



Vulkane

Wissensplattform „Erde und Umwelt“

Vulkane faszinieren die Menschheit seit Jahrtausenden

Teils mit gewaltiger Kraft formen Vulkanausbrüche die Erdoberfläche um. Für die Anwohner bedeuten Vulkane eine ständige Bedrohung. Und doch siedeln sich selbst nach Ausbrüchen immer wieder viele Menschen in ihrer unmittelbaren Nähe an. Das liegt daran, dass sich Vulkane häufig entlang der Küsten aufreihen - in Gebieten, die auch für die Menschen attraktive Lebensbedingungen bieten. Doch nicht nur in fernen Ländern wie Chile oder Indonesien gibt es aktive Vulkane, auch in Europa sind sie zahlreich vertreten. Hier seien nur Island z.B. mit Katla und Bardarbunga sowie Italien u.a. mit Vesuv und Ätna als Beispiele genannt. Aber selbst in Deutsch-

land finden sich Vulkane, die zumindest geologisch nicht als vollkommen erloschen gelten. So lassen sich in manchen Vulkangebieten wie in der Eifel noch Gasaustritte nachweisen.

Auf der Wissensplattform Erde und Umwelt (www.eskp.de) erklären wir, wo und wie Vulkane entstehen, und welche Auswirkungen heftige Vulkanausbrüche sogar weltweit auf das Klima oder die Gesundheit haben können.

Blick von Süden auf den schneebedeckten Vulkan Popocatepétl in Zentralmexiko (Bild: S. Wulf/GFZ)



Titelbild: Tromen, Argentinien (H. Wehrmann/GEOMAR)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 2

Die Erde ist aufgebaut wie eine Zwiebel 6

Plattentektonik und Vulkanismus 8

Mittelozeanischer Rücken 8

Entstehung neuer Spreizungszentren 9

Diapire/Heiße Flecken 10

Subduktion 11

Kontinent – Kontinent Konvergenz 13

Vulkanasche und weitere Eruptionsprodukte 14

Lava 14

Pyroklastika 16

Tephrafall 16

**Vulkanische Gase: Zusammensetzung
und Gesundheitsrisiken** 18

Auswirkungen von Vulkanausbrüchen 21

Vulkantypen 24

Schichtvulkan 25

Schildvulkan 25

Schlacke- /Aschekegel 26

Spaltenvulkan 26

Caldera 27

Maar 28

Lavadom 28

Deutschlands Vulkane 30

Eifel 32

Westerwald/Siebengebirge 34

Vogelsberg 35

Rhön 35

Grube Messel 36

Kaiserstuhl 36

Hegau 36

Erzgebirge 37

Vogtland 37

Bardarbunga
(Bild: Martin Hensch/IMO)

Die Erde ist aufgebaut wie eine Zwiebel

Die Erde hat einen Radius von durchschnittlich 6.350 km. Sie besteht aus einem Kern, einem Mantel und einer Kruste.

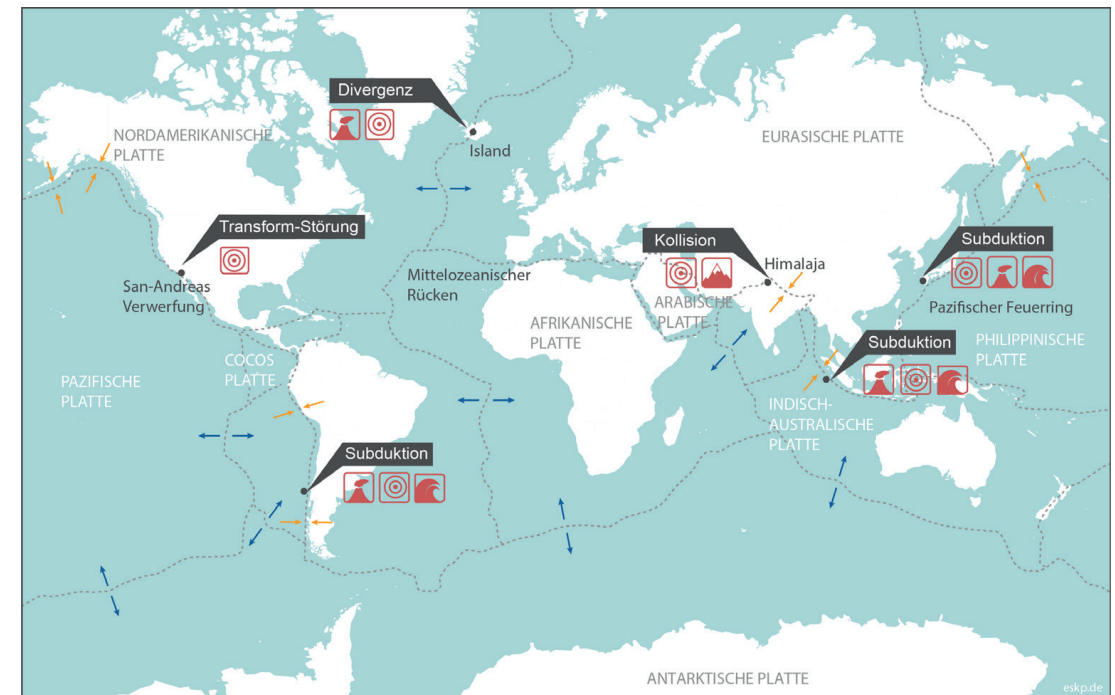
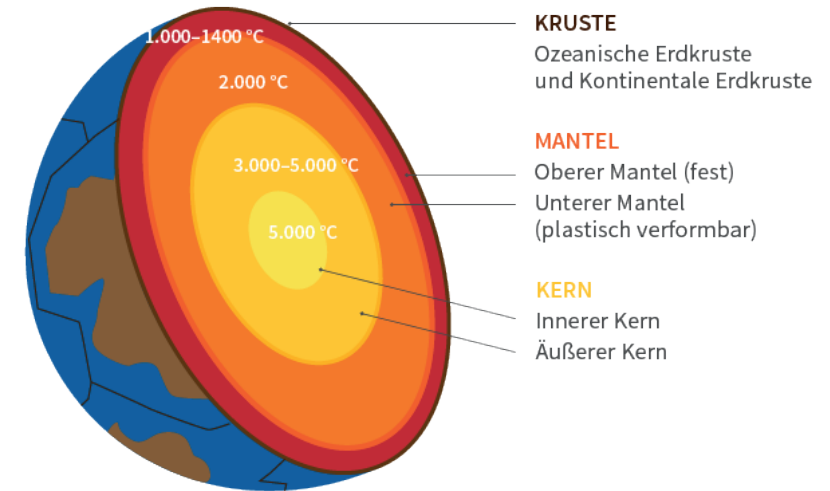
Im Innersten ist der Kern flüssig und mehr als 5.000 °C heiß. Der äußere Kern ist fest und etwas kühler. Der Erdkern ist umhüllt von einem Mantel, der sich in einen unteren und oberen Mantel einteilen lässt. Während der untere Mantel verformbar (duktil) ist, ist der obere Mantel fest. Dieser Teil wird auch als Asthenosphäre bezeichnet. Hier herrschen Temperaturen von 1000–1400 °C. Daran schließt sich die Lithosphäre an. Sie ist zwischen 100–200 km dick und umfasst zusätzlich zur obersten, festen Schicht des Erdmantels die Erdkruste. Diese ist ebenfalls fest, aber zugleich spröde. Unterschieden wird die ozeanische Kruste, die zwischen 8 bis maximal 20 km dick sein kann, von der kontinentalen Kruste, die durchschnittlich etwa 35 km mächtig ist. Unter hohen Gebirgsketten wie dem Himalaya oder Bereichen in den Anden kann die Erdkruste sogar bis zu 70 km dick sein. Die Erdkruste selbst besteht aus verschiedenen Kontinentalplatten.

Druck und Temperatur nehmen von der Kruste zum Erdkern zu. Der große

Temperaturunterschied zwischen dem Erdinneren und der Erdoberfläche führt zu einem Wärmefluss (Wärmekonvektion).

Die Prozesse, die sich in Kruste und Mantel abspielen, sind aufgrund der Dichte- und Materialunterschiede sehr komplex. So führt beispielsweise das Aufsteigen von heißem, aber auch das Absinken von kühlerem, dichterem Gesteinsmaterial zu Austauschprozessen zwischen Kruste und Mantel. Durch die Konvektion im Erdmantel wird die Bewegung der Kontinentalplatten angetrieben. Die wichtigsten, großen Kontinentalplatten sind die Nordamerikanische, die Südamerikanische, die Pazifische, die Nazca, die Eurasische, die Afrikanische und die Indisch-Australische Platte.

Die Prozesse, die entlang der Plattengrenzen ablaufen, wie auch die tektonischen Platten selbst, sind recht unterschiedlich. Dennoch ist ihnen gemein, dass an ihren Grenzen gehäuft Naturgefahren wie Erdbeben, Tsunami und Vulkanausbrüche auftreten.

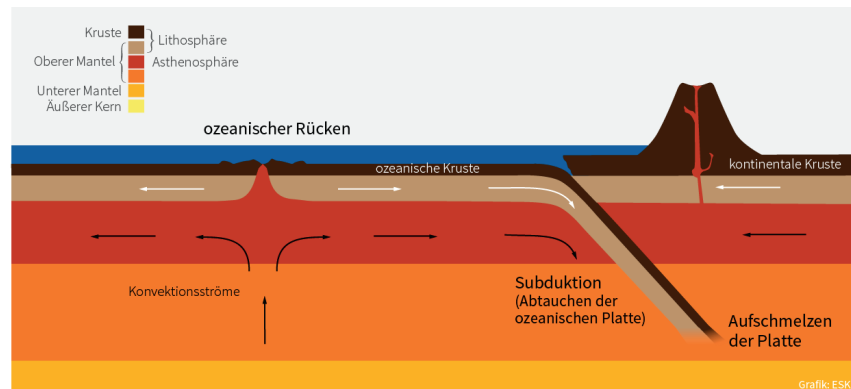


Auf der Themenkarte sind die wesentlichen Plattengrenzen sowie einige Naturgefahren, die sich entlang dieser Grenzen ereignen können, schematisch dargestellt. (Grafiken: eskp.de/CC-BY)

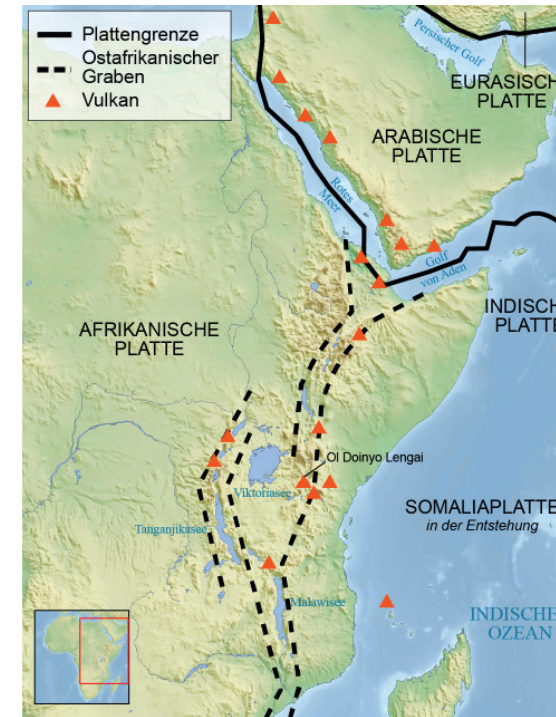
Plattentektonik und Vulkanismus

Die Erdkruste besteht aus verschiedenen Kontinentalplatten. Diese driften auseinander, stoßen zusammen oder schieben sich aneinander vorbei. Entlang solcher Plattengrenzen kommt es verstärkt zu Erdbeben und Vulkanismus.

Mittelozeanische Rücken sind die längsten vulkanischen Gebirge der Welt. Hier driften zwei tektonische Platten auseinander. Es handelt sich deshalb um eine divergente Plattengrenze. Große Mengen Magma, also aufgeschmolzenes, (zäh)flüssiges Gestein dringt dort aus dem Erdmantel in die Erdkruste an die Erdoberfläche. Im Ozean sind die Plattengrenzen natürlich von Wasser überdeckt. Es bildet sich dort eine basaltische ozeanische Kruste (Basalt ist ein vulkanisches Gestein) und somit neue Lithosphäre (feste Gesteinshülle). Der Mittelatlantische Rücken ist mit über 20.000 Kilometern der längste dieser untermeerischen Vulkangebirge.



Schematische Darstellung eines **ozeanischen Rückens** mit einer Subduktion (rechts). (Grafik: eskp.de/CC-BY)



Der ostafrikanische Grabenbruch (gestrichelte Linie) und seine aktiven Vulkane (rote Dreiecke). (Karte: Sémhur, translated by NordNordWest/CC BY-SA 3.0)

Entstehung neuer Spreizungszentren

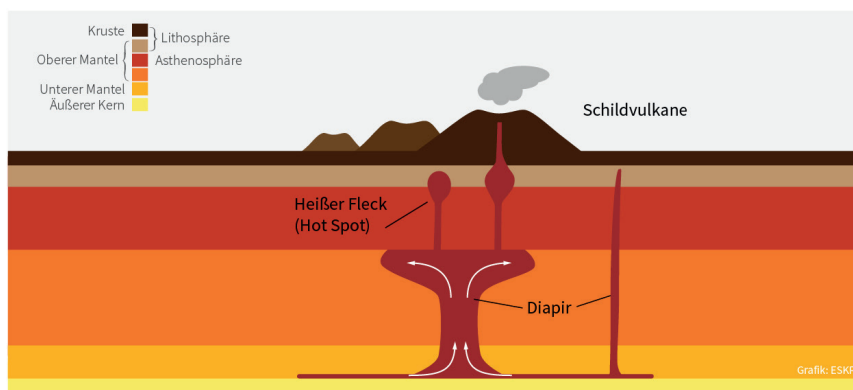
Unter großen Kontinenten kann sich heißes Magma anstauen und durch teilweises Anschmelzen die Kruste ausdünnen. Es entsteht ein Graben, wie das Ostafrikanische Grabenbruchsystem mit seinen vielen Vulkanen (z.B. Kilimandscharo, Oldoinyo Lengai). Irgendwann reißt dieser Graben auf, der Mittelteil sinkt ab, und es entsteht ein kleines Meer. So ist heute schon die Arabische Halbinsel von Afrika durch das Rote Meer getrennt.

Auch der Oberrheingraben ist Teil einer großen Grabenbruchzone, die von der Norwegischen Nordsee durch das Europäische Festland bis zum Mittelmeer reicht. Hier dehnt sich die Kruste und wird dadurch dünner. Vulkane und Vulkangebiete in Deutschland wie der Kaiserstuhl oder der Hegau liegen entlang dieser Grabenzone. Bis heute senkt sich der Oberrheingraben um bis zu einen Millimeter pro Jahr, was immer wieder zu schwachen Erdbeben in der Region führt.

Diapire/Heiße Flecken

Das Gestein im Mantel ist nicht überall gleich heiß und dicht. An einigen Stellen gibt es deshalb Bereiche, an denen heiße Gesteinsschmelzen aufsteigen und sich nach oben hin pilzförmig ausbreiten. Solche Strukturen werden als Diapire bezeichnet. An der Grenze zwischen der Asthenosphäre und der Erdkruste können sich heiße Flecken (Hot Spots) bilden, deren Lage über Jahrmillionen stabil sein kann.

Schiebt sich eine Kontinentalplatte über einen solchen Heißen Fleck bilden sich im Laufe der Zeit Vulkane, die wie eine Perlenkette aufgereiht sind und die Bewegungsrichtung der Kontinentalplatte nachzeichnen. Diese Art des Vulkanismus wird auch als Intraplattenvulkanismus bezeichnet. Die Vulkankette von Hawaii ist ein Beispiel hierfür.



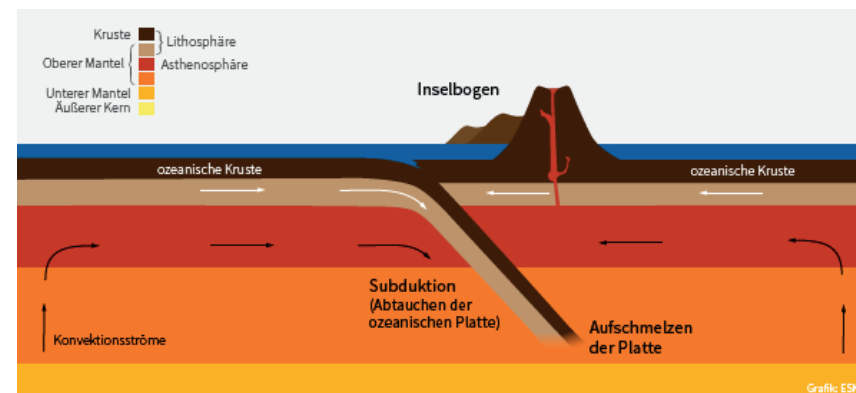
Schematische Darstellung eines Diapirs. (Grafik: eskp.de/CC-BY)

Subduktion

Dort, wo sich zwei Platten aufeinander zubewegen (Konvergenz), entstehen langgestreckte Kollisionszonen. Die Auswirkungen des Zusammenstoßes können je nach Gesteinschemismus und -alter der jeweils beteiligten Kontinentalplatten sehr unterschiedlich sein.

Ozean – Ozean Konvergenz

Auch wenn zwei ozeanische Platten sich aufeinander zubewegen, sinkt die ältere, dichtere Platte unter die jüngere, weniger dichte ab. Im Ozean formen sich vulkanische Inselbögen, so beispielweise die Philippinen oder die Aleuten, Alaska.

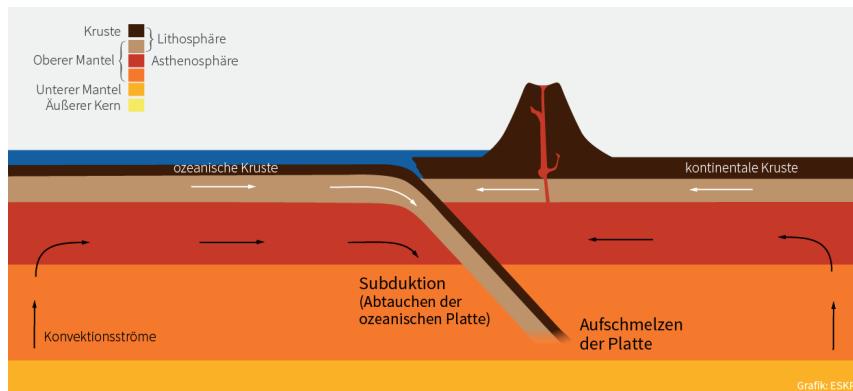


Inselbögen bilden sich, wenn zwei **ozeanische Platten** zusammenstoßen und die ältere, dichtere Platte subduziert wird. (Grafik: eskp.de/CC-BY)

Ozean – Kontinent Konvergenz:

Bewegt sich eine ozeanische auf eine kontinentale Platte zu, entstehen Subduktionszonen, wobei die ältere und dichtere ozeanische Platte unter der jüngeren Kontinentalplatte abtaucht. Solche Zonen gibt es beispielsweise im Pazifik vor der Küste Südamerikas, wo sich die Nazca Platte unter die Südamerikanische Platte schiebt oder aber auch im Indischen Ozean vor der Küste Sumatras (Indonesien), wo sich die Indisch-Australische Platte unter die Eurasische Platte schiebt.

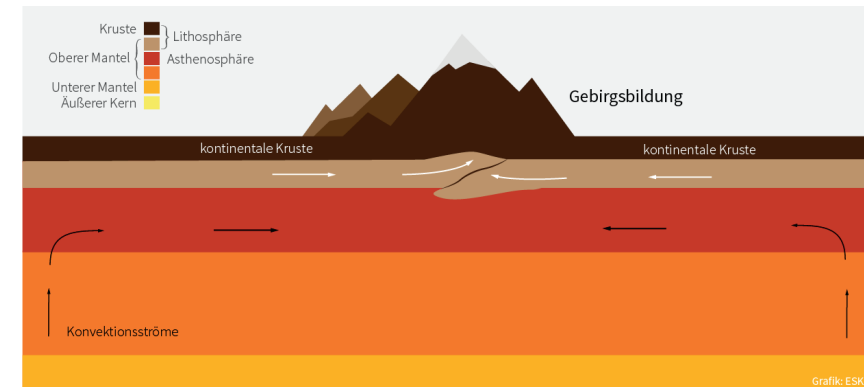
Die abtauchende Platte sowie das auf ihr liegende Sedimentmaterial, wie Geröll, Sand und Ton, aber auch Meerwasser wird in den Untergrund gedrückt. Diese Sedimentschichten, die zusammen mit der ozeanischen Platte subduziert werden, bilden einen sogenannten Akkretionskeil. Aufgrund des steigenden Druckes und zunehmender Temperatur in der Tiefe, wird das Gesteinsmaterial teilweise (partiell) aufgeschmolzen. Die dabei entstehenden Magmen steigen wieder auf, und es entstehen langgestreckte Vulkanketten auf der kontinentalen Platte, so zum Beispiel entlang der Anden in Südamerika.



Subduktionszone: Die ozeanische Platte sinkt ab und schiebt sich unter die kontinentale Platte. (Grafik: eskp.de/CC-BY)

Kontinent – Kontinent Konvergenz

Stoßen zwei Kontinentalplatten aufeinander, findet nur eine unvollständige Subduktion statt, da keine der beiden Platten dichter als die andere ist. Somit versuchen beide Platten dem enormen Druck nach oben auszuweichen. Auf diesem Wege haben sich die höchsten Gebirgszüge der Welt aufgefaltet, wie zum Beispiel der Himalaya, der durch die Kollision von Indien mit Eurasien entstanden ist.



Konvergente Plattengrenze: Treffen zwei kontinentale Platten aufeinander, kommt es zur Hebung der Kruste mit Gebirgsbildung. Weil beide Landmassen in etwa die gleiche Dichte haben, findet keine vollkommene Subduktion statt und beide Landmassen werden stark nach oben gedrückt z.B. im Himalaya-Gebirge. (Grafik: eskp.de/CC-BY)

Vulkanasche und weitere Eruptionsprodukte

Täglich kommt es irgendwo auf der Erde zu einem Vulkanausbruch. Das Material, das dabei aus einem Vulkan herausfließt (effusiver Vulkanismus) oder mit enormer Kraft ausgeschleudert wird (exploriver Vulkanismus), ist sehr unterschiedlich.

Lava strömt recht langsam mit etwa 10 km/h nahe des Schlotes bis weniger als 1 km/h in etwas größerer Entfernung zum Förderschlot. Dünn bis zähflüssige Lava bahnt sich dabei ihren Weg vornehmlich durch Täler und Senken. Lavaströme sind meist eher lokale Phänomene, die sich bis zu einigen Zehnerkilometern weit ausbreiten. Nur selten entstehen ausgedehnte, bis zu Hunderte von Metern mächtige (dicke) Lavafelder. Das Ausströmen von Lava dauert normalerweise einige Tage bis

Monate, kann allerdings auch einige Dekaden andauern.

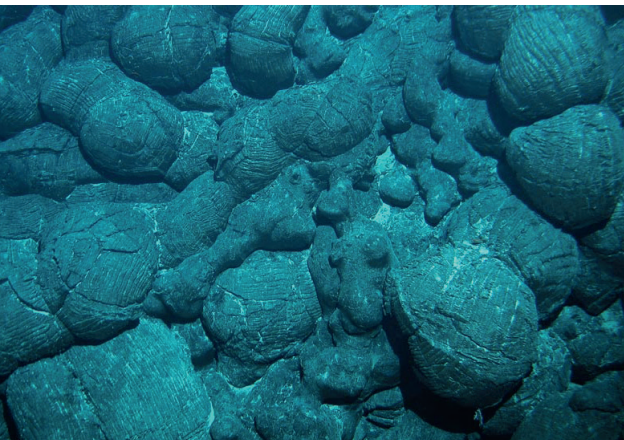
Lavaströme haben Oberflächentemperaturen von 500 bis über 1000 °C. Es gibt mehrere Faktoren, die ihr Fließverhalten beeinflussen: die Rate, in der die Lava aus der Erde ausströmt, die Geländeform (Morphologie) der Umgebung sowie die physikalischen Parameter der Lava selbst. Je weniger zäh (viskos) die Lava ist, desto weiter und schneller kann sie fließen. Die Viskosität wird weitgehend vom Kieselsäuregehalt (SiO_2 , also geschmolzener Quarz) der Lava bestimmt.

Beim Abkühlen bilden sich unterschiedliche Oberflächenformen wodurch man Aa (blockartige) und Pahoehoe (strickartige) sowie Kissen-Lava unterscheidet.

Kissenlava (Bild: ROV-Team/GEOMAR)



Blick nach Westen auf Lavabomben (Vordergrund) und Bimsablagerungen (Mitte) des Vulkans Toluca in Zentralmexiko. (Bild: S. Wulf/GFZ)



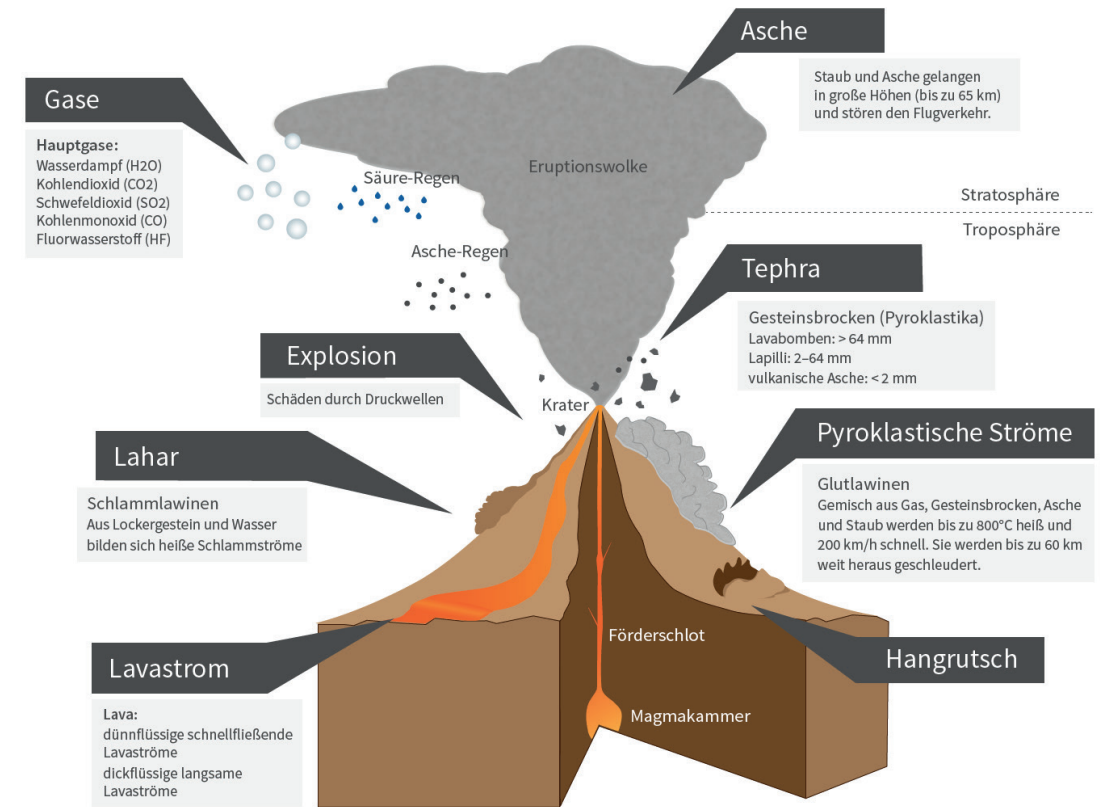
Neben dem Kieselsäuregehalt hat auch der Wasseranteil in der Gesteinsschmelze einen wesentlichen Einfluss auf die Gesamtzusammensetzung und die Struktur des Auswurfmaterials (Eruptionsprodukts). Obsidian entsteht beispielsweise aus einer zähen kieselsäurereichen, gas- und wasserarmen Schmelze, die sehr schnell abkühlt und dann ein dichtes vulkanisches Glas bildet. Poröser Bimsstein hingegen entsteht zwar ebenfalls aus einer SiO₂-reichen Schmelze und hat eine glasierte Struktur, wird aber durch Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid (CO₂) aufgeschäumt und bei der Eruption in Sekundenbruchteilen abgeschreckt.

Pyroklastika entstehen, wenn in einer gasreichen Schmelze die Gasblasen durch Platzen die Schmelze zerfetzen. Dadurch bilden sich hochporöse Gesteinsbruchstücke wie Schlacke, Bims und Asche. Mit Geschwindigkeiten von 400 bis über 1.000 km/h wird das Gestein zusammen mit den Vulkangasen in die Atmosphäre geschleudert. Es formt sich eine Eruptionssäule, die bis zu 40 km hoch werden kann. In der Atmosphäre breitet sich das Material in einer Eruptionssäule aus. Unverfestigte Pyroklastika werden auch **Tephra** genannt und nach ihrer Partikelgröße klassifiziert. **Asche** ist kleiner als 2 mm, **Lapilli** zwischen 2 und 64 mm. Blöcke und Bomben sind größer als 64 mm und unterscheiden sich in ihrer Form: ist das Material während des Auswurfs noch sehr heiß, so verformt es

sich während der Flugphase zu gerundeten, spindelförmigen Bomben, während eckige Pyroklasten als **Blöcke** bezeichnet werden.

Zu **Tephrafall** kommt es, wenn das Material zu Boden fällt. Blöcke und Bomben gehen zumeist in unmittelbarer Nähe bzw. in wenigen Kilometern Entfernung zum Vulkan schlot nieder. Asche hingegen kann mehrere hundert Kilometer weit transportiert werden. Solche Ablagerungen können metermächtige Schichten bilden, die hunderte von Quadratkilometern Fläche bedecken. Dünnere, einige Zentimeter dicke Aschelagen, können sich sogar über tausende von Quadratkilometern ausbreiten.

Wenn durch nachlassenden Materialnachschub die Eruptionssäule zusammenbricht, kommt es zur Bildung von **Pyroklastischen Strömen**. Dies sind Wolken aus heißen vulkanischen Gasen und mitgerissenen Partikeln wie Bims, Asche, Blöcken und heißer Lava. Sie suchen sich hauptsächlich ihren Weg durch Täler und Senken. Sie können bei ausreichender Energie aber auch Berg- rücken überwinden. Bei Temperaturen von bis zu 800 °C erreichen sie Geschwindigkeiten von bis zu 300 km/h.



Quellen: Heidi Wehrmann/GEOMAR, USGS, Inge Niedek & Harald Frater: Naturkatastrophen 2004 | Grafik: ESKP

Übersicht über die Eruptionsprodukte bei Vulkanausbrüchen. (Grafik: eskp.de/CC BY)

Vulkanische Gase: Zusammensetzung und Gesundheitsrisiken

Das Ausbruchverhalten und somit die Gefahr von Vulkanen werden ganz wesentlich von der Zusammensetzung des Magmas und den darin enthaltenen Gasen bestimmt.

Wasserdampf (H₂O) ist das häufigste vulkanische Gas. Hinzu kommen *Kohlendioxid* (CO₂), *Schwefeldioxid* (SO₂) und untergeordnet auch *Kohlenmonoxid* (CO), *Chlor* (Cl), *Wasserstoff* (H₂) und *Schwefelwasserstoff* (H₂S), wobei die anteilige Zusammensetzung der Gase variieren kann.

Die Auswirkungen, die vulkanische Gase auf die Umwelt haben, sind dabei sehr verschieden. Schwefelwasserstoff beispielsweise kann zu gesundheitlichen Schäden für den Menschen in unmittelbarer Nähe des Vulkans führen. Durch das Austreten von vulkanischen Gasen wird aber auch die Zusammensetzung der Atmosphäre verändert, insbesondere wenn die Gase in höhere Schichten gelangen. In der oberen Atmosphäre, der Stratosphäre, bewirkt beispielsweise Schwefeldioxid, das dort feinste Partikel (Aerosole) mit Wasser aus Schwefelsäure bildet, eine Aufheizung der Luftschicht. Die Sonnenstrahlung wird allerdings auch reflektiert, so dass weniger

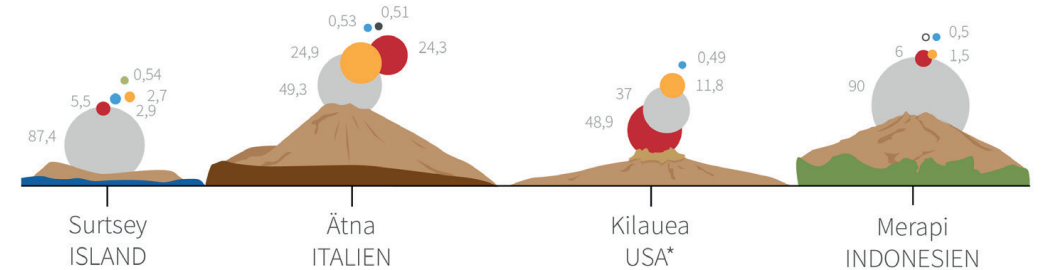
Strahlung an der Erdoberfläche ankommt und die Temperatur sinkt.

Die Zusammensetzung der vulkanischen Gase hängt von der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung des Magmas ab. So fördert ein hoher Kieselsäuregehalt (SiO₂) maßgeblich die Explosivität eines Vulkans. Kieselsäurearme und damit gleichzeitig eher heiße und dünnflüssige Laven werden zumeist weniger gefährlich freigesetzt. Ein hoher Kieselsäuregehalt hingegen macht das Magma zähflüssig. Der Wasserdampf als wichtigstes vulkanisches Gas kann somit beim Aufstieg des Magmas nicht entweichen, so dass der Innendruck der Gase im geschmolzenen Gestein ansteigt. Dadurch wird das Gesteinsmaterial bei der Eruption in sehr poröse und teils auch sehr feine Fragmente zerrissen und es können weit über 10 km hohe partikelreiche Aschesäulen entstehen. In der Atmosphäre aus Schwefeldioxid entstehende Sulfatpartikel tragen außerdem zur

Zusammensetzung vulkanischer Gase

(Zahlen: 10⁵ Pa $\hat{=}$ 1 atm, in Mol %)

Das Verhältnis der Gase ist abhängig von der chemischen Zusammensetzung der Lava.



Daten: GFZ, *USGS/Grafik: eskp.de

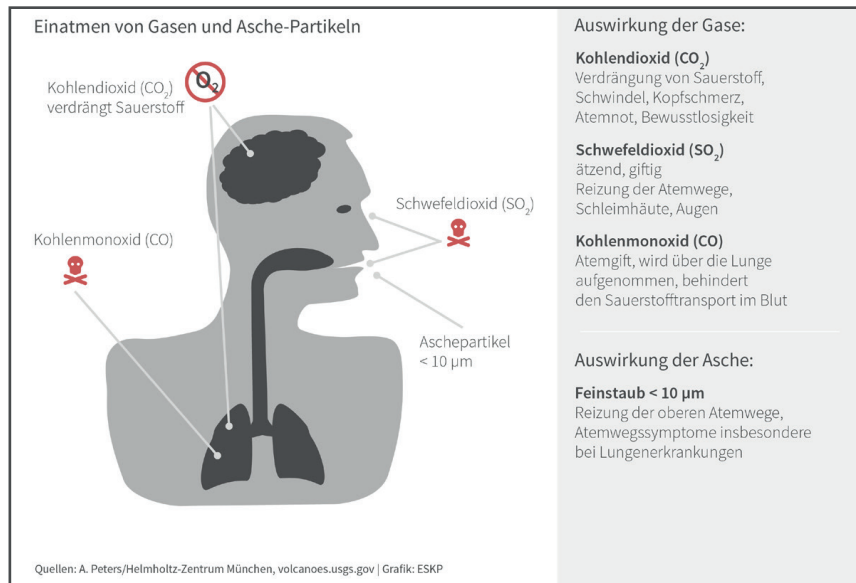
Vulkanische Gase: Anhand von vier Beispielen werden die häufigsten Vulkangase und deren unterschiedliche Zusammensetzung (in Prozent) dargestellt. (Grafik: eskp.de/CC BY)

Feinstaubbelastung (PM₁₀, engl. Particulate Matter; Partikel, deren aerodynamischer Durchmesser kleiner als 10 Mikrometer ist) bei. Das in den gemessenen Feinstaubkonzentrationen nachgewiesene Titan belegt den vulkanischen Ursprung dieser feinsten Partikel.

Durch Vulkane verursachte Luftverschmutzung kann auch gesundheitliche Risiken mit sich bringen, wobei zwischen kurzfristigen Beeinträchtigungen und langfristigen Schädigungen unterschieden werden muss. Generell bestimmen die Größe, Form

und Dichte der Partikel die Auswirkungen, die sie in der Lunge haben können. Deshalb wurden insbesondere die Auswirkungen sehr kleiner Partikel (PM₁₀ bzw. sogar PM_{2,5}) auf die Atemwege untersucht. Vor allem bei Asthmatikern und Menschen mit Atemwegserkrankungen können diese mikroskopisch kleinen Partikel zu Reizungen der Atemwege führen. Auch Herz-Kreislauf-erkrankungen können die Folge von erhöhten Feinstaubkonzentrationen sein.

Für SO₂ wurden Anfang 2005 europaweit Grenzwerte zum Schutz der mensch-



Mögliche gesundheitliche Risiken durch das Einatmen von Vulkanasche und vulkanischen Gasen. (Grafik: eskp.de/CC BY)

lichen Gesundheit festgelegt. Der 1-Stunden-Grenzwert beträgt $350 \mu\text{g}/\text{m}^3$ und darf höchstens 24mal im Jahr überschritten werden. Der Tagesgrenzwert von $125 \mu\text{g}/\text{m}^3$ hingegen darf nicht öfter als dreimal im Kalenderjahr überschritten werden (Quelle: Umweltbundesamt, UBA).

Die Grenzwerte wurden allerdings für die Einschränkung der Industrie- und Kraftverkehrsemissionen festgelegt und nicht für natürliche Quellen wie Vulkane. Die Feinstaubkonzentrationen in Mitteleuropa liegen heutzutage überwiegend unterhalb der Grenzwerte. Durch die Freisetzung von Schwefeldioxid durch einen Vulkanaus-

bruch steigen ggf. diese Werte nur kurzfristig an und überschreiten die Grenzwerte dann lediglich für einen kurzen Zeitraum.

Dennoch zeigen vulkanische Aschepartikel im Zusammenhang mit Schwefelwasserstoff (H_2S) eine erhöhte ätzende Wirkung. Epidemiologisch erwarten die Wissenschaftler allerdings keine Gesundheitsrisiken und auch toxikologisch sind in größerem Abstand zu einem Vulkan keine gesundheitlichen Risiken mehr zu befürchten. In unmittelbarer Nähe zum Vulkan kann H_2S toxisch, also giftig bzw. sogar tödlich sein.



Der Ort Chaiten in Chile nach einem Lahar. Ein Lahar ist ein Schlamm- und Schuttstrom ausgelöst durch einen Vulkanausbruch. (Bild: GEOMAR)

Auswirkungen von Vulkanausbrüchen

Die direkte Umgebung eines Vulkans ist meist unmittelbar von einem Ausbruch betroffen, da explosiv ausgeworfene **Asche** dort niederfällt. Zusammen mit vulkanischen Gasen beeinträchtigt sie die Atmung der Menschen. Lavaströme sowie Glut- und Aschewolken überziehen darüber hinaus die Umgebung mit einer Gesteinsschicht. Diese kann sich bei großen Ausbrüchen weit ausbreiten und meterdick werden.

Durch turbulent fließende Ströme (**Surges**) können Häuser und Bäume weggerissen werden. Werden Lockergestein und Asche des Vulkans durch Wasser mobilisiert, können Schlammströme (**Lahare**) entstehen, die ganze Landstriche verwüsten. Hangrutsche, Schlammströme und Flankenabbrüche wiederum können, wenn sie ins Meer oder einen See abrutschen, einen Tsunami auslösen und damit auch vom Vulkangebiet entferntere Regionen zerstören.

Durch *Lavaströme* oder *Pyroklastische Ströme* können bei Vulkaneruptionen außerdem Waldbrände ausgelöst werden. Besonders bei effusiven Eruptionen ist diese Gefahr oftmals bedrohlicher als der eigentliche Lavastrom.

Neben den oftmals eher regionalen direkten Auswirkungen von Vulkanausbrüchen, bringen Aschepartikel im Luftraum aber auch weitreichende, manchmal sogar globale Veränderungen. Beim Ausbruch des Eyjafjallajökull in Island im Jahre 2010 wurde aufgrund von Vulkanaschepartikeln in der Atmosphäre der Luftverkehrsraum für einige Tage gesperrt, da heiße Aschepartikel die Turbinen der Flugzeuge verkleben und dann Maschinenausfälle verursachen können. Enorme finanzielle Einbußen bei den Fluggesellschaften durch tagelanges Umdirigieren oder Aussetzen des Flugverkehrs waren damals die Folge.

Aber auch langfristig bleiben große Eruptionen nicht ohne Folgen. Durch die Emission von vulkanischen Gasen wird die Zusammensetzung der Atmosphäre verändert. Besonders stark und lang anhaltend sind die Auswirkungen, wenn die Gase in höhere Schichten gelangen. Während die Gaspartikel in der Troposphäre, also der untersten, etwa 10 km dicken Atmosphärenschicht, recht schnell durch Niederschläge ausgewaschen werden, können sie in der darüber liegenden Stratosphäre bis zu drei Jahre verbleiben.

Die Effekte, die sie dort haben, sind unterschiedlich. Durch Schwefel heizt sich die Stratosphäre auf. Die von außen eintreffende Strahlung wird allerdings reflektiert, so dass weniger Strahlung an der Erdoberfläche ankommt. Die Erde kühlt ab. Imposante Beispiele dafür waren die Ausbrüche zweier indonesischer Vulkane im 19. Jahrhundert. In Folge der Tambora Eruption im Jahr 1815 fiel im nächsten Jahr der Sommer auch in Europa aus und im Jahr 1883 produzierte der Krakatau eine Aerosolwolke, die um die ganze Welt ging und einen drei bis vier Jahre anhaltenden "Vulkanischen Winter" nach sich zog. Die Folge waren Hungersnöte; aber auch optisch spektakuläre, sehr farbintensive Sonnenuntergänge.

Das jüngste Beispiel ist der Ausbruch des Pinatubo 1991 auf den Philippinen, dem kurz darauf ein Ausbruch des Mt. Hudson in Südchile folgte. Nach der starken Schwefel-emission dieser Eruptionen senkte sich die globale Temperatur für zwei bis drei Jahre; die Eisbärpopulation an der Nordost Kanadischen Hudson Bay stieg an.

Umgekehrt erzeugt der Eintrag von CO₂ und Halogenen wie Chlor und Brom in die Stratosphäre einen natürlichen Treibhauseffekt. Die Gase spalten in der Höhe das Ozon und führen zur Verringerung der Ozonschicht. Mehr Strahlung kann die Atmosphäre durchdringen, die Erde erwärmt sich.

Vulkanische Aktivität hat allerdings auch positive Aspekte. So gewinnen Länder wie Island, Italien, Indonesien und weitere Staaten Energie und betreiben Geothermiekraftwerke, um die Erdwärme zu nutzen. Darüber hinaus profitiert die Landwirtschaft von Vulkanausbrüchen, da vulkanisches Gestein reich an Mineralien ist, die als Naturdünger wirken und oftmals mehrere Ernten im Jahr ermöglichen.

Nach dem Ausbruch des Vulkans Pinatubo (Philippinen, 1991) waren große Teile der umliegenden Dörfer mit einer dicken Ascheschicht bedeckt. (Bild: NOAA/NGDC, T.J. Casadevall, U.S. Geological Survey)



Vulkantypen

Der Großteil der Vulkanausbrüche auf der Erde findet entlang der Mittelozeanischen Rücken statt, dem 70.000 km langen Riftsystem in der Mitte der Ozeane, an denen die tektonischen Platten auseinander driften. Entlang einer ein bis zwei Kilometer breiten Zone fließt dort dauerhaft und ruhig Lava aus. Zusätzlich gibt es aber auch Vulkanketten, die sich über „Heißen Flecken“ (z.B. Hawaii) bilden, wobei ein Großteil solcher Vulkane unter dem Meeresspiegel verborgen bleibt.



Maipo, Argentinien. (Bild: GEOMAR)



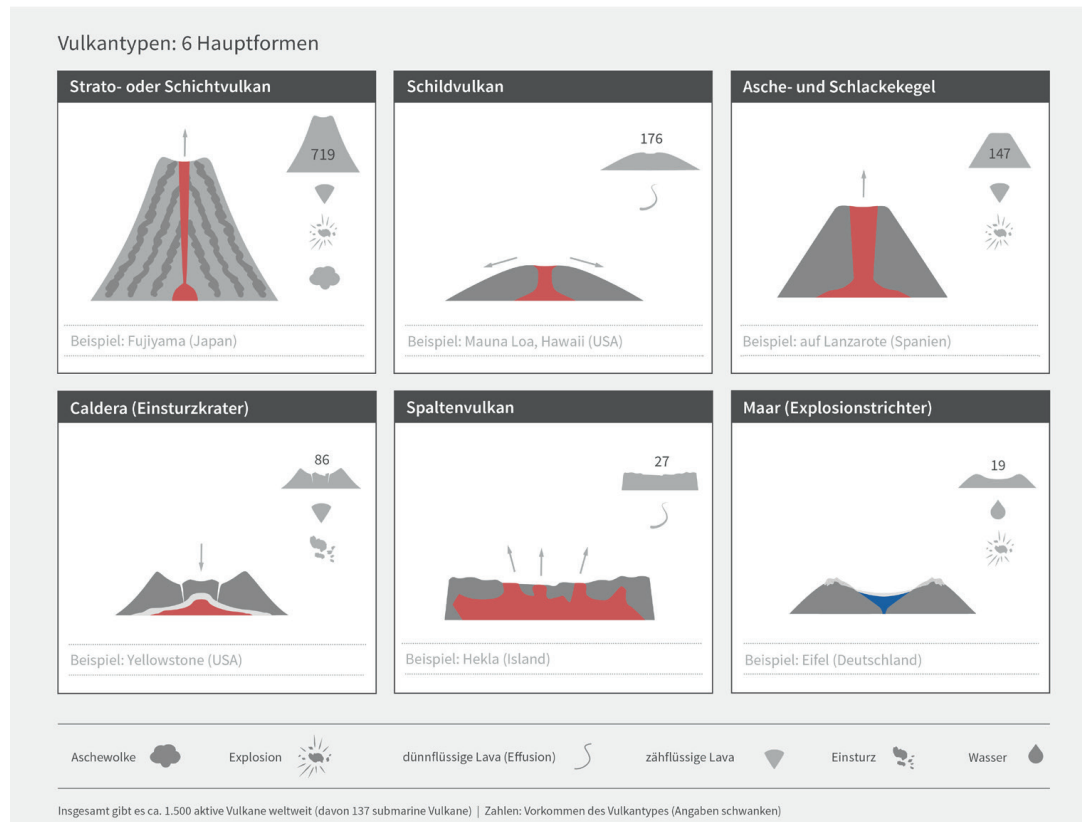
Mauna Kea, Hawaii. (Bild: S. Kempe)

Schichtvulkan

Häufig wachsen Vulkangebäude durch Serien von Aktivitätszyklen. Auf aktive Phasen folgen ruhigere Phasen, wodurch im Wechsel Tephra- und Lavaschichten abgelagert werden. Es bilden sich Schicht- oder Stratovulkane, die oftmals sehr steile Flanken haben.

Schildvulkan

Durch hawaiianische Eruptionen und schnelle, weit ausfließende große Mengen an gering viskoser Lava bilden sich Schildvulkane. Solche Eruptionen und Vulkantypen kommen oft bei Heißen Flecken vor, wie zum Beispiel beim Piton de la Founaise auf Reunion, Kilauea oder Mauna Loa auf Hawaii oder den Vulkanen von Galapagos. Zudem treten diese an Riftzonen wie dem Ostafrikanischen Grabenbruch-System auf. Diese Vulkane sind sehr flach und werden oft gar nicht auf den ersten Blick als solche erkannt.

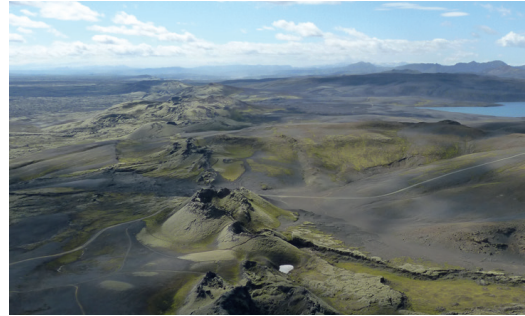




Cerro Negro in Nicaragua (Bild: H. Wehrmann/GEOMAR)

Schlacke- /Aschekegel

Schlacke- oder Aschekegel können bis zu einige hundert Meter hoch werden. Sie haben steile Flanken und auf ihrem flachen Gipfel befindet sich ein Krater. Schlackekegel entstehen meist in einer einzelnen Eruption durch kleine Explosionen, bei denen häufig eine recht flüssige, basaltische Schmelze ausgeworfen wird. Die Schlacke und Asche lagert sich kegelförmig rund um den Vulkanschlot ab.



Laki-Spalte, Island. (Bild: Daniele Trippanera/CC BY 3.0 (distributed via imaggeo.egu.eu))

Spaltenvulkan

Entlang von Spalten finden oft großskalige Eruptionen statt. Dabei können innerhalb einer recht kurzen Zeit voluminöse, mächtige Lavaschichten entstehen, die als Flutbasalte bezeichnet werden. Beim Ausfließen riesiger Mengen an basaltischer Lava entweichen große Mengen an Gasen wie Schwefeldioxid (SO_2) und Hydrogensulfid (H_2S). Auch werden durch das Eindringen der Lava in das umliegende Krustengestein Gase wie Methan und CO_2 aus der Erdkruste freigesetzt. Diese haben große Effekte auf das globale Klima. So ist es nicht verwunderlich, dass die Entstehung riesiger Flutbasalt-Provinzen wie in Sibirien vor 148 Millionen Jahren und in Indien vor 65.5 Millionen Jahren mit dem Massensterben an der Perm-Trias und der Kreide-Tertiär Grenze in Zusammenhang stehen.



Apoyo Caldera in Nicaragua. (Bild: S. Kutterolf/GEOMAR)

Caldera

Eine Caldera ist eine riesige, meist annähernd kreisförmige Geländevertiefung vulkanischen Ursprungs. Wird eine flachliegende Magmakammer bei einer Eruption entleert, kann es zum Kollaps des darüber liegenden Vulkangebäudes bzw. des darüber liegenden Deckengesteins kommen.

Bei großen, plinianischen Eruptionen können sich Calderen mit einer Größe bis zu 75 km bilden. Im Allgemeinen nimmt der Durchmesser einer Caldera proportional zum Materialvolumen zu, das bei der Eruption bei seiner Entstehung ausgestoßen wurde. Große Calderen sind der Pinatubo auf den Philippinen oder der Krakatau in Indonesien. Bei der Entstehung der Yellowstone Caldera in den USA vor ca. 600.000 Jahren wurden 2.000 km^3 vulkanisches Material eruptiert. Beim Ausbruch des Vulkans Toba auf Sumatra vor

ca. 74.000 Jahren entstand ein fast 100 km langer Kessel, in dem heute der Toba See liegt. Die Eruption des Taupo Vulkans in Neuseeland vor 1.800 Jahren brachte 35 km^3 Magma an die Erdoberfläche. Dies war die größte in den letzten 2.000 Jahren. Die Caldera hat einen Durchmesser von 35 km und beherbergt den Tauposee.

Calderavulkane sind über lange Zeiträume aktiv. In den Calderen können sich immer wieder neue, sekundäre Vulkanbauten bilden: Lavadome, Schlackekegel, die zu Schichtvulkanen heranwachsen können, oder auch neue Calderen. Ein Beispiel hierfür ist der Vulkan Yasur im Südpazifik.



Dauner Maare, Eifel, Deutschland
(Bild: F. Willems-Theisen/www.pixelio.de)

Maar

Maare sind wannen- oder trichterförmige Krater, die 10 bis 500 Meter tief in die Eruptionsoberfläche einschneiden können. Ein Ringwall aus vulkanischem Auswurfmaterial oder versprengtem Wandgestein umgibt die Maare. Oft befindet sich darin ein See. Maare entstehen durch phreatische oder phreatomagmatische Eruptionen. Bei phreatischen Eruptionen ist kein Magma beteiligt, der Druck von Wasserdampf alleine sprengt das umliegende Gestein weg. Bei phreatomagmatischen Eruptionen baut sich durch den Kontakt des heißen Magmas mit Oberflächenwasser ein großer Druck auf, was zu heftigen Explosionen führen kann.



Santiaguito, Guatemala (Bild: GEOMAR)

Lavadom

Wenn sich viskoses, sehr langsam ausquellendes Magma relativ schnell abkühlt, können sich direkt über dem Vulkanschlott Lavadome (Quellkuppen) bilden. Durch das schnelle Abkühlen der Lava bildet sich ein Pfropfen im Schlott, welcher hierdurch schnell „verstopft“. Häufig staut sich das nachfolgend aufsteigende Magma darunter. Hat diese Schmelze einen hohen Gasgehalt, kann sich dort sehr schnell ein hoher Druck aufbauen, und zu starken Explosionen führen. Auch können beim Kollaps der oft instabilen Lavadome pyroklastische Ströme entstehen. Junge Lavadome finden sich in Europa entlang der Chaîne des Puys im französischen Zentralmassiv. Auch der ältere Vulkanismus im Süden von Deutschland hat mehrere Quellkuppen produziert, so beispielsweise in der Rhön oder im Hegau.

Red Crater, Vulkan Ngauruhoe, Neuseeland.
(Bild: C. Bonanati/GEOMAR)



Deutschlands Vulkane

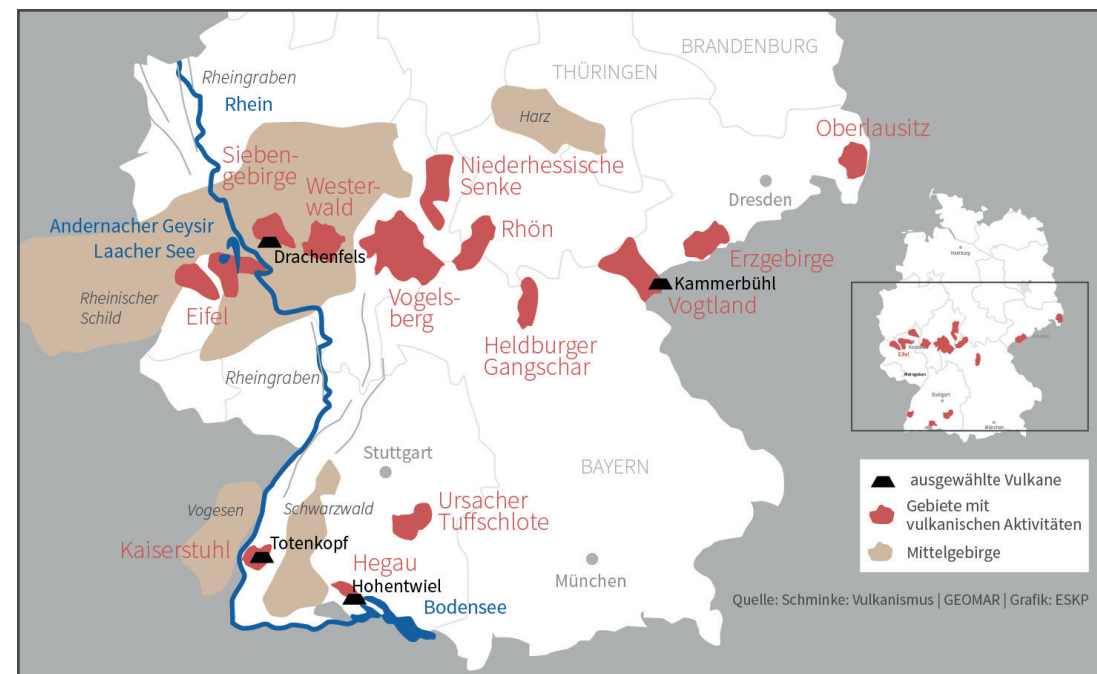
Italien hat den Vesuv, Island seinen Eyjafjallajökull und die USA ihren Mount St. Helens. Doch wie steht es eigentlich um Vulkane in Deutschland?

Der Vulkanismus in Deutschland begann vor rund 100 Millionen Jahren (Oberkreide), als die Kollision des Afrikanischen mit dem Europäischen Kontinent begann, und reicht bis in das Tertiär vor zwei Millionen Jahren. In jener Zeit kam es im Zusammenhang mit der Entstehung der Alpen zu tektonischen Bewegungen, die bis nach Deutschland reichten.

Forscher vermuten, dass sich dabei Gesteinsmaterial im Erdmantel aufwölbte und nach Norden geschoben wurde. Durch das Aufsteigen des Magmas wurde die darüber liegende Erdkruste gedehnt und somit dünner. Im Eozän, vor etwa 50 Millionen Jahren, begann die Kruste entlang dieser Dehnungszone abzusinken. Infolgedessen bildete sich ein großes Grabensystem, das vom französischen Rhônegraben bis zum Oslo-Graben reicht. Ein Abschnitt davon ist der Oberrheingraben. Er erstreckt sich von Basel bis ungefähr Mainz über eine Distanz von ca. 300 km und ist zwischen 30 und 40 km breit.

Vor rund 20 Millionen Jahren kam es an seinen Rändern zu Brüchen. Dabei zerbrach die Kruste in einzelne Schollen, die in das Grabensinnere absackten. Die Grabenschultern hingegen wurden aufgewölbt. Heutige Überbleibsel hiervon sind der Schwarzwald oder die Vogesen, sowie Taunus und Odenwald, bei denen durch Erosion das kristalline Grundgebirge freigelegt wurde.

Die Bildung des Oberrheingrabens und der von ihm nach Norden und Nordwesten ausstrahlenden Bruchstrukturen und Senkungsfelder hatten starke Konsequenzen. Durch die tektonischen Bewegungen wurde die ohnehin dünne Kruste zerklüftet. Zudem nahm die thermische Aktivität im Oberen Erdmantel zu. Diese erhöhten Temperaturen förderten durch Druckentlastung die Schmelzprozesse im Oberen Mantel. Hierdurch kam es im Umfeld des Oberrheingrabens zu vulkanischen Tätigkeiten.



Auf der Karte sind die Vulkanregionen Deutschlands in rot eingezeichnet. (Grafik: eskp.de/CC BY)

Vulkane gibt es in Deutschland vor allem in den Mittelgebirgen: *Eifel, Rhön, Schwarzwald, Westerwald, Vogelsberg, im Kaiserstuhl, im Erzgebirge* und in der *Lausitz* (Zittauer Gebirge). Besonders bekannt ist die Eifel mit ihren vielen Maaren. Mehr als 250 Vulkane gibt es in der Eifel, der letzte Ausbruch ist 11.000 Jahre her.

Nachdem die vulkanische Aktivität beendet war, wurden viele Vulkane im Laufe von Millionen Jahren stark erodiert, so dass heute nur noch Reste der ehemaligen Vulkankegel, Calderen oder Maare übrig geblieben sind.



Meerfelder Maar (Bild: Kurt Domnik/www.pixelio.de)

Eifel

Mit Beginn der starken Hebung des Rheinischen Schiefergebirges im Pleistozän entstanden ab etwa 650.000 Jahren vor heute in der Ost- und Westeifel zwei Vulkanfelder. Diese tektonische Scholle hatte in den vergangenen 40 Millionen Jahren bereits zwei Hebungsepisoden erlebt und hebt sich noch heute.

Nachdem der Rheinische Schild mit einer beschleunigten Hebungsphase begonnen hatte, setzten die vulkanischen Tätigkeiten in der Westeifel vor etwa 600.000 Jahren ein und reichten bis in das Holozän. Die aktivste Phase fand dabei vor rund 500.000 Jahren statt. Das Vulkanfeld der Westeifel in der Umgebung von Gerolstein erstreckt

sich über 600 Quadratkilometer und umfasst 240 Eruptionszentren. Es handelt sich dabei hauptsächlich um kleinere Schlackekegel und Maare. In den aktiven Phasen wurden 1.7 km³ vulkanisches Material eruptiert. Hierzu gehört auch das Ulmener Maar, das vor 10.500 Jahren aktiv war und somit Deutschlands jüngster Vulkan ist.

In der Osteifel existieren ca. 100 Vulkane. Hier begann der Vulkanismus erst vor etwa 460.000 Jahren. In der Umgebung des Laacher Sees befinden sich rund 60 Eruptionszentren, zumeist Schlackekegel. Während hier lange Zeit der Vulkanismus nur geringfügig ausgeprägt war, gipfelte



Wingertsbergwand südlich des Laacher Sees: In den Tephra-schichten ist der letzte Ausbruch des Laacher-See-Vulkans dokumentiert. (Bild: S. Kempe)

die Aktivität zum Ende der letzten Kaltzeit in einer Serie von mindestens 35 heftigen Ausbrüchen. Mit enorm explosiven (phreatoplinianischen) Eruptionen gingen pyroklastische Ströme und Fallablagerungen einher und es bildeten sich Calderen wie der Laacher See, der vor rund 12.900 Jahren entstand. Die Eruptionssäulen waren mehrfach 30 bis 40 Kilometer hoch. Dabei wurden mehr als sechs Kubikkilometer Magma eruptiert, das meiste innerhalb von nur wenigen Tagen. In der unmittelbaren Umgebung bezeugen bimssteinreiche Aschestromablagerungen nahe der Orte Ried, Wehr und am Laacher See die gewaltige Eruption.

Durch die voluminöse Akkumulation von Tephra wurde der Rhein aufgestaut, wodurch ein zwanzig Meter tiefer See entstand. Daraus resultierende Flutwellen reichten bis nach Bonn (ca. 40 km weiter nördlich). Wissenschaftler vermuten, dass das schwefelreiche Magma und die hohen

Eruptionssäulen auch das Klima in der nördlichen Hemisphäre (Nordhalbkugel) stark beeinflusst haben.

Nach Ansicht von Experten besteht sogar die Möglichkeit eines erneuten Ausbruchs des Vulkans. Am Ostufer des Laacher Sees deuten so genannte Mofetten auf magmatische Aktivitäten im Untergrund hin. Dort blubbert es im Wasser, denn Kohlen-säure entweicht und die CO₂-Blasen nutzen Bruchlinien als Wege für den Aufstieg. Durch ein künstliches Bohrloch gibt es bei Andernach am Rhein einen Geysir, der durch den Gasdruck des Kohlendioxids kaltes Wasser bis zu 60 Meter in die Höhe schleudert.



Drachenfels im Siebengebirge: Der Drachenfels ist ein vulkanisch geprägter Berg, der sich markant über dem Rheintal erhebt. Die so genannte Quellkuppe entstand durch aufsteigendes Magma, das unter der Erdoberfläche erstarrte. (Bild: Tanja Ritter/www.pixelio.de)

Westerwald/Siebengebirge

Vor 25 bis 6 Millionen Jahren gab es vulkanische Aktivitäten im Gebiet des Westerwaldes und des Siebengebirges. Mit der Senkung und Entstehung der Niederrheinischen Bucht im östlichen Rheinischen Schiefergebirge entwickelten sich tiefreichende Spaltensysteme, die Wegsamkeiten für Magmenaufstieg boten. In den ersten vulkanischen Phasen waren die aufsteigenden Magmen noch reich an Volatilen, was zu hochexplosiven (Plinianischen) Eruptionen führte.

Durch die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges vor etwa 2,5 Millionen Jahren schnitt sich der Rhein in die Gesteine ein. Folglich bilden heute Quellkuppen die Morphologie, so zum Beispiel am markanten Drachenfels.

Im Zuge dieser vulkanischen Tätigkeiten entstanden auch die Westerwälder Basalthochfläche mit der 657 m hohen Fuchskaute und die Basaltsäulen und Basaltkuppen des Hummelsbergs.

Vogelsberg

Nördlich des Mains gabelt sich die Bruchstruktur des Oberrheingrabens an der Rheinischen Naht. Nach Norden, in Richtung Kassel und Göttingen, erstreckt sich die Hessische Senke, in den Nordwesten zieht sich die Niederrheinische Bucht.

Die vulkanischen Aktivitäten des Vogelsbergs im Miozän (vor ca. 23 bis 7 Mio. Jahren) spiegeln den Höhepunkt des Vulkanismus in Deutschland wider. Der Vogelsberg ist nach Meinung von Wissenschaftlern als Folge eines großen, tektonisch zerstückelten Senkungsfeldes, der Hessischen Senke, entstanden. Zwischen 18 und 10 Millionen Jahren traten entlang von Spalten basaltische Laven aus, die so die Senke auffüllten. Daher baut sich der Vogelsberg aus einer Vielzahl von übereinander gestapelten Basaltdecken auf. Der höchste Gipfel ist heute mit 773 Metern der Oberwald. Gleichzeitig blieb ein Teil des Magmas unter der Erdoberfläche stecken und bildete dort im langsamen Abkühlen eine Intrusion. Mit einer Fläche von 2.500 Kubikkilometern und einem maximalen Durchmesser von 60 Kilometern gehört der Vogelsberg heute zu den größten geschlossenen Basaltgebieten Mitteleuropas.

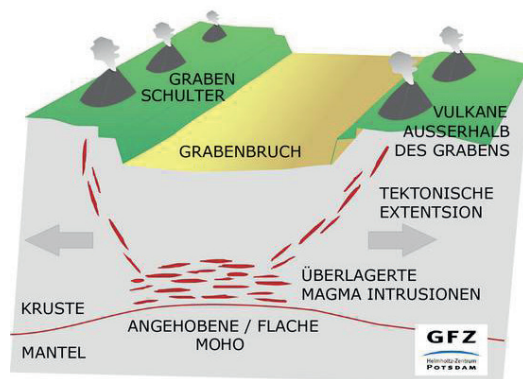
Vom Vogelsberg gehen Zweige mit kleineren Vulkanischen Aktivitäten aus. In der Niederhessischen Senke entstanden parallel zum Vogelsberg-Vulkanismus die Basaltkuppen, Kegel und Rücken des Knüllgebirges und des Habichtswalds. Diese Vulkanbauten wurden besonders während der Kaltzeiten stark erodiert. Übrig blieben kleine kegelförmige Einzelvulkane oder als Lavapfropfen erhalten gebliebene Schlotfüllungen in den heutigen Tälern und Talterrassen.

Rhön

Im Gebiet der Rhön war die Hauptphase des Vulkanismus bereits zwischen 25–18 Millionen Jahren, an der Grenze Oligozän zu Miozän und dauerte in geringerem Ausmaß bis vor elf Millionen Jahren an. In der Kuppenrhön erheben sich zahlreiche aus vulkanischen Gesteinen aufgebaute Quellkuppen, wie die 839 Meter hohe Milseburg. In der Hohen Rhön ist eine fast 300 Meter mächtige Abfolge basaltischer Gesteine erhalten, die teils durch pyroklastische Ströme, teils aber auch effusive vulkanische Aktivitäten entstand. Die Wasserkuppe ist mit 950 Metern die höchste Erhebung der Rhön und des Bundeslandes Hessen.

Grube Messel

Im Zuge des Einsinkens des Oberrheingrabens im Eozän vor rund 48 Millionen Jahren hob sich an der Östlichen Grabenschulter die Schwarzwald-Odenwaldscholle mit dem Sprendlinger Horst heraus. Durch Interaktion von Magma mit Grundwasser kam es zu einer hoch explosiven phreatomagmatischen Eruption, wobei ein 700 m tiefer Krater herausgesprengt wurde. Durch nachfließendes Grundwasser entstand ein Maarsee, in dem sich ein bitumenreicher Tonstein ablagerte. Das in den unteren Schichten durch vulkanische Gase oder durch organisches Material chemisch veränderte Wasser war giftig für Tiere, die in den See fielen. Diese wurden in den sauerstofffreien Sedimentschichten als Fossile hervorragend erhalten. Heute ist die Grube Messel Welt-Naturerbe der UNESCO, da sie eine Fossilagerstätte von höchster Qualität und mit großem Artenreichtum ist.



Schematische Darstellung des Oberrheingrabens. (Grafik: GFZ)

Kaiserstuhl

Im Bereich des Kaiserstuhls nahe Freiburg laufen die Störungszone des Oberrheingrabens und die Bonndorfer Störung zusammen. In Verbindung mit der Druckentlastung im Miozän boten diese Schwächenzonen Wegsamkeiten für Magmenaufstieg. Zwischen 19 und 16 Millionen Jahren entstand hier durch die vulkanische Aktivität ein großer Schichtvulkan (Stratovulkan), der Kaiserstuhl. Damals hatte der Kaiserstuhl die Oberrheinebene wohl um mehr als tausend Meter überragt. Der Totenkopf ist mit 668 m die höchste Erhebung des Kaiserstuhls.

Hegau

Etwas später, zwischen 14 und 7 Millionen Jahren, bis ins mittlere Miozän, bildeten sich am Hegau Vulkankegel und Kuppen, die aus Basaltsäulen aufgebaut werden wie zum Beispiel der 848 Meter hohe Hohenheven. In dieser Region sind die teilweise stark erodierten Vulkane immer noch landschaftsprägend.

Erzgebirge

Vor 30 Millionen Jahren (Oligozän) erhob sich das aus Kristallingestein aufgebaute Erzgebirge mit gleichzeitigem Absenken des Egerriffs. Im Egerrift kam es entlang von Bruchzonen zu Vulkanismus. Lavaströme ergossen sich und flossen entlang der Flusstäler. Durch die weitere Hebung des Erzgebirges schnitten sich Flüsse tief in die Gesteine ein.

Vogtland

Das Vogtland ist das aktivste Erdbebengebiet Mitteleuropas. Die Marienbader Störungszone südlich des Egergrabens begann vor rund 3-4 Millionen Jahren, sich zu bewegen. Mehr als 400 Meter macht der vertikale Versatz bis heute aus. Die Bewegungen entlang dieser Störungszone führen zu Spannungen in der Kruste, die in den letzten 100 Jahren durch zahlreiche Erdbeben abgebaut wurden. Jedoch befindet sich hier in 30 km Tiefe ein Magmenreservoir. Aus ihm steigen Fluide (Flüssigkeiten) auf, die dazu führen, dass die innere Reibung entlang der Bruchzonen herabgesetzt wird. Infolgedessen kommt es nur selten zu größeren ruckartigen Erdbeben. Die Spannungen lösen sich durch viele kleine Erdbeben, so genannte Schwarmbeben. Allerdings gibt es in regelmäßigen Abständen, derzeit etwa alle sechs Jahre, auch stärkere Beben. Auf Grund von Messungen von Heliumisotopenverhältnissen

in Thermalquellen in der Region gehen Wissenschaftler davon aus, dass die Magmenkammer noch aktiv ist und es auch in Zukunft zu stärkerer vulkanischer Aktivität kommen kann.

Der jüngste Vulkan dieser Region ist der Kammerbühl bei Franzensbad in Tschechien. Dieser war noch bis vor etwa 700.000 Jahren aktiv. Der Kammerbühl entstand erst zum Ende der aktiven Hauptphase der Eger-Region und förderte daher nur wenig vulkanisches Material. Bei strombolianischen Eruptionen entstand durch die Ablagerung von Asche, Schlacke und anderem vulkanischem Lockermaterial ein kleiner Schlackekegel. Später kam es auf Grund des bis dahin größtenteils entgasten Magmas noch zu effusiven vulkanischen Tätigkeiten, die basaltische Lavaströme entstehen ließen.

Die Bruchtektonik des Egergrabens bedingte im Übergang vom Oligozän zum Miozän vor 30 bis 20 Millionen Jahren vulkanische Aktivitäten in der Lausitz. Basaltische Magmen aus etwa 50-80 km Tiefe drangen auf, und durch Schlackenauswurf und Lavaströme entstanden Basaltdecken. Ein Großteil der Lava blieb dabei im Schlot stecken. Heute sind die einzigen Überbleibsel die Basaltkuppen.

Übersicht einiger wichtiger Vulkanregionen in Deutschland

Gebiet/Gebirge	Höhe in Meter	letzter Ausbruch/Alter
Eifel	746,9 – 275	vor 40 Mio. Jahren – 13.000 Jahren
Siebengebirge	320,7	vor 28 Mio. Jahren
Westerwald	517,5	vor 7 Mio. Jahren
Rhön	874,9	vor 25 – 18 Mio. Jahren
Vogelsberg	773	vor 18 und 10 Mio. Jahren
Hegau	689,9	vor 14 und 7 Mio. Jahren
Hochschwarzwald/Kaiserstuhl	556,6	vor 19 und 16 Mio. Jahren

Die Texte sind aus verschiedenen Artikeln der **Wissensplattform „Erde und Umwelt“** von Christina Bonanati und Dr. Heidi Wehrmann, GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung, Kiel zusammengestellt. Darüber hinaus sind aber auch Informationen des Helmholtz-Zentrums München (HZM) und dem Deutschen GeoForschungszentrum (GFZ) ergänzt.

Weitere Informationen zu Vulkanen einschließlich einer geowissenschaftlichen Bewertung aktueller Vulkanausbrüche gibt es unter www.eskp.de

Texte, Fotos und Grafiken soweit nicht andere Lizenzen betroffen sind:
eskp.de CC BY

Impressum:

Helmholtz-Zentrum Potsdam
Deutsches GeoForschungszentrum GFZ
Telegrafenberg
14473 Potsdam
Mail: eskp@gfz-potsdam.de