



Hans-Ulrich Schmincke

VULKANISMUS

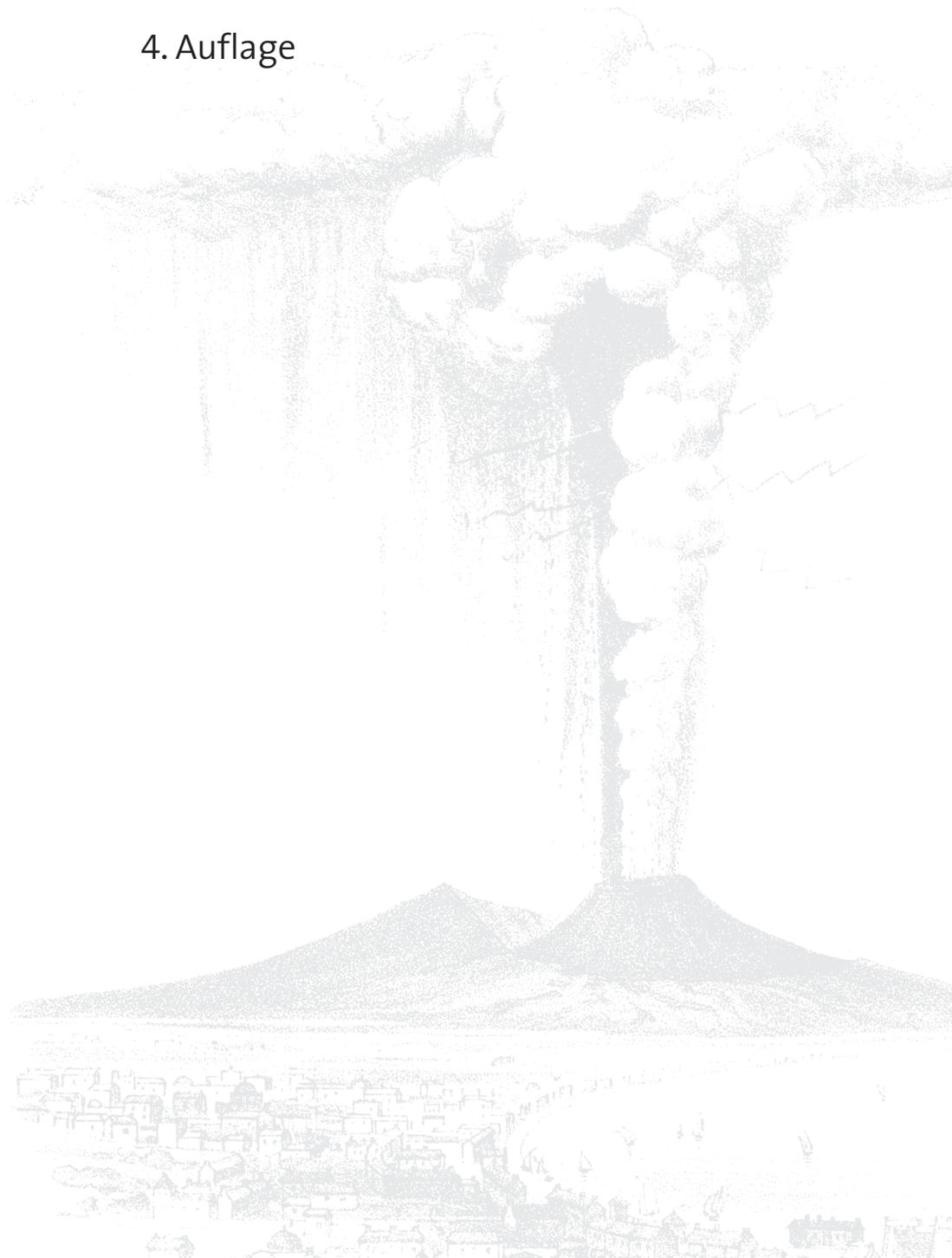


Hans-Ulrich Schmincke

Vulkanismus

Mit 307 Farbabbildungen

4. Auflage



Alle Fotos stammen von Hans-Ulrich Schmincke
soweit nicht anders vermerkt.

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation
in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische
Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Das Werk ist in allen seinen Teilen urheberrechtlich geschützt.
Jede Verwertung ist ohne Zustimmung des Verlags unzulässig.
Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Übersetzungen,
Mikroverfilmungen und die Einspeicherung in und Verarbeitung
durch elektronische Systeme.

4., unveränderte Auflage 2013
© 2010 by WBG (Wissenschaftliche Buchgesellschaft), Darmstadt
Umschlaggestaltung: Peter Lohse, Heppenheim
Umschlagabbildung: Ausbruch des Tungurahua im Januar 2010
bei Baños City (Ecuador) © picture alliance/dpa
Layout, Illustrationen & Prepress: schreiberVIS, Bickenbach

Die Herausgabe des Werkes wurde durch die Vereinsmitglieder
der WBG ermöglicht.
Gedruckt auf säurefreiem und alterungsbeständigem Papier
Printed in Germany

Besuchen Sie uns im Internet: www.wbg-wissenverbindet.de

ISBN 978-3-534-26245-8

Die Buchhandelsausgabe erscheint beim Primus Verlag
Umschlaggestaltung: Jutta Schneider, Frankfurt a. M.
Umschlagabbildungen: oben: Lavastrom des Ätna auf Sizilien
(2.11.2006) © Martin Rietze (www.mrietze.com);
unten: Lavastrom des Ätna auf Sizilien (30.10.2006)
© picture-alliance/dpa

ISBN 978-3-86312-367-3

www.primusverlag.de

Elektronisch sind folgende Ausgaben erhältlich:
eBook (PDF): 978-3-86312-944-6 (Buchhandel)
eBook (epub): 978-3-86312-945-3 (Buchhandel)

Inhalt

Vorwort	7	5	Mittelozeanische Rücken	51	
1	Einleitung	9	Die Revolution in den Erdwissenschaften.....	51	
	Neptunisten, Vulkanisten, Plutonisten	9	Morphologie und Tektonik	53	
	Kontinentaldrift – Sea Floor Spreading –		Pillowlaven und Pillowvulkane	55	
	Plattentektonik	11	Schichtlaven	56	
	Die Wurzeln der Vulkane	11	Pyroklastische Eruptionen in der Tiefsee?	58	
	Vulkane und Vulkaneruptionen	12	Wie häufig sind submarine Eruptionen?.....	59	
	Literatur	13	Magmakammern unter Mittelozeanischen		
			Rücken und ihre Wurzeln	59	
			Zusammenfassung	61	
2	Plattentektonik	15	6	Seamounts und Vulkaninseln	63
	Das Förderband		Seamounts	64	
	der Mittelozeanischen Rücken	16	Vulkaninseln.....	67	
	Dynamische Gliederung der Erde	16	Unterschiede Hawaii – Kanaren	79	
	Die Verteilung		Ozeanische Plateaus	80	
	der Vulkane auf der Erde	18	Hot Spots und Mantel Plumes	81	
	Zusammenfassung	19	Zusammenfassung	85	
3	Magma	21	7	Kontinentale	87
	Was ist Magma?	21	Intraplattenvulkane	87	
	Einteilung magmatischer Gesteine	22	Riftzonen und Riftschultern.....	87	
	Schalenaufbau der Erde.....	23	Schlackenkegel	88	
	Wo entstehen Magmen?.....	24	Die quartären Vulkanfelder der Eifel.....	90	
	Wie entstehen Magmen?.....	25	Der Yellowstone-Plume	94	
	Warum steigen Magmen auf?.....	27	Flutbasalte	96	
	Magmatische Differentiation.....	27	Zusammenfassung.....	99	
	Magmakammern.....	29	8	Inselbögen und	101
	Zonierte Magmakammern	30	aktive Kontinentränder	101	
	Zusammenfassung.....	34	Subduktionszonen.....	101	
4	Rheologie,	35	Vulkangürtel	103	
	magmatische Gase		Subduktionsmagmen.....	106	
	und Blasenbildung	35	Zusammenfassung	109	
	Rheologie	35	9	Vulkanbauten und	111
	Schmelzstruktur.....	35	Vulkanbausteine	111	
	Viskosität	37	Lavaströme.....	111	
	Explosive Eruptionen	40	Dome	118	
	Magmatische Gase.....	42	Tephra und pyroklastische Gesteine	121	
	Gasbudget Kilauea.....	46	Schlackenkegel	122	
	Blasenbildung	47	Schlackenkegel Eifel	124	
	Auslösung von Vulkaneruptionen.....	48			
	Klassifizierung von Vulkaneruptionen	49			
	Zusammenfassung	50			

Ke pah'u nei ka honua –

Die Erde knallt.

Letzte Worte des Königs von Vulkanesien, bevor die Insel im August 1882 in den Fluten des Pazifik versank.

Stratovulkane	126	Können Vulkankatastrophen verhindert werden?	200
Schuttlawinen	128	Lehren aus großen Vulkankatastrophen	213
Calderavulkane	130	Nevado del Ruiz	213
Zusammenfassung	133	Pinatubo	214
10 Strombolianische, hawaiianische und plinianische Eruptionen	135	Vulkaneruptionen und Medien	218
Pyroklastische Fragmentierung	135	Zusammenfassung	218
Eruptionssäulen	137	14 Vulkane und Klima	221
Strombolianische und hawaiianische Eruptionen	139	Die wissenschaftliche Revolution	222
Plinianische Eruptionen	141	Gaseinträge in die Atmosphäre	223
Die Eruption des Mt. St. Helens am 18. Mai 1980	144	Wie wirken sich die vulkanischen Aerosole in der Stratosphäre aus?	226
Zusammenfassung	154	Welche Vulkaneruptionen belasten die Atmosphäre?	228
11 Pyroklastische Ströme, Glutlawinen und Glutwolken	155	Back for the future	229
Forschungsgeschichte	156	The chicken and the egg	230
Terminologie	160	Zusammenfassung	231
Ignimbrite	163	15 Mensch und Vulkan: Der Nutzen	233
Pyroklastische Blockströme und ihre Ablagerungen	165	Wärme aus der Erde	233
Surges	169	Heißwasserventile und die Bildung von Erzlagerstätten	236
Die Eruption des Laacher-See-Vulkans vor 12 900 Jahren	170	Vulkanische Böden	238
Zusammenfassung	177	Vulkane als Baustoff- und Werkstein- lieferanten	240
12 Feuer und Wasser	179	Vulkanlandschaften	242
Magma und Wasser	180	Zusammenfassung	245
Explosive Magma-Wasser- Wechselwirkungen	181	Epilog	246
Phreatomagmatische Eruptionen	183	16 Physikalische Einheiten und Abkürzungen	247
Maare, Tuffringe und Tuffkegel	184	17 Literaturverzeichnis	249
Initiale phreatomagmatische Phasen	190	18 Stichwörterverzeichnis	259
Feuer und Eis	190		
Zusammenfassung	191		
13 Vulkaneruptionen, Vulkangefahren, Vulkankatastrophen	193		
Terminologie	194		
Vulkangefahren	194		
Der Explosivitätsindex	199		

Vorwort

Vulkane sind: schön, erhaben, majestätisch, sinnlich, aufregend, mystisch, gefährlich, bedrohlich und lebensspendend – und damit ein fassbarer, hörbarer, riechbarer Ausdruck einer lebendigen, dynamischen Erde. Für einen Wissenschaftler sind sie jedoch noch viel mehr: ein Fenster in große Erdtiefen, die nicht direkt zugänglich sind und es nie sein werden. Und für den Laien sind sie der sichtbare Gegenstand einer Naturwissenschaft, die viele unterschiedliche Disziplinen in sich vereinigt. Deren Aufgabe ist es einerseits, den sich ständig verändernden, dynamischen Zustand unserer Erde an Punktquellen zu messen und zu überwachen, um Vulkan-Magma-Systeme besser zu verstehen und um bei anstehender Gefahr rechtzeitig Signale geben zu können – damit Katastrophen vermieden werden können. Andererseits die immensen Wohltaten der Vulkane zu erforschen und sie für den Menschen nutzbar zu machen.

Dieses Buch ist für Menschen geschrieben, die von Vulkanen fasziniert sind und etwas Vorbildung mitbringen. Ich habe versucht, Fachjargon weitgehend zu vermeiden. Leser, die es genauer wissen wollen, finden in den Kapiteln 3, 4, 10 und 11 stärker technisch abgefasste Abschnitte. „Vulkanismus“ ist nicht als ausgewogenes Lehrbuch – sei es didaktischer angelsächsischer oder enzyklopädischer deutscher Prägung – konzipiert, in dem alle Teilgebiete dargestellt werden, sondern als ein Einblick in aktuelle Forschungsthemen, deren logische Abfolge ich in der Einleitung begründe. Lehrbücher mit dem Anspruch, *alle* wesentlichen Aspekte des Fachgebietes abzudecken, gibt es nicht mehr und kann es nicht mehr geben – dazu hat sich die Wissenschaft zu sehr spezialisiert.

Die erste Auflage des vorliegenden Buches erschien 1986 insofern zu einem günstigen Zeitpunkt, als nach der stürmischen oder – um im Bild zu bleiben – explosiven Entwicklung der Vulkanologie in den 1970er- und 1980er-Jahren mit ihren rasanten Paradigmenwechseln und methodisch-analytischen Neuentwicklungen Mitte der 1980er-Jahre ein gewisses Plateau erreicht war: mit der Interpretation von Vulkan-Magma-Systemen im Lichte der Plattentektonik, Glutlawinen, Magma-Wasser-Wechselwirkung, Surges, Debris Avalanches an Land, Klima, Mondlandung, Mt. St. Helens, Tiefseebohrungen usw. Die erste Auflage blieb also für lange Zeit up to date.

Internationale Dekaden haben auch der Vulkanologie neue Impulse gegeben. Das *International Geosphere-Biosphere Program* (IGBP) hat zur Intensivierung der Forschung über die Auswirkungen großer Eruptionen auf Klima und Ozonschicht beigetragen. In der *International Decade for*

Natural Disaster Reduction (IDNDR) stand auch die Frage im Vordergrund, wie wissenschaftliche Ergebnisse in effektive Handlungsstrategien umgesetzt werden können – z. B. bei drohenden großen Vulkaneruptionen. Die theoretische und experimentelle Vulkanologie, die geochemische Analytik und die Altersdatierungsmethoden sowie die Interpretation geochemischer Daten sind weiterentwickelt worden. Über den submarinen Vulkanismus und die Tiefenwurzeln der Vulkane (*Manteltomographie*) wissen wir heute erheblich mehr als noch vor 15 Jahren. Auf die vulkanologische Kartierung und Interpretation unserer Nachbarplaneten mit vielen aufregenden Entdeckungen sowie auf weitere Themen kann ich hier aus Platzgründen leider nicht eingehen. Jede große, gut untersuchte Vulkaneruption bedeutet jedoch einen Sprung in unserem Verständnis von vulkanischen Vorgängen. Was für die 1980er-Jahre die Eruption des Mt. St. Helens (1980) war, ist für die 1990er-Jahre die des Pinatubo (Juni 1991) und – was die Naturgefahren betrifft – auch die des Vulkans Unzen in Japan. Aus der Katastrophe von Armero in Kolumbien, wo am 13. November 1985 bei der relativ kleinen Eruption des Vulkans Nevado del Ruiz 23 000 Menschen umkamen, haben wir Wissenschaftler gelernt, unsere Informationsstrategie realistischer zu gestalten: Wir haben ein effektives Video produziert, in dem Vulkangefahren drastisch geschildert werden. Durch die Verteilung vieler Kopien dieses Videos in den Dörfern rings um den Pinatubo im Mai 1991 ließen sich etwa 10 000 Menschen willig evakuieren, deren Verbleib in ihren Siedlungen am 15. 6. 1991 ihren Tod hätte bedeuten können.

Diesen Entwicklungen hat die umfangreichere zweite Auflage des Buches (2000) mit abschließlich farbigen Abbildungen, praktisch ein

„The object of the following Essay is to throw some light on those phenomena which consist in the development of subterranean activity in the form of Volcanos and Earthquakes, the investigation of which appears to me of primary importance to the progress of Geological science.“

(George Poulett Scrope: „Considerations on Volcanos, the probable causes of their phenomena, their laws which determine their march, the disposition of their products, and their connexion with the present state and past history of the Globe“. London, 1825)

neues Buch, Rechnung getragen – sie ist aber seit Jahren vergriffen. Die englische Ausgabe (*Volcanism*, Springer 2004) sowie die gerade erschienene japanische Ausgabe sind umfangreicher und fachlich stärker spezialisiert, so dass sie in vielen Ländern als Lehrbuch für einen Grundkurs in Vulkanologie verwendet werden.

Die vorliegende dritte Auflage bietet nach wie vor eine breite Übersicht der wichtigsten Themenbereiche der modernen Vulkanologie. Die Einleitung (Kapitel 1) habe ich neu geschrieben, vor allem um den Systemcharakter der Vulkanologie und ihren Bezug zu vielfältigen Zukunftsproblemen hervorzuheben. Auch wurden einige Fotos und Grafiken ausgetauscht. Die Wissenschaft hat sich natürlich seit dem Jahr 2000 auf vielen Gebieten weiterentwickelt, wie z. B. in der theoretischen und experimentellen Vulkanologie oder in der Fernerkundung mittels Satelliten – aber die wesentlichen Aspekte sind unverändert geblieben.

Viele erdwissenschaftliche Teildisziplinen befassen sich mit Vulkanen. Eine vom Umfang her natürlich nur begrenzt mögliche Darstellung wird daher in ganz besonderem Maße die Interessen ihres Verfassers widerspiegeln. In diesem Buch werde ich, meiner eigenen Forschungsrichtung entsprechend, vorwiegend geologische und petrologische Aspekte diskutieren und dabei vielfach auf die eigenen Erfahrungen und Forschungsergebnisse meiner früheren und jetzigen Mitarbeiter und Kollegen zurückgreifen. Die jungen Vulkanfelder der Eifel und die vulkanischen Ozeaninseln der Kanaren sind seit über 40 Jahren regionale

Schwerpunkte unserer Arbeiten, die wir ohne finanzielle Unterstützung nicht hätten durchführen können. Daher geht auch an dieser Stelle mein Dank in erster Linie an die Deutsche Forschungsgemeinschaft und, was die großzügige Förderung ausländischer Gäste betrifft, an die Alexander von Humboldt-Stiftung sowie an die Studienstiftung des deutschen Volkes für die Förderung durch Doktorandenstipendien.

Die unumgängliche Übernahme international gebräuchlicher, ausschließlich englischer Fachausdrücke wie *Seafloor Spreading*, *Mantle Plume*, *Hot Spot* und *Surge* braucht man heute nicht mehr apologetisch zu diskutieren. Zwei weitere wurden schon in der ersten Auflage entsprechend vereinfacht: *Geotherm* wurde anstatt des umständlichen *geothermischen Gradienten* und *Volatile* (*volatiles*) anstelle der „flüchtigen Bestandteile“ verwendet. Andere Begriffe wie *debris avalanche* und *debris flow* sind dabei, übernommen zu werden, jedoch verwende ich hier noch die deutschen Begriffe *Schuttlawine* und *Schuttstrom*. In einigen Fällen, in denen die englischen Begriffe zwar klarer sind, aber noch nicht von einer breiteren Allgemeinheit verwendet werden, setze ich sie in Klammern.

Bei der Gestaltung von Diagrammen hat mir vor allem Mari Sumita geholfen. Herr Schreiber hat auch das Layout der dritten Auflage gewohnt souverän durchgeführt – ihm und Herrn Aschmeier, der bei der WBG die dritte Auflage betreut hat, gilt mein herzlicher Dank.

Ich würde mich freuen, wenn sich das Interesse des einen Lesers oder der anderen Leserin auch in kritischen Hinweisen äußern würde.

Hans-Ulrich Schmincke
Lisch, im Mai 2010

Einleitung

Das System Magma – Vulkan – Mensch

Nach der Verteidigung meiner Dissertation Ende 1964 hatte ich das Gefühl, einen Beitrag zum Nachweis von riesigen Vulkanausbrüchen geleistet zu haben, bei denen im Nordwesten der USA Gebiete von über 20 000 km³ (etwa der Fläche von ganz Nordrhein-Westfalen entsprechend) von gewaltigen Lavamassen überflutet wurden – im Zeitraum zwischen etwa 14 und 17 Millionen Jahren immer wieder und jeweils innerhalb weniger Wochen. Im entbehrlichen Slang des heutigen Medienhype handelte es sich um *Supervulkane*. Grundlagenwissenschaft, auf Englisch knapper und weniger hochtrabend *basic science*.

In den vergangenen 30 Jahren hat sich die Motivation meiner Doktoranden wesentlich erweitert. Neben die Neugier – nach wie vor Grundvoraussetzung für eine jahrelange Konzentration auf ein enges wissenschaftliches Problem – ist ein diffuses, aber ernsthaftes Bestreben getreten, in ihrer Dissertation auch einen Beitrag zur Gesellschaft und Umwelt im weitesten Sinne leisten zu wollen. Denn Vulkane haben einen direkten Bezug zu großen Zukunftsfragen unserer Zeit: erneuerbare Energien (Geothermik), Klimabeeinflussung durch in die Stratosphäre aufgestiegene SO₂-Gase, fruchtbare Böden, Gefahren für Megastädte in unmittelbarer Umgebung von aktiven Vulkanen – oder für ganz Mitteleuropa wie bei der Eruption des Eyjafjallajökull (s.u.) – sowie zur Neige gehende Erzlagerstätten vulkanischen Ursprungs. Der Elfenbeinturm hat Durchzug bekommen.

Die Beziehungen und Abhängigkeiten zwischen Vulkanen und dem Menschen kann man anschaulich an drei Themenbereichen verdeutlichen (Abb. 1.1). Die inneren Kräfte – das *interne Forcing* – in dem System Magma–Vulkan–Mensch umfassen alle planetarischen Aspekte einschließlich der Entstehung der meisten Magmen im Erdmantel. Magmen entstehen dadurch, dass der kristalline Erdmantel in langsamer Bewegung ist, er konvektiert. Nur ein kleiner Teil der Magmen schafft es, je bis zur Erdoberfläche vorzudringen. Vulkane sind sozusagen *Unfälle* auf dem holprigen und meist erfolglosen Weg der Gesteinsschmelzen ans Tageslicht. Vulkane sind, wenn sie denn mal entstehen, überdies äußerst labile Gebilde. Ob, wann und wie sie ausbrechen, hängt nicht nur vom Druck des aufsteigenden Magmas oder der sich aus den Schmelzen nahe

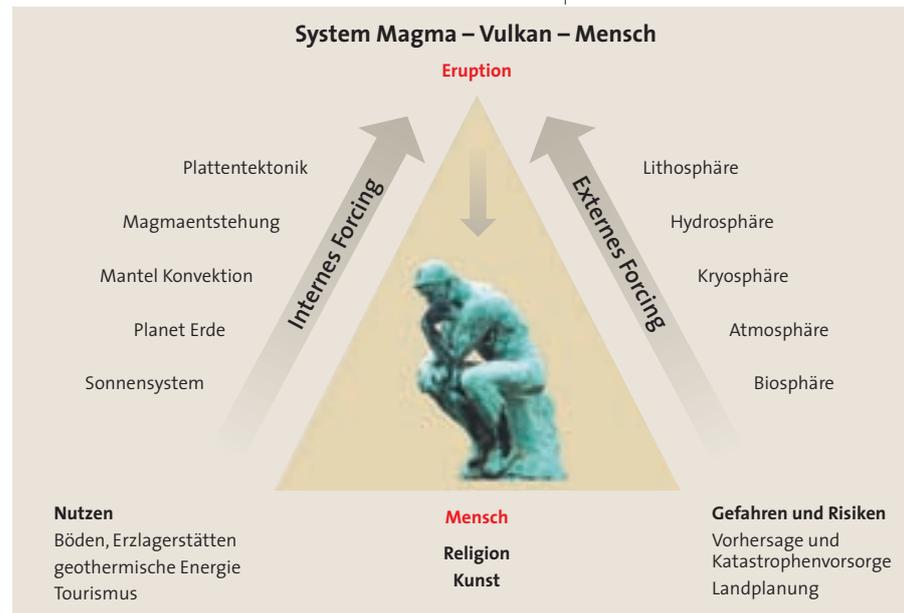
der Erdoberfläche lösenden Gase ab. Häufig werden sie auch von äußeren Einwirkungen und Faktoren – dem *externen Forcing* – wie z.B. von der Wechselwirkung aufsteigender Magmen mit Grundwasser oder von Erschütterungen durch große Erdbeben ausgelöst. Dies sind Kausalketten, die in den Kapiteln 2 bis 8 sowie in Kapitel 12 ausführlicher diskutiert werden.

Vulkan und Mensch: Eine ambivalente Beziehung durch die Jahrtausende

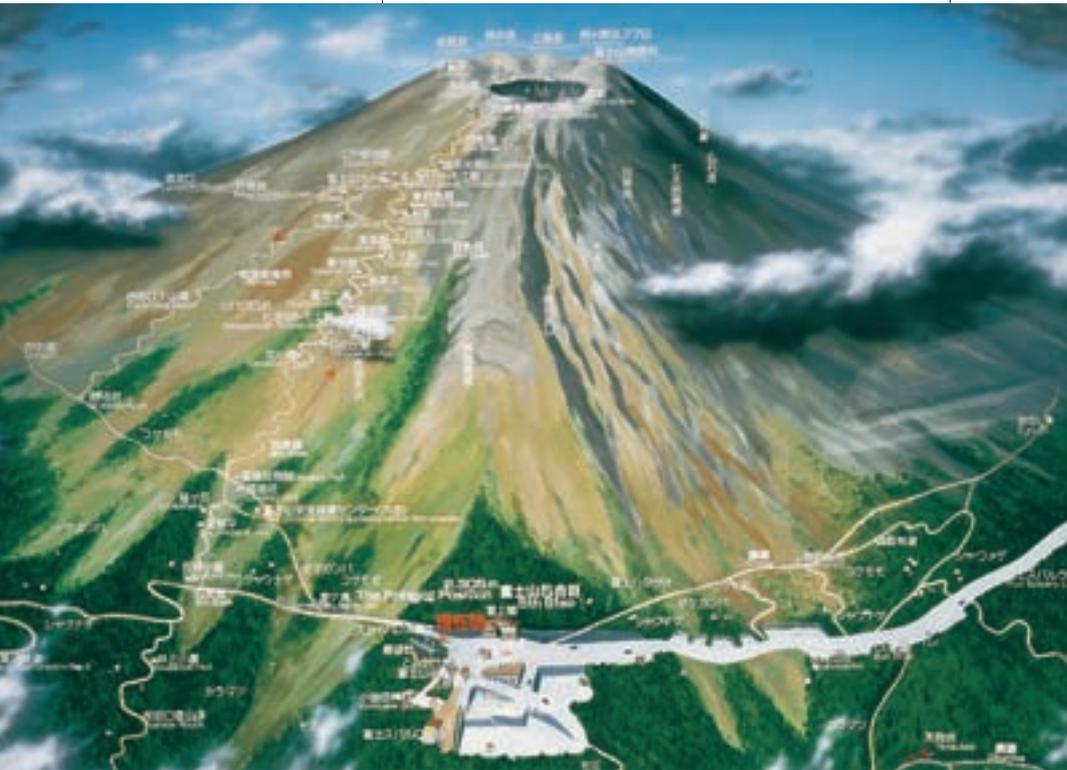
Alle drei Seiten des Systems Magma–Vulkan–Mensch gehören untrennbar zusammen – aus dem einfachen Grund, weil es keine andere Naturscheinung gibt, die in so vielfältiger Weise mit der Entwicklung der menschlichen Gesellschaft, ihren Grundbedürfnissen, ihren Ängsten und ih-

„A volcano is not made on purpose to frighten superstitious people into fits of piety and devotion; nor to overwhelm devoted cities with destruction; a volcano should be considered as a spiracle to the subterranean furnace, in order to prevent the unnecessary elevation of land, and lethal effects of earthquakes.“

(James Hutton: „Theory of the Earth“. Wheldon and Wesley, Codicote, 1795)



▲ Abb. 1.1: Vulkanausbrüche werden gesteuert durch *internes* (innere Kräfte) und *externes Forcing* (äußere Kräfte). Alle Vulkanausbrüche sind in vielfältiger Weise mit dem Menschen, seiner Kultur und seinen Lebensgrundlagen (z. B. Energie, Rohstoffe, Böden) verzahnt. Gefährdungen durch Vulkanausbrüche entstehen nur dann, wenn der Mensch sich nicht vor ihnen schützt. Vulkangefahren sind aber vernachlässigbar im Vergleich zu dem immensen Nutzen für den Menschen (277e).



◀ Abb 1.2: Aufstiegswege und Pilgerstationen an der Flanke des heiligen Vulkans Mt. Fuji (in Japan Fuji-san, im Westen Fudschijama genannt).

ren religiösen Gefühlen verwoben ist. Denn wenn Vulkane irgendwann das Licht der Welt erblicken und wachsen und wachsen, ist der Mensch in der einen oder anderen Weise immer unmittelbar betroffen. Kein Wunder, dass alle vier Elemente – Feuer, Wasser, Erde und Luft – auf einen der Urahnen der Vulkanologie, den griechischen Naturphilosophen Empedokles, zurückgehen, der in der Nähe des Ätna lebte.

Seit grauer Vorzeit haben Vulkanausbrüche die Menschen in aktiven Vulkangebieten mit Angst und Schrecken erfüllt und sie deshalb immer wieder nach den Ursachen, den Wurzeln dieser Naturgewalten fragen lassen. In vielen Ländern, vom pazifischen Siedlungsraum bis zu den Kulturen des abendländischen Altertums, haben sich unzählige Mythen über Dämonen und Götter in der Tiefe entwickelt.

Seit Jahrtausenden wurden und werden Vulkane als Sitz der Götter angesehen, von den Inkas im Norden Chiles bis in das dichteste Vulkangebiet der Erde – die Inselreiche Indonesiens und der Philippinen. Selbst in modernen Gesellschaften wie Japan schlagen die religiösen Kräfte, die Vulkane ausstrahlen, nach wie vor Millionen von Menschen in ihren Bann (Abb. 1.2). Auch den Fegefeuer Vorstellungen des christlichen Mittelalters liegt die orientalisch Überlieferung eines reinigenden Feuerstroms in der Tiefe zugrunde.

Dass auch Mitteleuropa die geballte Wirkung eines Vulkanausbruchs in über 2000 km Entfernung zu spüren bekommen kann – mit Milliardenschäden nicht nur für die Fluggesellschaften und Millionen von Flugreisenden, die weder nach Europa zurückkehren noch ausfliegen konnten –, ist eine völlig neue Erfahrung. Der sich seit Ende 2009 durch Erdbeben angekündigte und ab 20. 3. 2010 ausgebrochene Vulkan Eyjafjallajökull (Island) wurde am 14. April hochexplosiv, weil sich seine Zusammensetzung von basaltisch zu intermediär (d.h. SiO₂-reich) geändert und sich das Eruptionszentrum in den Zentralschlot des



◀ Abb 1.3: Aschenwolke des Vulkans Eyjafjallajökull am 17. 4. 2010, deren Verdriftung durch starke Winde zur Schließung der Flughäfen in Mittel- und Westeuropa noch in über 2500 km Entfernung führte (Bildausschnitt etwa 800 km). NASA.

Kraters verlagert hatte. Die bis maximal etwa 9 km aufgestiegenen Eruptionssäulen wurden von starken vorherrschenden NW-Winden nach Europa getrieben und führten zu einer fast vollständigen Schließung der Flughäfen zwischen dem 15. und 20. April (Abb. 1.3). Auch in den folgenden Wochen kam es immer wieder zu sporadischen Schließungen von Flughäfen, selbst auf den Kanarischen Inseln. Unabhängig von der umstrittenen Frage, ob diese extremen Flugverbote wirklich wissenschaftlich begründet waren, d.h. die Aschenpartikel etwa mehrere $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ überstiegen – sie waren es vermutlich im Wesentlichen nicht –, bleibt die Einsicht, dass unsere hoch technisierte moderne Gesellschaft gegenüber Naturereignissen extrem verwundbar geworden ist.

Neben der bedrohlichen oder gar lebenszerstörenden Seite wurde allerdings schon in der griechischen Mythologie auch die lebenserhaltende Seite der Vulkangewalten angesprochen: Mit dem Geschenk des Feuers, das er Hephaistos in der Tiefe gestohlen hatte – eine Tat, für die er grausam bestraft wurde –, verhalf Prometheus dem Menschen erst zu seiner wahren Existenz. Diese Ambivalenz charakterisiert bis heute unser Erkenntnisinteresse am Naturphänomen Vulkanismus.

Neptunisten, Vulkanisten, Plutonisten

Die rational basierte, sozusagen naturwissenschaftliche Beschäftigung mit der Natur der Vulkane begann vor ungefähr 2500 Jahren (Abb. 1.4). Die erste der drei Hauptphasen in der Ideengeschichte der Vulkanologie ging von den Vorsokratikern aus. Zwischen etwa 1780 und 1800 wurden schließlich die Grundsteine der Vulkanologie als Wissenschaft gelegt. Jedoch erst im Rahmen der Plattentektonik, deren Vorstufen Alfred Wegener bereits zu Beginn des 20. Jahrhunderts vorstellte und deren allgemeine wissenschaftliche Anerkennung jedoch erst im Laufe der 1960er- bis 1970er-Jahre erfolgte, konnten Magmen und Vulkane global und geodynamisch als System verstanden werden.

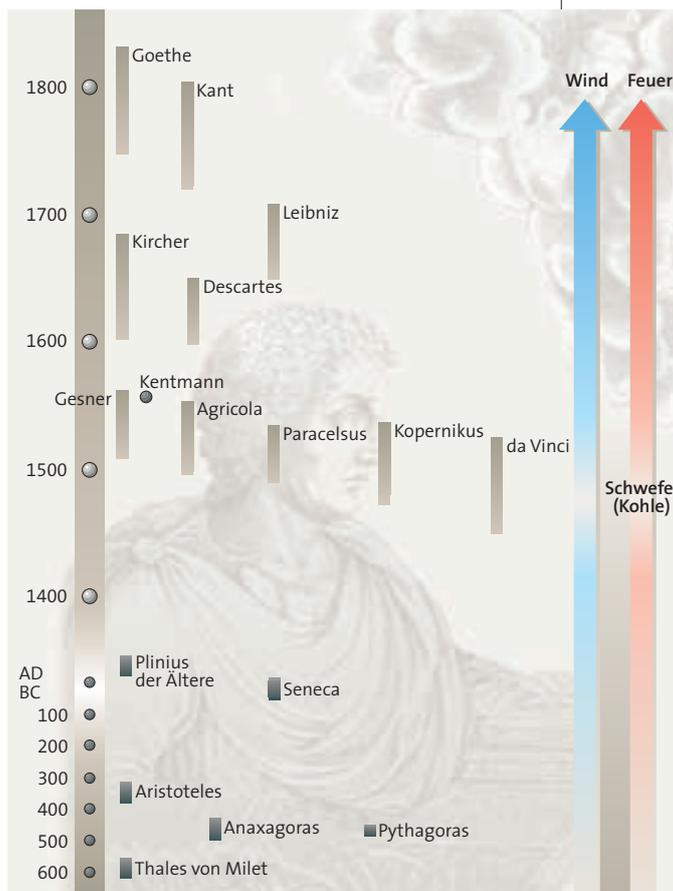
Die Naturphilosophen, von denen einige im damals griechisch besiedelten und vulkanisch aktiven Sizilien lebten, kamen zu dem logischen

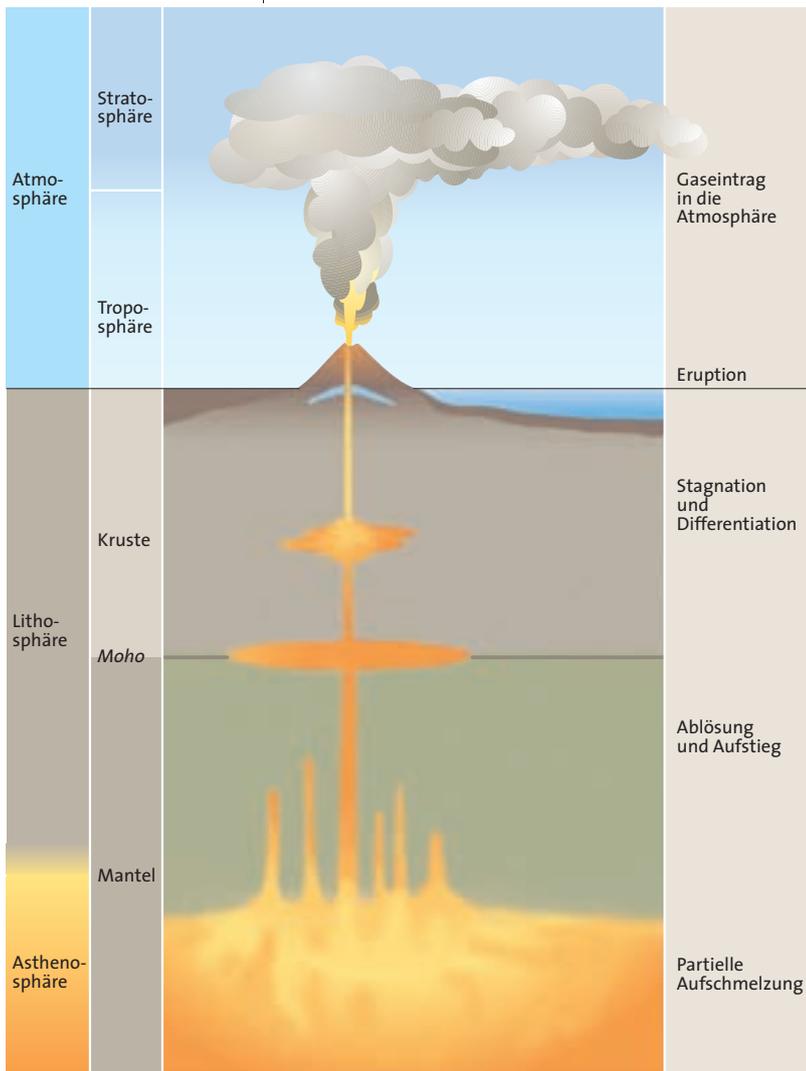
► Abb 1.4: Frühe Ideen zum Wesen des Vulkanismus, die sich – von den griechischen Naturphilosophen entwickelt – bis in die Zeit Goethes hielten. Als brennbare Substanzen des im Erdinneren wütenden Feuers nahm man Schwefel an (der in Sizilien, wo die frühen Vorstellungen entwickelt wurden, seit altersher abgebaut wird), später dann Bitumen, Kohle oder oxidierende Erze. Aristoteles entwickelte die Vorstellung von durch die Erde brausenden Winden, die das Feuer entfachen und in Gang halten. Im Hintergrund ist ein Porträt des Naturforschers Plinius der Ältere nach Thenet (1684) zu sehen. Nach Schmincke „Volcanism“ (2004).

Schluss, dass unter Vulkanen ein Feuer im Inneren der Erde brennen müsse. Ein Feuer entsteht, wenn zwei Grundvoraussetzungen gegeben sind: eine brennbare Substanz und ein Anfachen. Als brennbare Grundsubstanz nahm man Schwefel an, der auf Sizilien bis ins vorige Jahrhundert hinein abgebaut wurde. Aristoteles postulierte durch die Tiefen der Erde brausende Winde, die das Feuer in Gang halten. Diese Grundvorstellungen über die Natur der Vulkane waren so erfolgreich – oder intuitiv einsichtig –, dass sie sich bis in die Zeit Goethes, also weit über 2000 Jahre lang, hielten.

In der *neueren* Geschichte der Wissenschaft von der festen Erde, der Geologie, gab es zwei große, insgesamt jeweils etwa ein halbes Jahrhundert währende Auseinandersetzungen. Der erste Streit betraf direkt die Frage nach den Wurzeln der Vulkane, der uralte Antagonismus zwischen Feuer und Wasser stand im Zentrum. Denn am Ende des 18. Jahrhunderts war die Frage, ob säulig geklüftete Basalte aus Wasser abgeschieden werden oder als heiße Schmelze aus dem Erdinneren treten, das fundamentale Thema schlechthin.

Die sogenannten *Neptunisten*, die den Basalt als aus dem Meerwasser abgeschieden ansahen





▲ Abb 1.5: Schematisches Vulkan-Magma-System (nach 266).

und sich überwiegend an den Vorstellungen des berühmtesten Erdwissenschaftlers jener Zeit – Abraham G. Werner aus Freiberg in Sachsen – orientierten, standen den *Vulkanisten* gegenüber. Diese interpretierten, fußend auf den Beobachtungen von Nicolas Desmarest (Frankreich) in der Auvergne, säulig abgesonderte, *prismatische* Basalte durch Erstarrung von an der Erdoberfläche eruptierten Gesteinsschmelzen (80, 277a). Beide Schulen allerdings erklärten das Feuer, d.h. die hohen Temperaturen der Vulkane, durch oxidierende Schwefelkieslager oder brennende Kohleflöze im Erdinneren, ähnlich den Vorstellungen der Vorsokratiker. Nach den radikalen, zukunftsweisenden Vorstellungen von James Hutton (1795) jedoch entwickeln sich unter der Erdoberfläche heiße Schmelzherde, aus denen zu jeder Zeit Magmen aufsteigen können – sei es bis an die Erdoberfläche gelangend oder in der Tiefe abkühlend und so grobkörnige, plutonische Gesteine wie den

Granit bildend. Anhänger dieser Schule wurden daher *Plutonisten* genannt, nach Pluto, dem Gott der Unterwelt. Es entbrannte ein Streit um die Erstarrung von Lavaströmen aus einer an der Erdoberfläche eruptierten Schmelze, in dem Goethe – ein Freund Werners – generell den Neptunisten zuneigte. Dieser Streit wurde schließlich, was die Quelle der Wärme betraf, zugunsten der Vulkanisten und der Plutonisten entschieden.

Kontinentaldrift – Seafloor Spreading – Plattentektonik

Dass Vulkaneruptionen schon in den Anfängen der Entstehung unseres Planeten vor 4,6 Milliarden Jahren begannen, die Erdkruste aufzubauen – die erst später durch Erosion und Sedimentbildung modifiziert und durch Gebirgsbildung, Deformation und Metamorphose verändert wurde –, gehört seit langem zum Grundwissen der Erdwissenschaften. Dass aber auch heute tagtäglich die Erdplatten in den Scheitelzonen der Ozeanbecken aufreißen und durch aufdringende Gesteinsschmelzen wieder verheilt werden, ist eine vergleichsweise neue Erkenntnis und Kern der zweiten großen Kontroverse in der Geschichte der Erdwissenschaften.

Im Jahr 1912 stellte Alfred Wegener der damals herrschenden Auffassung von der Permanenz der Ozeanbecken und Kontinente seine dynamischen Vorstellungen von auseinanderbrechenden und wandernden Kontinenten entgegen. Diese visionäre Sicht der Erdentwicklung revolutionierte erst in den 1960er-Jahren in der erweiterten Form des *Seafloor Spreading* und der *Plattentektonik* das gesamte Weltbild der Erdwissenschaften. Innerhalb weniger Jahre wurde eine neue Phase in der Erforschung der Vulkane und ihrer Entstehung eingeleitet. Heute kann man Vulkane sinnvollerweise nur innerhalb ihrer unterschiedlichen globalen Rahmenbedingungen interpretieren. Diesen plattentektonischen Rahmen diskutiere ich in Kapitel 2 ausführlicher und die daraus abgeleiteten drei vulkanischen Hauptzonen in den Kapiteln 5 bis 8.

Die Wurzeln der Vulkane aus heutiger Sicht

Ein Geomorphologe wird auf die Frage, was ein Vulkan sei, eine andere Antwort geben als ein Petrologe, ein Geophysiker wiederum wird eine andere Vorstellung über das haben, was eigentlich einen Vulkan ausmacht, als ein Geochemiker. Die immense Vielfalt der vulkanischen Vorgänge erlaubt keine einfache, schlüssige Antwort – eine rundum befriedigende Interpretation der Beobachtungen und eine Erklärung der Kausalzusammenhänge wird für die Forschung immer Ziel- und Wunschtraum bleiben. Dies liegt vor allem

daran, dass die Ursprünge der Vulkane – ihre Wurzeln und gewissermaßen ihr Herz, die Magmakammer – in Erdtiefen liegen, die für die direkte Beobachtung unzugänglich sind. Wenn man heute versucht, die Fragen nach der Natur eines Vulkans befriedigend zu beantworten, muss man – neben dem eigentlichen Vulkan – das tief reichende, viel umfassendere *Wurzelsystem* unter einem Vulkan mit betrachten. Dieses Vulkan-Magma-System habe ich der Einfachheit halber (Abb. 1.5, 1.6) in vier Tiefenzonen unterteilt: partielle Aufschmelzung, Ablösung und Aufstieg, Ansammlung in Magmareservoiren sowie Ausbruch.

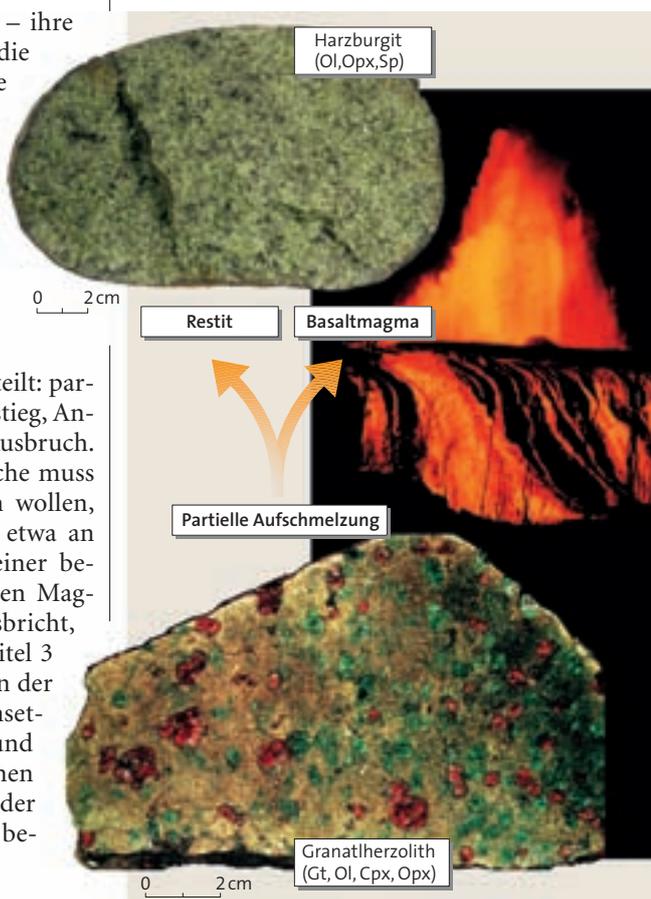
Eine Diskussion dieser Wurzelbereiche muss am Anfang stehen, wenn wir verstehen wollen, wie und warum ein Vulkan entsteht – etwa an einer bestimmten Stelle der Erde, zu einer bestimmten Zeit und mit einer bestimmten Magmenzusammensetzung – oder wie er ausbricht, ob ruhig effusiv oder hochexplosiv. Kapitel 3 befasst sich daher mit den Tiefenregionen der Vulkane, mit der Entstehung, Zusammensetzung und Veränderung der Magmen und mit ihrer Kristallisation. Die magmatischen Gase, die rheologischen Eigenschaften der Magmen und ihr Eruptionsverhalten behandle ich in Kapitel 4.

Vulkane und Vulkaneruptionen

Die Form von Vulkanbauten ist zwar kein aktuelles Forschungsgebiet, jedoch sagt uns die Morphologie von Vulkanen eine Menge über die physikalischen Eigenschaften der eruptierten Magmen, über die spezifischen Eruptionsvorgänge und destabilisierenden Ereignisse. Aus diesem Grund und als Ergänzung zu den Kapiteln 5 bis 8 sowie als empirischer Rahmen für die Kapitel 10 bis 12 werden wichtige Vulkantypen und ihre extrusiven und effusiven Ablagerungen in Kapitel 9 vorgestellt.

Die meisten Vulkane brechen überwiegend explosiv aus. Explosive Vulkaneruptionen und ihre Ablagerungen, seit vielen Jahren im Mittelpunkt vulkanologischer Forschung, werden in vier Kapiteln diskutiert: einem allgemeinen (Kapitel 4) und drei speziellen (Kapitel 10 bis 12).

Wenn in den Medien über Vulkanausbrüche berichtet wird, geht es eigentlich immer um die Gefährdung von Menschen und Ansiedlungen und die sozialen Probleme, die sich aus der häufig notwendigen Evakuierung ergeben – d.h. also um die sogenannten Vulkankatastrophen, die eigentlich *gesellschaftliche* Katastrophen sind. Die Hauptgefahren, die von Vulkanen ausgehen, wie man heute Vulkane überwacht und wo man Erfol-



◀ Abb 1.6: Bei der partiellen Aufschmelzung von Mantelperidotit (z. B. Granattherzolith), dem Hauptmechanismus für die Magmenentstehung, werden einige Mineralphasen wie Granat und Pyroxen zuerst aufgeschmolzen. Der Hauptteil des überwiegend aus Olivin bestehenden Mantelgesteins bleibt kristallin. Dies sind die häufigsten sogenannten Olivinbomben, die in vielen basaltischen Vulkanen wie in der Eifel oder im Westerwald mit an die Erdoberfläche transportiert werden. Die bei der partiellen Aufschmelzung – meist unter 10% – entstehenden Basaltschmelzen können dann aufsteigen und sich in Zwischenreservoiren im Mantel, an der Basis oder innerhalb der Kruste sammeln. Nur ein kleiner Teil schafft es bis an die Erdoberfläche. Vulkane sind also eigentlich Unfälle im gesamten Vulkan-Magma-Mantel-System. Nach Schmincke „Volcanism“ (2004).

ge in der Vorhersage von Vulkaneruptionen und der rechtzeitigen Evakuierung vor großen Ausbrüchen erzielt hat, sind die Hauptthemen von Kapitel 13.

Bei aktuellen Vulkaneruptionen wird häufig nachgefragt, ob die jeweilige Eruption auch das Klima beeinflussen kann – denn alles was mit dem Klima zu tun hat ist heutzutage in der Öffentlichkeit mit Recht zu einem beherrschenden Thema geworden. Wenn die Erde nicht seit ihrer Entstehung vor 4,6 Milliarden Jahren ständig entgast wäre, gäbe es keine Lufthülle, kein Wasser und ergo kein Leben auf unserem Planeten. Ob unser Klima, das sich im Verlauf der Erdgeschichte immer wieder drastisch verändert hat, ausschließlich astronomisch gesteuert wird oder auch von Vulkaneruptionen, ist daher für die Ursachenforschung der Klimaänderungen von steigendem Interesse – insbesondere, weil anthropogen bedingte Klimaänderungen zu einer der Hauptzukunftsängste der Menschheit geworden sind. Vom Klima, der Ozonschicht und den Vulkanen handelt daher Kapitel 14.

Aus dem weiten Feld der angewandten oder praktischen Vulkanologie habe ich im letzten Kapitel (15) mehrere Aspekte ausgewählt: (1) Geother-

mische Energie, (2) Erzlagerstätten, (3) vulkanische Böden, (4) vulkanisches Rohmaterial und (5) Vulkanlandschaften und Vulkantourismus.

Fallgeschichten von rezenten oder gut untersuchten Vulkaneruptionen – wie in den 1980er-Jahren die Eruption des Mt. St. Helens und des Nevado del Ruiz (1985) sowie 1991 die Eruption des Pinatubo oder die Eruption des Laacher-See-Vulkans vor 13 000 Jahren – veranschaulichen in einigen Kapiteln die generellen Ausführungen.

Literatur

Die ersten Kapitel (2 bis 9) sind so allgemein gehalten, dass es nur in einigen Fällen sinnvoll erschien, spezielle Literatur zu zitieren. Der interessierte Leser kann sich über Detailspekte in neueren Darstellungen informieren, von denen viele ausführliche Literaturverzeichnisse enthalten. Spezialarbeiten werden insbesondere als Quellenangaben zu den Abbildungen zitiert; die Liste dieser Arbeiten ist daher keineswegs repräsentativ. Angesichts der umfangreichen, für dieses Buch verarbeiteten Literatur habe ich einzelne Informationen nicht immer auf die Urquellen zurückverfolgen können. Ich bitte um Nachsicht, wenn ich die eine Kollegin oder den anderen Kollegen nicht zitiert habe.

Neben den beiden aktuellen internationalen Lehrbüchern von Francis und Oppenheimer (2003) sowie Schmincke (2004) und der mit ca. 4 kg etwas unhandlichen, aber informationsreichen „Encyclopedia of Volcanoes“ (Sigurdsson et al. 2000) gibt es eine Fülle von englischsprachigen Monographien und Sammelbänden, so z. B.: Heiken und Wohletz (1995), McGuire (1995), Sparks et al. (1997), Scarpa und Tilling (1996), Freundt und Rosi (1998), Oppenheimer et al. (2003), Parfitt und Wilson (2008) sowie Schmincke und Sumita (2010). Beispiele für deutschsprachige, mehr populärwissenschaftliche Bücher über aktu-

elle Vulkaneruptionen oder junge Vulkanfelder sind Decker und Decker (1994), Edmaier und Jung-Hüll (1994) sowie Schmincke (2009) über die Vulkane der Eifel. Das „Bulletin of Volcanology“ (Springer) und das „Journal of Volcanology and Geothermal Research“ (Elsevier) sind die beiden einschlägigen vulkanologischen Fachzeitschriften. Vulkanologische Spezialarbeiten erscheinen außerdem in verschiedenen Zeitschriften der Geologie, Petrologie, Geophysik, Geochemie und Geomorphologie.

Umfassende Informationen über die Vulkane der Erde und über aktuelle Vulkanausbrüche finden sich auf der Homepage der Smithsonian Institution (Washington DC, USA), z. T. in Kombination mit Informationen des US Geological Survey (www.volcano.si.edu/). Dies ist eine ausgezeichnete, verlässliche und immer hochaktuelle Seite, auch mit wöchentlichen Zusammenfassungen über laufende Eruptionen und vielen Links. Presseberichte über gerade ausgebrochene Vulkane sind natürlich tagesaktuell aber verständlicherweise meist nicht mit den vor Ort arbeitenden Wissenschaftlern abgestimmt. Die englischsprachige Ausgabe von Wikipedia ist eine weitere Quelle für ausgewogene Informationen über Vulkane generell.

Abkürzungen

Der Anhang enthält vor dem Literaturverzeichnis eine Liste gebräuchlicher Abkürzungen und Einheiten. An sich sind seit Längerem die sogenannten SI-Einheiten maßgebend. Es ist aber ähnlich wie bei der umstrittenen Rechtschreibreform: Die Menschen ändern nicht gerne lieb gewordene Gewohnheiten, und so wird auch in manchen Fachzeitschriften noch kb (Kilobar) anstatt Gpa (Gigapascal) verwendet; für Dichteangaben benutze ich das anschauliche g/cm^3 anstelle von kg/m^3 usw.



Plattentektonik

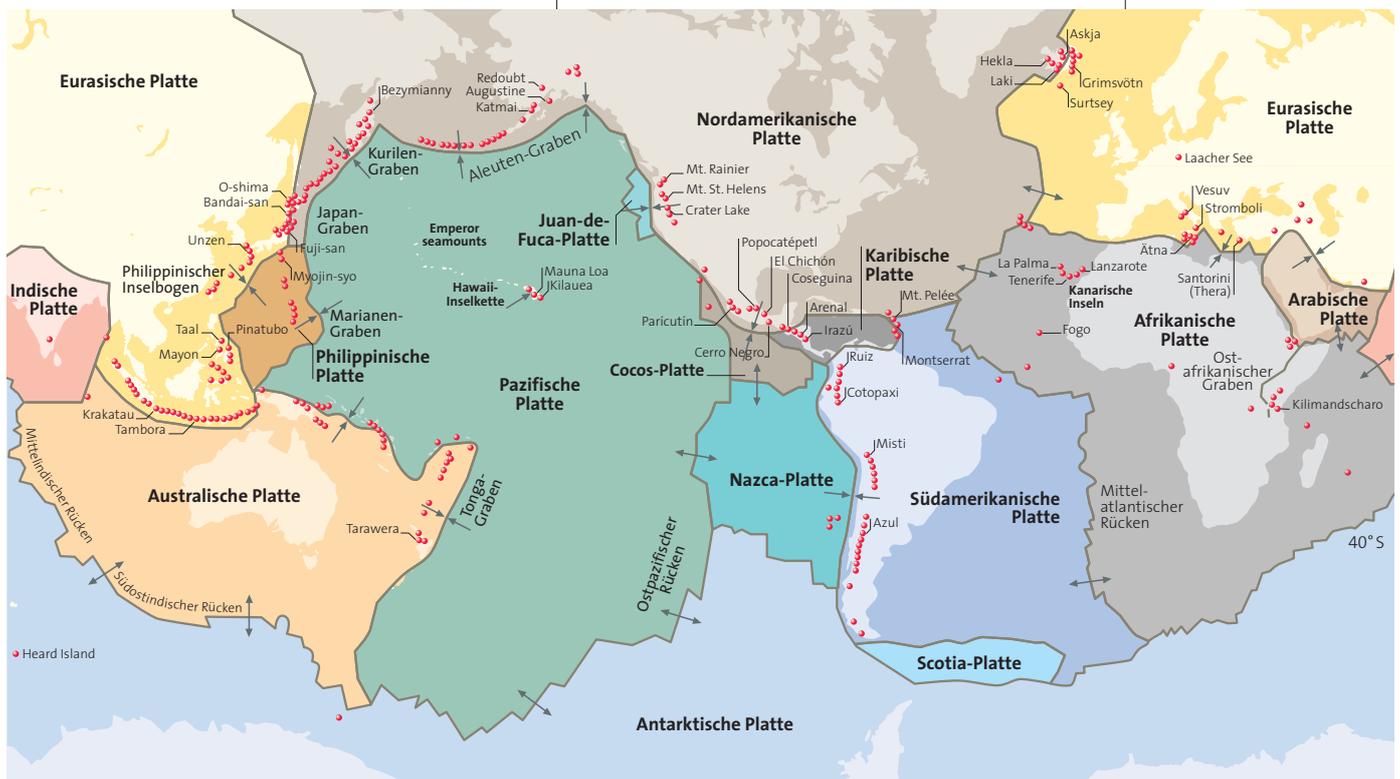
Auf den ersten Blick mag es paradox erscheinen, die großen Zusammenhänge zwischen Vulkanen und Erdaufbau sowie den dynamischen Vorgängen in der Erdkruste und den tieferen Erdschichten vor der Darstellung der speziellen Aspekte zu diskutieren. Wenn wir aber nach den Ursachen der vulkanischen Vorgänge fragen, den Zusammensetzungen der an der Erdoberfläche eruptierten Schmelzen, den Eruptionenmechanismen, der Verteilung der Vulkane auf der Erde bis zur Zusammensetzung der vulkanischen Gase, werden wir überzeugende Antworten nur im Gesamtrahmen der Magmen- und Vulkanentstehung finden können.

Von grundlegender Bedeutung ist die Beobachtung, daß die etwa 550 heute aktiven subaäri-

Zusammensetzung und der Magmenentstehung keine große Beachtung. Erst die meeresgeologischen und geophysikalischen Untersuchungen seit den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts haben die grundlegenden Bausteine und Beweise geliefert, durch die Wegeners Vorstellungen von der Mobilität der Kontinente – heute zusammen mit der ozeanischen Lithosphäre *Platten* genannt – in den Hypothesen des *Sea Floor Spreading* und der *Plattentektonik* stark modifiziert und erweitert wieder auferstanden sind (Abb. 2.1). Seit Ende der sechziger Jahre haben diese Modelle das eingelei-

Jeder Vulkan steht mit dem glühenden und auch noch siedenden Erdkörper in Connexion.

J. W. Goethe, „Naturwissenschaftliche Schriften“, Band 9, Weimar, 1892

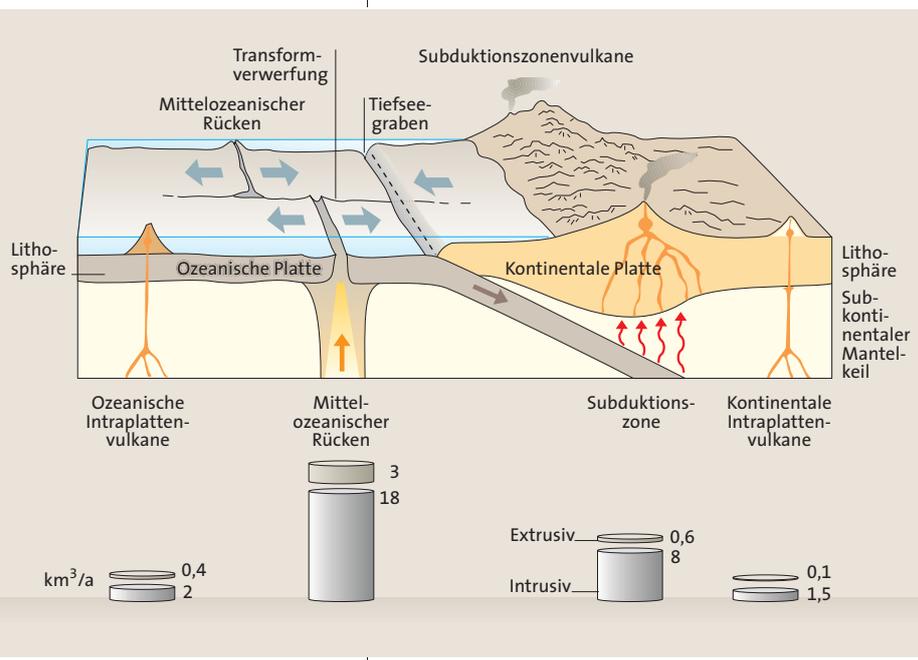


schen Vulkane (298) – die meisten basaltischer und andesitischer Zusammensetzung – und die geologisch jungen quartären und tertiären Vulkane und Vulkanfelder nicht gleichmäßig über die Erde verteilt sind.

Alfred Wegener, der berühmte Schöpfer der Kontinentaldrift, schenkte den Vulkanen, ihrer

tet, was in der Wissenschaftstheorie ein *Paradigmenwechsel* genannt wird. Die an dramatischen Entdeckungen reiche Geschichte dieser wissenschaftlichen Revolution ist inzwischen so oft erzählt worden, daß ihre Grundzüge zur wissenschaftlichen Allgemeinbildung gehören oder gehören sollten. Ich will hier nur diejenigen Aspekte

▲ Abb. 2.1: Hauptplatten und globale Verteilung bekannter aktiver und ruhender Vulkane.



▲ Abb 2.2: Divergierende (Mittelozeanische Rücken und Transformverwerfungen) und konvergierende (Subduktionszone, Wadati-Benioff-Zone) Plattenränder (nach 238). Jährliche Magmaproduktionsraten (km^3/a) nach verschiedenen Quellen (aus 266).

herausgreifen, die zum Verständnis der Magmentwicklung und Vulkanbildung wichtig sind, Prozesse, die allerdings eine zentrale Stelle im neuen Weltbild der Erdwissenschaften einnehmen.

Das Förderband der Mittelozeanischen Rücken

Seit Mitte der sechziger Jahre war bekannt, daß sich das Magnetfeld der Erde in Zeitabständen von wenigen hunderttausend bis einigen Millionen Jahren umkehrt. Mit anderen Worten, der *magnetische Nordpol*, auf den die Kompaßnadel zeigt, liegt abwechselnd am *geographischen Nordpol* bzw. in seiner Nähe – wie heute – oder am *geographischen Südpol*. Die gegensätzlichen Orientierungen, die das Magnetfeld im Laufe der Erdgeschichte immer wieder eingenommen hat, lassen sich gut nachweisen, weil sie in alten Lavaströmen regelrecht „eingefroren“ sind: Beim Abkühlen der heißen Gesteinsschmelzen kristallisieren magnetische Minerale aus, welche die Richtung des jeweils herrschenden Magnetfeldes für die Ewigkeit festhalten.

Bei der magnetischen Vermessung der aus vulkanischen und plutonischen Gesteinen aufgebauten Ozeanböden ergab sich nun ein erstaunliches Bild: Der Boden der Tiefsee erwies sich als „gestreift“. Auf dem Meeresgrund wechseln, so zeigte sich, *normal* und *umgekehrt* magnetisierte Streifen miteinander ab, die parallel zu den Scheitelzonen der Mittelozeanischen Rücken verlaufen (Abb. 2.2). Weshalb sollte der – nach den noch Mitte der sechziger Jahre gängigen Vorstellungen – uralte Meeresboden magnetisch gestreift sein? Die englischen Wissenschaftler Frederick Vine und

Drummond Matthews entdeckten 1963, daß die magnetischen „Zebrastrreifen“ am Meeresboden, die auf der einen Seite eines Ozeanrückens ein überraschend ähnliches Bild vom Muster der anderen Seite bilden, nicht zufällig unterschiedlich breit sind. Von der Scheitelzone ausgehend, verglichen die Forscher die Breite der magnetischen Streifen mit den bereits bekannten Zeitspannen *normaler* und *umgekehrter* Orientierung des Magnetfeldes in der jüngeren Erdvergangenheit. Sie stießen auf einen deutlichen Zusammenhang: Ein schmaler Zebrastrifen entsprach einer relativ kurzen Zeitspanne bis zur Umkehr des Magnetfeldes, ein breiter Streifen einem vergleichsweise langen Zeitraum einer konstanten Ausrichtung des Erdmagnetfeldes.

Nach diesen Untersuchungen konnte die ozeanische Kruste der Tiefsee, drei Viertel der gesamten Erdoberfläche, kaum noch Milliarden Jahre alt sein; sie mußte erst in der jüngsten geologischen Vergangenheit gebildet worden sein. Und diese Kruste war offensichtlich nicht dort entstanden, wo sie heute liegt, sondern in den Scheitelzonen der Ozeanbecken, war von dort nach beiden Seiten hin wie auf einem Förderband fortgewandert – und entstand ständig neu. Als feststand, daß die unterschiedliche Breite dieser Zonen den ungleich langen, an Land ermittelten Perioden normaler und umgekehrter Magnetisierung entsprach und der Nullpunkt, die heutige Richtung des Magnetfeldes, durch die Achse der mittelozeanischen Schwellen markiert wird, wurde klar, daß sich neue Ozeankruste in der Mitte der Ozeane (Atlantik) bzw. im östlichen Randbereich (Pazifik) bildet, und zwar durch Intrusion und Extrusion von aus der Tiefe aufsteigenden basaltischen Magmen.

Dynamische Gliederung der Erde

Wer einen Blick auf den Globus wirft, wird zualererst von dem Gegensatz zwischen Kontinenten und den Ozeanbecken beeindruckt sein. Die Gürtel seismischer und vulkanischer Aktivität zeigen jedoch ein zum Teil diametral abweichendes Bild. Jason Morgan (1972) hat die äußere Erdrinde in eine Reihe von Platten unterteilt, deren Grenzen durch Erdbeben und zum Teil vulkanische Aktivität charakterisiert sind und die sich gegeneinander bewegen (Abb. 2.1). Plattengrenzen fallen oft nicht mit den Grenzen zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste zusammen. Einige, wie der Mittelatlantische Rücken, verlaufen parallel zu den Ozean-Kontinent-Grenzen, während z.B. der Ostpazifische Rücken in einem Winkel auf den amerikanischen Kontinent trifft.

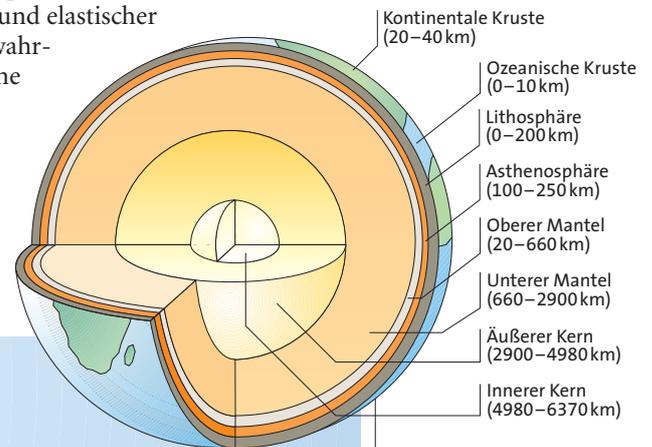
Da nach dem heutigen Wissensstand die Erde nicht expandiert, mußte diese ständige Krustenentstehung durch Krustenzerstörung an anderer

Stelle kompensiert werden. Die bis in weit über 700 km Tiefe reichenden und unter die Kontinentränder bzw. Inselbögen einfallenden *Wadati-Benioff-Zonen* (Kap. 8) wurden als Pendant zu den Axialzonen erkannt: Auf der Ozeanseite dieser oft durch Tiefseegräben gekennzeichneten Zonen taucht die magmatische Ozeankruste samt den später auf ihr abgelagerten Sedimenten wieder in die Tiefe ab. Gleichzeitig stellte sich heraus, daß die überkommene Vorstellung einer statischen Schallgliederung der Erde (Abb. 2.3; 2.4) durch eine dynamische ergänzt werden mußte: Kruste und der alleroberste Mantel sind mechanisch gekoppelt und werden zusammen als *Lithosphäre* bezeichnet. Die lithosphärischen Platten der Plattentektonik stellt man sich als kalte, starre, hochviskose, langlebige äußere Schalen der Erde vor, die nach unten von der beweglicheren, „schwächeren“ *Asthenosphäre* begrenzt sind. Der Begriff *Lithosphäre* wird allerdings unterschiedlich verwendet (7):

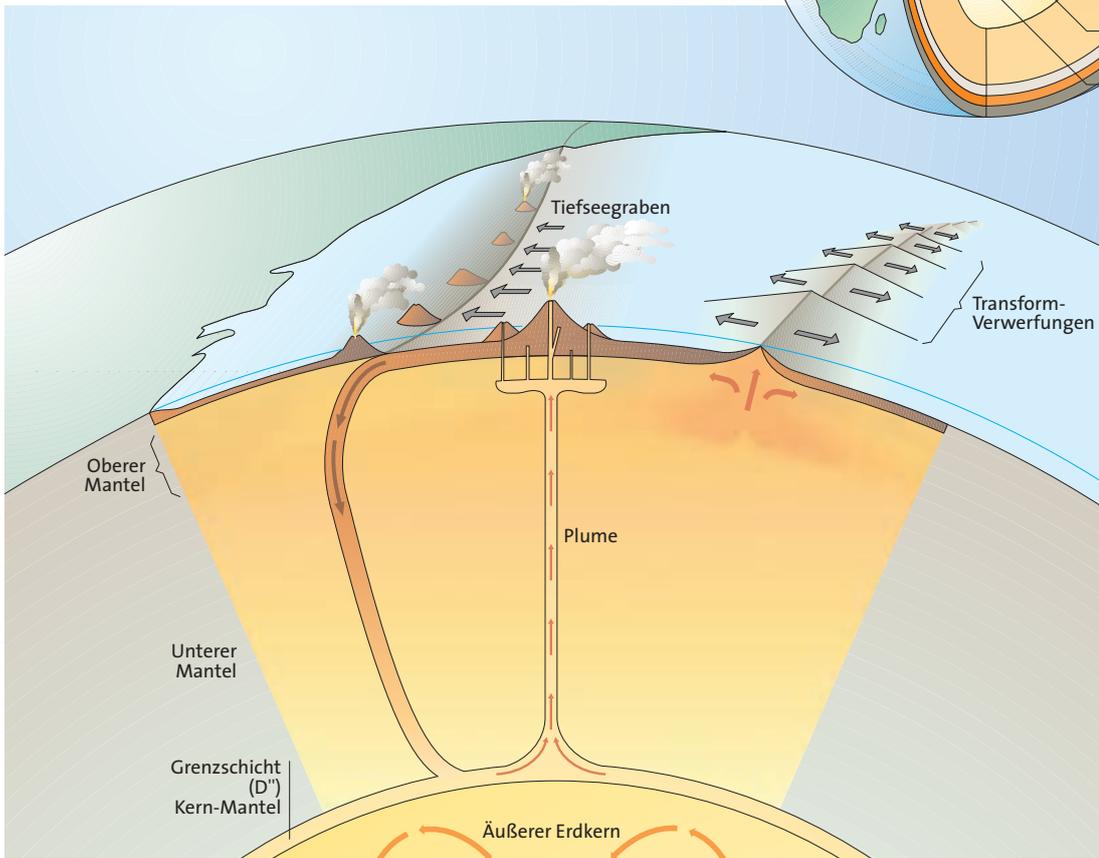
Die *seismische Lithosphäre* ist definiert durch ihre Grenze gegen eine unterlagernde Zone niedrigerer Geschwindigkeiten (*low velocity zone*, LVZ). Ihre Mächtigkeit nimmt unter den Ozeanböden mit dem Alter zu von den Mittelozeanischen Rücken (< 20 km) bis zu > 60 km an passi-

ven Kontinenträndern (ca. 180 Ma alte Lithosphäre). Unter den Kratonen, d.h. den alten Schilden der Kontinente, erreicht die Lithosphäre Mächtigkeiten von über 200 km. Die Temperatur an ihrer Unterkante wird mit etwa 600–650 °C angenommen.

Die *elastische Lithosphäre* ergibt sich rechnerisch durch die gemessenen Hebungen und Senkungen der Erdoberfläche, wenn sie belastet wird – z. B. durch riesige Vulkanbauten, wie Hawaii, oder durch Gebirge. In den Ozeanbecken entspricht die Mächtigkeit der elastischen Lithosphäre in etwa der der seismischen, ist aber etwas geringer (30–40 km). In den Ozeanbecken entspricht die Basis der elastischen Lithosphäre einer Temperatur von etwa 500 °C für eine trockene Olivinrheologie (Kap. 4). Die untere scharfe Grenze von seismischer und elastischer Lithosphäre ist wahrscheinlich auf eine Änderung in der Mineralzusammensetzung des Mantelgesteins oder auf einen Phasenwechsel zurückzuführen.



▲ Abb. 2.3: Schallgliederung der Erde.



◀ Abb. 2.4: Modell der Plattendynamik und Magmententstehung. Vulkane, die an Mittelozeanischen Rücken eruptieren, werden von Magmen aus der Asthenosphäre gespeist, Subduktionszonenvulkane von Magmen, die an der Grenzfläche der abtauchenden Platte entstehen. Die Magmen ozeanischer und kontinentaler Intraplattenvulkane werden aus lokal aufsteigendem Mantelmaterial (Diapir, Plume) gespeist, das aus „altem“ Mantelperidotit, rezyklierten, ozeanischer subduzierter Lithosphäre und evtl. Lithosphäre und Asthenosphäre besteht.

Die *thermische Lithosphäre*, d.h. die kühle äußere Erdschale oder thermische Grenzschicht (*thermal boundary layer*, TBL), wird bestimmt durch einen konduktiven Wärmegradienten mit einer Temperatur an der Basis von etwa 1280 °C. Mit anderen Worten, die thermische Lithosphäre ist etwa doppelt so dick wie die seismische und elastische. In den Ozeanbecken nimmt ihre Mächtigkeit durch Abkühlung von wenigen Kilometern in der Mitte auf ca. 100 km an den Rändern zu. An aktiven Kontinenträndern beginnt die Platte ihren Weg in die Tiefe; sie taucht ab und wird dann *slab* genannt.

Die *Zone niedriger Geschwindigkeit* (LVZ) unterhalb der Lithosphäre beginnt unter den Ozeanen in einer Tiefe von 20–50 km. Unter Kratonen beginnt sie unterhalb von 150 km und kann bis in über 400 km Tiefe reichen. Die LVZ wird häufig mit der *Asthenosphäre* gleichgesetzt, obwohl die seismischen Kriterien nicht mit den mechanischen und thermischen übereinstimmen müssen. Die niedrigeren Geschwindigkeiten in der Asthenosphäre, seit Jahrzehnten durch die Anwesenheit partieller Schmelzen (Magma) erklärt, werden zunehmend durch Abnahme des H₂O-Gehaltes von Mantelgestein interpretiert, bedingt durch partielle Aufschmelzung (z. B. 144). Die Asthenosphäre wird generell als Quellregion der geochemisch verarmten Basaltmagmen angesehen, die an Mittelozeanischen Rücken intrudieren und eruptieren (Kap. 5).

Die Lithosphäre besteht aus 16 sich gegeneinander bewegenden, größeren und vielen kleineren, relativ starren Platten, wobei die meisten, wie die nordamerikanische und die eurasische, sowohl kontinentale wie ozeanische Lithosphäre umfassen (Abb. 2.1).

Im Verlauf der ca. 4,6 Milliarden Jahre langen Erdgeschichte sind Kontinente und Ozeanbecken also nicht nur einmal entstanden und im wesentlichen stationär geblieben. Kontinente sind mehrfach zusammengedrückt, wurden verschweißt und brachen wieder auseinander. Die großen Gebirge, wie die Alpen oder der Himalaya, sind gewissermaßen die Knautschzonen zwischen riesigen zusammenstoßenden Platten. Dabei bauen sich Spannungen auf, die sich immer wieder in großen Erdbeben entladen, wie in Afghanistan, Armenien, im Iran oder in der Türkei, häufig mit katastrophalen Auswirkungen. Das heutige Atlantikbecken z. B., das sich erst vor ca. 200 Millionen Jahren zu bilden begann, als ein großer – Gondwana genannter – Superkontinent zerbrach, verbreitert sich heute jährlich um ca. 2 cm. Die Wanderungen der Lithosphärenplatten, ihre ständige Entstehung an den Mittelozeanischen Rücken und ihr Abtauchen an den Wadati-Benioff-Zonen

im Verlauf der Erdgeschichte werden durch tiefreichende Vorgänge im Erdinneren gesteuert (Kap. 6–8).

Die Verteilung der Vulkane auf der Erde

Alexander von Humboldt (1823) erkannte nicht nur, daß die geologisch jungen quartären und tertiären Vulkane und Vulkanfelder nicht gleichmäßig über die Erde verteilt sind, sondern auch, daß diese Konzentration der Vulkane auf bestimmte Zonen tiefreichende Ursachen hat:

Dieses Zusammendrängen der Vulkane, bald in einzelne rundliche Gruppen, bald in doppelte Züge, liefert den entscheidendsten Beweis, daß die vulkanischen Wirkungen nicht von kleinlichen, der Oberfläche nahen Ursachen abhängen, sondern daß sie große, tief begründete Erscheinungen sind.

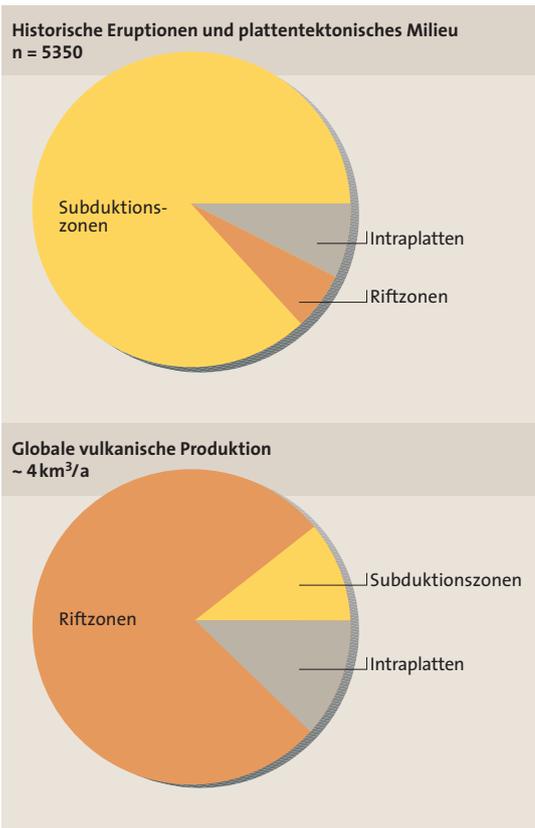
Bis heute hat sich Humboldts Ansicht immer wieder bestätigt. In einigen Gebieten, wie den sogenannten alten Schilden – in denen die Kruste oft älter ist als 1 Milliarde Jahre (z. B. Zentralkanada, Schweden, Finnland und Westaustralien) –, hat es in der jüngeren Erdgeschichte fast keine Vulkaneruptionen gegeben. Junge Vulkane treten bevorzugt in bestimmten Zonen auf, wie in Inselbögen und entlang von aktiven Kontinenträndern rings um den Pazifik oder im Mittelmeerraum, in Grabenzonen, wie dem Rheingraben oder dem Ostafrikanischen Graben, und den angehobenen Grabenschultern oder den Ozeanbecken. Heute kann man diese geographische Unterteilung auch geodynamisch interpretieren und nicht nur das Auftreten, sondern auch Eruptionsraten, chemische Zusammensetzung und die unterschiedliche Explosivität der Vulkane einigermaßen plausibel erklären, auch wenn manche Vulkane wie der Ätna sich nicht durch eine präzise Zuordnung erklären lassen.

Divergierende oder *konstruktive* Plattenränder sind die ozeanischen Axialzonen mit der höchsten Magmenproduktion auf der Erde und einer großen, aber unbekanntem Zahl submariner Vulkane (Abb. 2.5); Island ist ein mittelozeanischer Vulkan, in dem besonders hohe Eruptionsraten über einem *Plume* (Kap. 6) eine Vulkaninsel erzeugt haben.

Konvergierende oder *destruktive* Plattenränder sind die Zonen, an denen ozeanische Lithosphäre abtaucht und wieder im Erdmantel verschwindet. Die meisten heute aktiven Vulkane liegen über diesen sogenannten Subduktionszonen.

Die *Intraplattenvulkane* unterteilt man in ozeanische (wie Hawaii) und kontinentale (wie die Eifel).

Obwohl die eruptierten Magmenmengen in Subduktionszonenvulkanen weniger als 10 % der globalen Menge von ca. 4 km³/Jahr ausmachen,



repräsentieren sie über 80 % der ca. 5350 historischen Eruptionen (Abb. 2.5).

Zusammenfassung

Da Volumen, Höhe und Form von Vulkanen vor allem von den physikalischen Eigenschaften eines Magmas und Vorgängen in den Wurzelzonen von Vulkanen abhängen, deren Zusammensetzung und Dynamik wiederum vom großtektonischen Milieu gesteuert werden, sagt ein Einzelvulkan nicht nur etwas über seine örtliche Entstehungsgeschichte aus. Ein Andesitvulkan ist eben typisch für Subduktionszonen. Andererseits entstehen Calderavulkane im weiteren Sinne in ganz unter-

schiedlichen Vulkanzonen. Sogar im submarinen Bereich werden Calderen immer häufiger nachgewiesen, sowohl bei Seamounts als auch entlang von Mittelozeanischen Rücken. Auch Vulkane wie die Maare, deren Form im wesentlichen durch oberflächennahe Faktoren bedingt ist, wie den Wechselbeziehungen zwischen Magma und Wasser (Kap. 12), sind wenig geeignet, um Aussagen über das plattentektonische Milieu zu treffen.

Die Vulkane der Erde entstehen entweder an divergierenden oder konvergierenden Plattenrändern oder im kontinentalen oder ozeanischen Platteninneren. Diese hier nur grob skizzierten Vulkanzonen sind ein direkter Ausdruck von Vorgängen in der Tiefe. Denn die divergierenden und konvergierenden Plattenränder und das Platteninnere können durch eine Vielzahl physikalischer Parameter (Krusten- und Plattenmächtigkeit, Wärmefluß, Spannungsfelder, Erdbeben usw.) charakterisiert werden, während gleichzeitig die Magmen unterschiedliche, für jedes tektonische Milieu charakteristische chemische Zusammensetzungen aufweisen. Bald nachdem die Plattentektonik ihren Siegeszug durch die Erdwissenschaften angetreten hatte, begannen daher die Versuche, anhand geologisch älterer Vulkangesteine – insbesondere ihrer chemischen Zusammensetzung – ihr paläotektonisches Entstehungsmilieu und damit tiefere mantelgesteuerte Vorgänge zu rekonstruieren. Wenn auch mit vielen Fehlschlägen verbunden – weil sich die chemische Zusammensetzung vulkanischer Gesteine im Laufe der Zeit ändert und im einzelnen die tektonische Zuordnung vieler heutiger Vulkane nicht eindeutig ist –, so steigt die Zahl der Forschungsarbeiten mit dieser Zielrichtung doch ständig an.

Bevor ich die drei Hauptzonen vulkanischer Aktivität auf der Erde im einzelnen diskutiere (Kap. 5 – 8), möchte ich zunächst den eigentlichen Stoff, aus dem Vulkane bestehen, das Magma d. h. die Gesteinsschmelze und die bei seiner Erstarrung entstehenden vulkanischen Gesteine ausführlicher behandeln.

◀ Abb 2.5: Vergleich der Zahl historischer Eruptionen und der Massen der globalen vulkanischen Produktion pro Jahr in drei unterschiedlichen plattentektonischen Milieus: Subduktionszonen, Intraplatten und Riftzonen einschließlich Mittelozeanischer Rücken (nach 339).



Magma

Magma ist ein klingvolles Wort. Kein Wunder, daß eine – heute vergessene – Popband sich Magma nannte. Aber die geheimnisvollen und zugleich bedrohlichen Assoziationen, die das Wort Magma evoziert, reichen im wahrsten Sinne des Wortes tiefer. Folgerichtig wird Magma, sobald es an der Erdoberfläche erscheint, entmythologisiert, indem man ihm einen neuen Namen gibt: Eruptiertes *Magma* wird *Lava* genannt.

Was ist Magma? Aus welchem Muttergestein, in welcher Tiefe und durch welche Prozesse entsteht Magma? Warum steigt Magma in die Oberkruste oder an die Erdoberfläche? Wie läßt sich die Vielfalt der Eruptionsvorgänge und Vulkanformen erklären? Durch unterschiedliche Magmazusammensetzungen oder unterschiedliche Eruptionsbedingungen? Warum z. B. tritt Magma in einigen Vulkanen explosiv, in anderen ruhig-effusiv an der Oberfläche aus? Warum werden in vielen Vulkanen nur einige 10 000 m³ Lava gefördert, in anderen dagegen > 1000 km³ in wenigen Wochen?

Magma entsteht durch partielles Aufschmelzen von Gesteinen im Erdmantel oder, zum wesentlich kleineren Teil, in der tieferen Erdkruste. Vulkane sind Punkte an der Erdoberfläche, an denen Magma austritt, sei es effusiv als Lavastrom oder explosiv als Mischung von zerrissener Gesteinsschmelze und Gasen. Vulkane stellen allerdings nur einen winzigen Teil der unter Vulkanen aus größeren Erdtiefen aufsteigenden Gesteinsschmelzen dar. Der überwiegende Anteil bleibt beim Aufstieg stecken und erstarrt. Wenn wir den Ursprung der Magmen und die Entstehung von Vulkanen besser verstehen wollen, müssen wir uns daher Gedanken über dynamische Vorgänge in größeren Erdtiefen machen.

Die Entstehungsprozesse von Magmen wurden bis vor einigen Jahren in Lehrbüchern der Vulkanologie – notwendigerweise – cursorisch behandelt, weil die Zusammenhänge zwischen Vulkaneruptionen, Magmenentstehung und tektonischen Randbedingungen nur durch Daten und Theorien erklärbar waren, die erst seit wenigen Jahrzehnten verfügbar sind. Warum z. B. sind die Gesteine der meisten Vulkane basaltischer, aber nur wenige rhyolithischer Zusammensetzung? Warum z. B. entstehen Vulkane rhyolithischer Zusammensetzung vorzugsweise oberhalb von Subduktionszonen? Heute erlauben experimentelle petrologische, geophysikalische und chemische Da-

ten (Haupt- und Spurenelemente, radiogene und stabile Isotopenverhältnisse) sowie vulkanologische Geländeanalysen jedoch weitergehende Schlüsse über die Entstehung von Magmen und Vulkanen in unterschiedlichen geotektonischen Milieus. Gleichwohl sind wir – was eigentlich nicht anders zu erwarten ist – noch weit davon entfernt, die einzelnen Stadien der Entwicklungsgeschichte eines Magmas so gut belegen zu können, daß wir sicher sein können, Ursachen und Ablaufprozesse in ihren Grundzügen verstanden zu haben.

Was ist Magma?

Magmen sind silikatische Gesteinsschmelzen. Silikatisch deshalb, weil Silizium (Si) nach dem dominierenden Sauerstoff (O) Hauptbestandteil der meisten Minerale und Gesteine ist, sowohl in der Erdkruste als auch im Erdmantel. Wenn wir magmatische Gesteine – die aus verschiedenen Mineralen bestehen – chemisch analysieren, enthalten fast alle zwischen 40 und 75 Gewichtsprozent SiO₂ (Abb. 3.1). Die volumenmäßig mit Abstand häufigsten magmatischen Gesteine, die Basaltlaven der Ozeankruste, bestehen chemisch zu ungefähr 50 Gew.-% aus SiO₂; die meisten Granite enthalten zwischen 70 und 75 Gew.-%. Es gibt auch karbonatische Schmelzen, die z. B. im Vulkan Oldoinyo Lengai in Tansania häufig eruptieren, und auch sulfidische Schmelzen, aber beide sind äußerst selten.

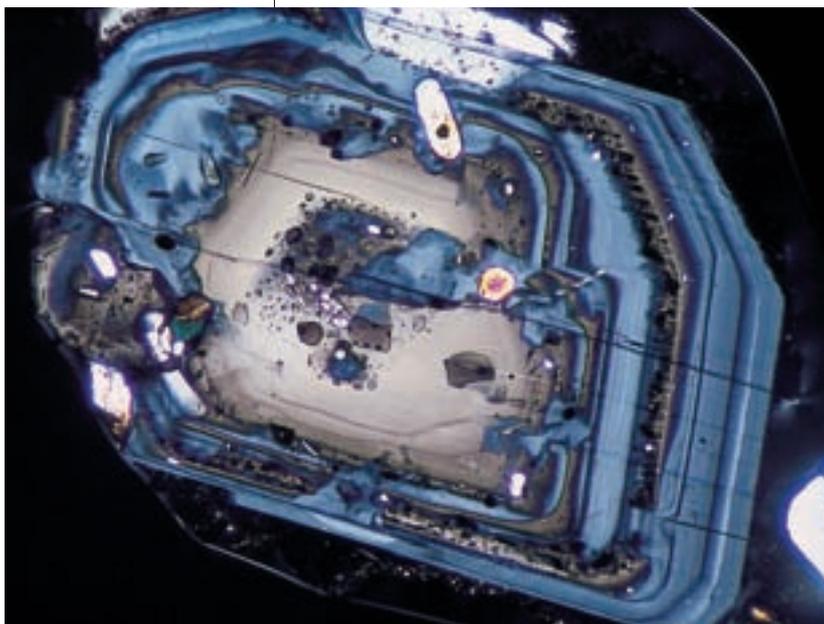
Die meisten an der Erdoberfläche eruptierten Laven enthalten Kristalle, die im Magma bei der Abkühlung auf dem Weg von der Quelle zur Erdoberfläche gewachsen sind. Sie sind mit bloßem Auge als sichtbare *Einsprenglinge* oder *Phänokristalle* zu erkennen, in denen Zonierungen – durch unterschiedliche chemische Zusammensetzung bedingt – und unter dem Mikroskop sichtbare Einschlüsse von Glas und kleineren Kristallen komplexe Wachstumsbedingungen widerspiegeln (Abb. 3.2). Die sukzessive Kristallisation verschiedener Phänokristalle verändert die chemische Zusammensetzung eines Magmas entscheidend. Davon mehr im letzten Teil dieses Kapitels.

In Übereinstimmung mit den oben angeführten Tatsachen dürfen wir erwarten, daß in einer, einige Zeit lang ruhig ohne eine heftige Störung gelassenen Masse flüssig gewordenen vulkanischen Gesteins, wenn eines der konstituierenden Mineralien zu Kristallen oder Körnchen aggregiert oder in diesem Zustande aus einer schon früher existierenden Masse eingeschlossen wird, derartige Kristalle oder Körner ihrem spezifischen Gewicht entsprechend steigen oder sinken werden.

Charles Darwin, Geologische Beobachtungen über die vulkanischen Inseln, Stuttgart, 1877

► Abb 3.1: Chemische Klassifizierung der wichtigsten vulkanischen Gesteine (nach 57).

▼ Abb 3.2: Dünnschliffphoto eines Plagioklaskristalls aus einer im Februar 1976 eruptierten andesitischen Asche des Vulkans Mt. Augustine (Alaska). Im polarisierten Licht zeigen sich Zonen unterschiedlichen Kalziumgehaltes. Diese kompositionellen Zonierungen spiegeln Änderungen in den physiko-chemischen Bedingungen in der Magmakammer wider, z. B. Zunahme des H₂O-Druckes, der zur Änderung der Zusammensetzung führt, H₂O-Abnahme wie kleinere Eruptionen usw. Die Einschlüsse werden in Abb. 3.18 (dort gleiche Kristalle im nicht-polarisierten Licht) beschrieben. Durchmesser des Kristalls 1 cm.

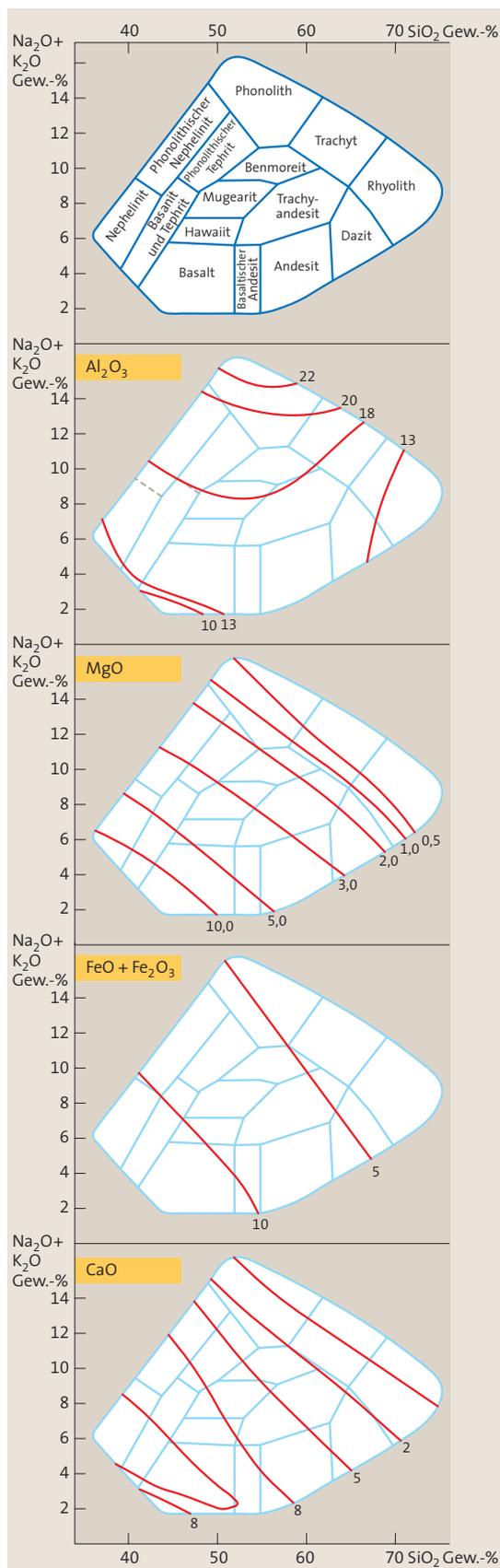


Einteilung magmatischer Gesteine

Magmatische Gesteine kann man vereinfacht nach ihrer Abkühlungsgeschichte und ihrem geologischen Vorkommen einteilen. Bei langsamer Abkühlung eines Magmas innerhalb der Erdkruste können große Kristalle wachsen; diese grobkörnigen Gesteine nennt man *Plutonite* (Abb. 3.3). Die meisten Plutonite in der kontinentalen Kruste sind granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Magmen, die bis dicht unter die Erdoberfläche dringen, erstarren schneller; diese feinkörnigeren Gesteine nennt man *Subvulkanite*.

Eine an der Erdoberfläche eruptierte Lava kühlt schnell ab (Abb. 3.4). Die Grundmasse dieser vulkanischen Gesteine ist daher feinkörnig oder sogar glasig. Erst unter dem Mikroskop kann man die einzelnen Bestandteile genauer voneinander unterscheiden und analysieren. Während die plutonischen Gesteine leicht anhand ihrer unterschiedlichen Mineralverhältnisse unterteilt werden können, lassen sich die vulkanischen Gesteine am besten anhand ihrer chemischen Zusammen-

setzung klassifizieren (Abb. 3.1). Ganz grob kann man sie in (a) dunkle, mafische, sogenannte *primitive* – im weitesten Sinne basaltische – Vulkanite, (b) hellere, *intermediäre* – wie den Andesit – und (c) helle, *hochdifferenzierte, felsische* – manchmal unglücklicherweise „sauer“ genannte – Gesteine, wie den *Rhyolith* oder den *Phonolith*, unterteilen. Phonolithe z. B. stellen in Intraplattenvulkanfeldern wie der Eifel (Laacher-See-Phonolith) oder Gran Canaria (Abb. 6.22) häufig Endprodukte der magmatischen Differentiation (d. h. der che-



mischen Entwicklung von Magmen) dar und haben SiO_2 -Gehalte um 55%, ähnlich wie die basaltischen Andesite in Subduktionszonenvulkanen. Der hohe Grad der *Differentiation* zeigt sich in den Phonolithen an den extrem hohen Gehalten an Al_2O_3 , Alkalien und *inkompatiblen*, d.h. in der Schmelze konzentrierten *Spurenelementen*, wie Zr, Nb, La, Th u. a.

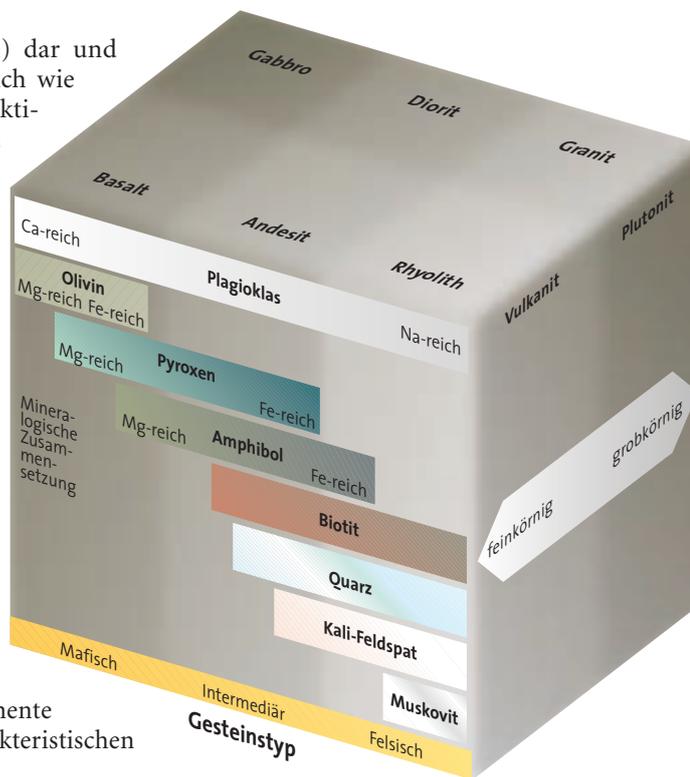
Unter den basaltischen Ausgangsmagmen unterscheidet man zwei Grundtypen: Die erste Gruppe ist die der *tholeiitischen* oder *subalkalischen*, K-, P-, Ti-, Rb-, Zr-, Nb-, U- und Th-armen Basaltmagmen, die für die Ozeankruste, Flutbasaltfelder, einige Inselbögen und besonders produktive Vulkaninseln, wie Hawaii und Island, typisch sind. Die zweite Gruppe ist die der *Alkalibasalte*, d.h. an K und Na reichen, aber an SiO_2 armen, für Kontinente und die meisten Ozeaninseln charakteristischen Basalte.

Aus den Basaltmagmen entwickeln sich die *intermediären* und *höher differenzierten* Magmen. Allerdings entstehen viele granitische Magmen (chemisch identisch zu Rhyolith) vorwiegend durch partielle Krustenaufschmelzung. Um die komplexen Entstehungsprozesse der Ausgangsmagmen besser verstehen zu können, muß zunächst der Aufbau der Erde betrachtet werden.

Schalenaufbau der Erde

Die Geschwindigkeit seismischer Wellen hängt von der Dichte eines Gesteins ab. Die Geschwindigkeiten von akustischen Kompressionswellen, die bei Erdbeben oder künstlichen Sprengungen entstehen und durch die Erde wandern, nehmen mit der Tiefe zu, allerdings nicht gleichmäßig. Diese sprunghaften Dichteänderungen erlauben es, die Erde in drei Hauptschalen zu gliedern (Abb. 3.5):

- die *Erdkruste*, die dünne äußere Rinde der Erde, ist in den Kontinenten im Mittel etwa 30 km mächtig mit einer mittleren Dichte von $2,67 \text{ g/cm}^3$. In den Ozeanbecken ist die im wesentlichen basaltische Kruste 5–7 km dick mit einer mittleren Dichte von $2,8 \text{ g/cm}^3$;
- der darunter folgende *Erdmantel* besteht aus Fe- und Mg-reichen Silikaten, insbesondere Olivin, ist ungefähr 2870 km dick und besitzt eine mittlere Dichte von $4,6 \text{ g/cm}^3$;
- der *Kern*, vermutlich aus Nickel/Eisen bestehend, hat einen Radius von 3480 km und eine mittlere Dichte von $10,6 \text{ g/cm}^3$.



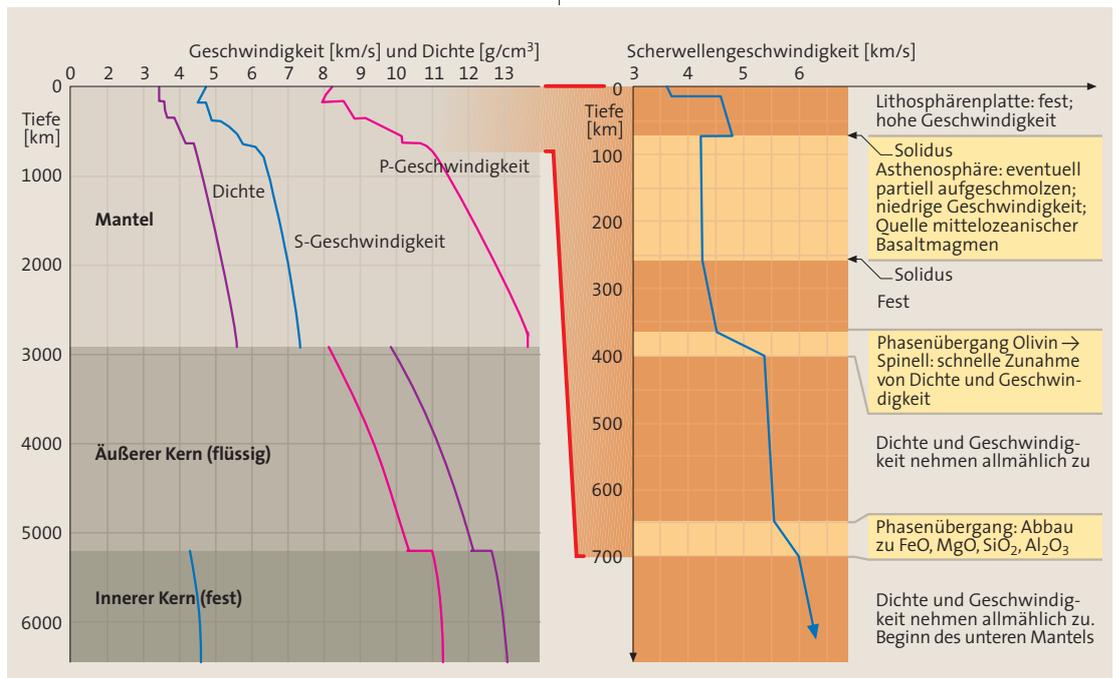
◀ Abb 3.3: Schema der mineralogischen Zusammensetzung der Hauptgruppen magmatischer Gesteine.



Wie sind diese Schalen unterschiedlicher Dichte entstanden? Man nimmt heute eine ursprüngliche Zusammenballung der Erde aus kalter kosmischer Materie („Staub“) vor ca. 4,6 Milliarden Jahren an. Diese Materie wurde durch Impakte und gravitative Energie – auch bei der Differentiation des Eisenkerns – aufgeschmolzen, so daß ein mehr oder weniger homogener Planet entstand. Im Schwerfeld dieser Massen entwickelte sich vermutlich durch Dichtentrennung der Schalenaufbau

▲ Abb 3.4: Pahoehoe-Lava, die unter der Kruste eines schon erkalteten Lavastromes hervorbricht. Breite des ausströmenden Lavastromes 4 m. Pu'u-'O'o-Eruption an der Ostflanke des Kilauea-Vulkans (Hawaii).

► Abb 3.5: Verteilung von P- (rot) und S-Geschwindigkeiten (blau) von Erdbebenwellen und der Dichte (violett) in einem Erdquerschnitt (links) und Gliederung des oberen Erdmantels anhand der Scherwellengeschwindigkeit (rechts) (nach 238).



der Erde. Dieser Vorgang der partiellen Aufschmelzung war nicht nur in der Vergangenheit aktiv, sondern ist auch heute wirksam, wie die vielen Vulkaneruptionen beweisen, die jedes Jahr in den aktiven Vulkangebieten der Erde stattfinden.

be, würden im Erdkern unvorstellbar hohe Temperaturen von beinahe 200 000 °C herrschen, anstatt der angenommenen 4000 bis 5000 °C. Zum Vergleich: Die Sonne hat eine Oberflächentemperatur von ca. 5500 °C.



▲ Abb 3.6: Sogenannte Olivinknolle aus den phreatomagmatischen Ablagerungen des Dreiser-Weiher-Maars (Westeifel). Die hellgrünen Kristalle sind Olivin, die dunkelgrünen Pyroxen und die schwarzen Chromspinell.

Da die Erde im Kern wesentlich heißer ist als der Mantel oder die Kruste, wandert die Wärme entlang thermischer Gradienten an die Erdoberfläche und wird dann in den Weltraum abgestrahlt. Allerdings verringert sich der geothermische Gradient von der Erdoberfläche ausgehend nach innen drastisch. Denn wenn der in der oberen Erdkruste gemessene Temperaturanstieg von ca. 3 °C/100 m bis zum Erdmittelpunkt konstant blie-

Wo entstehen Magmen?

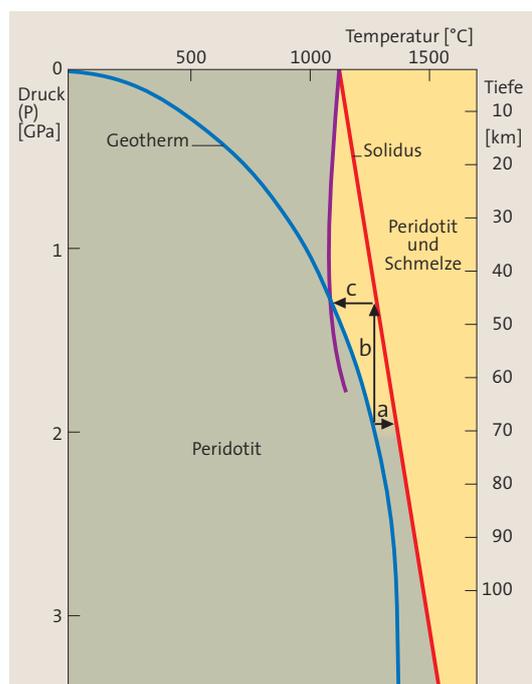
Die meisten an der Erdoberfläche eruptierenden Magmen haben eine basaltische Zusammensetzung mit Temperaturen von ca. 1100 bis 1250 °C. Allein aus diesem Grunde können sie nicht aus der Erdkruste stammen, denn für die unterste Kruste, etwa in Mitteleuropa, nimmt man Temperaturen von ca. 500 bis 600 °C an. Da der Erdkern vermutlich aus Eisen und Nickel besteht, Magmen aber silikatische Schmelzen darstellen, scheidet auch der Erdkern als Liefergebiet aus. Alkalibasaltische Magmen, wie sie auf Ozeaninseln und in Kontinenten – z. B. in der Eifel – vorkommen, können Bruchstücke eines *Peridotit* genannten Gesteins enthalten, das vor allem *Olivin* (Ol) (daher oft auch Olivinknolle genannt) (Abb. 3.6) und *Orthopyroxen* (Opx) enthält, daneben wechselnde Mengen an *Klinopyroxen* (Cpx) und den aluminiumreichen *Chromspinell* (Sp). Wenn ein Peridotit Ol + Opx + Cpx + Sp enthält, nennt man ihn *Spinell-Lherzolith* nach dem Ort Lherz in den Pyrenäen. Aus Experimenten weiß man, daß dieses Gestein unterhalb von etwa 80 km, d.h. bei Drücken von über ca. 25 kb in *Granat-Lherzolith* übergeht; Granat, wie Spinell der Hauptträger für Al im Lherzolith, ist dichter als Spinell. Wir können also heute davon ausgehen, daß Basaltmagmen im oberen Erdmantel entstehen, un-

ter den Mittelozeanischen Rücken (MOR) in etwa 20 bis 70 km Tiefe (bei Tiefen von weniger als 30 km aus *Plagioklaslherzolith*); bei den Kontinenten und vielen Ozeaninseln, unter denen die Lithosphäre kälter und dicker ist als unter den MOR, kommen sie aus Tiefen von ca. 80 bis 150 km.

Ganz andere Quellen muß man für viele der hellen, rhyolithischen bis dazitischen Magmen annehmen. Von ihrer chemischen Zusammensetzung her können sie nicht aus dem Erdmantel stammen, dagegen gut aus der unteren Erdkruste. Ihre Temperaturen (etwa 700 °C für H₂O-reiche, granitische und bis 1000 °C bei „granodioritischer“ Zusammensetzung) sind höher als die normalerweise in der Erdkruste herrschenden. Die Krustengesteine, ihr wahrscheinliches Liefergebiet, sind chemisch und mineralogisch allerdings so heterogen, daß man nicht von einer einheitlichen Zusammensetzung ausgehen kann. Allerdings können diese hellen Magmen auch durch Differentiation aus basaltischen entstehen, wie ich gegen Ende dieses Kapitels zeigen werde.

Wie entstehen Magmen?

Aus der Tatsache, daß Scherwellen, die sich in Flüssigkeiten nicht ausbreiten, sich in den potentiellen Quellgebieten der Magmen – wenn auch mit verminderter Geschwindigkeit – fortpflanzen, können wir direkt ableiten, daß Magmen erst durch teilweise Aufschmelzung eines kristallinen Gesteins entstehen. Diese Prozesse möchte ich an einem schematischen Querschnitt durch die Lithosphäre veranschaulichen. In Abbildung 3.7 sind drei Kurven eingezeichnet. Der *Geotherm* stellt die in der allerobersten Kruste gemessene und für größere Tiefen extrapolierte Zunahme der Temperatur mit der Tiefe dar. Oben habe ich bereits erwähnt, daß die Steigung dieser Kurve mit der Tiefe flacher wird. Die anderen Kurven zeigen den Schmelzpunkt von Peridotit unter trockenen (rot) und volatilenreichen (violett) Bedingungen. Wenn wir einen Peridotit an der Erdoberfläche – man sagt bei Atmosphärendruck – aufschmelzen, liegt der Schmelzpunkt bei ca. 1100 °C. Je höher der Druck ist, also je größer die Tiefe in der Erde, desto höher ist die Schmelztemperatur. Denn die Temperatur von allen Änderungen im Aggregatzustand, die mit einer Volumenzunahme verbunden sind – wie bei der Entstehung einer Schmelze aus Kristallen –, nimmt mit steigendem Druck zu. Man bezeichnet diese Erhöhung der Schmelztemperatur mit zunehmendem Druck als *positiven Verlauf einer Schmelzkurve*. Entscheidend für den „Normalzustand“ der Lithosphäre ist, daß die Temperatur der Schmelzkurve höher liegt als die des Geotherms. Mit anderen Worten: Das Gestein der Lithosphäre ist zwar sehr heiß, aber fest und



◀ Abb 3.7: Drei Möglichkeiten der Basaltmagmaentstehung durch partielle Aufschmelzung von Peridotit. a = Temperaturerhöhung; b = Druckerniedrigung; c = Schmelzkurvenerniedrigung durch Zufuhr von H₂O und CO₂. Angenommen ist ozeanische Krustenmächtigkeit.

kristallin. Erst wenn Geotherm und Schmelzkurve sich treffen oder „schneiden“, kann eine Schmelze entstehen.

Es gibt im wesentlichen drei verschiedene Prozesse, d. h. Veränderungen der Zustandsbedingungen P (Druck), T (Temperatur) und X (chemische Zusammensetzung), bei denen ein festes Gestein partiell aufgeschmolzen werden kann:

- Erhöhung von T (P und X konstant),
- Erniedrigung von P (T und X konstant),
- Änderung von X (P und T konstant),

wobei mehrere Prozesse in der Natur gleichzeitig wirksam sein können.

Erhöhung der Temperatur

Intuitiv am einfachsten zu verstehen ist die partielle Aufschmelzung durch Temperaturerhöhung, ein aus dem täglichen Leben bekannter Vorgang: Wir schmelzen Wachs oder Blei, indem wir es erhitzen. Wenn wir ein Gestein – bei konstantem Druck – so weit erhitzen, daß es zu schmelzen beginnt, wird sich die Temperatur bei weiterer Wärmezufuhr nicht weiter erhöhen, denn die zugeführte Wärme wird gebraucht, um das aus mehreren Mineralphasen mit unterschiedlichen Schmelzpunkten bestehende Gestein weiter aufzuschmelzen.

Welche Wärmequellen gibt es in der Erde und reichen sie aus, um ein Gestein partiell aufzuschmelzen? Der oben erwähnte radioaktive Zerfall der Elemente U, Th und K, die im Laufe der 4,6 Milliarden Jahre langen Erdgeschichte in der Erdkruste angereichert wurden, ist heute viel zu ge-

ring, um zur Aufschmelzung zu führen. Denn die jeweils produzierte Wärme wird durch langsame Wärmeleitung ständig zur kalten Oberfläche der Erde fortgeführt und verstrahlt in den Weltraum. Im Erdmantel dagegen ist die Konzentration an radioaktiven Elementen viel zu niedrig, um das Gestein bis zum Schmelzpunkt aufheizen zu können, selbst wenn keine Wärme abwandern würde.

Erzeugung von Wärme durch mechanische Reibung und dadurch ausgelöste Aufschmelzung ist immer wieder postuliert worden – etwa an der Basis der sich bewegenden Lithosphäre oder entlang von Wadati-Benioff-Zonen. Handfeste Beweise für die Erzeugung signifikanter Mengen von Magma durch Scherschmelzung stehen indes aus.

Wärmetransport durch einen kristallinen Körper – man nennt dies *Wärmeleitung* – ist ein sehr langsamer Vorgang. Sehr viel schneller kann Wärme in mobiler Materie transportiert werden; man spricht dann von *konvektivem Wärmetransport*. Steigen große Mengen von über 1200 °C heißen Basaltmagmen aus dem Erdmantel in die Erdkruste auf und bleiben dort stecken, kann Krustengestein partiell aufgeschmolzen werden. Wenn das Basaltmagma beim allmählichen Abkühlen auskristallisiert, wird weitere Wärme frei, die sogenannte *Kristallisationswärme*. Man nimmt heute an, daß viele Granit-(Rhyolith-)Magmen wegen ihrer chemischen Zusammensetzung, insbesondere der Verhältnisse ihrer radiogenen Isotope, bei denen das Tochterisotop, z. B. ⁸⁷Sr, so stark angereichert ist, weil das Mutterisotop, in diesem Fall ⁸⁷Rb, schon vor geologisch langer Zeit in der Kruste angereichert wurde, aus der unteren Erdkruste stammen. Die einzige nach heutiger Erkenntnis plausible Herkunft der zur Aufschmelzung nötigen Wärme ist die Zufuhr größerer Mengen von basaltischen Magmen (128). Dies ist auch deshalb wahrscheinlich, weil man rein theoretisch erwarten würde, daß sich basaltische Magmen an der Grenze zwischen Mantel und Kruste sammeln (s. u.).

Druckentlastung

Wenn (1) die Temperatur eines Mantelgesteinsvolumens konstant gehalten wird, (2) Geotherm und Schmelzkurve nahe beieinanderliegen und (3) das betrachtete Volumen entlang dem Pfad b in Abbildung 3.7 nach oben gebracht, d. h. druckentlastet wird, kann, abstrakt ausgedrückt, der Geotherm so weit aufgewölbt werden, daß er die Schmelzkurve schneidet. Mit anderen Worten: Die innere Wärme des nach oben verfrachteten Gesteins reicht aus, um den Schmelzvorgang auszulösen. Dies gilt strenggenommen nur für trockene, d. h. Fluid-freie Systeme (s. u.).

Dieser Prozeß der Dekompression von aufsteigendem Mantelmaterial ist wahrscheinlich der mit Abstand wichtigste Mechanismus zur Erzeugung von Mantelschmelzen, also Basaltmagmen, denn das kristalline Mantelgestein kann plastisch fließen. In der Tat beruht das ganze Theoriegebäude der Plattentektonik auf dieser Annahme. An den divergierenden Plattenrändern, d. h. unter den Mittelozeanischen Rücken oder unter den in Kapitel 6 beschriebenen *Hot Spots* nimmt man wärmeres, konvektiv aufsteigendes Mantelmaterial an, dessen Aufstiegs geschwindigkeit – relativ gesprochen – so groß ist, daß es keine Wärme an das kältere Nebengestein abgibt. Man spricht dann von *adiabatischem Aufstieg*. Als Ausgleich sinken dann kältere Mantelbereiche wieder ab, wie die entlang von Subduktionszonen abtauchenden Lithosphärenplatten. Domartiger „Diapir“-Aufstieg von spezifisch leichteren innerhalb von schwereren Gesteinen ist von Salzstöcken, z. B. in Norddeutschland, seit Jahrzehnten bekannt.

Zufuhr fluider Phasen

Beim dritten möglichen Mechanismus zur Erzeugung von Magma halten wir Druck (P) und Temperatur (T) konstant, verändern aber die Lage der Schmelzkurve zu niedrigeren Temperaturen. Beim gleichen Überlastungsdruck wird ein trockener Peridotit (oder ein anderes Gestein) bei höheren Temperaturen schmelzen als in Anwesenheit von fluiden Phasen, d. h. vor allem H₂O und CO₂. Mit anderen Worten: Fluide Phasen erniedrigen den Schmelzpunkt eines Gesteins. Wie stark dieser Schmelzpunkt erniedrigt wird, hängt nicht nur von der Menge einer fluiden Phase ab, sondern auch vom Verhältnis verschiedener fluider Phasen, also etwa H₂O/H₂O + CO₂. Ein Mantel- oder Krustengestein wird bei niedrigeren Temperaturen also sehr viel leichter beginnen aufzuschmelzen, wenn es „naß“ ist. Da die meisten Basaltmagmen etwa zwischen ca. 0,1 Gew.-% (Tholeiite) und 1,5 Gew.-% (Alkalibasalte) primäres, juveniles H₂O (und andere Volatilen, CO₂, SO₂ usw.) enthalten (Kap. 4), ist der Erdmantel nicht „trocken“. Vermutlich sind diese fluiden Verbindungen in Mineralphasen wie Glimmer (Phlogopit, H₂O), Amphibol (H₂O) oder Dolomit (CO₂) eingebaut und werden zu Beginn der partiellen Aufschmelzung freigesetzt. Man denkt heute daran, daß beim Erwärmen der abtauchenden Platte in Subduktionszonen aus den Sedimenten und der ca. 1,5 km dicken Basaltlavakruste H₂O, CO₂ und in diesen fluiden Phasen gelöste Elemente wie K, Rb, Ba, Cs, Sr in den überlagernden Mantelkeil aufsteigen und dort die Entstehung von H₂O-reichen Basalt- oder sogar Andesitmagmen auslösen können. Auch unter anderen tektonischen Großeinhei-

ten, wie den *Hot Spots*, nimmt man an, daß fluide Phasen wandern, dabei das durchströmte Mantelmaterial *metasomatisch* chemisch und mineralogisch verändern und lokal zur partiellen Aufschmelzung beitragen können, indem sie die Peridotitschmelzkurve erniedrigen.

Warum steigen Magmen auf?

Der physikalische Grund für den Aufstieg von Basaltmagmen aus dem Erdmantel ist ihre geringere Dichte, ihr Auftrieb. Da die Grenze zwischen Mantel und Kruste durch einen Dichtesprung von ca. 3,3 auf ca. 2,8 g/cm³ definiert ist, wird die Auftriebskraft von vielen Basaltmagmen an der Grenze Mantel/Kruste, der sogenannten *Mohorovičić-Diskontinuität*, kurz *Moho*, stark reduziert werden. Dieses „Wachsen“ der Erdkruste von unten durch seitliche Intrusion von Basaltmagmen nennt man *underplating*. Allerdings ist der Dichteunterschied eine notwendige, aber nicht ausreichende Bedingung für das Aufsteigen eines Magmas. Es bedarf dazu noch des dynamischen Auslösers, in der Natur insbesondere durch Verformung gegeben, z. B. dem Druck eines aufsteigenden Mantel Plumes.

Magmatische Differentiation

Der Vergleich, den ich oben zwischen dem Erdmantel und Wachs oder Blei gezogen habe, hinkt wie alle Vergleiche. Denn Blei und Wachs schmelzen bei einer gut definierten Temperatur, Peridotit jedoch über ein Temperaturintervall, da er aus mehreren Mineralen unterschiedlicher Zusammensetzung, Struktur und mit unterschiedlichen Schmelzpunkten besteht.

Den gleichen Unterschied im Verhalten erkennt man bei der Abkühlung. Wird flüssiges Wachs auf seine Schmelztemperatur gekühlt, wird es wieder fest. Ein Basaltmagma dagegen ist bei etwa 1200 °C noch ganz flüssig (seine *Liquidustemperatur*), aber erst bei etwa 1000 °C (seine *Solidustemperatur*) ganz erstarrt.

Lavasee-Abkühlung und Kristallisation

Die Bildung von unterschiedlichen Mineralphasen bei der Abkühlung eines Basaltmagmas und die stetige oder sprunghafte Änderung der chemischen Zusammensetzung des noch nicht kristallisierten Restmagmas kann man annähernd unter Laborbedingungen bei der Abkühlung von Lavaseen auf dem Kilauea-Vulkan (Hawaii) verfolgen. Diese Lavaseen bilden sich, wenn Lava aus einer Spalte oder aus einem Schlot in ältere, meist rundliche Einsturzkrater (*Pitkrater*) fließt und diese manchmal bis 100 m tief auffüllt (Abb. 3.8; 3.9). Die Untersuchung von vier derartigen Lavaseen (Kilauea Iki, Makaopuhi, Aloi, Alae) hat

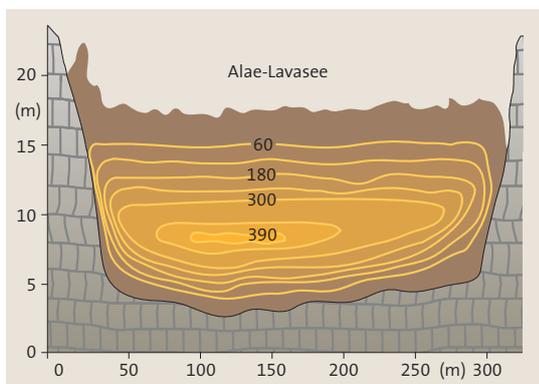


▼ Abb 3.9: Aloi-Pitkrater an der Ostriftzone des Kilauea-Vulkans einen Monat nach der Füllung am 29.12.1969. Die Wände sind etwa 20 m hoch. Die Kruste des ca. 20 m tiefen Lavasees ist schon fest und in einzelne Schollen zerbrochen. Die Volumenabnahme bei der Abkühlung spiegelt sich in der Einsackung des zentralen Teils und der nach innen einfallenden Randbereiche wider. Durchmesser einzelner Schollen etwa 5 m.

▲ Abb 3.8: Mauna-Ulu-Lavasee mit etwa 10 m hoher Lavafontäne. Kilauea-Vulkan (Hawaii).



► Abb 3.10: Schematischer Querschnitt durch den Alae-Lavasee (Ostriftzone, Kilauea-Vulkan, Hawaii). Die Kurven und Zahlen geben die Wanderung der 1000-°C-Isotherme in Tagen nach der Bildung des Lavasees an (nach 230).



unsere Kenntnisse über die physikalischen und chemischen Prozesse bei der Abkühlung eines Magmas erheblich erweitert (z. B. 229; 384). Wenn die Kruste eines derartigen Lavasees verfestigt ist, kann man bis in das flüssige Innere hineinbohren und Proben unterschiedlich stark kristallisierter Schmelze bei vor Ort gemessenen Temperaturen nehmen, diese mikroskopisch und chemisch untersuchen und so die Prozesse bei der Abkühlung eines Magmas rekonstruieren (Abb. 3.10; 3.11).

Abbildung 3.10 zeigt die Dauer der Abkühlung eines Lavasees vom flüssigen Zustand (*Liqui-*

dustemperatur) bis zur vollständigen Verfestigung (*Solidustemperatur*) in einem Querschnitt. Die Wärme eines Lavasees wird an seiner Oberfläche dadurch sehr viel schneller entfernt, daß erwärmte Luft abgestrahlt wird und konvektiv aufsteigt während kalte seitlich angesaugt wird. Im Gesteinsmaterial rings um den Lavasee dagegen wandert die Wärme durch Wärmeleitung nur relativ langsam nach außen. Das Temperaturmaximum liegt also im unteren Drittel eines derartigen Lavasees. Nach etwa 400 Tagen ist der Lavasee erstarrt, d. h., das Temperaturmaximum im unteren Drittel liegt bei ca. 1000 °C.

Kurz unterhalb der Liquidustemperatur (1200 °C) beginnt die Mineralphase Olivin zu kristallisieren, in Hawaii oft schon in der langsam abkühlenden Magmakammer. Olivin wird daher als Phänokristall mit der Schmelze eruptiert (Abb. 3.11a, b; 3.12). Da Olivin mit ca. 39 % SiO₂, 42 % MgO und 19 % FeO eine andere Zusammensetzung hat als die „Mutterschmelze“, d. h. das Basaltmagma (ca. 50 % SiO₂, 8 % MgO, 12 % FeO und viele andere Elemente), verarmt die Schmelze durch die Kristallisation von Olivin und der in ihm häufig eingeschlossenen Chromspinelle an Magnesium sowie den Spurenelementen Nickel

► Abb 3.11: Kristallisationsdiagramm eines hawaiianischen Basaltmagmas, abgeleitet aus Bohrproben des Alae-Lavasees. Mit zunehmender Abkühlung steigen die relativen Volumenprozent der auskristallisierenden Mineralphasen bei sinkenden Anteilen der noch nicht kristallisierten Schmelze, die bei schneller Abschreckung zu Glas erstarren würde. Der Pfeil zeigt die Änderung der chemischen Zusammensetzung der Schmelze von einer initialen basaltischen zu einer hochdifferenzierten rhyolithischen an. Liquidustemperatur: 1200 °C; Solidustemperatur: 980 °C (nach 229).

