR6: cambiamenti climatici 2023, IPCC (2023). Available at:

<https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-cycle/>

RINGRAZIAMENTI

Le prime persone che ci tengo a ringraziare sono i miei genitori, Carmen e Fabio, che mi hanno sempre sostenuto nelle mie scelte, nei momenti di difficoltà avuti durante questo percorso, per la fiducia che mi hanno dato e l'affetto che non hanno mai smesso di donarmi.

Tutto ciò mi ha dato la spinta necessaria per crescere come persona e migliorarmi costantemente.

Volevo ringraziare i miei compagni di corso, per le innumerevoli serate passate insieme senza pensieri, tra divertimento, castagnate, film e giochi da tavolo. Ma soprattutto per avermi fatto diventare un tesserato Trentino.

In modo particolare voglio ringraziare Giampietro, oltre che un amico, anche un confidente e fidato compagno di corse. Anche Alessia, amica e coinquilina insostituibile, per l'aiuto che mi ha dato in questi 3 anni, anche per le questioni più semplici ma soprattutto per avermi sopportato, so che è stato difficile. Vi ringrazio per aver reso questa esperienza unica.

Ringrazio Michele, amico di una vita, con cui ho condiviso tutte le mie esperienze universitarie dal primo giorno, nel bene e nel male, mi è sempre stato vicino.

Ringrazio anche Andrea, Davide e Matteo, che ho conosciuto a fondo proprio durante il periodo universitario, scoprendo delle persone fantastiche, piene di allegria e sensibili, con cui mi sono trovato bene fin da subito. Inoltre, li ringrazio anche per avermi sopportato durante i periodi delle sessioni, dove sparivo per qualche mese. Ringrazio infinitamente anche il Professore Marzoli, per la prontezza, la disponibilità e la velocità nelle risposte e per aver creduto in me.