



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

Corso di laurea triennale in Tecnologie Forestali e Ambientali

**PICCOLA ERA GLACIALE E ATTIVITÀ VULCANICA:
INTERAZIONI, CAUSE E CONSEGUENZE**

RELATORE

Prof. Andrea Marzoli

CORRELATORE

Prof. Marco Carrer

LAUREANDA

Giada Bettella

MATRICOLA N.

2000051

ANNO ACCADEMICO 2022-2023

INDICE

RIASSUNTO.....	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUZIONE	5
2. PALEOCLIMATOLOGIA: STUDIARE IL CLIMA DEL PASSATO.....	7
2.1. <i>Glaciologia – carote di ghiaccio</i>	8
2.2. <i>Dendroclimatologia</i>	9
3. MATERIALI E METODI.....	11
3.1. <i>Fluorescenza a raggi X (XRF)</i>	11
4. EVOLUZIONE DEL CLIMA SULLA TERRA NEGLI ULTIMI 1000 ANNI.....	13
4.1. <i>Alternanza di periodi climatici</i>	13
5. LA PICCOLA ERA GLACIALE (PEG).....	16
5.1. <i>Inquadramento temporale</i>	16
5.2. <i>Clima</i>	17
5.3. <i>Ipotesi delle cause</i>	18
- <i>Attività solare</i>	18
- <i>Attività vulcanica</i>	19
- <i>Circolazione termoalina</i>	21
5.4. <i>Conseguenze in Europa</i>	21
- <i>Avanzamento dei ghiacciai</i>	21
- <i>Congelamento di laghi, fiumi e mari</i>	22
6. VULCANISMO E CAMBIAMENTI CLIMATICI	25
6.1. <i>Attività vulcanica: definizione e caratteristiche</i>	25
- <i>Le fasi di un'eruzione vulcanica</i>	25
- <i>Tipi di eruzione</i>	25
- <i>Distribuzione geografica</i>	27
6.2. <i>VEI: Indice di Esplosività Vulcanica</i>	28
6.3. <i>Conseguenze sul clima</i>	29
- <i>Modificazione del ciclo diurno</i>	31
- <i>Raffreddamento del clima globale</i>	31
- <i>Riscaldamento della stratosfera</i>	32

7.	ERUZIONI VULCANICHE PIÙ IMPORTANTI DELLA PEG	33
7.1.	<i>Vulcano Reykjanes, Islanda - 1226</i>	34
7.2.	<i>Vulcano Samalas, Indonesia - 1257.....</i>	35
7.3.	<i>Vulcano Quilotoa, Ecuador - 1280</i>	37
7.4.	<i>Vulcano Kuwae, Vanuatu - 1452.....</i>	38
7.5.	<i>Vulcano Billy Mitchell, Papua Nuova Guinea – 1580</i>	39
7.6.	<i>Vulcano Huaynaputina, Perù - 1600</i>	41
7.7.	<i>Vulcano Parker, Filippine - 1641</i>	43
7.8.	<i>Vulcano Long Island, Papua Nuova Guinea – 1660.....</i>	44
7.9.	<i>Vulcano Laki, Islanda – 1783</i>	46
7.10.	<i>Vulcano Tambora, Indonesia – 1815</i>	48
8.	RISULTATI E DISCUSSIONI.....	51
9.	CONCLUSIONI	53
	BIBLIOGRAFIA	55
	SITOGRAFIA.....	61
	RINGRAZIAMENTI	63

RIASSUNTO

La Piccola Era Glaciale è un periodo di raffreddamento globale collocato tra il XIII e il XIX secolo, associato ad un avanzamento dei ghiacciai nelle principali catene montuose e al congelamento di laghi, fiumi e mari, in particolar modo nell'emisfero boreale. Questo periodo, preceduto dall'Optimum Climatico Medievale e susseguito dal riscaldamento globale del XXI secolo, è stato influenzato principalmente da una combinazione di eventi naturali: la diminuzione dell'attività solare, l'aumento dell'attività vulcanica e la diminuzione della circolazione termoalina.

L'attività vulcanica, soggetto principale di questa tesi, è in grado di modificare il clima terrestre per intervalli temporali che possono andare da qualche giorno ad anni o addirittura secoli. Se di entità superiore a 4 sulla scala VEI, le eruzioni vulcaniche causano la formazione di nubi di aerosol stratosferico che assorbono la radiazione solare e diminuiscono l'ammontare di energia solare che arriva alla Terra.

Di conseguenza, una concatenazione di eruzioni vulcaniche colossali può provocare un raffreddamento a livello planetario molto prolungato, come accadde nel caso della Piccola Era Glaciale.

Questo periodo di raffreddamento, infatti, coincide con una serie di eruzioni molto ravvicinate tra loro iniziate con i vulcani Reykjanes e Samalas, rispettivamente nel 1226 e nel 1257 e continuate con il vulcano Quilotoa, nel 1280.

Inoltre, la grande esplosione del Kuwae, con una quantità di aerosol superiore anche all'eruzione del Tambora del 1815, potrebbe aver contribuito all'innescò del Minimo di Spörer, datato tra il 1420 e il 1550. Successivamente, una serie di eruzioni vulcaniche più o meno intense, susseguitesì nel corso del XVII secolo, portò al mantenimento delle temperature al di sotto della media.

Dopo un leggero rialzo delle temperature causate da una diminuzione dell'attività vulcanica nel XVIII secolo, altre due forti esplosioni vulcaniche, generate dai vulcani Laki e Tambora, portarono all'innescò dell'ultima fase fredda della Piccola Era Glaciale.

ABSTRACT

The Little Ice Age was a period of global cooling placed between the 13th and 19th centuries, associated with advancing glaciers in major mountain ranges and freezing of lakes, rivers and seas, especially in the Northern Hemisphere. This period, preceded by the Medieval Climatic Optimum and succeeded by the global warming of the 21st century, was mainly influenced by a combination of natural events: decreased solar activity, increased volcanic activity and decreased thermohaline circulation.

Volcanic activity, the main subject of this thesis, can change the Earth's climate for time intervals that could range from a few days to years or even centuries.

If the magnitude is greater than 4 on the VEI scale, volcanic eruptions cause the formation of stratospheric aerosol clouds that absorb solar radiation and decrease the amount of solar energy reaching Earth. Consequently, a concatenation of colossal volcanic eruptions can result in a very prolonged planet-wide cooling, as happened in the case of the Little Ice Age.

In fact, this cooling period coincides with a series of very closely spaced eruptions that began with the Reykjanes and Samalas volcanoes in 1226 and 1257, respectively, and continued with the Quilotoa volcano in 1280.

In addition, the great Kuwae explosion, with an amount of aerosols exceeding even the Tambora eruption of 1815, may have contributed to the triggering of the Spörer Minimum, dated between 1420 and 1550. Subsequently, a series of more or less intense volcanic eruptions that followed during the 17th century led to the maintenance of below-average temperatures.

After a slight rise in temperatures caused by a decrease in volcanic activity in the 18th century, two more strong volcanic explosions, generated by the Laki and Tambora volcanoes, led to the triggering of the last cold phase of the Little Ice Age.

1. INTRODUZIONE

Il pianeta Terra, visto nel suo insieme, può essere definito come un sistema dinamico in continua evoluzione in cui i componenti abiotici e biotici interagiscono tra loro e influenzano l'ambiente circostante. Il sistema Terra viene generalmente suddiviso in quattro sfere che scambiano energia e materia tra loro: geosfera, atmosfera, idrosfera e biosfera. L'insieme di queste sfere forma un sistema integrato, ossia un sistema complesso definito da componenti che interagiscono tra loro attraverso processi fisici, chimici e biologici. Essendo così legate tra loro creano un complesso effetto di equilibrio dinamico, per cui la modifica di una parte porta a una conseguente modifica a cascata di tutte le altre parti (Letizia, 2014).

Il clima terrestre, ad esempio, può essere considerato proprio un sistema integrato grazie alla molteplicità di fattori tra loro connessi che ne determinano la variazione nel corso del tempo. Variazione della radiazione solare, della composizione dell'atmosfera e delle caratteristiche della superficie terrestre sono, in generale, le cause principali dei cambiamenti climatici che si sono sempre susseguiti nella storia del nostro pianeta (Smith et al., 2017).

Grazie alla paleoclimatologia, ossia la scienza che studia il clima del passato, è stato possibile conoscere il clima sulla Terra come sistema dinamico in continua ricerca di un nuovo equilibrio, caratterizzato da periodi glaciali e periodi interglaciali che si alternano in modo ciclico. Durante gli ultimi 1000 anni (periodo interglaciale) diversi fattori hanno portato alla diminuzione delle temperature durante la Piccola Era Glaciale e ad un successivo aumento delle temperature durante il XX secolo. In particolare, secondo le ricostruzioni delle temperature degli ultimi 1000 anni descritte nello studio di Crowley (2000), il 41-64% delle variazioni di temperatura avvenute nel periodo pre-antropogenico (prima del 1850) è determinato da modificazioni dell'irraggiamento solare e dell'attività vulcanica. Il riscaldamento globale, verificatosi alla fine del XX secolo, invece, correlato all'aumento ormai certo dei gas serra, è scarsamente attribuibile alla variabilità naturale del clima ed è piuttosto riconducibile all'attività antropica sempre più consistente.

L'obiettivo di questa tesi di laurea mira principalmente ad affrontare il tema della Piccola Era Glaciale ed in particolare su una delle sue possibili cause: il vulcanismo. Nello specifico, verrà esposto in modo dettagliato l'effetto che il vulcanismo ha sul clima, mettendo in evidenza le eruzioni vulcaniche di maggior rilievo e le conseguenze che hanno avuto nello sviluppo del nostro periodo di interesse.

Inoltre, analizzando le cause e le conseguenze delle variazioni climatiche avvenute nel passato, questa tesi cerca di fornire maggiore chiarezza sull'attuale riscaldamento globale e offre uno spunto di riflessione sulla differenza tra le due situazioni.

La presente tesi di laurea si articola nelle seguenti parti:

- Il capitolo 1 presenta l'introduzione dell'argomento e descrive gli obiettivi della tesi;
- Il capitolo 2 introduce l'argomento della paleoclimatologia e descrive le principali tecniche per lo studio del clima del passato;
- Il capitolo 3 riporta i metodi utilizzati per l'analisi dei dati. In particolare, viene descritto il funzionamento della tecnica della fluorescenza a raggi X utilizzata per l'analisi delle carote legnose;
- Il capitolo 4 descrive in modo sintetico il clima sulla Terra negli ultimi 1000 anni analizzando i principali cambiamenti climatici avvenuti;
- Il capitolo 5 introduce l'argomento della Piccola Era Glaciale. In particolare, viene riportato l'inquadramento generale, le possibili cause e le conseguenze;
- Il capitolo 6 espone l'argomento del vulcanismo e del suo impatto sull'ambiente. Vengono descritte le principali caratteristiche dell'attività vulcanica, viene introdotto brevemente l'indice di esplosività vulcanica e vengono riportate le principali conseguenze sul clima terrestre;
- Il capitolo 7 seleziona e descrive nel dettaglio le 10 eruzioni vulcaniche più significative della Piccola Era Glaciale, analizzando anche le conseguenze che hanno portato a livello ambientale e sociale;
- Il capitolo 8 espone i risultati trovati a seguito di questa ricerca;
- Il capitolo 9 chiude la tesi riportando le conclusioni degli argomenti trattati;
- Infine, viene riportata la bibliografia e la sitografia.

2. PALEOCLIMATOLOGIA: STUDIARE IL CLIMA DEL PASSATO

La paleoclimatologia è una branca delle scienze della terra e della climatologia che permette lo studio del clima della Terra nel passato, ripercorrendo le sue variazioni dalla nascita della Terra fino ad oggi (Rocchetti, 2018).

Considerando la scarsità dei dati disponibili dell'andamento del clima nel passato, questa disciplina è essenziale per gli scienziati per la raccolta indiretta dei dati al fine di comprendere l'evoluzione e le cause dei cambiamenti climatici avvenuti nel corso della storia. Inoltre, la paleoclimatologia è di vitale importanza per comprendere e meglio analizzare argomenti molto attuali e di grande dibattito, come cause e conseguenze del cambiamento climatico a cui stiamo ora assistendo e per stimare i possibili scenari futuri del clima sulla Terra.

Il clima del passato viene ricostruito grazie allo studio di numerosi archivi paleoclimatici formati da materiali naturali in grado di fornire informazioni essenziali sul clima nel momento della loro formazione.

Le caratteristiche chimico-fisiche e biologiche di questi materiali vengono chiamati indicatori climatici o dati *proxy*, poiché, durante la loro formazione, mantengono la testimonianza del clima presente in quel momento.

Gli archivi paleoclimatici vengono analizzati in laboratorio con tecniche che permettono la datazione dei materiali oggetto di studio. Attualmente, la tecnica più affidabile ed utilizzata è la datazione a isotopi radioattivi, a cui vengono affiancate altre tecniche come la biostratigrafia dei fossili, la dendrocronologia e l'analisi di sedimenti depositati nel ghiaccio e nei laghi.

I materiali che vengono sottoposti a questi tipi di analisi devono essere naturali, di origine geologica o biologica, come sedimenti di origine terrestre o acquatica, rocce, carote di ghiaccio, anelli degli alberi, conchiglie e scheletri di coralli. Questi preziosi elementi possono fornire informazioni relative al livello del mare, alla composizione chimica dell'aria e degli oceani, alla temperatura media e alle precipitazioni (*Paleoclimate Research* 2022).

La paleoclimatologia, basandosi su stime e su dati raccolti in modo indiretto, presenta naturalmente un intervallo d'incertezza ed errore sui risultati esposti, che tende ad aumentare tanto più si va indietro nel tempo. Inoltre, l'intervallo di incertezza può variare anche dai metodi utilizzati per la raccolta dei dati e dall'elaborazione statistica dei dati stessi (Wikipedia, *Paleoclimatologia* 2023).

Di seguito vengono riportati e descritti due importanti metodi per lo studio dei cambiamenti climatici del passato: lo studio delle carote di ghiaccio e la dendrocronologia.

2.1. Glaciologia – carote di ghiaccio

I ghiacciai sono un'importantissima fonte di informazione sulla variazione del clima passato. I ghiacci presenti nelle calotte polari di Antartide e Groenlandia sono così antichi che è possibile risalire alle condizioni di vita presenti sulla Terra fino a centinaia di migliaia di anni fa. L'elemento chiave che permette questo tipo di stime è la carota di ghiaccio, e più nello specifico, le bolle d'aria contenute al suo interno.

Durante la formazione del ghiaccio, infatti, l'aria presente nella neve rimane intrappolata negli spazi interstiziali conservando la composizione dell'atmosfera e la concentrazione dei principali gas serra, come anidride carbonica (CO₂), metano (CH₄) e biossido di azoto (NO₂) (Bender et al., 1997).

Naturalmente, il numero di anni che si possono analizzare è proporzionale alla lunghezza delle carote di ghiaccio. Un esempio sorprendente è la perforazione effettuata dal progetto EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*) che, nel 2004, ha raggiunto una profondità di scavo di 3270 metri nella stazione di Dome Circle in Antartide. Questo nucleo di ghiaccio ha offerto informazioni relative al clima fino a 740.000 anni fa (Stocker, 2009).

Questo metodo si differenzia dagli altri metodi paleoclimatici per la sua affidabilità e la sua capacità di andare indietro di centinaia di migliaia di anni, conservando una moltitudine di informazioni pressoché intatte.

2.2. Dendroclimatologia

Un ramo importante della paleoclimatologia viene occupato dalla dendroclimatologia, la scienza che studia il clima del passato grazie all'analisi degli anelli di accrescimento degli alberi. A causa della loro natura statica, gli alberi subiscono durante il corso della loro vita l'influenza positiva o negativa del clima e degli eventi ambientali come incendi, inquinamento, infezioni parassitarie o eruzioni vulcaniche. Queste variazioni ambientali, nel corso degli anni, lasciano traccia negli anelli di accrescimento degli alberi.

Gli anelli di accrescimento degli alberi, infatti, vengono formati di anno in anno dal cambio, posto tra la corteccia e il legno, che produce all'esterno le cellule di sughero, chiamate floema, e all'interno le cellule di legno, chiamate xilema. È possibile distinguere i diversi anelli, e quindi contarli, a causa della diversa attività del cambio che produce legno primaticcio in primavera e legno tardivo in estate, visibilmente diversi a occhio nudo.

L'accrescimento di un albero, e quindi l'attività del cambio, è regolata dalle condizioni climatiche presenti durante la sua stagione vegetativa (fra primavera e autunno in base alla zona geografica). In particolare, sono molto influenzate dalla presenza di acqua, dalla fertilità del terreno, dalla temperatura e dalla radiazione solare. Negli anelli di accrescimento degli alberi, dunque, si trova una traccia di tutti i cambiamenti climatici ed eventi estremi che un albero ha dovuto sopportare nel corso degli anni, fornendo un "archivio naturale" di dati.

Considerando che la risposta ai fattori ambientali rimane molto simile per individui della stessa specie nella stessa area geografica, è possibile collegare campioni di legno di epoche diverse per una ricostruzione dendrocronologica fino a 10.000 anni fa (*Figura 1*) (Ruggiero, 2017).

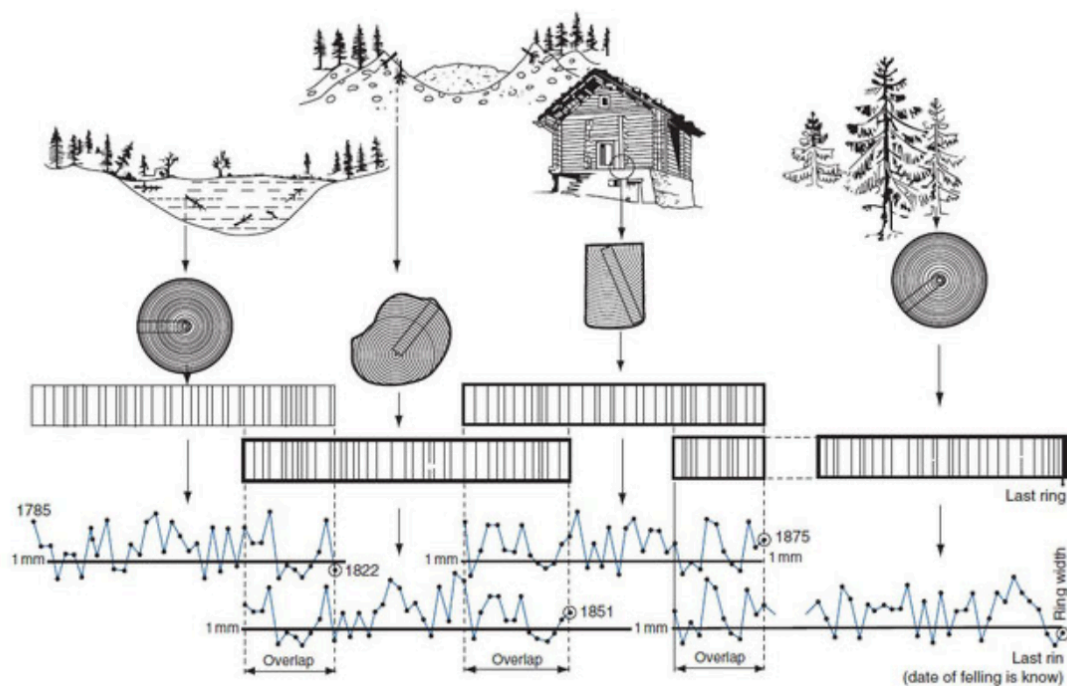


Figura 1: Cross-dating: sovrapposizione di campioni legnosi di epoche diverse per una ricostruzione dendrocronologica lineare (Cherubini et al., 2004).

I limiti all'impiego della dendrocronologia e della dendroclimatologia sono dati dalla natura ecologica degli alberi. Utilizzando come fonte di studio gli anelli legnosi non è possibile analizzare gli alberi presenti nelle zone equatoriali, dove la mancanza di variazioni stagionali porta alla formazione di anelli di accrescimento non distinguibili tra loro. Inoltre, considerando che le piante crescono solo durante la stagione vegetativa, risulta impossibile registrare l'andamento delle condizioni climatiche durante il periodo invernale, avendo così una ricostruzione del clima basata solo sul periodo estivo di ogni anno (Andrea B., 2010).

Una delle tecniche disponibili per l'analisi chimica delle carote legnose è la fluorescenza a raggi X, utilizzata anche in questo studio per l'analisi delle concentrazioni di elementi chimici presenti nei campioni. Questa tecnica, svolta su campioni di larici in Valtellina, viene descritta nel capitolo successivo.

3. MATERIALI E METODI

In questo capitolo viene analizzata la tecnica utilizzata dai professori dell'Università di Padova per ricavare alcune informazioni utili al conseguimento dell'obiettivo posto all'origine di questa tesi.

La tecnica utilizzata è la fluorescenza a raggi X ed è stata impiegata su campioni di carote legnose di larice comune (*Larix decidua* M.) originari della Valtellina (Lombardia), risalenti ad un periodo compreso tra il XVII e il XVIII secolo. Il campionamento è stato effettuato nel periodo 2010-2020.

3.1. Fluorescenza a raggi X (XRF)

La fluorescenza a raggi X (XRF) è una tecnica di spettroscopia che permette di individuare la composizione elementare di un campione bombardandolo con raggi X ad alta energia. Il campione, venendo eccitato dai raggi X, emette a sua volta una radiazione fluorescente che viene ricevuta ed analizzata dallo spettrometro che separa le lunghezze d'onda della radiazione andando a classificare gli elementi presenti.

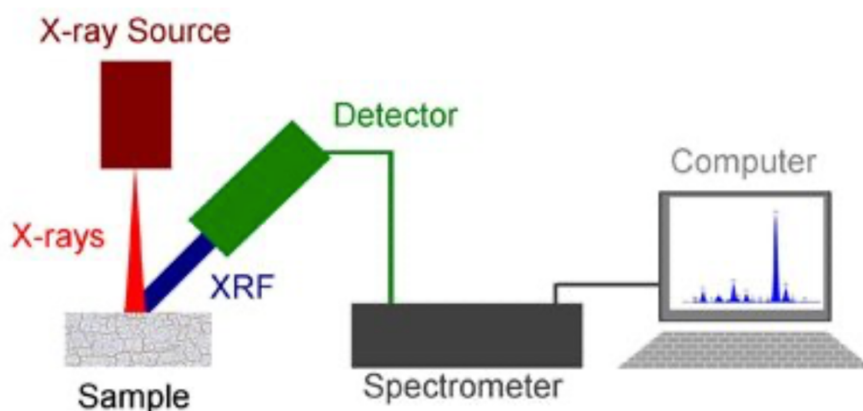


Figura 2: Schema della struttura di funzionamento della spettrometria di fluorescenza a raggi X (Spettrometria di Fluorescenza a raggi X DIY, 2016).

Il principio che sta alla base della fluorescenza a raggi X viene descritto di seguito e raffigurato in *Figura 3*.

Utilizzando energia ed intensità appropriata della radiazione X, è possibile rimuovere un elettrone nel guscio interno dell'atomo di un elemento per effetto fotoelettrico. Un elettrone, appartenente a uno dei gusci più esterni, occupa successivamente questa posizione e, nella diseccitazione, produce un fotone di energia pari alla differenza di energia della posizione iniziale e finale dell'elettrone.

La radiazione a fluorescenza dei raggi X viene generata durante il processo di diseccitazione, in cui vengono prodotti fotoni che presentano energie caratteristiche del singolo elemento (Gigante et al., 2015).

Questo processo permette di risalire alla composizione chimica dei campioni legnosi analizzati ed in particolare verranno evidenziate le concentrazioni di zolfo (S), zinco (Zn) e rame (Cu). Gli elementi appena citati sono di notevole importanza per il presente studio perché sono fra i principali elementi ad essere emessi nella stratosfera durante un'eruzione vulcanica, e rappresentando graficamente l'andamento delle concentrazioni, sarà possibile datarle e verificare la corrispondenza con le eruzioni vulcaniche avvenute nello stesso periodo.

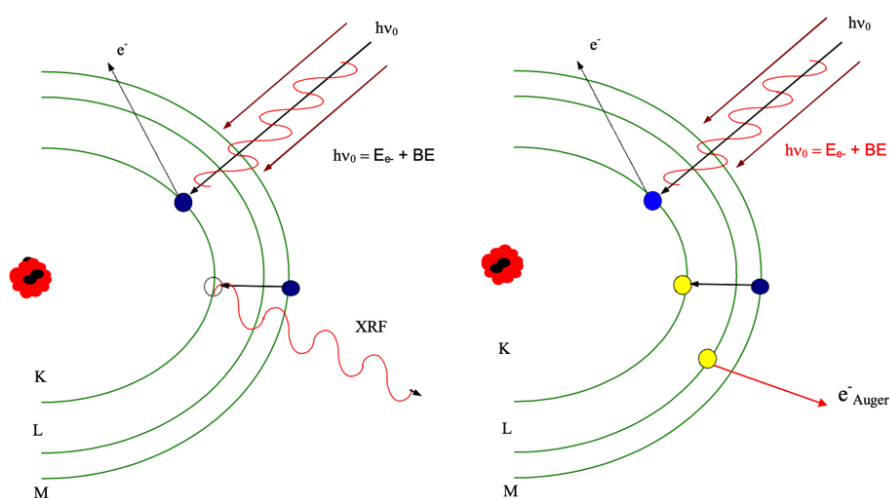


Figura 3: Schema del processo di base della fluorescenza a raggi X (Gigante et al., 2015).

4. EVOLUZIONE DEL CLIMA SULLA TERRA NEGLI ULTIMI 1000 ANNI

Se consideriamo il clima sulla Terra durante tutta la sua vita, è possibile notare che è sempre stato in continua variazione.

La storia climatica della Terra segue dei cicli più o meno rapidi caratterizzati da periodi glaciali e periodi interglaciali in cui la temperatura media oscilla da valori ben più bassi di adesso a valori simili a quelli attuali, stravolgendo in entrambi i casi la superficie e gli ecosistemi della Terra.

È importante sottolineare che le variazioni climatiche naturali sulla Terra, legate quindi ad eventi geologici e astronomici, avvengono nel corso migliaia di anni, lasciando il tempo agli esseri viventi di adattarsi e sopravvivere a tali cambiamenti.

Al contrario, il cambiamento climatico a cui stiamo assistendo negli ultimi anni è di scala troppo breve per essere associato ad eventi geologici o astronomici della Terra, ed è perciò necessario associare questo cambiamento a cause diverse. In questi casi il cambiamento del clima è così repentino per cui tanti esseri viventi faticano ad adattarsi andando incontro ad estinzioni di massa più o meno importanti.

Nel corso della storia della Terra sono avvenute cinque estinzioni di massa che hanno provocato la scomparsa della maggior parte delle specie esistenti sulla Terra, arrivando fino al 90% delle specie estinte. Questi avvenimenti sono sempre stati causati da fenomeni geologicamente rapidi, come glaciazioni, impatto di meteoriti o attività vulcanica.

4.1. Alternanza di periodi climatici

Il clima sulla Terra varia naturalmente da periodi glaciali a periodi interglaciali in modo ciclico da sempre. Questi cicli, ricostruiti grazie alla paleoclimatologia, avvengono nel corso di centinaia di migliaia di anni e per riuscire a visualizzare queste variazioni è necessario quindi allargare l'unità di misura.

La *Figura 4*, tratta dal primo Rapporto dell'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) del 1990, mostra la variazione del clima sulla Terra fino ad un milione di anni fa.

Nella prima sezione (a) è raffigurato l'andamento della temperatura nell'ultimo milione di anni. È possibile notare l'andamento ciclico di ere glaciali, in cui la temperatura media era minore di quella attuale, ad ere interglaciali in cui la temperatura media arrivava a valori maggiori di quelli attuali. Alla fine del grafico, è raffigurata l'ultima era glaciale avvenuta sulla Terra.

Nella seconda sezione (b) è raffigurato l'andamento della temperatura negli ultimi 10.000 anni, ossia dalla fine dell'ultima grande era glaciale. In questo periodo interglaciale è possibile notare un rapido aumento della temperatura che dà il via alla fase di Riscaldamento Globale dell'Olocene. Questo periodo ha determinato una serie di conseguenze a livello globale, come la diminuzione dell'albedo medio, modificazione della composizione dell'atmosfera, scioglimento dei ghiacciai ed espansione della vegetazione a latitudini maggiori. La causa più probabile del riscaldamento dell'Olocene è attribuibile ad una variazione dei parametri orbitali e ad un conseguente aumento dell'attività solare (Behringer & Bertani, 2019; Mitchell, 1990).

Nella terza sezione (c) è raffigurato l'andamento della temperatura negli ultimi mille anni. Un consistente aumento della temperatura ha portato alla formazione del cosiddetto Optimum Climatico Medievale. Secondo lo studio di Lamb nel 1965, questo periodo si colloca tra il 1000 e il 1300, seguito successivamente da un abbassamento delle temperature dal 1300 al 1700 con l'espansione della Piccola Era Glaciale (Lamb, 1965). Durante questo riscaldamento medievale si stima che le temperature siano aumentate di 1-1.5° C rispetto alla media della prima metà del XX secolo ed abbia portato episodi di grande caldo e carestie, ma anche un successivo boom economico e prosperità per le popolazioni europee (Behringer & Bertani, 2019). La Piccola Era Glaciale, iniziata tra il 1250 e il 1300, è stata il periodo più freddo degli ultimi 8000 anni. L'Europa ha assistito ad un avanzamento dei ghiacciai in cui l'estensione massima è stata raggiunta nel 1860, momento in cui un'inversione della curva delle temperature ha portato un progressivo scioglimento dei ghiacci (Wanner et al., 2022). Questa fase di riscaldamento è ancora in atto e sicuramente accelerata dall'attività umana.

Nel capitolo VI di questa tesi viene affrontato in modo più specifico il tema relativo alla Piccola Era Glaciale e le sue possibili cause.

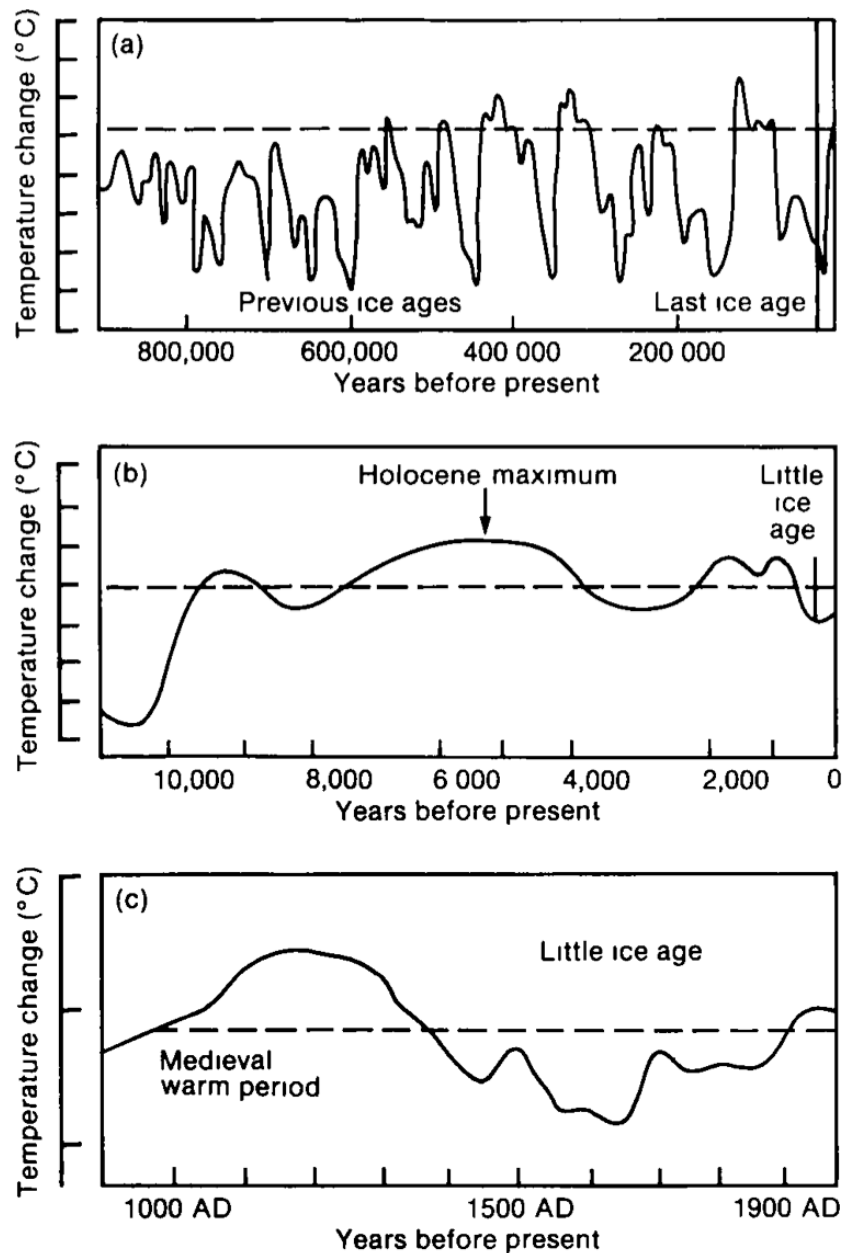


Figura 4: Grafici della variazione della temperatura globale dal Pleistocene ad oggi in tre scale temporali. Sezione (a) ultimo milione di anni, sezione (b) ultimi 10.000 anni, sezione (c) ultimi 1000 anni. La linea tratteggiata rappresenta la temperatura media calcolata all'inizio del XX secolo (Houghton et al., 1990).

5. LA PICCOLA ERA GLACIALE (PEG)

La “Piccola Era Glaciale” è un termine coniato all’inizio degli anni Trenta dall’esperto geologo e glaciologo americano François Matthes (1874-1948) per descrivere una fase all’interno del periodo interglaciale attuale caratterizzato da un clima rigido paragonabile, seppur in maniera ridotta, alle grandi glaciazioni del Pleistocene (Mann & MacCracken, 2002).

5.1. Inquadramento temporale

La Piccola Era Glaciale si colloca tra XIII e XIX secolo dopo una fase di caldo di Optimum Climatico Medievale. La transizione tra queste due epoche e la durata esatta della PEG è ancora oggi molto discussa e molti studi riferiscono date di inizio e di fine molto diverse. La difficoltà della datazione di questa epoca è attribuibile alla scarsità delle fonti disponibili e dal fatto che è frutto di un graduale cambiamento in cui non esiste una linea netta di transizione.

Inoltre, come si può ricavare dalla *Tabella 1*, l’inizio della Piccola Era Glaciale varia in modo considerevole da regione a regione. Secondo quanto riportato, nell’emisfero boreale l’inizio è stato datato tra il 1200 e il 1400 mentre nell’emisfero australe l’inizio è stato collocato ben due secoli dopo, tra il 1500 e 1550. Nonostante l’incertezza della data di inizio, la data di fine sembra essere più precisa, fissata tra il 1850 e il 1900 (Wanner et al., 2022).

Lo scostamento temporale della data di inizio per i due emisferi sembra essere causato dalla differente distribuzione di oceani e terre emerse nel globo. L’emisfero australe, infatti, presenta un’estensione maggiore di oceani che presentano una capacità termica molto maggiore rispetto alle terre emerse. L’oceano è in grado di assorbire molta energia termica, andando così a mitigare l’effetto del raffreddamento globale che nel resto del mondo era già pronunciato e visibile.

Time period	Data source	Studied area	Reference
1200–1850	Tree rings	Northern Hemisphere extratropics	Esper et al. (2002)
1250–1700	Tree rings, documents	Europe	Luterbacher et al. (2016)
1250–1850	Different proxy types	Global	Wanner and Grosjean (2014)
1275/1300-?	Ice-cap expansion	Arctic Canada	Miller et al. (2012)
1300–1800	Sediment analysis	Western Mediter-ranean area	Nieto-Moreno et al. (2013)
1300–1800	Chironomids	Eastern Alps	Ilyashuk et al. (2019)
1300–1850	Different proxy types	Iberian mountains	Oliva et al. (2018)
1300–1900	Different proxy types	Northern Hemisphere	Ljungqvist (2010)
1359–1900	Different proxy types	Global	Büntgen and Hellmann (2010)
1375–1820	Varved lake sediments	Baffin Island, Canada	Moore et al. (2001)
1400–1850	Speleothem	Central European Alps	Mangini et al. (2005)
1400–1900	Different proxies	Northern Hemisphere	Mann et al. (2002)
1450–1850	Different proxies	Global	IPCC, 2013
1490–1890	Sediment (plant remains)	Northwest China	Liu et al. (2011)
1530–1900	Ice core	Peru	Thompson et al. (1992)
1550–1850	Different sources	Global	Lamb (1977)
1550–1890	Sediment analysis	Southwest China	Chen et al. (2005)

Tabella 1: Punti di inizio e di fine della Piccola Era Glaciale secondo diversi studi (Wanner et al., 2022).

5.2. Clima

Durante La Piccola Era Glaciale si stima che le temperature medie, nell'emisfero boreale, siano scese di 0,4° C tra il XVI e il XIX secolo, con un picco di freddo più intenso nel XVII secolo che ha diminuito la temperatura media di 0,6° C.

Tuttavia, questo periodo di raffreddamento globale non è stato costante durante il suo corso ed è stato interrotto numerose volte da periodi di riscaldamento che hanno portato temporaneamente ad un ritiro dei ghiacciai (Mann & MacCracken, 2002).

Inoltre, secondo lo studio di Wanner et al. (2022) l'effetto di raffreddamento è stato prevalentemente un fenomeno invernale che ha mantenuto invece quasi invariate le temperature medie estive. Gli anni più freddi sono stati registrati nel 1460, 1600, 1690 e 1825, mentre dopo il 1150 è stato registrato un periodo di circa 130 anni con estati molto calde, in particolare si ricordano le estati del 1550, 1640, 1730, 1790 e 1870.

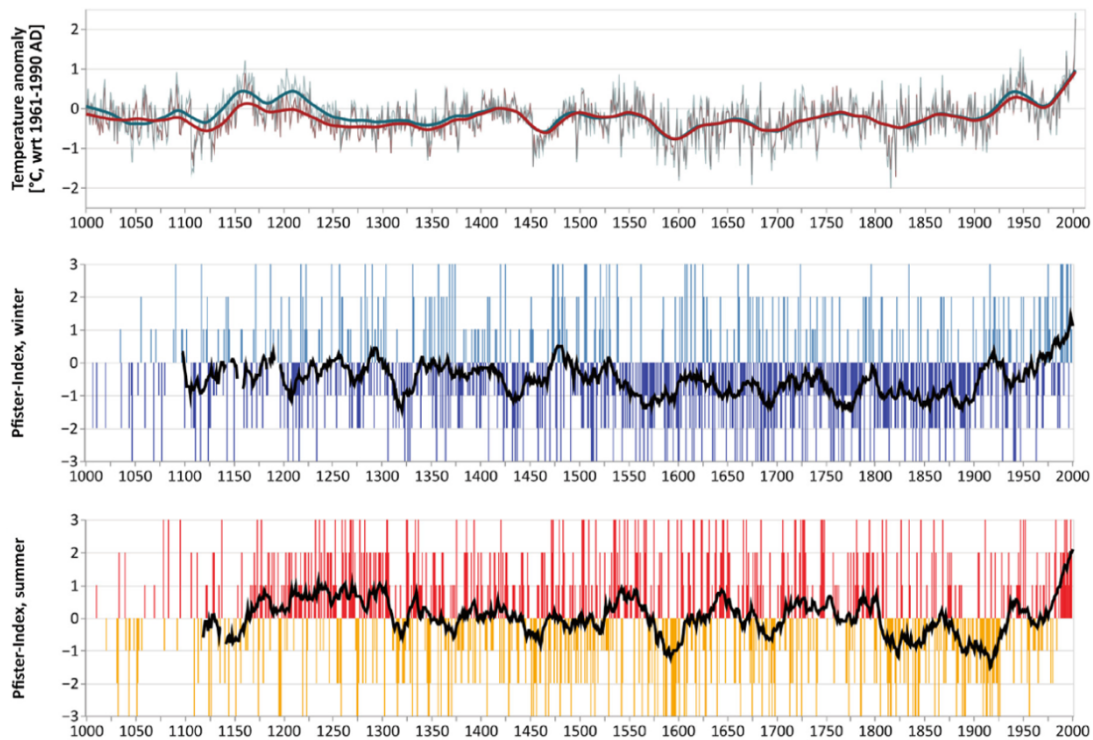


Figura 5: Andamento delle temperature negli ultimi mille anni. La prima sezione mostra una ricostruzione di anomalie di temperature estive in Europa. La seconda e terza sezione mostrano l'andamento della temperatura secondo l'indice di Pfister¹, rispettivamente in inverno ed in estate (Wanner et al., 2022).

5.3. Ipotesi delle cause

Le cause della Piccola Era Glaciale sono tuttora sconosciute agli scienziati. Nonostante ciò, sono state formulate alcune ipotesi delle più probabili cause che hanno innescato il rapido raffreddamento globale.

- *Attività solare*

Già in diversi studi è stata dimostrata una stretta relazione tra attività solare e cambiamenti climatici. In particolare, una diminuzione dell'attività delle macchie solari porta ad una diminuzione delle temperature e ad un'avanzata dei ghiacciai; al

¹ Indice di Pfister: indice che classifica le temperature di ogni stagione in sette classi da - 3 (molto freddo) a + 3 (molto caldo).

contrario, un aumento dell'attività delle macchie solari porta ad un aumento delle temperature e ad un successivo ritiro dei ghiacciai.

Secondo la ricostruzione degli indici di attività solare dal V secolo a.C. ad oggi dello studio svolto da Reid (1997), è stato possibile identificare una diminuzione dell'attività solare dal XIII al XIX secolo, periodo coincidente con la PEG. Durante questo calo, si è registrato un indice di attività solare variabile da 80 a 95, quando la media generale è sempre rimasta in valori tra 100 e 110.

Un esempio a sostegno di questa tesi è il Minimo di Maunder (1645-1715), uno dei periodi più freddi della Piccola Era Glaciale e corrispondente ad un evento di minima attività di macchie solari. Secondo le analisi di Lean et al. (1992), durante questa fase si stima che l'irraggiamento solare sia diminuito dello 0,24% rispetto al suo valore medio per il periodo 1980-1986.

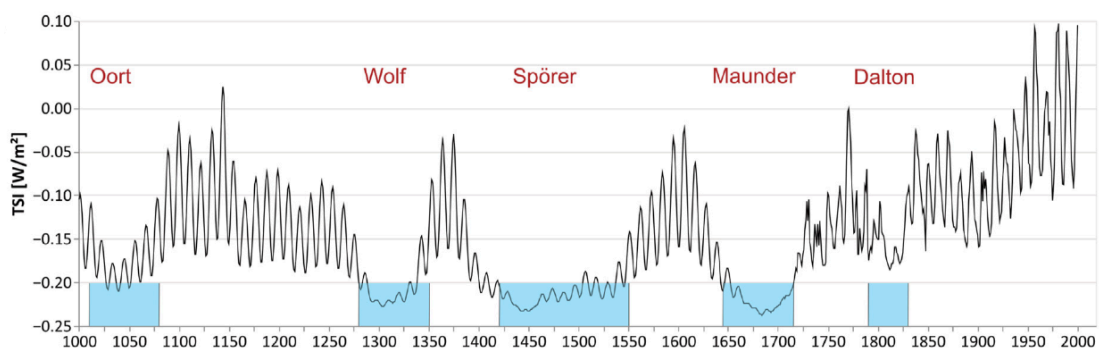


Figura 6: Andamento dell'attività solare negli ultimi mille anni. I riquadri azzurri segnalano i picchi di minima attività solare (Wanner et al., 2022).

- Attività vulcanica

La PEG si colloca in un periodo temporale in cui si è registrata un'attività vulcanica molto elevata. Le grandi eruzioni vulcaniche, infatti, emettono zolfo nella stratosfera che, legandosi con l'acqua, creano particelle di aerosol di acido solforico (H_2SO_4) che possono rimanere in atmosfera fino a due o tre anni. L'aerosol scherma la radiazione solare causando un raffreddamento globale della terra che varia naturalmente

dall'entità dell'eruzione. Di norma, questo effetto è di breve durata e, a seguito del dilavamento di queste particelle, si torna ad avere condizioni pre-disturbo.

Tuttavia, nel caso della PEG, si assiste a una serie di eruzioni vulcaniche molto ravvicinate tra loro che hanno indotto un raffreddamento globale durato secoli (Robock, 2000). I periodi di maggiore attività vulcanica si sono registrati nell'intervallo 1250-1500 e 1550-1700, rispettivamente all'inizio e al culmine della PEG (Hammer et al., 1981). Secondo lo studio di Crowley et al. (2008), durante il periodo 1630-1850 il raffreddamento globale è stato fortemente influenzato da 16 eruzioni vulcaniche. Di particolare rilievo sono due eruzioni in Giappone e nelle Filippine che hanno causato un raffreddamento nel biennio 1641-1642, e una serie di eruzioni iniziate nel 1667 e terminate nel 1694 che si ipotizza abbiano contribuito all'inizio del Minimo di Maunder.

Nel XVIII secolo si assiste ad un periodo di interruzione dell'attività vulcanica che ha permesso un leggero rialzo delle temperature fino alla ripresa di una forte attività vulcanica del XIX secolo. Le eruzioni più significative di questo periodo sono un'eruzione tropicale sconosciuta nel 1809, l'eruzione del Tambora (Indonesia) nel 1815, l'eruzione del Babuyan (Filippine) nel 1831 e l'eruzione del Cosiguina (Nicaragua) nel 1835.

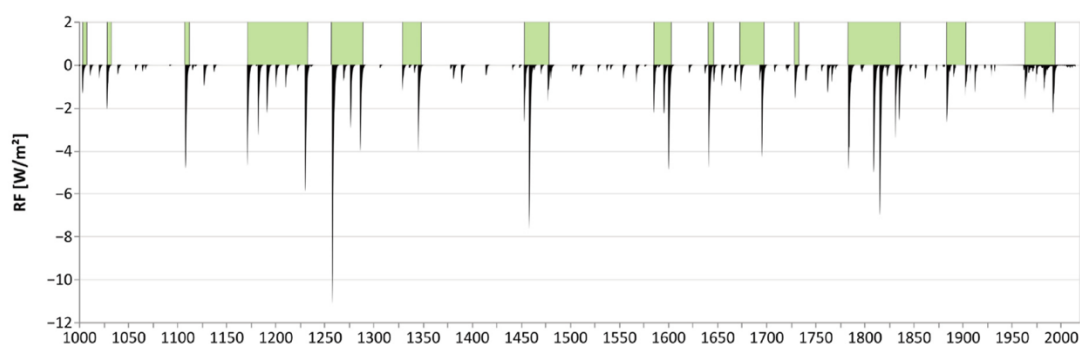


Figura 7: Andamento delle concentrazioni di aerosol negli ultimi 1000 anni. I riquadri verdi segnalano gruppi di eventi vulcanici (Wanner et al., 2022).

- *Circolazione termoalina*

Alcune teorie sostengono un rallentamento della circolazione termoalina come contributo del raffreddamento globale durante la PEG. La circolazione termoalina, infatti, svolge un ruolo fondamentale nella regolazione del clima terrestre grazie al trasporto di energia termica dalle zone equatoriali ai poli e viceversa. Influenzando la Corrente del Golfo e altre correnti oceaniche, una probabile diminuzione o arresto di questa circolazione avrebbe conseguenze climatiche molto importanti, tra cui un raffreddamento in tutto l'emisfero settentrionale e gravi alterazioni dei modelli delle precipitazioni nei tropici, nel subcontinente indiano e in Europa (Wood et al., 2003). Secondo lo studio condotto da Broecker (2000), si ipotizza che sia stato proprio questo fenomeno ad aver intensificato la diminuzione delle temperature durante la PEG. Analisi della distribuzione delle concentrazioni di ossigeno, fosfato e carbonio inorganico nelle profondità del mare hanno confermato una diminuzione della circolazione termoalina profonda durante il periodo della Piccola Era Glaciale.

5.4. Conseguenze in Europa

- *Avanzamento dei ghiacciai*

La conseguenza più visibile e documentata durante la PEG è l'avanzamento dei ghiacciai in tutte le catene montuose e nel nord Europa.

I ghiacciai sono un elemento essenziale per dimostrare l'andamento delle temperature nel corso dei secoli. Il bilancio di massa di un ghiacciaio, infatti, è determinato dall'andamento delle precipitazioni e delle temperature sia in inverno che in estate. Un bilancio positivo nel corso degli anni provoca un'avanzata del ghiacciaio, mentre un bilancio negativo ne determina un ritiro.

È importante specificare che ogni ghiacciaio ha risposte e tempi di reazione diversi a seconda della sua grandezza e della sua posizione geografica. In generale, maggiore è l'estensione di un ghiacciaio, maggiore sarà il tempo di reazione in seguito ad un cambiamento climatico.

Nella *Figura 8* è rappresentato l'andamento della lunghezza di quattro ghiacciai alpini durante gli ultimi 1000 anni. Gli scostamenti delle curve nei quattro ghiacciai sono riconducibili alla diversa estensione dei ghiacciai presi in esame. I ghiacciai dell'Aletsch e del Gorner, essendo più estesi, presentano tempi di reazioni più lunghi, rispetto ai ghiacciai di Grindelwald e Mer de Glace che reagiscono entro un periodo più breve, di dieci anni.

La prima avanzata dei ghiacciai dell'Aletsch e del Gorner è riconducibile all'inizio della PEG, rispettivamente nel 1120 e nel 1180. Segue successivamente una breve ritirata durante il XIII secolo a causa di periodi estivi molto caldi che si conclude con un picco negativo intorno al 1250.

I periodi di massima espansione di questi ghiacciai sono collocati negli anni 1380, 1680 e 1860, intervallati da un breve periodo caldo tra il 1500 e il 1570 (Wanner et al., 2022).

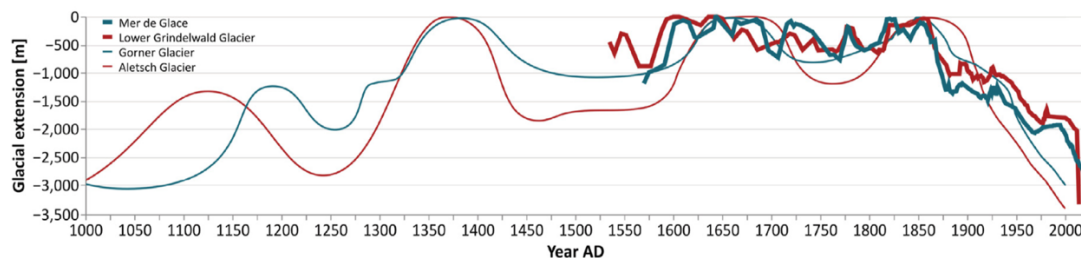


Figura 8: *Variazione della lunghezza di quattro ghiacciai alpini negli ultimi mille anni: ghiacciaio dell'Aletsch, del Gorner e di Grindelwald nelle Alpi centrali, mentre il Mer de Glace nelle Alpi occidentali (Wanner et al., 2022).*

- *Congelamento di laghi, fiumi e mari*

Durante la PEG si assiste a inverni talmente rigidi che in Europa sono stati documentati molteplici eventi di gelate invernali. Grandi laghi alpini gelarono più volte nel corso di quest'epoca, come il Lago di Costanza e il Lago di Garda. Il Tamigi, in Inghilterra, gelava numerose volte e durante questi periodi i londinesi organizzavano fiere e pattinavano sul ghiaccio. I canali dei Paesi Bassi gelavano durante l'inverno, così come molti fiumi nella zona mediterranea: il Po vicino a Venezia, l'Arno a Firenze, il Rodano

in Francia e il Guadalquivir in Spagna. La laguna di Venezia poteva essere attraversata in carrozza e anche i porti di Genova erano bloccati dai ghiacci.

Le conseguenze più rigide sono state affrontate dai paesi nordici con il congelamento completo dei ghiacci circostanti all'Islanda durante il periodo invernale e il congelamento completo del Mar Baltico avvenuto più volte nel corso della piccola glaciazione (Cowie, 2007; Behringer & Bertani, 2019; Wanner et al., 2022).

6. VULCANISMO E CAMBIAMENTI CLIMATICI

6.1. Attività vulcanica: definizione e caratteristiche

Il vulcanismo è un fenomeno naturale che fin dall'antichità ha provocato grandi conseguenze sul clima e sull'ambiente. L'attività vulcanica si manifesta con la fuoriuscita dal cratere di magma e di materiali gassosi provenienti dal mantello o dalla crosta terrestre e viene causata da diversi fattori che modificano l'equilibrio iniziale del vulcano.

- *Le fasi di un'eruzione vulcanica*

Il magma, formato inizialmente nel mantello, risale nella camera magmatica a causa di un aumento della temperatura o a una diminuzione della pressione litostatica e durante il suo percorso subisce delle modificazioni della sua composizione chimica. Questo processo è solitamente accompagnato da fenomeni premonitori, come terremoti (causati per esempio dalla risalita del magma lungo fratture rocciose), rigonfiamento del terreno, modificazioni della temperatura del suolo, incremento delle emissioni gassose provenienti dal cratere e variazioni delle caratteristiche fisico-chimiche delle acque di falda.

Successivamente prende avvio la fase esplosiva, in cui i vapori sotterranei sotto pressione sboccano il camino vulcanico e fuoriescono con esplosioni più o meno violente, a seconda dell'acidità e del contenuto di elementi volatili del magma. Dopo aver sbloccato il canale di uscita la lava può facilmente fuoriuscire dal cratere formando colate laviche più o meno dense. Infine, il vulcano entra in uno stato di quiete in cui vengono emessi gas e vapori ad elevata temperatura (*Il vulcano, G.M.P.E.*).

- *Tipi di eruzione*

I vulcani possono essere classificati in base al tipo di eruzione, nonostante ogni vulcano possa sviluppare diversi tipi di eruzioni nel corso della sua vita. La viscosità del magma e il contenuto di gas, in particolare acqua e anidride carbonica, sono fattori

determinanti la tipologia di eruzione innescata. La viscosità, infatti, varia molto a seconda dell'acidità del magma (contenuto in silice) mentre il vapore acqueo sotto pressione e ad alte temperature genera forza esplosiva.

In questa classificazione vengono descritti otto tipo di eruzioni vulcaniche:

1. Eruzione di tipo effusivo: la fuoriuscita di magma è di tipo effusiva e proviene da fratture della crosta invece che da un cratere centrale. Le colate laviche, in seguito a ripetute eruzioni, tendono a formare plateaux basaltici.
2. Eruzione di tipo hawaiano: le colate laviche sono generalmente basiche e fuoriescono in modo dolce dal cratere, accompagnate da emissioni esplosive di gas e fontane di lava nelle fasi iniziali dell'eruzione.
3. Eruzione di tipo stromboliano: la fuoriuscita di magma è di tipo effusiva-esplosiva, sebbene l'esplosione sia relativamente contenuta. L'eruzione è formata da piccole esplosioni che portano alla fuoriuscita di zampilli di piroclasti di varie dimensioni (da qualche millimetro a metri).
4. Eruzione di tipo vulcaniano: la lava che crea questo tipo di eruzioni è soprattutto formata da magma andesitico. Essendo molto viscosa crea un tappo solido che aumenta enormemente la temperatura e la pressione presente all'interno della camera magmatica. Quando il cratere viene liberato, avviene una forte esplosione con la fuoriuscita di materiale piroclastico. Dal momento che si formano anche abbondanti colate laviche viscosi, questa eruzione viene considerata di tipo effusiva-esplosiva.
5. Eruzione di tipo sub-pliniano: il comportamento è molto simile alla precedente con la differenza di una grande esplosione iniziale molto violenta che causa una polverizzazione della lava e successiva formazione di una grande nube di polveri e ceneri.
6. Eruzione di tipo pliniano: è un tipo di eruzione molto violenta che generalmente viene causata da magma acido e viscoso. Dopo un periodo di quiescenza in cui si forma un tappo solido, esplode dando origine ad una colonna di gas e lava che può superare i 15 km di altezza. Una caratteristica tipica di questa eruzione è la formazione di pietre pomice.
7. Eruzione di tipo peleano: questo tipo di eruzione si forma a causa della lava molto viscosa che, solidificata nel condotto di risalita, blocca i gas all'interno

producendo un aumento di pressione. Durante l'esplosione si solleva una nube di cenere ardente e abbondante materiale piroclastico.

8. Eruzione di tipo freato-magmatico e freatico: la formazione di questo tipo di eruzione avviene quando l'acqua di falda viene in contatto con il magma o con rocce riscaldate da quest'ultimo. L'acqua evapora all'istante e genera una pressione talmente alta da formare una violenta esplosione in cui fuoriesce una colonna di vapore mista a frammenti di rocce e lava (Palmieri et al., 2010; *Il vulcano, G.M.P.E.*).

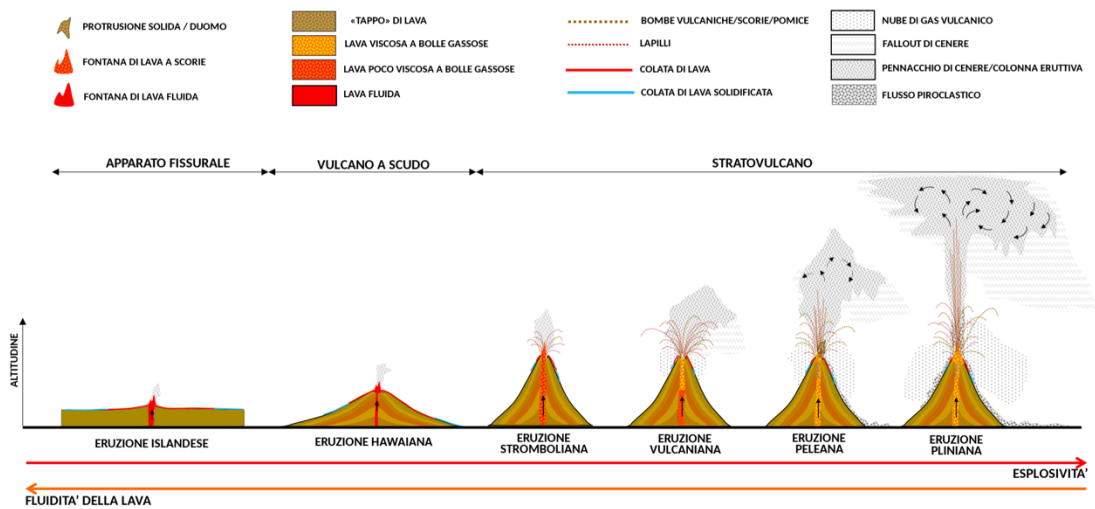


Figura 9: Morfologia degli edifici vulcanici e caratteristiche eruttive (Wikipedia, *Vulcano 2023*).

- Distribuzione geografica

La maggior parte dei fenomeni vulcanici si verifica in corrispondenza di zone di convergenza di placche, ossia dove due placche si avvicinano tra loro. Durante lo scontro tra due placche, quella più densa e fredda (in questo caso la placca oceanica) sprofonda creando grandi attriti che provocano sismi sotterranei. In superficie (sulla placca continentale) si forma attività vulcanica in corrispondenza della linea di subduzione. La maggior parte dei vulcani emersi della Terra, quindi, è situata lungo i margini continentali di Asia e America settentrionale, andando a formare la cosiddetta Cintura di Fuoco (*Figura 10*).

Altri vulcani si possono trovare in corrispondenza delle dorsali oceaniche, in cui l'attività vulcanica continua a separare le placche in fondo all'oceano formando nuove porzioni di placca oceanica.

Infine, alcuni vulcani si possono trovare in posizioni isolate all'interno dei continenti o in fondo agli oceani a causa di punti caldi, ossia anomale risalite del mantello caldo verso la superficie terrestre (Palmieri et al., 2010).

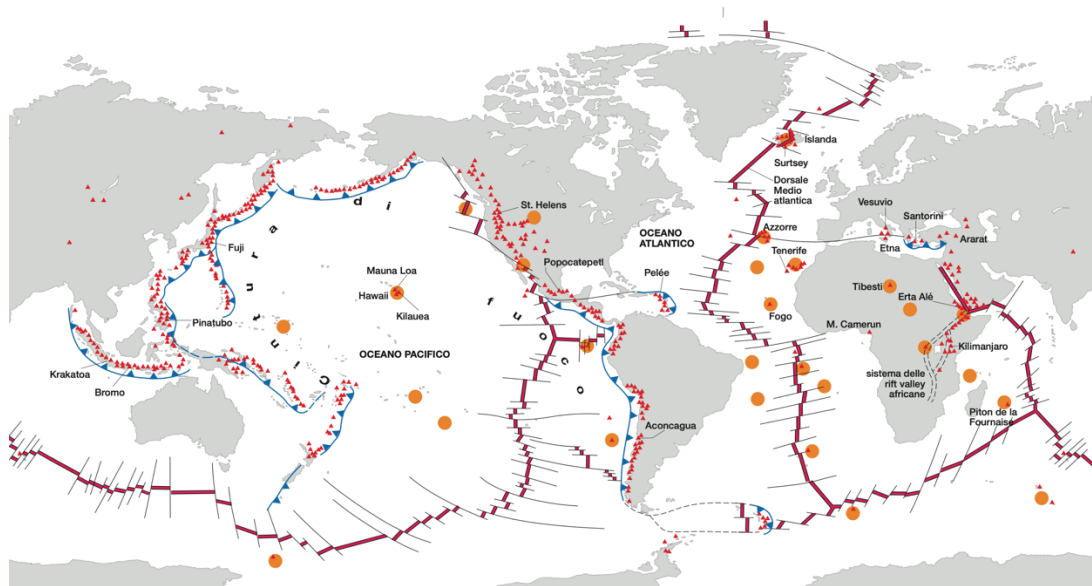


Figura 10: Cintura di Fuoco e principali vulcani sulla Terra (Palmieri et al., 2010).

6.2. VEI: Indice di Esplosività Vulcanica

L'indice di esplosività vulcanica (VEI) è una classificazione ideata da Christopher Newhall e Stephen Self. Nel loro articolo pubblicato nel 1982 denunciano la mancanza di una scala della magnitudo per le eruzioni al pari della scala Richter utilizzata per i terremoti, fornendo come soluzione la scala VEI come uno strumento semiquantitativo per confrontare le dimensioni delle eruzioni vulcaniche antiche e moderne (Newhall & Self, 1982). Questa scala discreta utilizza un intervallo di valori da 0 a 8, in cui 0 è un'eruzione dolce non esplosiva e 8 è un'eruzione mega-colossale con colonne di cenere fino ad oltre 50 chilometri di altezza (Tabella 2). Questo indice descrive

l'intensità delle eruzioni vulcaniche sulla base della magnitudo dell'eruzione (volume eruttato) e dall'intensità (altezza della colonna eruttiva).

Tuttavia, questa classificazione presenta alcuni limiti. In primo luogo, non permette una descrizione accurata delle eruzioni effusive, che essendo non esplosive, ricevono una classificazione di 0 e 1. Inoltre, è difficile classificare sia piccole eruzioni, oggi giorno monitorate costantemente, sia eruzioni colossali avvenute ai primordi della Terra con categorie superiori a 9.

Infine, è difficilmente applicabile nelle eruzioni di lunga durata e discontinue, dove la classificazione di ogni fase eruttiva potrebbe variare dalla classificazione del volume totale eruttato (Pyle, 2015).

Come tutti gli eventi naturali, le eruzioni vulcaniche presentano un tempo di ritorno che è proporzionale all'intensità dell'eruzione. Come si può ricavare dalla *Tabella 2*, le eruzioni di piccola intensità sono generalmente molto frequenti, mentre grandi eruzioni vulcaniche sono molto rare con tempi di ritorno che possono arrivare fino a 700.000 anni. Per citare un esempio, l'eruzione del Tambora nel 1815 è stata l'eruzione più potente registrata negli ultimi 1000 anni, con un VEI pari a 7.

Index	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Bulk tephra volume (m ³)	<10 ⁴	<10 ⁶	<10 ⁷	<10 ⁸	<10 ⁹	<10 ¹⁰	10 ¹¹	<10 ¹²	>10 ¹²
Eruption plume column height (km)	<0.1	0.1–1	1–5	3–15	10–25	>25			
Qualitative description	Gentle	Effusive	Explosive		Cataclysmic, paroxysmal				
Stratospheric injection	None	None	None	Possible	Certain				
Percentage of known eruptions in the past 10,000 years	13	16	49	14	5	2	<1	<0.1	0
Typical recurrence interval	Days to weeks			0.3 years	3 years	20 years	80 years	500 years	7 × 10 ⁵ years

Tabella 2: *Categorie appartenenti all'indice di esplosività vulcanica (Pyle, 2015).*

6.3. Conseguenze sul clima

L'attività vulcanica gioca un ruolo molto importante nella variazione del clima di breve e lunga durata. Durante un'eruzione, diversi gas e particelle vengono rilasciate nell'atmosfera e, a seconda della loro dimensione, possono rimanere sospese da pochi giorni fino ad alcuni anni. I principali gas emessi da un vulcano sono il vapore acqueo

(H₂O), anidride carbonica (CO₂) e azoto (N₂), ma anche zolfo (S), zinco (Zn) e rame (Cu). I primi tre gas sono già abbondanti nell'atmosfera e, solitamente, non occupano un ruolo significativo nella modificazione del clima da parte di vulcani. Lo zolfo, invece, rilasciato nella stratosfera sotto forma di anidride solforosa (SO₂), reagisce con il vapore acqueo e in breve tempo forma l'acido solforico o aerosol (H₂SO₄), responsabile principale degli effetti del vulcanismo. Le particelle di aerosol, avendo le stesse dimensioni della luce visibile, presentano un'albedo molto alto e bloccano gran parte della radiazione solare. L'albedo netto planetario aumenta e di conseguenza si riduce l'ammontare di energia solare che arriva alla Terra (*Figura 11*). Una volta emesse nella stratosfera, queste particelle vengono disperse in tutto il mondo a causa della circolazione atmosferica e in parte vengono depositate nelle calotte glaciali, registrando così la storia del vulcanismo sulla Terra (Robock, 2000).

È rilevante evidenziare che solo le grandi eruzioni vulcaniche riescono a emettere ceneri e gas a più di 15 chilometri di altitudine, nella stratosfera. La maggior parte dell'attività vulcanica presente sulla Terra, invece, è rappresentata da piccole eruzioni, in cui gli effetti sono regionali, di breve durata e limitati alla bassa atmosfera. In particolare, secondo lo studio di Bertini et al. (2013), durante l'eruzione di El Chichon (1982) e del Pinatubo (1991) è stato registrato un raffreddamento medio di 0,2 - 0,5° C per un periodo di 2-3 anni.

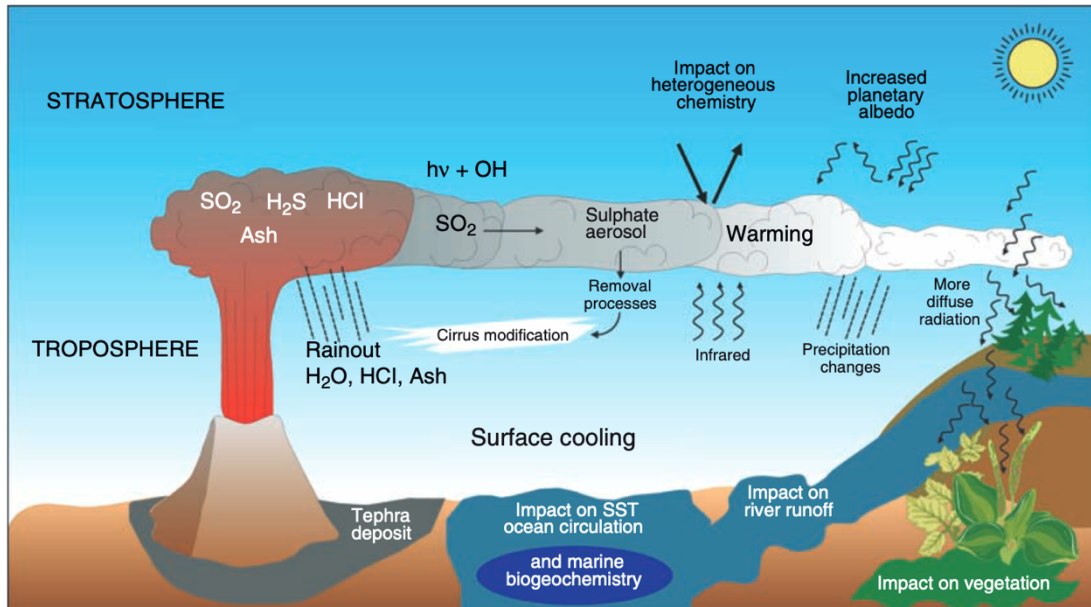


Figura 11: Schema generale delle conseguenze climatiche in seguito a una grande eruzione vulcanica (Timmreck, 2012).

- *Modificazione del ciclo diurno*

La nube di cenere e gas che viene rilasciata durante un'eruzione vulcanica isola in modo netto la superficie terrestre dalle radiazioni solari in arrivo mantenendo una temperatura costante sia di giorno che di notte. Questo effetto è visibile ad occhio nudo e si presenta con una colorazione bianco-grigia del cielo e con luce del sole parzialmente o completamente oscurata.

La modificazione del ciclo diurno si prolunga per un paio di giorni al massimo, finché la nube di aerosol non viene dispersa nell'atmosfera (Robock, 2000).

- *Raffreddamento del clima globale*

Come già descritto in precedenza, le temperature medie a seguito di un'eruzione vulcanica calano drasticamente a causa della riduzione della radiazione solare che arriva al suolo. Il picco di questo raffreddamento avviene circa un anno dopo l'eruzione vulcanica e, solitamente, è concentrato nell'emisfero in cui è avvenuta l'eruzione. Generalmente, l'emisfero boreale è più sensibile a variazioni climatiche

dovute ad eruzioni vulcaniche a causa della minore capacità termica delle terre emerse che si raffreddano più velocemente rispetto agli oceani; di conseguenza, sono più sensibili alle alterazioni di irraggiamento. Oltre a ciò, le zone più colpite sono le regioni polari di entrambi gli emisferi, a causa del *feedback* positivo del ghiaccio che aumenta l'effetto di raffreddamento. L'attività vulcanica può anche causare effetti regionali come una modificazione del ciclo idrologico nelle zone tropicali e un riscaldamento invernale nell'emisfero settentrionale (Robock, 2000).

- *Riscaldamento della stratosfera*

Le particelle di aerosol rilasciate nell'atmosfera, oltre a formare un raffreddamento della superficie terrestre, causano anche un riscaldamento della stratosfera. Questo fenomeno è causato sia dall'assorbimento dall'alto della radiazione solare da parte dei gas, sia dall'assorbimento dal basso della radiazione a infrarossi rilasciata dalla Terra. Un esempio che conferma questo concetto è l'eruzione del Pinatubo nel 1991 che causò un riscaldamento della stratosfera di circa 1,5° C per i due anni successivi (Robock, 2000).

<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 3: *Conseguenze delle grandi eruzioni vulcaniche sugli eventi atmosferici e climatici (Robock, 2000).*

7. ERUZIONI VULCANICHE PIÙ IMPORTANTI DELLA PEG

Durante la Piccola Era Glaciale si sono susseguite innumerevoli eruzioni vulcaniche identificabili grazie alle analisi di molteplici carote di ghiaccio e carote legnose. Nello studio pubblicato da Gao et al. (2008) sono state analizzate oltre 50 carote di ghiaccio in Artide e in Antartide per studiare l'ammontare di aerosol vulcanico immesso in atmosfera negli ultimi 1500 anni, andando così a identificare le maggiori eruzioni vulcaniche durante questo intervallo temporale.

Nella *Tabella 4* vengono riportate le 10 eruzioni vulcaniche più importanti negli ultimi 1000 anni con le rispettive quantità di aerosol vulcanico immesso in atmosfera. Tra gli eventi più significativi vengono ricordati l'eruzione del vulcano Samalas in Indonesia, nel 1257; il vulcano Kuwae in Vanuatu, nel 1452; il vulcano Laki in Islanda, nel 1784 e il vulcano Tambora in Indonesia, nel 1815 (Slawinska & Robock, 2018).

Dal momento che la maggior parte delle eruzioni vulcaniche avvenute in epoca storica sono difficilmente documentate, ogni pubblicazione offre una propria interpretazione delle eruzioni vulcaniche più importanti della PEG con anche date e stime leggermente contrastanti. In generale, le eruzioni vulcaniche avvenute durante il nostro periodo di interesse sono circa 70, diversificate in intensità e durata (Slawinska & Robock, 2018). Le eruzioni vulcaniche più famose sono logicamente più studiate e documentate, mentre per altre la ricerca di informazioni ha prodotto pochi e scarsi risultati. Con le informazioni disponibili, nei capitoli successivi verranno analizzate in ordine cronologico le 10 eruzioni vulcaniche più significative della Piccola Era Glaciale.

Actual eruption year	Year in simulation	Name	Latitude	Longitude	Global total stratospheric sulfate aerosol injection (Tg) (Gao et al. 2008)
1226	1227	Reykjanes	64°N	22°W	67.52
1257	1258	Samalas	8°S	116°E	257.91
1280?	1275	Quilotoa?	1°S	79°W	63.72
1284	1284	Unidentified	?	?	54.69
1452	1452	Kuwae	17°S	169°E	137.50
1600	1600	Huaynaputina	17°S	71°W	56.59
1641	1641	Parker	6°N	125°E	51.60
1783	1762	Lakagigar	64°N	18°W	92.96
1809	1809	Unidentified	?	?	53.74
1815	1815	Tambora	8°S	118°E	109.72

Tabella 4: Le 10 eruzioni vulcaniche più importanti degli ultimi 1000 anni secondo lo studio di Slawinska & Robock (2018).

7.1. Vulcano Reykjanes, Islanda - 1226

Il centro vulcanico di Reykjanes si trova nella punta sud-occidentale della penisola di Reykjanes, in Islanda. In quest'area si trova il punto di transizione tra il confine di placca trans-tensionale e quello della placca dorsale estensionale. Con una larghezza di 5-6 km, questa faglia presenta un'attività vulcanica che determina la continua espansione della stessa (Sæmundsson et al., 2020).

L'eruzione del vulcano Reykjanes nel 1226 fa parte di una serie di eruzioni vulcaniche avvenute dal 1211 al 1238 conosciute come “I fuochi di Reykjanes” che produssero soprattutto eruzioni basaltiche a fessura (Licari, 2022).

L'evento del 1226 iniziò con una tranquilla eruzione effusiva sulla terraferma e proseguì lungo la faglia fino al raggiungimento del mare. Il magma, a contatto con l'acqua, trasformò l'attività effusiva in esplosiva formando lo strato di tefra² più grande della penisola. Secondo lo studio di Magnúsdóttir et al. (2014) il volume di tefra eruttato fu di 0,1 km³ e venne disperso in un'area di 3500 km².

Nonostante il volume di cenere rilasciato fu modesto, ebbe un impatto importante sulla vegetazione della zona e sul clima nell'inverno successivo. Inoltre, alcune fonti scritte testimoniano l'attività vulcanica scrivendo di “*oscurità nel mezzo del giorno*” e descrivendo le sue conseguenze con “*inverno sabbioso*” (Magnúsdóttir, 2015).

² Tefra: insieme di materiali piroclastici prodotti durante un'eruzione vulcanica.

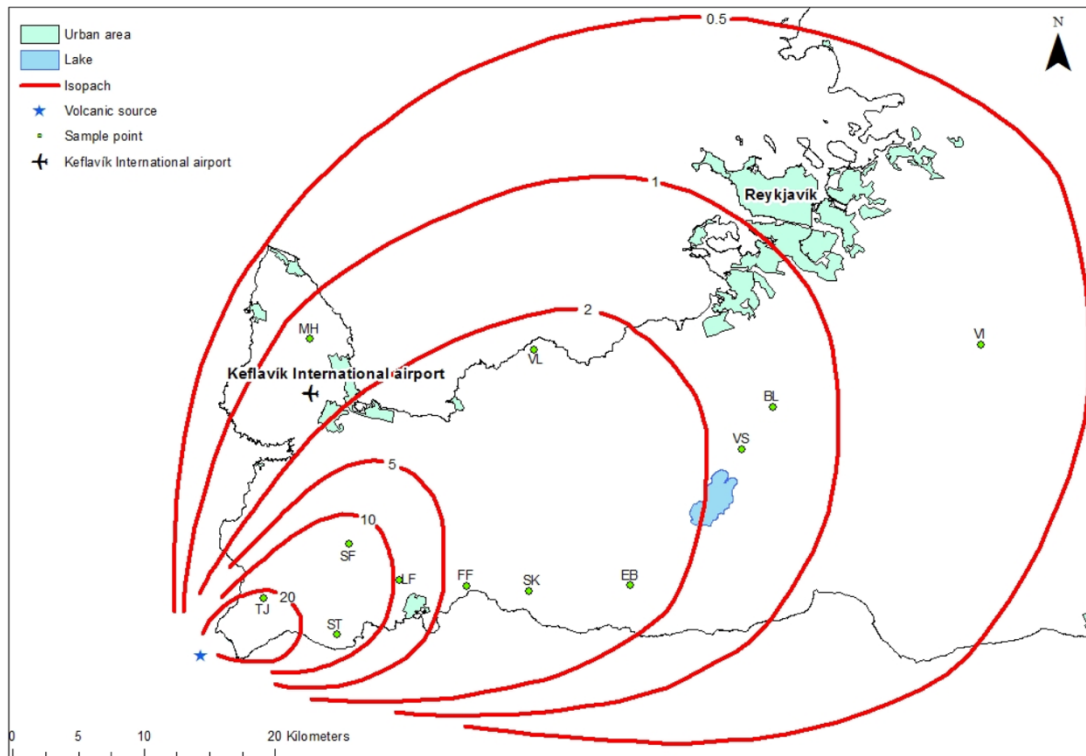


Figura 12: Posizione geografica del vulcano Reykjanes indicato con la stella blu. In rosso sono evidenziate le isopache³ (in cm) dei depositi piroclastici emessi durante l'eruzione (Magnúsdóttir, 2015).

7.2. Vulcano Samalas, Indonesia - 1257

Il vulcano Samalas fa parte del complesso vulcanico del monte Rinjani, sull'isola di Lombok, in Indonesia. L'eruzione del 1257 viene descritta come una delle più grandi eruzioni esplosive degli ultimi 7000 anni con un rilascio di aerosol vulcanici nella stratosfera due volte superiore all'eruzione vulcanica del Tambora nel 1815. Con un indice di esplosività vulcanica pari a 7 e un'intensità pari a 12, l'eruzione del Samalas provocò la fuoriuscita di un minimo di 40 km³ di tefra, la colonna eruttiva raggiunse i 43 km di altitudine e i depositi piroclastici vennero ritrovati a 25 km di distanza dal vulcano (Lavigne et al., 2013).

Questa eruzione colossale determinò conseguenze climatiche e sociali notevoli, tra cui l'ipotesi di aver contribuito all'innesco della Piccola Era Glaciale.

³ Isopache: linee che congiungono tutti i punti di uguale spessore di un corpo geologico.

Nell'emisfero boreale, secondo gli archivi paleoclimatici analizzati da Guillet et al. (2017), durante il periodo 1258-1259 si assistette a due delle estati più fredde dell'ultimo millennio. In particolare, il 1259 fu l'anno con l'estate più fredda, diventando la terza estate più fredda dal 1200.

Tuttavia, il raffreddamento globale non fu omogeneo in tutto l'emisfero boreale. L'Europa occidentale, la Siberia e il Giappone documentarono un forte raffreddamento; mentre in Alaska e in Canada settentrionale si assistette ad un clima decisamente più mite.

Complessivamente, tutti i documenti medievali riportano piogge incessanti e una nebbia densa che provocò raccolti molto scarsi (Figura 13). Le temperature anomale colpirono soprattutto Inghilterra e Giappone, in cui la loro situazione già instabile causata da crisi economiche e sociali si aggravò determinando ulteriori anni di fame e carestie.

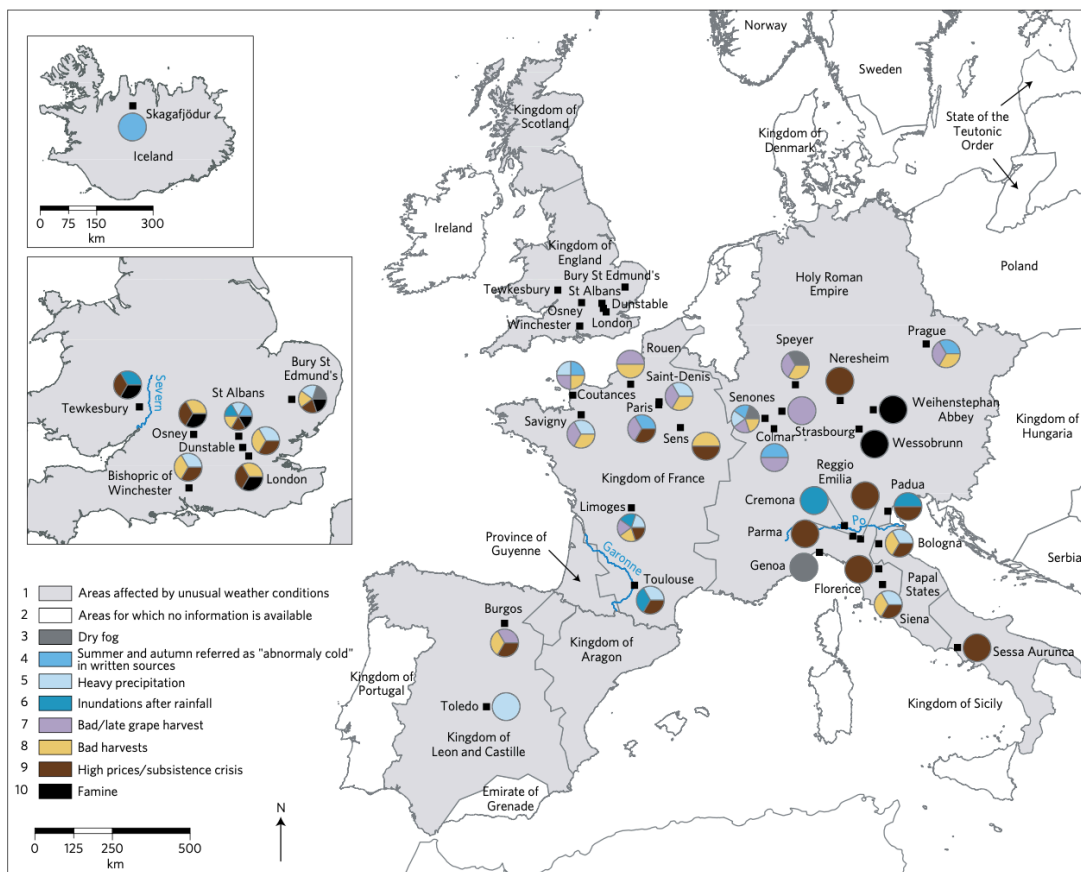


Figura 13: Conseguenze climatiche e sociali osservate in Europa nel 1258 (Guillet et al., 2017).

Inoltre, l'eruzione del vulcano Samalas è stata documentata attraverso il *Babad Lombok*, una fonte scritta su foglie di palma datata intorno al XVI secolo che contiene storie e miti locali. Il testo originale, scritto in lingua antica giavanese ed esaminato nello studio di Mutaqin & Lavigne (2019), descrive di una grande eruzione vulcanica sul Monte Samalas che recita come segue:

"Mount Rinjani avalanched and Mount Samalas collapsed, followed by large flows of debris accompanied by the noise coming from boulders; these flows destroyed (the seat of the kingdom) Pamatan. All houses were destroyed and swept away, floating on the sea, and many people died."

"Il monte Rinjani subì una valanga e il monte Samalas crollò, seguito da grandi colate di detriti accompagnate dal rumore dei massi; queste colate distrussero Pamatan (la sede del regno). Tutte le case furono distrutte e spazzate via, galleggiando sul mare, e molte persone morirono".

7.3. Vulcano Quilotoa, Ecuador - 1280

Il vulcano Quilotoa si trova nella Cordigliera Occidentale dell'Ecuador, zona caratterizzata dalla presenza della placca colombiano – ecuadoriana in subduzione. Questo rilievo ha un'altitudine di 3914 m s.l.m. e sulla sua sommità presenta una caldera di circa 2,5 km originata in seguito alla grande esplosione del 1280. Inizialmente, questa eruzione vulcanica produsse una potente colonna convettiva che causò un successivo collasso della stessa, formando una grande eruzione esplosiva di indice di esplosività vulcanica pari a 6 (Di Muro et al., 2008).

Secondo lo studio di Mothes & Hall (2008), l'eruzione del Quilotoa generò 18,3 km³ di magma e una colonna eruttiva di 35 km di altezza, disperdendo uno strato di cenere e cristalli fini su una superficie di 810.000 km². I materiali piroclastici depositati dall'eruzione erano composti prevalentemente da pomice, plagioclasio, anfibolo e biotite.

Questo evento ebbe conseguenze devastanti per le popolazioni locali. I detriti prodotti provocarono la distruzione dei villaggi in prossimità del vulcano, causando la migrazione degli abitanti verso le regioni più settentrionali del paese (Di Muro et al., 2008).

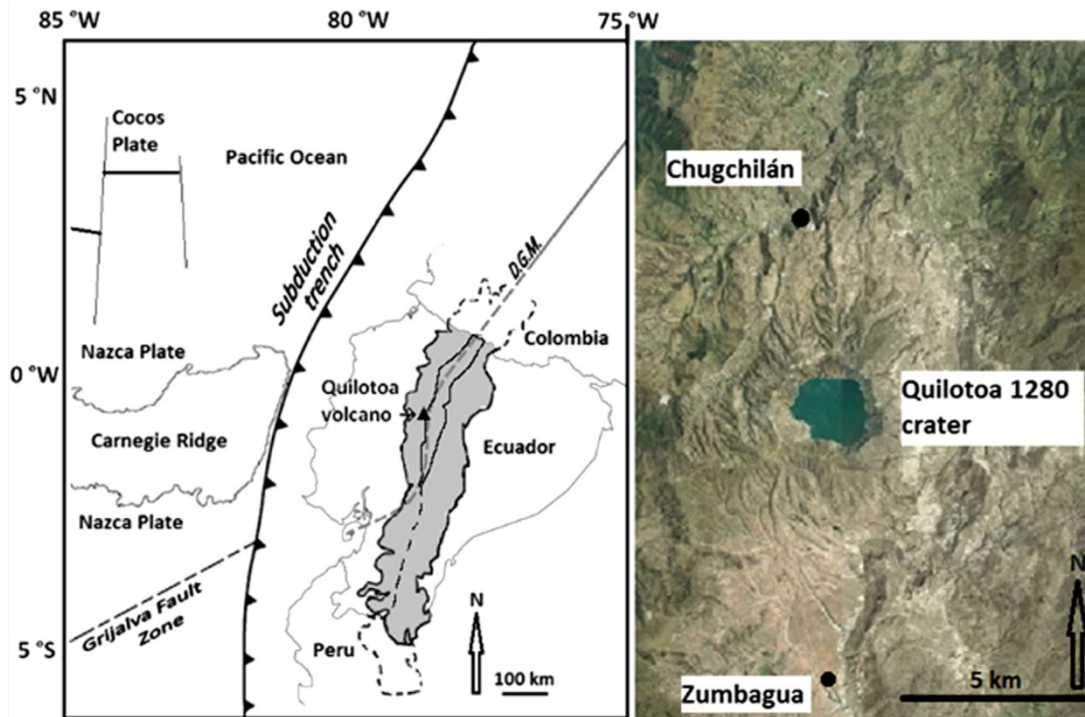


Figura 14: Mappa geologica della posizione del vulcano Quilotoa, Ecuador (Stewart & Castro, 2016).

7.4. Vulcano Kuwae, Vanuatu - 1452

Il vulcano Kuwae è una caldera sottomarina situata tra le isole Epi e Tongoa, nell'arcipelago di Vanuatu, nell'Oceano Pacifico (McClelland, 1991). Una leggenda narra che questa gigantesca eruzione causò la distruzione dell'isola di Kuwae, lasciando due piccole isole separate come risultato.

Secondo lo studio di Gao et al. (2006) la data della sua eruzione risale alla fine del 1452 o all'inizio del 1453, anche se la sua data precisa rimane ancora molto discussa. Grazie alle carote di ghiaccio analizzate nello stesso articolo, questa eruzione ha portato alla deposizione di 93 kg SO₄/km² in Antartide e 45 kg SO₄/km² in Groenlandia, diventando uno degli eventi vulcanici con maggiore emissione di aerosol nella stratosfera di quel periodo, superando anche l'eruzione del vulcano Tambora nel 1815.

Si stima che questa eruzione sia stata di magnitudo 6,9 - 7,2 e abbia causato conseguenze importanti sul clima terrestre. In particolare, questa eruzione è collocata

durante l'inizio di una delle fasi più fredde della Piccola Era Glaciale e, con la sua intensità, potrebbe aver contribuito all'avanzamento di questo periodo.

A seguito di questa eruzione sono state documentate delle estati particolarmente fresche con molti episodi di maltempo, danni all'agricoltura, effetti ottici atmosferici e anelli degli alberi con densità anomale (Witter & Self, 2006; Gao et al., 2006).

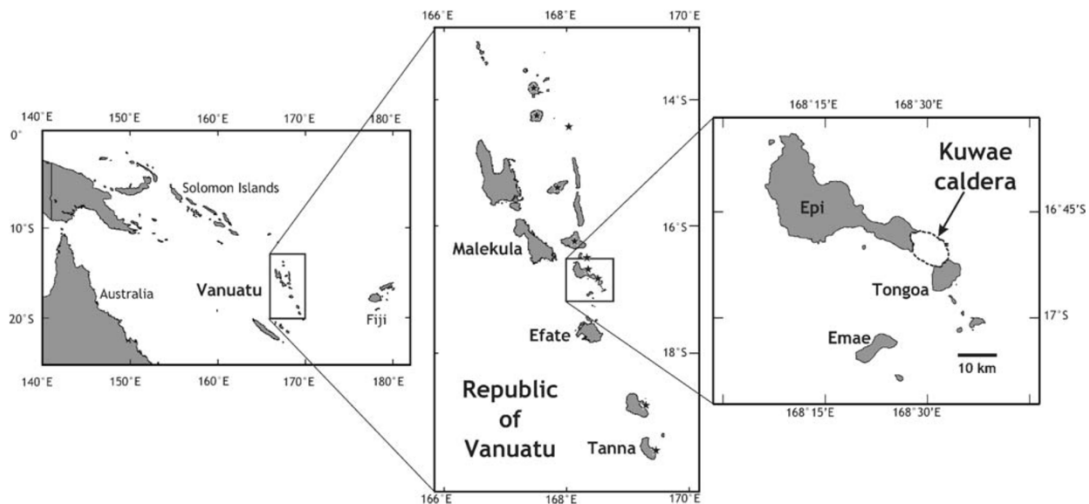


Figura 15: Posizione geografica della caldera sottomarina di Kuwae, nella Repubblica di Vanuatu (Witter & Self, 2006)

7.5. Vulcano Billy Mitchell, Papua Nuova Guinea – 1580

Il vulcano Billy Mitchell è uno strato-vulcano⁴ alto 1532 m s.l.m. situato sull'isola di Bougainville, in Papua Nuova Guinea. Sulla sua sommità è presente un lago che occupa il cratere di 2,4 km, probabilmente formato a seguito dell'ultima grande eruzione (Blake, 1968). Sebbene venga datata nell'anno 1580, la data precisa dell'eruzione del Billy Mitchell è ancora molto discussa.

⁴ Strato-vulcano: vulcano di forma conica formato dalla sovrapposizione alternata di colate di lava e materiale detritico.

Nello studio pubblicato da Briffa et al. (1998) condotto su anelli legnosi, sono stati ritrovati due segnali, nel 1495 e nel 1587, che potrebbero combaciare con l'attività vulcanica del Billy Mitchell.

In contrasto con quanto appena citato, un altro studio pubblicato da Gurskaya (2017) condotto su anelli legnosi di larice, testimonia un significativo cambiamento climatico nel nord della Siberia negli anni successivi al 1578, che portò ad un raffreddamento globale e ad una diminuzione della stagione vegetativa. Secondo questo studio, l'eruzione del Billy Mitchell si stima essere avvenuta intorno al 1577-1578.

Questa eruzione vulcanica produsse 14 km^3 di tefra e diffuse cenere in un'area di oltre 300 km^2 , tanto da essere classificata con VEI pari a 6 (Pfeiffer, 2023).

Inoltre, secondo lo studio di Zielinski (1995) condotto su carote di ghiaccio derivate dalla calotta glaciale della Groenlandia, il periodo 1580-1640 presenta un'alta percentuale di aerosol stratosferici che suggeriscono che l'eruzione del Billy Mitchell possa aver causato un'elevata emissione di zolfo in atmosfera.



Figura 16: Localizzazione del vulcano Billy Mitchell (Google Maps; Wikipedia, Billy Mitchell (volcano) 2022).

7.6. Vulcano Huaynaputina, Perù - 1600

Il vulcano Huaynaputina è costituito dall'insieme di tre crateri posti ad un'altitudine di 4500 m s.l.m. nel Perù meridionale. La sua eruzione nel 1600, con un indice di esplosività vulcanica pari a 6, è considerata la più grande eruzione avvenuta nel Sud America e una delle più significative degli ultimi 1000 anni.

Con una durata di 15 giorni, l'eruzione pliniana fu preceduta da attività sismica e provocò una colonna eruttiva alta fino a 46 km, emettendo un minimo di 19,2 km³ di tefra, accompagnato da colate piroclastiche e piogge di ceneri di pomice. Questo evento provocò almeno 1000 vittime e la distruzione di interi villaggi situati in prossimità del vulcano (de Silva & Zielinski, 1998; Adams et al., 2001).

Le alte emissioni di aerosol provocate, seppur non comparabili con le eruzioni del Kuwae e del Tambora (*Tabella 4*), vennero ritrovate nelle calotte glaciali di entrambe le regioni polari e provocarono conseguenze climatiche, sociali, economiche e politiche in tutto il mondo.

Grazie alle documentazioni dettagliate fornite dalle popolazioni locali, è possibile constatare che l'inverno del 1601-1602 fu molto freddo, tanto da causare una delle più grandi carestie documentate in Russia, il congelamento anticipato dei laghi in Giappone e un ritardo di 17 giorni nella fioritura dei peschi in Cina.

In Europa gli effetti non furono migliori. La produzione di vino nel 1601-1602 subì forti ripercussioni in Francia e in Germania: nel primo caso la vendemmia fu la più tardive nel periodo 1500-1700, mentre nel secondo caso la produzione di vino fu inferiore del 5% al valore medio dei 75 anni precedenti e successivi. In Svizzera e in Fennoscandia, invece, furono registrati inverni molto freddi. In particolare, in Svezia la quantità di neve caduta in inverno provocò in primavera una delle peggiori inondazioni documentate che causò raccolti scarsi, carestie e malattie negli anni successivi (Verosub & Lippman, 2008).



Figura 17: Conseguenze ambientali e sociali a seguito dell'eruzione del Huaynaputina nel 1600 (Navarro et al., 2000)

7.7. Vulcano Parker, Filippine - 1641

Il vulcano Parker, chiamato in lingua originale Monte Melibengoy, è uno strato-vulcano sull'isola di Mindanao, nelle Filippine. Con un'altitudine di 1842 m s.l.m., questo vulcano presenta sulla sua sommità una caldera di circa 3 km di diametro formata a seguito dell'enorme esplosione avvenuta nel 1641 (Delfin et al., 1997).

Questa eruzione iniziò con un evento eruttivo nel dicembre del 1640 e si concluse con una grande esplosione il 4 gennaio 1641 che produsse ingenti quantità di materiali piroclastici e pomicei.

Secondo lo studio di Delfin et al. (1998) si stima che il volume di magma eruttato da questo evento sia stato superiore al volume prodotto dall'eruzione del Pinatubo nel 1991 e che possa aver causato un raffreddamento climatico a livello globale. Dalle analisi degli anelli legnosi condotti da Stoffel et al. (2022) si riscontrano temperature più basse della media negli anni 1641 e 1643 in tutto l'emisfero boreale, in particolar modo in America occidentale, Scandinavia, Siberia e Asia Centrale.

A sostegno degli studi effettuati sono stati trovati molti documenti storici (Magisa, 1641; Le Gentil, 1779-1781; Perrey, 1860) che testimoniano la gigantesca eruzione con estrema precisione. Di seguito viene riportato un estratto del racconto originale di Magisa tradotto dalla lingua originale e riportato nello studio di Delfin et al. (1998):

“In the last days of December of 1640, ash fell strongly twice near the Presidio of Zamboanga of the island of Mindanao, covering fields like a light hoar frost. On January 3, at 7 PM, we suddenly heard some noise about ½ league distant, which created some concern in Zamboanga. On the following day, January 4th (...) we saw a great darkness approaching from the south which gradually spread over the entire hemisphere. By 1 PM we found ourselves in total night and at 2 PM in such profound darkness that we could not see our hands before our eyes. This darkness.. lasted until 2 AM, when a little moonlight appeared, to the great relief of Spaniards and Indios who had feared that they would be buried beneath the mass of ash which had started to fall on them at 2 PM.”

“Negli ultimi giorni di dicembre del 1640, la cenere cadde con forza per due volte vicino al Presidio di Zamboanga dell'isola di Mindanao, coprendo i campi come una leggera brina. Il 3 gennaio, alle 19, abbiamo sentito improvvisamente un rumore a circa ½ lega di distanza, che ha creato preoccupazione a Zamboanga. Il giorno seguente, il 4 gennaio (...) abbiamo visto una grande oscurità avvicinarsi da sud che si è gradualmente estesa a tutto l'emisfero. Alle 13 ci trovammo nella notte totale e alle 14 in un'oscurità così profonda che non riuscivamo a vedere le nostre mani davanti agli occhi. Questa oscurità durò fino alle 2 del mattino, quando apparve un po' di luce lunare, con grande sollievo di

spagnoli e indios che temevano di essere sepolti sotto la massa di cenere che aveva cominciato a cadere su di loro alle 14.”

L'eruzione del vulcano Parker, insieme ad altri vulcani e alla diminuzione dell'attività solare, potrebbe aver contribuito all'avvio del Minimo di Maunder, uno dei periodi più freddi della Piccola Era Glaciale iniziato nell'anno 1645.

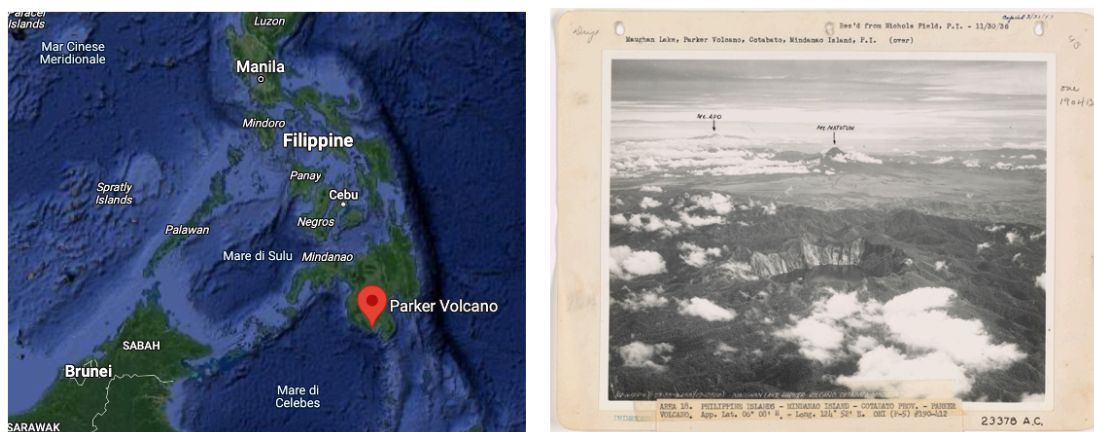


Figura 18: Posizione geografica e foto storica del vulcano Parker, Indonesia (Google Maps; Wikipedia, Mount Melibengoy 2023)

7.8. Vulcano Long Island, Papua Nuova Guinea – 1660

L'isola vulcanica di Long Island fa parte dell'arcipelago di Birsmarck, in Papua Nuova Guinea. La sua conformazione ospita due grandi strato-vulcani (Monte Reaumur e Monte Cerisy) e una caldera vulcanica contenente il Lago di Wisdom.

Numerose sono state le eruzioni vulcaniche avvenute nel corso della storia di quest'isola, tuttavia, quella del XVII secolo è la più grande eruzione avvenuta in Papua Nuova Guinea, tanto da essere considerata una delle eruzioni più significative degli ultimi 600 anni (Blong et al., 2017).

L'eruzione del Long Island non ha ancora una data precisa e numerosi studi propongono ipotesi diverse. Secondo le analisi su carote di ghiaccio in Groenlandia e in Antartide condotte da Briffa et al. (1998), sono stati ritrovati segnali acidi negli anni 1666 e 1675 che suggeriscono una possibile eruzione da parte del Long Island in queste

date. Inoltre, evidenze storiche testimoniano fenomeni atmosferici insoliti a Londra nel 1665, come sole blu, nebbie e crepuscoli rossi, e inverni molto freddi nelle foreste boreali tra il 1666 e 1667 che vennero attribuiti all'eruzione del Long Island (Blong & Kurbatov, 2020; Briffa et al., 1998).

Diversamente, secondo lo studio di Blong et al. (2017) condotto su anelli degli alberi e carote di ghiaccio, l'eruzione vulcanica del Long Island viene collocata tra il 1651 e il 1671 con una probabilità del 95,4%.

Questa eruzione provocò l'emissione di più di 10 km³ di tefra e la dispersione di uno strato di cenere alto 10 mm per circa 85.000 km², tanto da essere classificata con VEI pari a 6 ed essere paragonata per dimensione all'eruzione del Krakatau nel 1883 (Blong et al., 2017; Golson et al., 2017).

Le conseguenze sociali e climatiche sono state documentate grazie alle popolazioni locali con racconti tramandati oralmente. Secondo la leggenda, sul territorio si abbatté un periodo di oscurità chiamato *taim tudak* in cui la sabbia cadde dal cielo, i raccolti furono distrutti, alcune case crollarono e molte persone e animali furono uccisi (Blong et al., 2017).

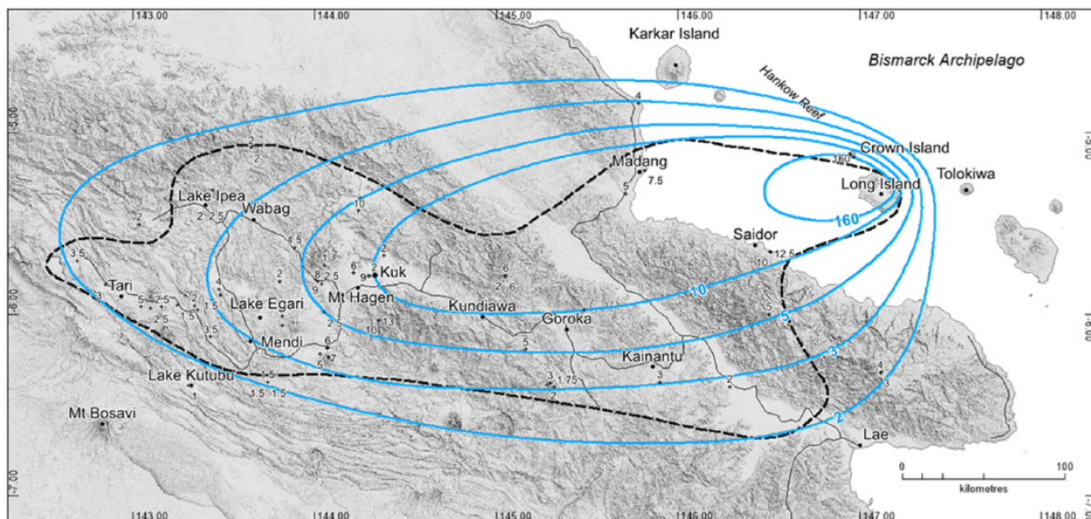


Figura 19: Localizzazione del vulcano Long Island. In blu sono evidenziate le isopache (in cm) dei depositi piroclastici emessi durante l'eruzione.

7.9. Vulcano Laki, Islanda – 1783

Il vulcano Laki, chiamato anche Lakagígar, fa parte di una serie di crateri vulcanici situati nel Parco Nazionale di Skaftafell, in Islanda meridionale.

L'eruzione del 1783, classificata con VEI pari a 6, ha determinato la seconda più grande colata di lava basaltica mai documentata e il secondo più grande deposito piroclastico negli ultimi 250 anni in Islanda. Durante i suoi 8 mesi di attività, sono state riconosciute 10 eruzioni vulcaniche distinte, caratterizzate inizialmente da una fase esplosiva ed in seguito da fontane di lava ed emissioni laviche (*Figura 20*).

Durante le fasi iniziali dell'eruzione la colonna eruttiva superò i 13 km d'altezza ed in totale sprigionò 122 Mt⁵ di SO₂ nell'atmosfera provocando una dispersione immediata dei gas e producendo 200 Mt di aerosol H₂SO₄ (*Figura 21*).

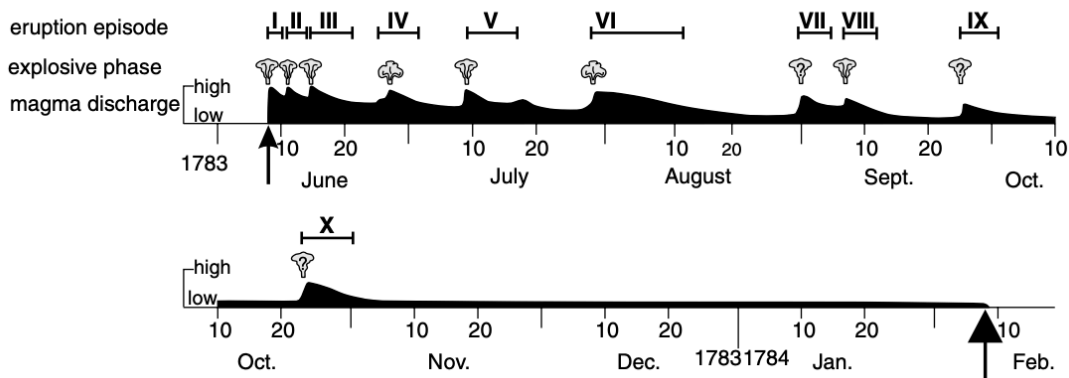


Figura 20: Sequenza delle 10 eruzioni vulcaniche avvenute negli 8 mesi di attività del vulcano Laki (Thordarson & Self, 2003).

Come dimostrato dallo studio di Thordarson & Self (2003), più dell'85% di aerosol vulcanico venne rimosso dall'atmosfera nello stesso anno sotto forma di precipitazioni acide che causarono inquinamento, danni ai raccolti e malattie. Il restante 15% rimase in atmosfera per oltre un anno.

⁵ Mt: megatonnellate = 10⁹ grammi

Nonostante un'estate insolitamente calda nel 1783 causata probabilmente dalla persistenza di correnti d'aria meridionali, l'inverno seguente fu uno degli inverni più freddi mai registrati in Europa e in Nord America, con una diminuzione delle temperature medie di circa 1,3° C per due o tre anni.

Le conseguenze furono devastanti sia per le popolazioni locali che nel resto del mondo. In Islanda gli effetti dell'eruzione furono visibili già dalla prima settimana, causando foschia, caduta di cenere e piogge acide che fecero apparire il Sole di colore rosso. In particolare, l'ingente quantità di fluoro rilasciata nell'atmosfera e successivamente immessa nel terreno provocò un forte avvelenamento del bestiame da pascolo in tutta l'Islanda provocandone anche la morte.

La caduta di cenere e di precipitazioni acide furono documentate in tutta Europa, causando notevoli danni alla vegetazione, siccità e diversi disturbi fisici come mal di testa, difficoltà respiratorie e asma (Thordarson & Self, 2003).

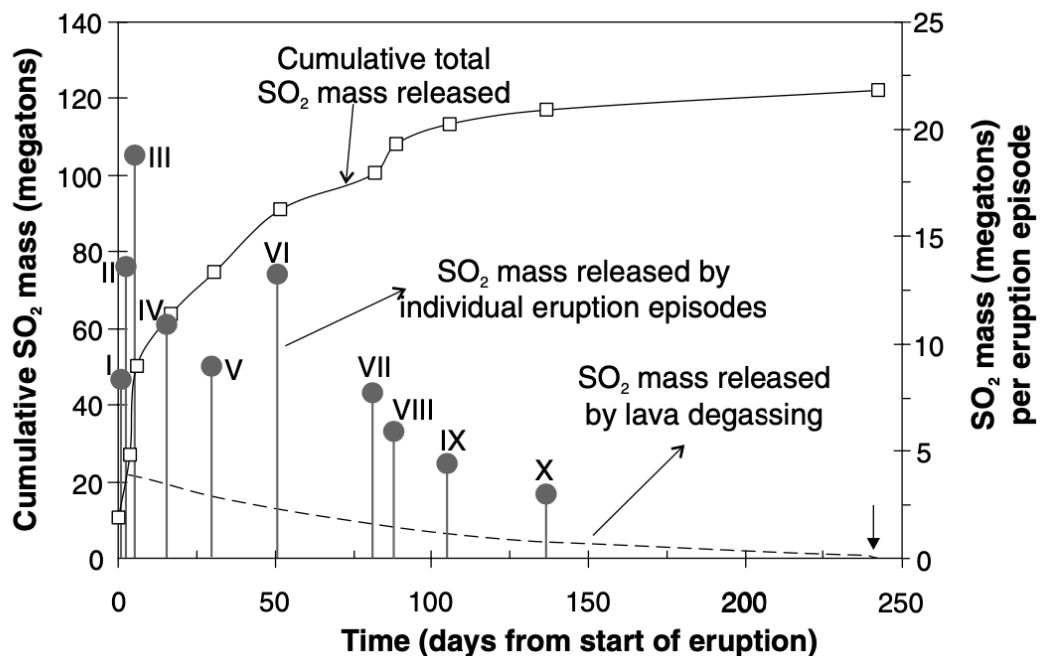


Figura 21: Emissione cumulata e totale di SO₂ nell'atmosfera durante le 10 eruzioni del vulcano Laki (Thordarson & Self, 2003).

7.10. Vulcano Tambora, Indonesia – 1815

Il vulcano Tambora è uno strato-vulcano situato sull'isola di Sumbawa, nell'arcipelago di Solda, in Indonesia. Prima della sua eruzione si stima che raggiungesse un'altezza di 4300 m s.l.m., tuttavia, ciò che rimane oggi è una grande caldera di circa 7 km di diametro e profonda 1 km.

L'eruzione vulcanica del 1815 è ben documentata da fonti storiche e da popolazioni locali che testimoniano la potenza dell'esplosione, classificata con un indice di esplosività vulcanica pari a 7 e considerata una delle eruzioni vulcaniche più grandi degli ultimi 10.000 anni (Self et al., 1984).

Oltre 30 km³ di magma vennero eruttati nell'evento pliniano nel 10-11 aprile 1815 provocando colonne eruttive di 43 km di altezza e un rilascio di 53-58 Tg⁶ di SO₂ in atmosfera in meno di 24 ore, portando alla formazione di circa 100 Tg di aerosol nella stratosfera (Oppenheimer, 2003; Self et al., 2004).

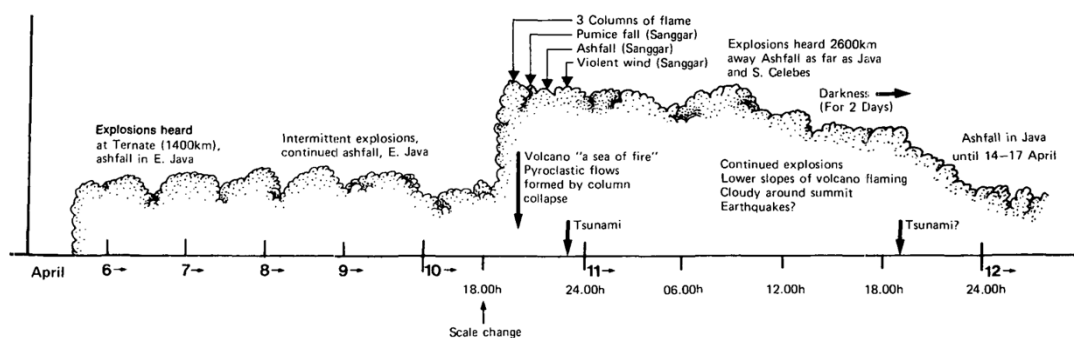


Figura 22: Schema cronologico dell'eruzione nel 1815 del vulcano Tambora (Self et al., 1984).

Questa eruzione ebbe un'intensità e uno sviluppo simili all'eruzione del Pinatubo nel 1991, tuttavia, secondo lo studio di Oppenheimer (2003), la quantità di zolfo eruttato dal Tambora fu 6 volte superiore a quanto rilasciato dal Pinatubo.

Le conseguenze di questa colossale eruzione furono catastrofiche. Oltre 71.000 persone morirono in seguito all'evento a causa di tsunami, carestie e malattie.

⁶ Tg: teragrammi = 10¹² grammi

Nello stesso anno, nel 1815, vennero documentati tramonti e crepuscoli straordinari a Londra con colori che andavano dall'arancione al rosso al viola e una "nebbia secca" che oscurava il sole fu osservata negli Stati Uniti, tanto da poter vedere le macchie solari ad occhio nudo. L'anno successivo, il 1816, divenne famoso per essere considerato "l'anno senza estate". Un clima anomalo raggiunse Stati Uniti, Canada ed Europa portando a un raffreddamento di 1 - 2° C rispetto alla media nel periodo 1810-1819. In Canada e negli Stati Uniti, ad esempio, a metà giugno cadde la neve e molte gelate si ripeterono nel corso dell'estate provocando un drastico calo della stagione vegetativa e raccolti molto scarsi (Oppenheimer, 2003).

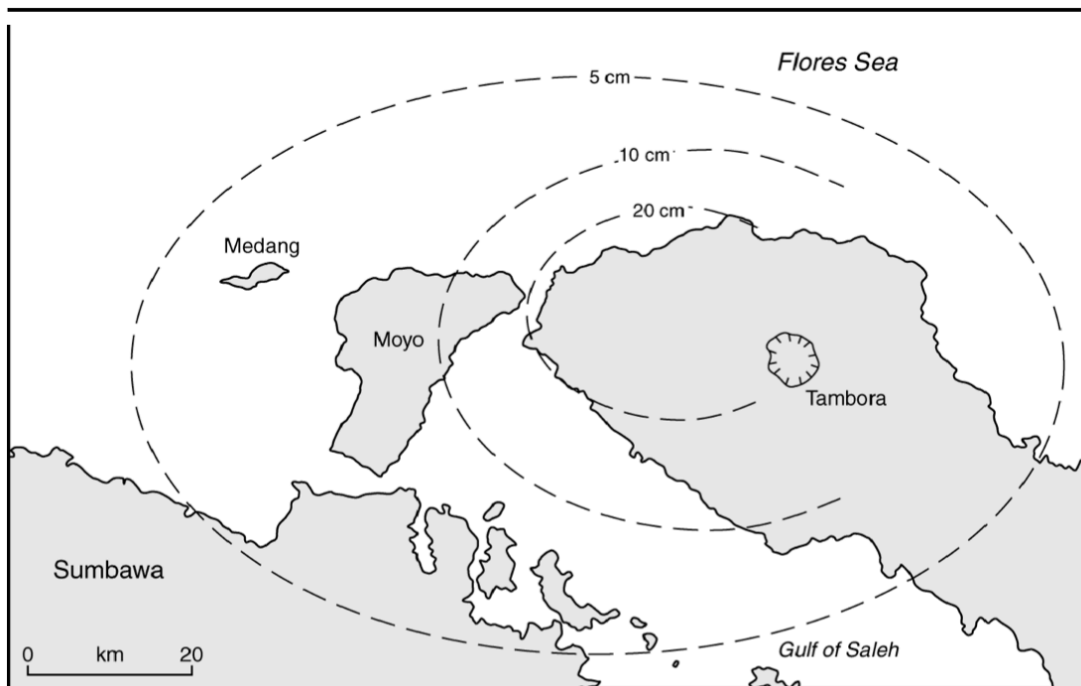


Figura 23: Mappa delle isopache (in cm) dell'eruzione del vulcano Tambora nel 1815 (Oppenheimer, 2003).

Anche in Irlanda il clima registrato fu in linea con i cambiamenti climatici appena descritti e venne documentato all'interno di racconti scritti dalle popolazioni locali. L'estratto di un racconto scritto nel 1820 da un cittadino irlandese, inserito nella pubblicazione di Oppenheimer (2003), viene riportato di seguito.

“In 1816 the spring was unusually late; the summer and autumn excessively wet, cold, and cloudy: the quantity of rain which fell in this year measured in the gauge nearly 31 inches, a circumstance perhaps unprecedented in this country; there were 142 wet days, and these principally in the summer and autumnal months. The mean temperature of the spring, summer, and autumn was 3 degrees below that of the preceding year . . . the winter of 1816 was remarkably mild. The year 1817 was almost as remarkable as 1816 for being wet and cold.”

“Nel 1816 la primavera fu insolitamente in ritardo; l'estate e l'autunno eccessivamente umidi, freddi e nuvolosi: la quantità di pioggia caduta in quell'anno misurò nel manometro quasi 31 pollici, una circostanza forse senza precedenti in questo Paese; ci furono 142 giorni di pioggia, e questi principalmente nei mesi estivi e autunnali. La temperatura media della primavera, dell'estate e dell'autunno fu di 3 gradi inferiore a quella dell'anno precedente... L'inverno del 1816 fu notevolmente mite. L'anno 1817 fu quasi altrettanto notevole del 1816 per essere umido e freddo.”

8. RISULTATI E DISCUSSIONI

Nella *Figura 24* sono riportati i risultati ottenuti dalle analisi di campioni legnosi ottenuti da un popolamento di *Larix decidua* originari della Valtellina.

Secondo quanto riportato di seguito, le concentrazioni di zolfo, rame e zinco presentano un picco isolato corrispondente all'anno 1580 ed un aumento graduale di concentrazione iniziato circa nel 1665 e proseguito fino al 1670.

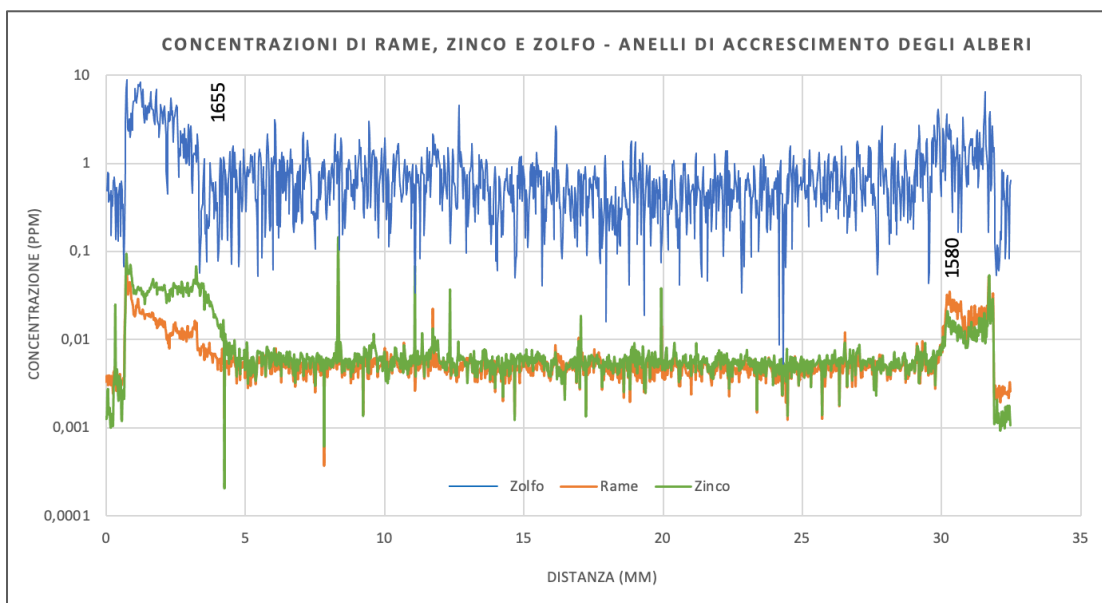


Figura 24: Concentrazione di rame (Cu), zinco (Zn) e zolfo (S) negli anelli di accrescimento degli alberi. Il presente grafico fa riferimento ad un periodo che va dal 1570 al 1670. Sull'asse delle x è riportata la distanza in mm della lunghezza dei campioni legnosi analizzati, mentre sull'asse delle y sono riportate le concentrazioni di zolfo, rame e zinco in parti per milione (ppm). Sul grafico sono riportati i picchi principali di concentrazione associati all'anno 1580 e 1665.

Il primo picco, corrispondente al 1580, può essere associato alla grande eruzione del vulcano Billy Mitchell datata tra il 1577 e il 1578, che si pensa abbia provocato un'elevata emissione di zolfo nella stratosfera.

Successivamente è possibile notare un andamento pressoché costante delle concentrazioni di tutti e tre i gas con alcuni picchi isolati che potrebbero essere associati alle eruzioni vulcaniche del Huaynaputina nel 1600 e del Parker nel 1641.

È necessario specificare che le eruzioni vulcaniche, per essere registrate dagli anelli di accrescimento degli alberi, devono essere di grandi dimensioni e vicine tra loro. Queste due eruzioni, seppur di proporzioni notevoli, non sono state registrate nei picchi probabilmente per il fatto che sono due eruzioni distinte che non hanno prodotto una risposta visibile nelle piante.

Il secondo picco, invece, seguito da un aumento progressivo delle concentrazioni di zolfo, zinco e rame è attribuibile all'eruzione del vulcano Long Island nel 1660 e da altre eruzioni minori molto ravvicinate avvenute in seguito.

9. CONCLUSIONI

A seguito delle ricerche esposte ed analizzate nei capitoli precedenti di questa tesi, è possibile fare un riepilogo delle informazioni di maggior rilievo e delle possibili conclusioni che possono scaturire.

La Piccola Era Glaciale è un periodo di raffreddamento globale collocato tra il 1250 e il 1850 caratterizzato da temperature di 0,4 - 0,6° C al di sotto della media e concentrato principalmente nell'emisfero boreale. Le sue cause, nonostante non siano ancora certe, sono maggiormente attribuibili ad una diminuzione dell'attività solare tra il 1200 e il 1800, aumento dell'attività vulcanica registrata tra il 1250 e il 1800 e una diminuzione della circolazione termoalina che influenzò la Corrente del Golfo e altre correnti oceaniche. La combinazione di queste variazioni climatiche portò ad un avanzamento dei ghiacciai in tutte le catene montuose e nel nord Europa, e al congelamento di laghi, fiumi e mari nelle principali città europee.

Il vulcanismo, una delle cause principali dell'inizio della PEG, è in grado di influenzare il clima terrestre se la colonna eruttiva, compresi ceneri e gas, riescono a raggiungere la stratosfera, sopra i 15 km di altitudine. Nella stratosfera, infatti, avviene una reazione chimica tra l'anidride solforosa, rilasciata dal vulcano, e il vapore acqueo presente in atmosfera, che forma particelle di aerosol che schermano la radiazione solare e aumentano l'albedo netto planetario, con il risultato di un raffreddamento progressivo della superficie terrestre.

Durante il periodo della Piccola Era Glaciale si sono susseguite circa 70 eruzioni vulcaniche diversificate in intensità e durata. Tra queste, ne sono state selezionate 10 per potenza e impatto ambientale, considerandole le 10 eruzioni vulcaniche più significative di questo periodo.

L'inizio del raffreddamento globale coincide con una serie di eruzioni vulcaniche molto ravvicinate tra loro, iniziate con i vulcani Reykjanes e Samalas, rispettivamente nel 1226 e nel 1257 e continuate con il vulcano Quilotoa, nel 1280. Queste eruzioni ebbero conseguenze devastanti per le popolazioni locali e gli effetti vennero documentati in tutto il mondo, con estati molto fredde, nebbie dense e carestie.

Successivamente, nel 1452, l'eruzione del vulcano Kuwae portò all'emissione di un volume di aerosol stratosferico superiore persino all'eruzione del Tambora, contribuendo ad estati molto fredde, danni all'agricoltura e diminuzione della stagione vegetativa, oltre che all'avanzamento di uno dei periodi più freddi della PEG, il Minimo di Spörer.

Circa un secolo e mezzo dopo, l'eruzione del vulcano Billy Mitchell nel 1580 e del vulcano Huaynaputina nel 1600 causarono ulteriori emissioni di aerosol vulcanico in stratosfera causando un raffreddamento globale in tutto il pianeta documentato da carestie, inverni molto freddi e diminuzione della produzione del vino.

In seguito, altre due grandi eruzioni molto ravvicinate causate dal vulcano Parker nel 1641 e dal vulcano Long Island nel 1660, produssero ingenti quantità di magma e gas vulcanici che provocarono molte difficoltà per le popolazioni locali e conseguenze climatiche in tutto l'emisfero boreale, contribuendo probabilmente all'avanzamento del Minimo di Maunder, il periodo più freddo della PEG.

Infine, le due eruzioni vulcaniche colossali del Laki nel 1783 e del Tambora nel 1815 sprigionarono un volume di gas vulcanici tali da diminuire le temperature globali di 1 - 2° C negli anni successivi. Inoltre, l'effetto di queste due eruzioni produsse tsunami, carestie, piogge acide e malattie.

L'eruzione del Tambora fu l'ultima eruzione vulcanica di tale entità avvenuta durante il periodo della Piccola Era Glaciale, segnando la fine di circa 600 anni di attività vulcanica intensa e clima rigido in tutto il mondo.

BIBLIOGRAFIA

- Adams, N. *et al.* (2001) 'The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, Southern Peru', *Bulletin of Volcanology*, 62(8), pp. 493–518. doi:10.1007/s004450000105.
- Behringer, W. and Bertani, C. (2019) *Storia culturale del Clima: Dall'era Glaciale Al Riscaldamento Globale*. Torino, Italy: Bollati Boringhieri.
- Bender, M., Sowers, T. and Brook, E. (1997) 'Gases in ice cores', *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 94(16), pp. 8343–8349. doi:10.1073/pnas.94.16.8343.
- 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.
- Blake, D.H. (1968) 'Post miocene volcanoes on Bougainville Island, territory of Papua and New Guinea', *Bulletin Volcanologique*, 32(1), pp. 121–138. doi:10.1007/bf02596588.
- Blong, R. *et al.* (2017) 'Significance and timing of the mid-17th-century eruption of Long Island, Papua New Guinea', *The Holocene*, 28(4), pp. 529–544. doi:10.1177/0959683617735589.
- Blong, R.J. and Kurbatov, A.V. (2020) 'Steps and missteps on the path to a 1665–1668 CE date for the VEI 6 eruption of Long Island, Papua New Guinea', *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 395, pp. 1–12. doi:10.1016/j.jvolgeores.2020.106828.
- Briffa, K.R. *et al.* (1998) 'Influence of volcanic eruptions on northern hemisphere summer temperature over the past 600 years', *Nature*, 393(6684), pp. 450–455. doi:10.1038/30943.
- Broecker, W.S. (2000) 'Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age?', *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97(4), pp. 1339–1342. doi:10.1073/pnas.97.4.1339.
- Cherubini, P. *et al.* (2004) 'Jahrringe als Archive für Interdisziplinäre Umweltforschung | annual rings as an archive for Interdisciplinary Environmental Research', *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen*, 155(6), pp. 162–168. doi:10.3188/szf.2004.0162.
- Cowie, J. (2007) 'Climate and Biology', in *Climate change: Biological and human aspects*. Cambridge, England: Cambridge University Press, p. 163.

Crowley, T.J. (2000) 'Causes of climate change over the past 1000 Years', *Science*, 289(5477), pp. 270–277. doi:10.1126/science.289.5477.270.

Crowley, T.J. *et al.* (2008) 'Volcanism and the Little Ice age', *PAGES news*, 16(2), pp. 22–23. doi:10.22498/pages.16.2.22.

de Silva, S.L. and Zielinski, G.A. (1998) 'Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru', *Nature*, 393(6684), pp. 455–458. doi:10.1038/30948.

Delfin, F.G. *et al.* (1997) 'Geological, 14C, and historical evidence for a 17th century eruption of Mt. Parker, southern Philippines', *Journal of the Geological Society of the Philippines*, 52(1), pp. 25–42.

Delfin, F.G. *et al.* (1998) 'Formation of a caldera ~300 ybp at Mt. Parker, southern Philippines', in *GEOCON*. Manila, Philippines, pp. 61–69.

Di Muro, A. *et al.* (2008) 'Transport and sedimentation dynamics of transitional explosive eruption columns: The example of the 800 BP Quilotoa Plinian eruption (Ecuador)', *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174(4), pp. 307–324. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.03.002.

Gao, C. *et al.* (2006) 'The 1452 or 1453 A.D. Kuwae eruption signal derived from multiple ice core records: Greatest volcanic sulfate event of the past 700 years', *Journal of Geophysical Research*, 111(D12). doi:10.1029/2005jd006710.

Gao, C., Robock, A. and Ammann, C. (2008) 'Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models', *Journal of Geophysical Research*, 113(D23), pp. 1–15. doi:10.1029/2008jd010239.

Gigante, G. E., & Ridolfi, S. (2015). La tecnica della Fluorescenza a raggi x. *consultato on-line dal sito [http://www.sbai.uniroma1.it/~giovanni.gigante/Materiale_didattico/La% 20Fluorescenza% 20dei% 20raggi% 20x. pdf](http://www.sbai.uniroma1.it/~giovanni.gigante/Materiale_didattico/La%20Fluorescenza%20dei%20raggi%20x.pdf) in data, 12.*

Golson, J. *et al.* (2017) 'Tibito Tephra, Taim Tudak and the Impact of Thin Tephra Falls', in *Ten Thousand Years of cultivation at Kuk Swamp in the highlands of Papua New Guinea*. Acton, Australia: Australian National University Press, pp. 133–144.

Guillet, S. *et al.* (2017) 'Climate response to the Samalas volcanic eruption in 1257 revealed by Proxy Records', *Nature Geoscience*, 10(2), pp. 123–128. doi:10.1038/ngeo2875.

- Gurskaya, M.A. (2017) 'Use of larch light rings for an evaluation of Volcanic Explosivity index', *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 53(8), pp. 769–780. doi:10.1134/s0001433817080060.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B. and Dansgaard, W. (1981) 'Past volcanism and climate revealed by Greenland Ice Cores', *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11(1), pp. 3–10. doi:10.1016/0377-0273(81)90071-8.
- Houghton, J.T. *et al.* (1990) 'Observed Climate Variations and Change', in *Climate change: The IPCC scientific assessment. Report prepared for Intergovernmental Panel on Climate Change by Working Group I*. Cambridge, Great Britain: Cambridge University Press, pp. 199–233.
- Lamb, H.H. (1965) 'The early medieval warm epoch and its sequel', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, pp. 13–37. doi:10.1016/0031-0182(65)90004-0.
- Lavigne, F. *et al.* (2013) 'Source of the great A.D. 1257 mystery eruption unveiled, Samalas Volcano, rinjani volcanic complex, Indonesia', *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(42), pp. 16742–16747. doi:10.1073/pnas.1307520110.
- Lean, J., Skumanich, A. and White, O. (1992) 'Estimating the Sun's radiative output during the maunder minimum', *Geophysical Research Letters*, 19(15), pp. 1591–1594. doi:10.1029/92gl01578.
- Letizia, A. (2014) *Scienze della terra*. Bologna, Italia: Zanichelli.
- Licari, J.G. (2022) *The Explosive Phases of the 1210–38 CE Reykjanes Fires, SW-Iceland: Physical Volcanology and Shallow Conduit Processes*. thesis.
- Magnúsdóttir, A.Ö. (2015) *Characteristics of the CE 1226 Medieval tephra layer from the Reykjanes volcanic system*. thesis.
- Magnúsdóttir, A.Ö. *et al.* (2014) 'Grain size and shape analysis of the AD 1226 tephra layer, Reykjanes volcanic system', in *EGU General Assembly 2014*. Austria, Vienna.
- Mann, M.E. (2002) 'Little Ice Age', *The Earth System: Physical and chemical dimensions of global environmental change*. Edited by M.C. MacCracken. New York, USA: Wiley & Sons.
- McClelland, L. (1991) 'Report on Kuwae (Vanuatu)', *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 16(7). doi:10.5479/si.gvp.bgvn199107-257070.
- Mitchell, J.F. (1990) 'Greenhouse warming: Is the mid-holocene a good analogue?', *Journal of Climate*, 3(11), pp. 1177–1192. doi:10.1175/1520-0442(1990)003<1177:gwitmh>2.0.co;2.

- Mothes, P.A. and Hall, M.L. (2008) 'The plinian fallout associated with Quilotoa's 800 yr BP eruption, Ecuadorian andes', *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), pp. 56–69. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.05.018.
- Mutaqin, B.W. and Lavigne, F. (2019) 'Oldest description of a caldera-forming eruption in Southeast Asia unveiled in forgotten written sources', *GeoJournal*, 86(2), pp. 557–566. doi:10.1007/s10708-019-10083-5.
- Navarro, O.R. *et al.* (2000) 'The AD 1600 eruption of Huaynaputina as described in early Spanish chronicles', *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, pp. 121–132.
- Newhall, C.G. and Self, S. (1982) 'The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism', *Journal of Geophysical Research*, 87(C2), pp. 1231–1238. doi:10.1029/jc087ic02p01231.
- Oppenheimer, C. (2003) 'Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora Volcano (Indonesia) 1815', *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 27(2), pp. 230–259. doi:10.1191/0309133303pp379ra.
- Palmieri, E.L. *et al.* (2010) 'I fenomeni vulcanici', in *Scienze integrate multimediale: Il Pianeta Terra A, il mondo dei Viventi b, strutture e funzioni degli organismi C, La Terra, Un Pianeta in Evoluzione*, D. Bologna, Italia: Zanichelli, pp. 1–10.
- Pyle, D.M. (2015) 'Chapter 13 - Sizes of Volcanic Eruptions', *The encyclopedia of volcanoes*. San Diego, California: Elsevier Science Publishing Co Inc.
- Reid, G.C. (1997) 'Solar Forcing of Global Climate Change Since The Mid-17th Century', *Climatic Change*, 37(2), pp. 391–405. doi:10.1023/a:1005307009726.
- Robock, A. (2000) 'Volcanic eruptions and Climate', *Reviews of Geophysics*, 38(2), pp. 191–219. doi:10.1029/1998rg000054.
- Ruggiero, L. (2017). Dendrocronologia: una scienza per la storia e per l'ambiente. *Thalassia Salentina*, 38(supp), 15-24. doi:10.1285/i15910725v38supp15.
- Sæmundsson, K., Sigurgeirsson, M. and Friðleifsson, G.Ó. (2020) 'Geology and structure of the Reykjanes volcanic system, Iceland', *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 391, pp. 1–13. doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.11.022.

- Self, S. *et al.* (1984) ‘Volcanological study of the Great Tambora eruption of 1815’, *Geology*, 12(11), pp. 659–663. doi:10.1130/0091-7613(1984)12<659:vsotgt>2.0.co;2.
- Self, S. *et al.* (2004) ‘Magma volume, volatile emissions, and stratospheric aerosols from the 1815 eruption of Tambora’, *Geophysical Research Letters*, 31(20), pp. 1–4. doi:10.1029/2004gl020925.
- Slawinska, J. and Robock, A. (2018) ‘Impact of volcanic eruptions on decadal to centennial fluctuations of Arctic sea ice extent during the last millennium and on initiation of the Little Ice Age’, *Journal of Climate*, 31(6), pp. 2145–2167. doi:10.1175/jcli-d-16-0498.1.
- Smith, T.M. *et al.* (2017) *Elementi di Ecologia*. Milano, Italia: Pearson Italia.
- Stewart, A.-M. and Castro, J.M. (2016) ‘P–T–X evolution of the 1280 AD Quilotoa dacite’, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 313, pp. 29–43. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.11.024.
- Stoffel, M. *et al.* (2022) ‘Climatic, weather, and socio-economic conditions corresponding to the mid-17th-century eruption cluster’, *Climate of the Past*, 18(5), pp. 1083–1108. doi:10.5194/cp-18-1083-2022.
- Thordarson, T. and Self, S. (2003) ‘Atmospheric and environmental effects of the 1783–1784 laki eruption: A review and reassessment’, *Journal of Geophysical Research*, 108(D1), pp. 1–29. doi:10.1029/2001jd002042.
- Timmreck, C. (2012) ‘Modeling the climatic effects of large explosive volcanic eruptions’, *WIREs Climate Change*, 3(6), pp. 545–564. doi:10.1002/wcc.192.
- Verosub, K.L. and Lippman, J. (2008) ‘Global impacts of the 1600 eruption of Peru’s Huaynaputina Volcano’, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(15), pp. 141–148. doi:10.1029/2008eo150001.
- Wanner, H., Pfister, C. and Neukom, R. (2022) ‘The Variable European Little Ice Age’, *Quaternary Science Reviews*, 287, pp. 1–13. doi:10.1016/j.quascirev.2022.107531.
- Witter, J.B. and Self, S. (2006) ‘The Kuwae (Vanuatu) eruption of AD 1452: Potential magnitude and volatile release’, *Bulletin of Volcanology*, 69(3), pp. 301–318. doi:10.1007/s00445-006-0075-4.
- Wood, R.A., Vellinga, M. and Thorpe, R. (2003) ‘Global warming and Thermohaline Circulation Stability’, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 361(1810), pp. 1961–1975. doi:10.1098/rsta.2003.1245.

Zielinski, G.A. (1995) 'Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core', *Journal of Geophysical Research*, 100(D10), pp. 20937–20955. doi:10.1029/95jd01751.

SITOGRAFIA

Andrea, B. (2010) 'Limiti della dendroclimatologia', *New Ice Age: Sole, Meteo e cambiamenti climatici*, 25 March. Available at: <http://daltonsm minima.altervista.org/2010/03/25/limiti-della-dendroclimatologia/> (Accessed: 02 August 2023).

Billy Mitchell (volcano) (2022) *Wikipedia*. Available at: https://en.wikipedia.org/wiki/Billy_Mitchell_%28volcano%29 (Accessed: 31 August 2023).

Il vulcano (no date) *Gruppo Mineralogico Paleontologico Euganeo | G.M.P.E.* Available at: <https://www.gmpe.it/vulcani/vulcano> (Accessed: 23 August 2023).

Mount Melibengoy (2023) *Wikipedia*. Available at: https://en.wikipedia.org/wiki/Mount_Melibengoy (Accessed: 04 September 2023).

Paleoclimate Research (2022) *Paleoclimate Research | U.S. Geological Survey*. Available at: <https://www.usgs.gov/programs/climate-research-and-development-program/science/paleoclimate-research#overview> (Accessed: 03 August 2023).

Paleoclimatologia (2023) *Wikipedia*. Available at: <https://it.wikipedia.org/wiki/Paleoclimatologia> (Accessed: 03 August 2023).

Pfeiffer, T. (2023) *Billy Mitchell, Volcano Discovery*. Available at: https://www.volcanodiscovery.com/it/billy_mitchell.html (Accessed: 31 August 2023).

Rocchetti, E. (2018) *Paleoclima, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*. Available at: <https://www.ingv.it/ricerca/temi-di-ricerca/ricerca-ambiente/paleoclima> (Accessed: 03 August 2023).

Spettrometria di Fluorescenza a raggi X DIY (2016) *PhysicsOpenLab*. Available at: <https://physicsopenlab.org/2016/02/24/spettrometria-xrf-diy/> (Accessed: 05 August 2023).

Stocker, T. (2009) *European project for Ice Coring in Antarctica (EPICA), European Science Foundation: Setting Science Agendas for Europe*. Available at: <http://archives.esf.org/coordinating-research/research-networking-programmes/life-earth-and-environmental-sciences-lee/completed-esf-research-networking-programmes-in-life-earth-and-environmental-sciences/european-project-for-ice-coring-in-antarctica-epica-page-1.html> (Accessed: 03 August 2023).

Vulcano (2023) *Wikipedia*. Available at: <https://it.wikipedia.org/wiki/Vulcano> (Accessed: 01 September 2023).

RINGRAZIAMENTI

Vorrei dedicare questo spazio a tutte le persone che, con il loro supporto, mi hanno accompagnato durante questo percorso di studi e, in particolare, durante la stesura di questa tesi.

Vorrei innanzitutto ringraziare i miei genitori che mi hanno sempre sostenuto durante le mie scelte, lasciandomi seguire i miei sogni e le mie passioni con un appoggio morale ed economico di cui avrò sempre riconoscenza.

Vorrei ringraziare anche le mie sorelle, Camilla e Beatrice, che tra bisticci e risate mi hanno fatto apprezzare da un lato, la vita da fuori sede, e dall'altro la compagnia di persone che mi conoscono meglio di chiunque altro.

Un ringraziamento speciale va a Camilla ed Erica, due amiche speciali sempre con il sorriso e disponibili a qualsiasi ora e qualsiasi giorno a sessioni di studio eterne, ed essendo messe ogni volta peggio di me, mi hanno sempre fatta sentire rincuorata dalla mia mole di studio.

Ringrazio di cuore Giacomo, che con la sua passione per la montagna e per la natura inconsciamente mi indirizzato alla scelta di questo percorso di studi facendomi scoprire un nuovo lato di me stessa. Grazie a te che ci sei sempre stato, che mi hai reso una persona migliore supportandomi e sopportandomi in ogni occasione.

Ringrazio le mie coinquiline Giulia, Matilde, Chiara e Maria, che tra risate, grigliate e serate passate a giocare a Monopoli mi hanno fatto volare questi tre anni di università. Ma cosa più importante, mi hanno fatto apprezzare la mia permanenza a Legnaro, che diciamo così, è un posto decisamente orribile.

Ringrazio i miei compagni di corso, in particolare Davide, Giovanni, Marta, Samuele, Gabriel e Gianluca che con le loro risate e battute da asini mi hanno sempre fatto ridere e fatto compagnia durante le lunghe ore di lezione. Inoltre, vorrei ringraziare Irene, che con il suo spirito e la sua pace mentale mi ha fatto scoprire il mondo con occhi diversi ed in lei ho ritrovato non solo un'amica speciale, ma anche una cuoca golosa e intraprendente tanto quanto me.

Ringrazio di cuore Alberto, Kevin, Jonas, Matteo, Laura, Lisa, Joana e Janne che ho avuto la fortuna di conoscere durante l'Erasmus e con cui ho condiviso risate, pianti, aurore boreali, escursioni, cenoni in famiglia, ore passate a imparare lo swing, caviglie rotte e altre stupende avventure. Questi sei mesi sono stati il regalo più bello che potessi avere, mi mancate e spero di rivedervi presto.

Vorrei ringraziare gli amici di una vita, come Emanuele e Nicolò con cui ho condiviso i "bellissimi" anni del liceo, e Aurora con cui ho condiviso tante belle risate a ginnastica artistica, al mare e molte altre occasioni.

Infine, vorrei ringraziare il professor Andrea Marzoli, per la sua infinita disponibilità e rapidità nelle risposte a ogni mia mail. Ringrazio per avermi seguito in questi mesi con preziosi suggerimenti utili nella stesura del mio elaborato.