

6.4 Vulkane und Klima

BIRGER-G. LÜHR & CLAUDIA TIMMRECK

Vulkane und Klima: Der Einfluss von Vulkaneruption auf Wetter und Klima ist schon seit Langem bekannt. Im Gegensatz zu Erdbeben und vielen anderen gefährlichen Naturereignissen, können stärkere Eruptionen zu globalen Auswirkungen führen. Insbesondere gilt dies für starke explosive Ereignisse, bei denen Eruptionsprodukte bis in die Stratosphäre transportiert werden. Bekannt sind Vulkaneruptionen bei denen deutlich mehr als 1.000 Kubikkilometer Eruption-Volumina involviert waren, über deren Auswirkungen auf Klima, Fauna und Flora jedoch wenig bekannt ist. Historisch belegt ist nur ein einziger Ausbruch mit globaler Wirkung, der explosive Ausbruch des Tambora 1815, beim dem das erutierte Volumen mit ca. 100 km³ abgeschätzt wird. Dieser Ausbruch auf der Südhalbkugel führte 1816 auf der Nordhalbkugel zum sogenannten »Jahr ohne Sommer«. Noch vor wenigen Jahrzehnten nahm man an, dass feinst fragmentierte Laven, Aschenpartikel, Einfluss auf die einfallende Sonneneinstrahlung nehmen. Erst in den achtziger Jahren des letzten Jahrhunderts fand man heraus, dass nicht die Aschen sondern das freigesetzte Schwefeldioxid im Wesentlichen Wetter und Klima beeinflusst, da es sich mit Wasserdampf zu feinsten Schwefelsäure-Tröpfchen verbindet, die in die Stratosphäre verbracht zu einem Nebel führen, der die Albedo der Erde verändert. Leider ist unser Wissen um die Entstehung sogenannter Mega- oder Supereruptionen noch sehr gering. Da sich jedoch die Antriebskräfte für die geodynamischen Prozesse über Jahrmillionen nicht verändert haben und auch zukünftig wirken, müssen wir auch weiterhin mit vulkanischen Ereignissen, die den Tambora-Ausbruch um ein Vielfaches übertreffen, rechnen.

Volcanoes and Climate: That eruptions influence weather and climate is well known since a long time. In contrast to earthquakes and many other natural hazards stronger volcano eruptions are able to generate a global impact. This is true especially for strong explosive events if the eruption products are transported into the stratosphere. Known are volcanic eruptions with definitely more than 1,000 cubic kilometer eruptive material involved, but, not much is known about their impact on climate, fauna, and flora. Historically evident is one eruption with global influence only. The explosive eruption of Tambora, Sumbawa, in 1815 with an estimated erupted volume around 100 km³. This southern hemisphere eruption led 1816 on the northern hemisphere to the so called »year without summer«. Only a few decades ago it was believed that fragmented fine lava, ash particles, have the main influence on the incoming radiation. But, only in the 2nd half of the last century it was found out that not the ashes are responsible for the influence on weather and climate, but, released gases like the sulfur dioxide which reacts with water vapor to ultra-fine sulfuric acid droplets which lead to an aerosol layer that can stay in the stratosphere for some years, changing the albedo of the earth. Unfortunately, our knowledge about the development and generation of giant eruptions or so called mega eruption is still small. However, as the driving forces for geodynamic processes have not changed over millions of years and will continue in the future, we have to expect volcanic events that will exceed the impact of the Tambora eruption many times.

Seit der ersten historisch datierten Verbindung (Plutarch [FORSYTH 1988]) zwischen einer Vulkaneruption (Ätna, 44 v. Chr.) und der darauffolgenden Klimaänderung ist der Klimaeinfluss von Vulkanen Gegenstand vielfältiger Untersuchungen geworden, die von atmosphärischen und geologischen Messungen über die Analyse von Eisbohrkernen und Proxydaten bis hin zur Klimamodellierung reichen. Direkte Beobachtungen des vulkanischen Aerosols existieren erst seit ein paar Jahrzehnten und umfassen im Wesentlichen zwei klimawirksame Vulkaneruptionen, die des El Chichón im April 1982 und die des Mt. Pinatubo im Juni 1991. In den letzten Jahren hat sich dadurch unser Systemverständnis der Wirkung von Vulkanausbrüchen wesentlich verbessert (u.a. ROBOCK 2000, COLE-DAI 2010, TIMMRECK 2012).

Die Erde ist ein thermodynamischer Planet, bei dem seit Anbeginn ein Differentiationsprozess in Gang ist, der dazu führt, dass Bestandteile geringer Dichte im Rahmen eines Konvektionsprozesses bestrebt sind aufzusteigen, während dichtere Bestandteile absinken und im Laufe der Erdgeschichte einen wachsenden schweren Erdkern gebildet haben. Abbild dieser andauernden

Dynamik und damit verbundenen Massentransporten sind an der Erdoberfläche und in der Erdkruste die plattentektonischen Prozesse mit ihren Erdbeben sowie dem Vulkanismus. Druck und Temperatur steuern dabei die Aggregatzustände der Materie. Vulkane fördern in diesem Prozess zumeist Fluide, wobei Wasserdampf den Hauptanteil bildet, und sie sind mit dieser Förderung seit Anbeginn der Erdgeschichte auch verantwortlich für Atmosphäre und Ozeane.

Gegenwärtig werden weltweit ca. 1.500 Vulkane zu den aktiven Vulkanen gezählt, die potenziell ausbrechen können, wobei der Zeitrahmen nachweisliche Ausbrüche während des Holozäns umfasst. Für diese Vulkane sind in historischer Zeit mehr als 5.300 Eruptionen dokumentiert. Hierbei handelt es sich um Vulkane, die sich sichtbar über der Wasseroberfläche befinden. Unterhalb des Meeresspiegels existieren jedoch ebenfalls vulkanische Systeme als Nahtstellen der tektonischen Platten, die ozeanischen Rücken als divergente Plattengrenzen, die auf einer Länge von insgesamt ca. 70.000 km mit ihren ungezählten Vulkanen dreiviertel der jährlichen Magmaproduktion von geschätzten 30 km³ fördern.

Die aus einem vulkanischen System entweichenden Gase beeinflussen die Biosphäre der näheren Umgebung um die Austrittsöffnungen. Kommt es zu einer Eruption, hängt der Einfluss auf die weitere Umgebung davon ab, wie stark diese ist, wie groß das freigesetzte Volumen u.a. an Gasen ist, und ob es sich um ein effusives oder explosives Ereignis handelt. H_2O und CO_2 sind dabei die volumenmäßig bedeutendsten Gase, ihre Menge ist jedoch im Vergleich zur atmosphärischen Hintergrundkonzentration vernachlässigbar (GERLACH 1991). In Magmen mit einem Volumenanteil von 1% an Gasblasen, bestimmt CO_2 die Hauptgasphase (SCHMINCKE 2004). Ist das Verhältnis von Wasser zu Kohlendioxid >1 , so bestimmt H_2O den internen Druck des entgasenden Magmas. Beim Differentiationsprozess der Magmen während des Aufstieges, d.h. bei der Bildung von Kristallen in der Schmelze, werden Gase vermehrt freigesetzt. Explosive Eruptionen werden hauptsächlich gesteuert durch expandierendes, magmatisches H_2O . Bei starken explosiven Eruptionen können Gase und Gesteinsmaterial über die Wolken bis in die Stratosphäre transportiert werden, bis 30 oder gar 40 km Höhe. Je nach Größe und Dichte der Eruptionsprodukte sinken diese zum Teil nur sehr langsam herab, jedoch mineralische Bestandteile am schnellsten. Letztere haben daher nur einen geringen bis keinen Klimaeinfluss.

Klimaeffekt von Vulkanen

Durch Bildung Sulphataerosole

Der Klimaeffekt von Vulkanen resultiert vor allem aus den Emissionen von schwefelhaltigen Gasen (H_2S , SO_2), aus denen sich Sulfataerosolpartikel bilden, deren Konzentration das stratosphärische Hintergrundaerosol um mehrere Größenordnungen übertreffen kann. Stratosphärische Aerosole beeinflussen das globale

Klimasystem auf vielfältige Weise, siehe *Abb. 6.4-1*. Sie haben einen direkten Strahlungseinfluss, indem sie die einfallende solare Strahlung streuen und die Wärmestrahlung der Erde absorbieren. Als Folge davon kommt es zu einer Erwärmung der aerosolenthaltenden Schichten in der Stratosphäre und einer Abkühlung der bodennahen Luftschichten und des Ozeans. An den Oberflächen der vulkanischen Aerosolteilchen finden außerdem chemische Reaktionen statt, die zu einer Chloraktivierung und damit in einer halogenreichen Atmosphäre zu einem Abbau der Ozonschicht führen.

Im Gegensatz zu Erdbeben und vielen anderen Naturgefahren, sind Vulkane mit starken explosiven Eruptionen in der Lage, nicht nur eine regionale Wirkung zu erreichen, sondern das Wetter und auch das Klima global zu beeinflussen. Die klimatischen Auswirkungen einer vulkanischen Störung sind nicht nur von der Stärke der SO_2 Emission sondern auch von ihrer geographische Breite und der Jahreszeit der Eruption abhängig. Tropische Vulkane können das globale Klimasystem beeinflussen, da sich die Eruptionswolke eher in beide Erdhälften ausbreiten kann. Eruptionen in mittleren bis hohen Breiten werden vornehmlich ihre eigene Hemisphäre beeinflussen. Die Ausbreitung der Eruptionswolke ist ebenfalls von der Höhe der Eruption, dem Ort der innertropischen Konvergenz sowie der Phase der QBO (*Quasi Biennial Oscillation*) abhängig. Die globalen Klimaveränderungen hängen neben der Ausbreitung der Eruptionswolke auch vom Hintergrundzustand, vor allem des Ozeans ab.

Die am besten beobachtete größere Vulkaneruption ist der Ausbruch des Mt. Pinatubo (Philippinen) am 15. Juni 1991 bei dem etwa 8,5 Megatonnen Schwefel in die Stratosphäre geschleudert wurden. Nach der Eruption des Mt. Pinatubo wurde eine globale maximale Abkühlung von 0,4 K an der Oberfläche (THOMPSON et

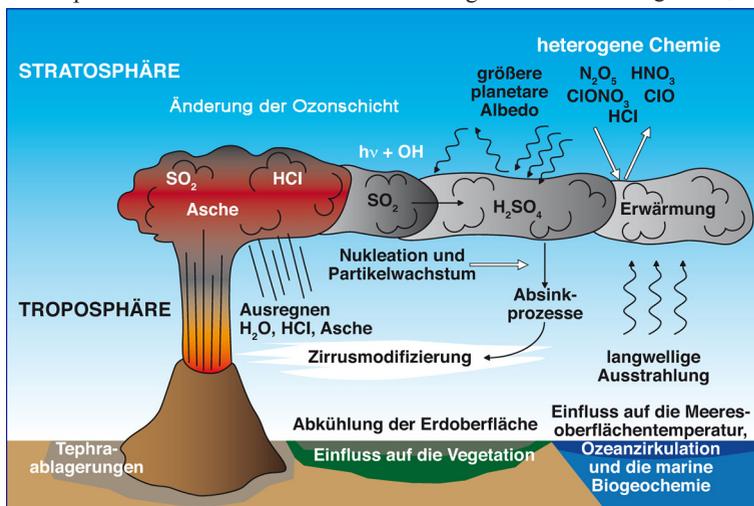


Abb. 6.4-1: Schematische Darstellung des Klimaeffektes von großen Vulkaneruptionen (Quelle: MPI-M).

al. 2009) und ein Temperaturanstieg in der unteren Stratosphäre um 2-3 K (LABITZKE & MCCORMICK 1992) gemessen, die die atmosphärische Zirkulation beeinflusst haben. Die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre wurde durch den Vulkanausbruch ebenfalls sehr stark verändert. So wurden 1992 und 1993 außergewöhnlich hohe Ozonreduktionen beobachtet, wobei die maximale Ozonreduktion im Winter 1992/1993 in den hohen nördlichen Breiten auftrat (z.B. RANDEL et al. 1995). Signifikante Veränderungen wurden auch für den Wasserkreislauf beobachtet, unter anderem eine Abnahme des Niederschlags in den Tropen (GU et al. 2007) und ein Absinken des Meeresspiegels (CHURCH et al. 2005).

Direkte Messungen in der Atmosphäre sind erst seit wenigen Dekaden verfügbar. Daher ist es notwendig, Modellsimulationen von historischem Vulkanismus mit beobachteten Zeitreihen von unterschiedlichen Proxiwerten, z.B. Eisbohrkernen zu vergleichen.

Die beste Chronologie klimatischer Effekte historischer Vulkane kann anhand von Eisbohrkernen abgeleitet werden. Neue überarbeitete Datensätze von vergangenen Vulkanausbrüchen aus Eisbohrkernen (PLUMMER et al. 2012, SIGL et al. 2014, 2015) haben zu einer verbesserten Rekonstruktion von Schwefelemissionen der letzten 2.500 Jahre geführt (TOOHEY & SIGL 2017). Der Klimaeinfluss historischer Eruptionen kann auch anhand von anderen Proxidaten abgeleitet werden: Baumringe und Korallen. Einige Eigenschaften von Baumringen (kleine Ringdicke und kleine maximale Spätholzdicke) korrelieren gut mit vulkanischer Aktivität (ZIELINSKI 2000). Baumring-Messungen von verschiedenen Orten können Informationen über die räumliche Variabilität des klimatischen Einflusses historischer Eruptionen geben (z.B. ANCHUKAITIS et al. 2017, GUILLET et al. 2017).

Eines der historisch bekanntesten Beispiele ist der Ausbruch des Mt. Tambora auf der Insel Sumbawa, Indonesien, am 11. April 1815, bei dem ca. 60 Tg SO_2 in die obere Atmosphäre geschleudert wurden. Die Tambora-Eruption war die größte Eruption in den letzten 500 Jahren, und hatte einen erheblichen Einfluss auf das globale Klima (RAIBLE et al. 2016). Temperaturrekonstruktionen und Modellsimulationen zeigen eine über sieben bis acht Jahre anhaltende globale Abkühlung über Land mit maximalen Werten von über einem Grad zwei Jahre nach der Eruption.

Bekannt ist das »Jahr ohne Sommer« 1816, in Europa und Nordamerika in dessen Folge es zu Missernten, Hunger und Migration kam (BRÖNNIMANN & KRÄMER 2016). Das auf der Nordhalbkugel regional stärkste historische Ereignis steht im Zusammenhang mit der 27 km langen Spalteneruption des Laki (Lakagir) auf Island im Juni/Juli des Jahres 1783, bei der 12,5 km³ basaltische Lava eruptierten (SIGURDSSON & CAREY 1989). BEN-

JAMIN FRANKLIN (1706-1790), damals Botschafter der USA in Frankreich, beschrieb als erster wissenschaftlich die Phänomene auf Wetter und Klima, so einen blauen kalten und trockenen Nebel, der von der Sonne nicht aufgelöst werden konnte (FRANKLIN 1784). Im darauffolgenden Winter wurde in Neuengland eine Erniedrigung der Durchschnittstemperatur von 5 Grad ermittelt (SIGURDSSON 1982). Durch diesen Ausbruch kamen auf Island dreiviertel der Nutztiere (200.000 Schafe, 30.000 Pferde, 10.000 Rinder, vermutlich durch zu hohe Fluorid-Aufnahme) und ein Fünftel der Bevölkerung (10.000 Menschen) ums Leben. 1784 war das regenreichste Jahr in den letzten 1.000 Jahren mit Überflutungen und Missernten. Die ungewöhnlichen Witterungserscheinungen regten jedoch auch Künstler wie Maler und Schriftsteller an. Besonders beeindruckt waren die Menschen von den farbigen Morgen und Abendstimmungen, die z.B. in den Bildern des englischen Landschaftsmalers WILLIAM S. TURNER (1775-1851) nach dem Tambora-Ereignis 1815/1816 festgehalten worden sind.

Während des letzten Jahrtausends kam es in der Erdgeschichte zu wesentlich stärkeren Eruptionen, sogenannten Supereruptionen. Als Supereruptionen bezeichnet man extrem große Vulkanausbrüche, die mehr als 10¹² t Material (~150-mal die Masse der Pinatuboeruption) emittieren (MASON & PYLE 2004). Supereruptionen finden mit einer mittleren Häufigkeit von 1,4 Ereignissen pro eine Million Jahre statt, aber in der Erdgeschichte sind durchaus Episoden mit einer wesentlich höheren Häufigkeit bekannt. Supereruptionen treten vor allem in Gebieten von Subduktionszonen und kontinentalen Hot Spots auf. Als aktive Vulkane, welche in der heutigen Zeit noch Supereruptionen produzieren könnten, gelten z.B. das Yellowstone-Vulkansystem und die Phlegräischen Felder westlich von Neapel. Die Auswirkungen von vulkanischen Supereruptionen sind für die unmittelbar angrenzenden Gebiete katastrophal. Sogenannte pyroklastische Ströme können zehntausende von Quadratkilometern mit dicken heißen Ascheschichten bedecken, unter denen kein Leben mehr möglich ist. Supereruptionen haben jedoch nicht nur regionale Auswirkungen sondern können auch für eine globale Abkühlung von mehreren Grad sorgen, mit weitreichenden klimatologischen Konsequenzen. Eine der wissenschaftlich interessantesten Supereruptionen war der Ausbruch des Toba vor 74.000 Jahren im Norden Sumatras, dessen *Young Toba Tuff* (YTT) Eruptiva mit einem Volumen von 2.800 km³ bestimmt wurden (Tab. 6.4-1). Dieser gewaltige Ausbruch wird auch im Zusammenhang mit einem Flaschenhals in der menschlichen Entwicklung diskutiert. Der Grad der globalen Abkühlung nach der YTT ist jedoch unbekannt. Erste Klimasimulationen berechneten eine dekadische Abkühlung von mehr als 10 K im globalen Mittel (u.a.

ROBOCK et al. 2009). Diese Ergebnisse erscheinen jedoch widersprüchlich zur hohen Überlebensrate von Säugetieren in Südostasien (LOUYS 2007) und Paleoklima-Rekonstruktionen vom Lake Malawi (LANE et al. 2013). Neuere Simulationen der YTT-Eruption (TIMMRECK et al. 2010, ENGLISH et al. 2013), die die Größenverteilung der Teilchen mitberücksichtigen, zeigen, dass es einen starken negativen Rückkopplungsprozess gibt, der dazu führt, dass der Klimaeinfluss sehr großer Eruptionen erheblich geringer ist als bisher angenommen. Für die YTT-Eruption deutet dies darauf hin, dass die meisten Lebewesen die Eruption überlebt haben können.

Durch CO₂-Freisetzung (Flutbasalteruptionen)

Unter anderem entscheidet der CO₂-Gehalt der Atmosphäre darüber, ob sich die Erde in einem Treibhaus- oder einem Eishaus-Zustand befindet. Neben geologischen und biologischen Prozessen beeinflusst nun auch der Mensch seit ca. 150 Jahren die CO₂-Konzentration der Atmosphäre wesentlich und damit den globalen Kohlenstoffkreislauf. Der Anteil des CO₂ in der Lufthülle der Erde beträgt derzeit 0,04%, der des Gases in Vegetation und Boden um die 0,8% und in den Ozeanen liegt er bei ca. 2%. Ozean und Atmosphäre tauschen permanent Kohlenstoff miteinander aus. Pflanzen geben ebenfalls CO₂ ab, nehmen jedoch ca. die gleiche Menge wieder auf. Ein kleines Ungleichgewicht entsteht, wenn z.B. mehr Wälder gerodet werden als nachwachsen. Die Biosphäre enthält geschätzte 800 Gt an Kohlenstoff und ca. 3 Gt befindet sich in der marinen Biosphäre, was insgesamt einem Anteil von 0,001% am globalen Gesamtkohlenstoff entspricht. Der eigentliche Hauptanteil des Kohlenstoffes befindet sich jedoch in der tieferen Erde, damit jedoch nicht von der Erdoberfläche isoliert. In der im Mittel 100 km mächtigen Lithosphäre befinden sich 99,95 % des globalen Gesamtkohlenstoffes, in Gesteinen, Gashydraten sowie den Energieträgern Kohle, Erdöl und Erdgas. Dieser Anteil trägt ebenfalls zum langfristigen Kohlenstoffkreislauf bei. Einerseits wird Kohlenstoff über die Subduktion von tektonischen Platten von der Erdoberfläche in die Erdkruste und -mantel transportiert. Andererseits wird über Vul-

kane Kohlenstoff an die Erdoberfläche transportiert und somit das Klima über Jahrmillionen hinweg gesteuert. Im Verlauf der Erdgeschichte gab es gewaltige aber seltene Eruptionsereignisse, die die sogenannten Flutbasaltablagerungen hinterließen. Flutbasalte repräsentieren einen sehr speziellen Typ von Intraplattenvulkanismus, die tausende Kubikkilometer Volumen umfassen, die zehntausende Quadratkilometer an Fläche bedecken können, so die sogenannten Deccan Traps in Indien, die Permian Traps in Sibirien oder die Columbia River Basaltfelder. Die ein Kilometer und mehr mächtigen Basaltschichten bildeten sich in geologisch relativ kurzen Zeiträumen von einer Million Jahren (SCHMINCKE 2004) mit Förderraten von bis zu einem Kubikkilometer Lava pro Tag. Flutbasalteruptionen stehen im Zusammenhang mit Phasen von Massensterben auf der Erde, verursacht vermutlich einerseits durch exzessive Erwärmung aufgrund starker CO₂ Entgasung oder Abkühlung verursacht durch starken SO₂ Eintrag in die Stratosphäre.

BRUNE et al. (2017) konnten zeigen, dass das Auseinanderbrechen von Kontinenten in der Vergangenheit maßgeblich zu einem erhöhten Kohlendioxidgehalt in der Atmosphäre beigetragen hat. Dieses Rifting findet heutzutage überwiegend an den ozeanischen Rücken statt, aber auch übermeerisch wie im Falle von Island oder an Grabensystemen auf Kontinenten, wie z.B. dem Ostafrikanischen Graben oder dem Eger-Graben in Tschechien, die heutzutage jedoch nur ca. 10% dieser Systeme weltweit ausmachen. Anhand plattentektonischer Modellierungen konnten die divergenten Plattengrenzen der vergangenen 200 Millionen Jahre rekonstruiert werden und dabei die Existenz zweier großer Rift-Perioden vor rund 130 und 50 Millionen Jahren nachgewiesen werden. Vor 130 Millionen Jahren kam es z.B. zum Auseinanderbrechen des Superkontinent Pangea. Anhand numerischer Modelle des globalen Kohlenstoffkreislaufs haben die Forscher auch den Einfluss erhöhter CO₂ Entgasung in den Rift-Systemen simuliert und konnten somit zeigen, dass beide Rifting-Perioden mit einer erhöhten CO₂ Konzentration der damaligen Atmosphäre korrelieren.

Tab. 6.4-1: Einige der größten bekannten Vulkanausbruchsphasen und ihre Eruptionsvolumina. Beim Ausbruch des Samalás 1257 wurden geschätzte 158±12 Mio. t SO₂ in die Stratosphäre eingebracht und damit mehr als beim stärkeren Ausbruch des Tambora 1815 (ca. 60 Mio. t SO₂). Der Vulkanexplosivitätsindex (VEI) (NEWHALL & SELF 1982) gibt die Stärke eines explosiven Vulkanausbruchs auf einer logarithmisch gestuften Skala von 0 bis 8 an. Theoretisch sind jedoch stärkere Vulkanausbrüche möglich.

vor 27×10 ⁶ Jahren	La Garita Caldera (Fish Canyon Tuff), Colorado, USA	5.000 km ³	(VEI = 8)
vor 8,4×10 ⁶ Jahren	Vilama Caldera, Argentinien	2.000 km ³	(VEI = 8)
vor 2,2×10 ⁶ Jahren	Yellowstone	2.500 km ³	(VEI = 8)
vor 0,64×10 ⁶ Jahren	Yellowstone	1.000 km ³	(VEI = 8)
vor 74.000 Jahren	Toba (YTT), Indonesien	2.800 km ³	(VEI = 8)
vor 35.000 Jahren	Campi Phlegrei, Italien	80-150 km ³	(VEI = 7)
22.600-26.000 Jahren	Taupo, Neuseeland	1.170 km ³	(VEI = 8)
181 n. Chr.	Taupo, Neuseeland	85-100 km ³	(VEI = 8)
1257 n. Chr.	Samalás / Rinjani, Indonesien	~40 km ³	(VEI = 7)
1815	Tambora, Indonesien	60-100 km ³	(VEI = 7)

Bekannt sind neben den Flutbasalten derzeit 13 Ausbrüche mit 100 bis 600 km³ Eruptionsvolumen. Nachgewiesen wurden jedoch noch gewaltigere Eruptionen. In diesen Mega-Eruptionen, die sich zumeist auch in Phasen über Monate ereigneten, wurden mehr als 1.000 km³ erreicht, wie in *Tab. 6.3-1* aufgelistet.

Die im letzten Jahrhundert infolge von Vulkaneruptionen aufgetretenen regionalen Effekte auf das Klima, zeigen dramatische Unterschiede. Diese hängen neben der ausgestoßenen Menge und Zusammensetzung an vulkanischen Gasen auch mit den Luftbewegungen im betroffenen Gebiet zusammen. So spielt neben der Explosivität auch eine Rolle auf welchem Breitengrad und zu welcher Jahreszeit ein Ausbruch stattfindet. Es lässt sich festhalten, dass einerseits das aus Vulkanen entgaste CO₂ durch den so erhöhten Treibhaus-Effekt, andererseits das SO₂ durch Änderung der Albedo Einfluss auf Wetter und Klima im globalen Maßstab nehmen können. Bekannt sind zwar gewaltige Vulkanausbrüche, doch deren exakte Auswirkungen sind nur im Groben verstanden. In historischer Zeit blieb die Menschheit jedoch von Megaeruptionen verschont. Die geodynamischen Prozesse der Erde geben jedoch keinen Hinweis darauf, dass Megaeruptionen, die sich statistisch gesehen in Zeitabständen von 10.000 bis 100.000 Jahre ereignen, zukünftig nicht doch wieder auftreten können. Diesbezüglich gilt es durch weitere, intensive Forschung mehr Klarheit im Verständnis der Zusammenhänge zu schaffen.

Literatur

- ANCHUKAITIS, K. J., R. WILSON, K. BRIFFA, U. BÜNTGEN et al. (2017): Last millennium Northern Hemisphere summer temperatures from tree rings: Part II: spatially resolved reconstructions, *Quaternary Science Reviews*, 163, 1-22, doi: 10.1016/j.quascirev.2017.02.020.
- BRÖNNIMANN, S. & D. KRÄMER (2016): Tambora and das «Jahr ohne Sommer» 1816. Klima, Mensch und Gesellschaft. *Geographica Bernensia* G90, 48 S., doi:10.4480/GB2016.G90.02.
- BRUNE, S. E. & R. D. MÜLLER (2017): Potential links between continental rifting, CO₂ degassing and climate change through time. *Nature Geoscience*, DOI 10.1038/s41561-017-0003.
- CHURCH, J., N. J. WHITE & J. M. ARBLASTER (2005): Significant decadal-scale impact of volcanic eruption and sea level and ocean heat content. *Nature* 2005, 438: 74-77, doi: 10.1038/nature04237.
- COLE-DAI, J. (2010): Volcanoes and climate. *WIREs Clim Change*, 1:824-839, doi: 10.1002/wcc.76.
- ENGLISH, J. M., O. B. TOON & M. J. MILLS (2013): Microphysical simulations of large volcanic eruptions: Pinatubo and Toba. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(4), 1880-1895.
- FORSYTH, P. Y. (1988): In the wake of Etna, 44 B.C. *Classical Antiquity* 7, 49-57.
- FRANKLIN, B. (1784): Meteorological Imaginations and Conjectures. - *Mem. of the Lit. Philos. Soc. Manchester* 3:373-377.
- GERLACH, T. M. (1991): Present-day CO₂ emissions from volcanoes. *Eos Trans. AGU*, 72: 249-255, doi: 10.1029/90EO10192.
- GU, G., R. F. ADLER, G. J. HUFFMAN & S. CURTIS (2007): Tropical rainfall variability on interannual-to-interdecadal/ longer-time scales derived from the GPCP monthly product. *J Climate*, 20: 4033-4046, doi: 10.1175/JCLI4227.1.
- GUILLET, S., C. CORONA, M. STOFFELL, M., KHODRI et al. (2017): Climate response to the Samalás volcanic eruption in 1257 revealed by proxy records. *Nature Geoscience* 10, 123-128.
- LABITZKE, K. & M. P. MCCORMICK (1992): Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosols. *Geophys Res Lett*, 19: 207-210, doi: 10.1029/91GL02940.
- LAMB, H. H. (1970): Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. - *Phil. Trans. Roy. Soc., London* 266, 425-533.
- LANE, CHR. S., T. BEN CHORN, & T. C. JOHNSON (2013): Ash from the Toba supereruption in Lake Malawi shows no volcanic winter in East Africa at 75 ka. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110,20: 8025-8029.
- LOUYS, J. (2007): Limited effect of the Quaternary's largest super-eruption (Toba) on land mammals from Southeast Asia. *Quat Sci Rev*, 26: 3108-3117, doi: 10.1016/j.quascirev.2007.09.008.
- MASON, B. G., D. M. PYLE & C. OPPENHEIMER (2004): The size and frequency of the largest eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology* 66, 735-748.
- NEWHALL, C. G. & S. SELF (1982): The volcanic explosivity Index (VEI) - An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.* 87: 1231-1238, doi: 10.1029/JC087iC02P01231.
- PLUMMER, C. T., M. A. J. CURRAN, T. D. VAN OMMEN, O. RASMUSSEN et al. (2012): An independently dated 2000-yr volcanic record from Law Dome, East Antarctica, including a new perspective on the dating of the 1450s CE eruption of Kuwae, Vanuatu. *Clim. Past*, 8, 1929-1940, https://doi.org/10.5194/cp-8-1929-2012.
- SCHMINCKE, H.-U. (2004): *Vulcanism - Springer*. 261 Seiten.
- RAIBLE, C. C., S. BRÖNNIMANN, R. AUCHMANN, P. BROHAN et al. (2016): Tambora 1815 as a test case for high impact volcanic eruptions: Earth system effects, *WIREs Clim Change*, 7, 569-589, doi:10.1002/wcc.407.
- RANDEL, W. J., F. WU & J. M. RUSSELL III (1995): Waters J, Froidevaux L. Ozone and temperature changes in the stratosphere following the eruption of Mt. Pinatubo. *J Geophys Res* 1995, 100: 16,753-15,764, doi: 10.1029/95JD01001.
- ROBOCK, A. (2000): Volcanic Eruptions and Climate, *Rev. Geophys.*, 38 (2): 191-219.
- ROBOCK, A., C. M. AMMANN, L. OMAN, D. SHINDELL, S. LEVIS & G. L. STENCHIKOV (2009): Did the Toba volcanic eruption of ~74 ka B.P. produce widespread glaciation? *J Geophys Res.* 114: D10107, doi: 10.1029/2008JD011652.
- SIGL, M., J. R. MCCONNELL, M. TOOHEY, M. CURRAN et al. (2014): Insights from Antarctica on volcanic forcing during the Common Era, *Nat. Clim. Change*, 4, 693-697, https://doi.org/10.1038/nclimate2293.
- SIGL, M., M. WINSTRUP, J. R. MCCONNELL, K. C. WELTEN et al. (2015): Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years, *Nature*, 523, 543-549, https://doi.org/10.1038/nature14565.
- SIGURDSSON, H. (1982): Volcanic pollution and climate: the 1783 Laki eruption - Eos, *Transactions American Geophysical Union*.
- SIGURDSSON, H. & S. CAREY (1989): Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1815 eruption of Tambora volcano. *Bulletin of Volcanology*, 51 (4): 243-270.
- THOMPSON, D. W. J., J. M. WALLACE, P. D. JONES & J. J. KENNEDY (2009): Identifying signatures of natural climate variability in time series of global-mean surface temperature: Methodology and Insights. *J Climate*, 22: 6120-6141, doi: 10.1175/2009JCLI3089.1.
- TIMMRECK, C., H. F. GRAF, S. J. LORENZ, U. NIEMEIER, D. ZANCHETTIN, D. MATEI, J. H. JUNGCLAUS & T. J. CROWLEY (2010): Aerosol size confines climate response to volcanic super-eruptions. *Geophys Res Lett*, 37: L24705, doi: 10.1029/2010GL045464.
- TIMMRECK, C. (2012): Modeling the climatic effects of large volcanic eruptions, *WIREs Clim. Change*, 3, 545-564, doi:10.1002/wcc.192.
- TOOHEY, M. & M. SIGL (2017): Volcanic stratospheric sulfur injections and aerosol optical depth from 500 BCE to 1900 CE, *Earth Syst. Sci. Data*, 9, 809-831, https://doi.org/10.5194/essd-9-809-2017.
- ZIELINSKI, G. A. (2000): Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. *Quat Sci Rev*, 19: 417-438, doi: 10.1016/S0277-3791(99)00073-6.

Kontakt:

Dr. Birger-G. Lühr
Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ)
ase@gfz-potsdam.de
Dr. Claudia Timmreck
Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M)
claudia.timmreck@mpimet.mpg.de

Lühr, B.-G. & C. Timmreck (2018): *Vulkane und Klima*. In: Lozán, J. L., S.-W. Breckle, H. Graßl, D. Kasang & R. Weisse (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Extremereignisse*, pp. 250-254. Online: www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de. DOI: 10.25592/warnsignal.klima.extremereignisse.37.