

Wenn es unter den Maaren brodeln

Das Eifelvulkanfeld ist noch lebendig

Die Vulkane der Eifel sind weltweit bekannt und für Geowissenschaftler von großer Bedeutung. Seit der Gründung des »Vulkaneifel European Geopark« sind die Vulkane nun auch zu einer Attraktion für Urlauber geworden. Besucher aus Deutschland, Belgien und den Niederlanden bewundern in zunehmender Zahl die geologischen Schätze, die lange Zeit nur von der Baustoffindustrie genutzt wurden. Die Geowissenschaften und die Faszination, die von der gewaltigen Kraft der Erde ausgeht, sind nun ein populäres Thema. Von den neuen Geo-Touristen als auch von den Anwohnern der Region kommen viele Fragen: Insbesondere wollen sie wissen, ob das Vulkanfeld ausgestorben ist oder sich nur in einer Ruhephase befindet. Und falls weitere Ausbrüche möglich wären, folgen eine ganze Reihe weiterer Fragen: Wo wird es losgehen? Wie wird eine Eruption aussehen? Wird sie groß oder klein sein? Ist das Katastrophen-Szenario in dem Buch »Die Flucht der Ameisen«^[1] realistisch?

Die Eifel lässt sich in zwei kleinere Gebiete aufteilen: die Ost-Eifel rund um den Laacher See und die West-Eifel, die sich von der belgischen Grenze circa 50 Kilometer bis fast ins Moselletal im Südosten ausstreckt. Geowissenschaftler haben etwa 100 vulkanische Zentren in der Ost-Eifel und 250 Zentren in der West-Eifel identifiziert.^[2] Die letzte vulkanische Aktivität in der Ost-Eifel war vor 12 900 Jahren. Damals gab es eine riesige Eruption, die den Laacher See gebildet hat. In der West-Eifel ist das Ulmener Maar, östlich von Gerolstein, mit zirka 11 000 Jahren sogar noch jünger. Diese rezente (aktive) Phase von Vulkanismus fing bereits vor etwa 700 000 Jahren an, und seitdem gab es ohne Zweifel mehrere Ruhephasen von Tausenden von Jahren.^[2] Aus geophysikalischen Untersuchungen wissen wir, dass die Temperatur in der Tiefe erhöht ist. Das könnte auch heute zu Magmabildung und weiterem Vulkanismus führen.^[3] Des Weiteren sprudeln aus der Tiefe des Laacher Sees Gase, deren isotopische Zusammensetzung ihren Ursprung aus dem Erdmantel belegt. Sie kommen also aus dem Quellgebiet für Magmen.^[4] Anhand dieser Beobachtungen ist zu vermuten, dass das Eifelvulkanfeld noch lebendig ist und sich heute nur in einer Ruhephase befindet. Wie lange die Ruhe noch herrscht, ist eine Frage, die niemand genau beantworten kann!

Besuch aus den Tiefen des Erdmantels

Wie und wann ein Vulkan letztendlich ausbricht, hängt von vielen Faktoren ab. Neben den physikalischen und chemischen Eigenschaften eines Magmas spielen äußere Faktoren wie das Vorhandensein von Wasser oder die Nähe zur Erdoberfläche eine entscheidende Rolle. Es kann zum Beispiel ein Schlackenkegel oder ein Maar entstehen [siehe »Maare und Schlackenkegel«, Seite 81]. Das Liefersystem in der Tiefe ist ebenfalls von Bedeutung, weil es steuert, wie viel Magma nach oben befördert wird und wie schnell dieser Prozess abläuft. Aus der Eruptionsgeschichte von existierenden Vulkanen können wir viel über das wahrscheinliche Verhalten von zukünftigen Ausbrüchen lernen. Manche Vulkanzentren weisen nur eine einzelne kurzlebige Eruptionsphase auf. Andere haben mehrere Eruptionsphasen und ein längeres Leben gehabt und bilden sogenannte »Vulkankomplexe«. Ein Ziel unserer Forschung in der Eifel ist es, die zeitliche Entwicklung von Vulkankomplexen zu dokumentieren. Diese Untersuchungen liefern uns wichtige Informationen über die Dynamik des Magma-Liefersystems in der Tiefe. Der Rockeskyller Kopf, ein paar Kilometer nördlich von Gerolstein, ist einer der größten Vulkankomplexe in der West-Eifel und ist aufgrund der zahlreichen Steinbrüche für unsere Forschung gut geeignet.



Die Maare in der Vulkaneifel sehen an der Oberfläche ruhig aus. Hier die Dauner Maare: Gemündener Maar im Vordergrund, Weinfelder Maar und Schalkenmehrener Maar. In der Tiefe ist die Temperatur erhöht, was zu Magmabildung und weiterem Vulkanismus führen könnte. Geophysikalische Beobachtungen lassen vermuten, dass das Eifelvulkanfeld noch lebendig ist und sich gegenwärtig nur in einer Ruhephase befindet. Doch bis zum nächsten Ausbruch könnten noch einige Tausend Jahre ins Land gehen.

Der Vulkankomplex Rockeskyller Kopf hat sich über drei Ausbruchsphasen gebildet. Die ersten vulkanischen Ablagerungen sind Pyroklastika. Das sind Auswürfe des Vulkans bei einer explosiven Eruption. Sie sind reich an Nebengesteinsfragmenten unterschiedlicher Größe und weisen auf eine Serie von explosiven Eruptionen mit Maar-Charakter hin. In diesen Schichten findet man auch sogenannte »Olivinbomben«, die aus mehr als 30 Kilometern Tiefe aus

von Alan B. Woodland und Cliff S. J. Shaw



in einer Glimmerprobe. Größere Kristallfragmente der gleichen Mineralien treten auch in bestimmten Ablagerungsschichten auf. Bei einem ein Zentimeter großen Kristall dunklen Glimmers ergab sich ein Alter von circa 640 000 Jahren. Er ist damit deutlich älter als die feineren Glimmerkristalle aus der Lava. Offenbar gab es ein früheres Stadium von Magmabewegung unter dem Rockeskyller Kopf, das in der Tiefe durch Kristallisation stecken geblieben ist. Erst etwa 160 000 Jahre später kam es zum vulkanischen Ausbruch auf die Erdoberfläche.

Ausbrüche unterschiedlicher Stärke

Die Dauer dieser ersten Ausbruchsphase lässt sich nicht genau bestimmen. Jedoch lassen sich mehrere Zeiträume nachweisen, in denen die vulkanische Aktivität zur Ruhe kam. In dieser Zeit wurden die Ablagerungen teilweise abgetragen (erodiert). 1 Nach einer längeren Ruhephase entstand ein neues Ausbruchszentrum circa einen Kilometer südwestlich. Dies signalisiert den Beginn einer zweiten Eruptionsphase. Die Ablagerungen dieser Phase bestehen vor allem aus Schlacke, die viel weniger Nebengesteinsfragmente enthält, was für einen anderen Charakter des Ausbruchs spricht. Im Gelände finden sich Hinweise auf weniger explosive Spalterruptionen und kleinere Lavabrunnen. Nach dieser Phase kam eine längere Unterbrechung, während der auf den vulkanischen Ablagerungen ein Wald gewachsen ist. Die Nadelbäume in diesem Wald haben einen Durchmesser von 25 bis 30 Zentimetern erreicht. 2 Die dritte und letzte Ausbruchphase ereignete sich auf der Südseite des von Phase zwei entstandenen Vulkans und vernichtete den Wald in der unmittelbaren Nähe. Diese neue Eruption führte zur Bildung eines Schlackenkegels. 3 Diese Phase endete damit, dass der Krater sich mit Schlacke und einem Lavastrom füllte, der zuvor im Krater gestaut und auf eine Mächtigkeit von 15 Metern angewachsen war.

Obwohl keine »Olivinbomben« in den Ablagerungen der zweiten und dritten Ausbruchsphasen gefunden wurden, kann man anhand der chemischen Zusammensetzung der Laven schließen, dass diese Magmen auch aus dem Erdmantel stammen und mehr oder weniger schnell zur Oberfläche befördert wurden. Das Fehlen von Xenolithen ist möglicherweise darauf zurückzuführen, dass die Wände der Förderkanäle in der Tiefe bereits mit kristallisiertem Magma abgedeckt waren oder dass das Magma langsam genug aufstieg, um die Bruchstücke vollständig auflösen zu können.

1 Zeugen der ersten vulkanischen Aktivität im Vulkankomplex Rockeskyller Kopf sind diese Schichten von Pyroklastika oder Tephra, die vor etwa 480 000 Jahren aus dem Erdinneren an die Oberfläche geschleudert wurden.

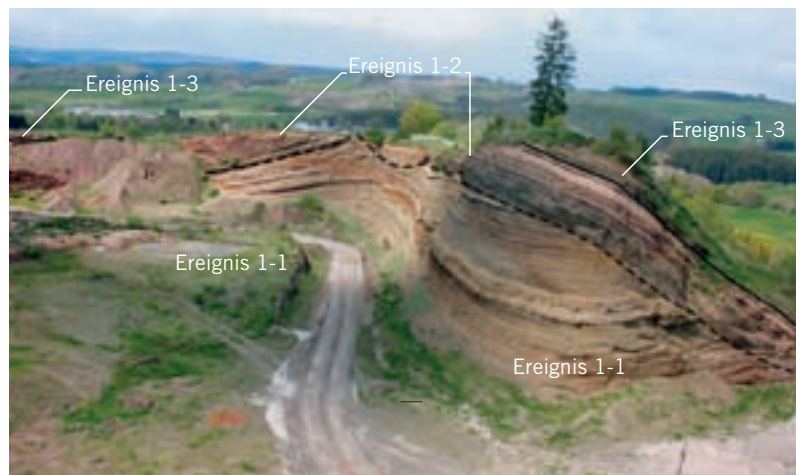
dem Erdmantel kommen 2. Diese Fremdkörper oder Xenolithe hat das aufsteigende Magma von der Kanalwand abgerissen und bis zur Oberfläche mitgeschleppt. Solche Vorkommen sind ein Beweis dafür, dass das Magma auch vom Erdmantel stammt und durch partielles Aufschmelzen von Mantelgesteinen entstanden ist. Solche Funde sind auch ein Hinweis dafür, dass das Magma direkt aus dem Mantel gekommen sein muss und sich nicht lang in einer Kammer in der Erdkruste aufgehalten haben kann. Denn Xenolithe lösen sich in weniger als ein paar Tagen im umgebenden Magma auf, da zwischen beiden kein chemisches Gleichgewicht besteht. Diese chemische Wechselwirkung untersuchen wir im Millimetermaßstab im Labor, um die Kontaktzeit (und Abschätzung der Aufstiegsdauer des Magmas) eingrenzen zu können.

Auf dem Weg nach oben fängt das Magma zu kristallisieren an. In den Ablagerungen findet man Pyroxen-Kristalle (ein Kalzium-Eisen-Magnesium-Silikat) und dunklen Glimmer (Biotit). Prof. Jens Hopp, ein Kollege von der Universität Heidelberg, hat ein Kristallisationsalter von etwa 480 000 Jahren bestimmt. Zugrunde liegt die sorgfältige Analyse der Argon-Isotopenzusammensetzung



3 »Olivinbomben« sind Gesteine, die vom aufsteigenden Magma von der Kanalwand abgerissen und aus mehr als 30 Kilometern Tiefe mitgeschleppt werden. Sie sind häufig zu finden, wenn der Magmaström sich mit großer Geschwindigkeit nach oben bewegt. In langsamen Magmaströmen lösen sich Gesteine des Erdmantels auf.

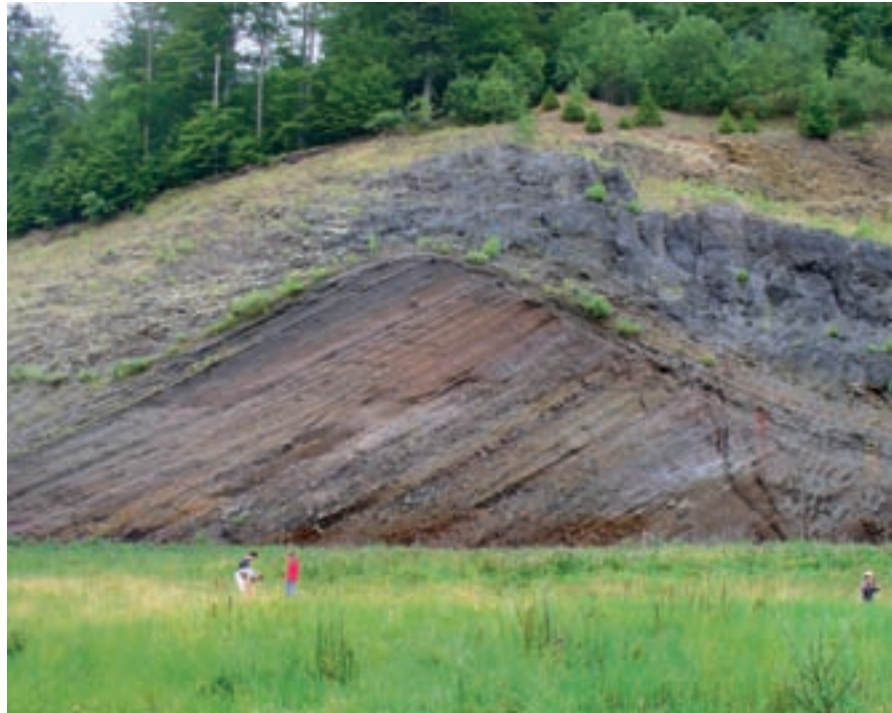
4 Dort, wo früher Tuff und anders Baumaterial abgebaut wurden, erforschen Mineralogen jetzt die Entstehungsgeschichte der Vulkaneifel. Eingezeichnet sind die Orte, an denen nacheinander Vulkanausbrüche stattfanden.



Maare und Schlackenkegel

Die Wechselwirkung zwischen steigendem Magma und dem Grundwasser kann zu großen Dampfexplosionen führen. Dabei zersplittert das Nebengestein, und Brocken unterschiedlicher Größe werden in die Luft geschleudert. Es bildet sich ein Maar; eine trichterförmige Struktur mit einer umgebenden Wand aus Auswurfprodukten, die als Pyroklastika oder Tephra bezeichnet werden. Die Lavamenge in solchen Ablagerungen ist sehr variabel. Häufig entsteht ein runder See in der Mitte, der recht tief sein kann. ¹

Ein Schlackenkegel entsteht durch das Auswerfen von Magmafetzen, die in der Luft schnell abgekühlt werden. Die abgelagerten Lavapartikel unterschiedlicher Korngrößen bilden schichtweise eine kegelförmige Struktur. ² Im Vergleich zu einem Maar sind solche Ausbrüche weniger explosiv, und die daraus resultierenden Ablagerungen enthalten in der Regel nur geringe Mengen an Nebengesteinsfragmenten.



³ Schlackenkegel, wie hier am Rockeskyller Kopf, entstehen durch das wiederholte Auswerfen von Magmafetzen mit teilweise bizarren Formen, die sich schichtweise ablageren und eine kegelförmige Struktur bilden. Im Vergleich zu einem Maar sind solche Ausbrüche weniger explosiv.

Die vulkanischen Ablagerungen vom Rockeskyller Kopf belegen eine lang währende Ausbruchgeschichte, die sich über mehrere Jahrhunderte, wenn nicht Jahrtausende, hinzog. Die Anfangsphase war explosiv und meist zerstörerisch. Dies ist auf die Wechselwirkung mit dem Grundwasser in der Nähe der Erdoberfläche zurückzuführen. Die späteren Ausbruchsphasen waren im Allgemeinen ruhiger und wahrscheinlich nur von lokaler Bedeutung. Wenn die Aktivität in der Vulkaneifel weiter anhält, wird dies einen starken Einfluss auf die Region haben, auch auf den Geo-Tourismus! Berücksichtigt man die Altersverteilung der Vulkane, wird der nächste Ausbruch wahrscheinlich irgendwo in der Südost-Hälfte des Vulkanfelds stattfinden. Aber es kann noch mehrere Tausend Jahre dauern, bis wir so weit sind. ⁴

⁵ Nach der zweiten Ausbruchphase kamen die Vulkane für längere Zeit zur Ruhe. Das lässt sich aus diesen Funden von Ashflowtuff mit Abdrücken von Baumästen schließen. Offenbar wuchs auf den vulkanischen Ablagerungen ein Nadelwald, dessen Stämme einen Durchmesser von 25 bis 30 Zentimetern erreichten.



Die Autoren

Prof. Dr. B. Alan Woodland, 49, studierte Geowissenschaften an der University of Illinois und der University of Oregon in den USA. 1989 promovierte er in den Geowissenschaften an der Northwestern University, Evanston, Illinois. Nach zwei kürzeren Forschungsaufenthalten in Clermont-Ferrand, Frankreich, kam er als Alexander-von-Humboldt-Stipendiat nach Deutschland an das Bayerische Geoinstitut in Bayreuth. Er war wissenschaftlicher Angestellter am Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg, wo er sich 1997 habilitierte. Nach einem Jahr als Assistant Professor für Mineralogie an der University of Alberta, Kanada, erhielt er einen Ruf nach Frankfurt. Seit Herbst 2001 ist er Professor für physikalisch-chemische Mineralogie am Institut für Geowissenschaften.

Seine Forschungsschwerpunkte sind: kristallchemische Eigenschaften von eisenhaltigen Mineralien bei sehr hohen Drücken und Temperaturen, chemische und physikalische Vorgänge in der tiefen Erde und die Entstehung von Magmen, die Untersuchung magmatischer Systeme und Vulkanologie.

Prof. Dr. Cliff S. J. Shaw, 41, studierte Geowissenschaften an der University of London. Nach seiner Promotion in den Geowissenschaften an der University of Western Ontario, Kanada, 1994, war er fünf Jahre lang in Deutschland als Postdoktorand am Bayerischen Geoinstitut, Bayreuth, und an der Universität Göttingen. 2002 kehrte er zurück nach Kanada. Er folgte einem Ruf auf eine Professur für Petrologie am Department of Geology, University of New Brunswick. Zurzeit ist er DFG-Mercator-Gastprofessor am Institut für Geowissenschaften der Goethe-Universität. Seine Forschungsschwerpunkte sind: Wechselwirkungen zwischen Mineralen und Magmen sowohl in der Natur als auch im Experiment, die Dynamik von magmatischen Systemen sowie die Petrologie des Erdmantels.

woodland@em.uni-frankfurt.de

<http://www.geopark-vulkaneifel.de/ngpve/index.php>

Literatur

^{1/1} Schreiber, U. C. (2006) *Die Flucht der Ameisen* Shayol, Berlin. Seite 360f.

^{2/2} Schmincke, H.-U. (2004) *Volcanism* Springer-Verlag, Heidelberg. Seite 324f.

^{3/3} Ritter, J. R. R. (2007) *The seismic signature of the Eifel plume* In: Ritter, J. R. R. und Christensen, U. R. (Eds.) *Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach* Springer-Verlag, Berlin, Seite 501f.

^{4/4} Aeschbach-Hertig, A., Kipfer, R., Hofer, M., Imboden, D. M., Wieler, R., Singer, P. (1996) *Quantification of gas fluxes from the sub-continental mantle: The example of Laacher See, a maar lake in Germany* Geochimica Cosmochimica Acta, 60, Seite 31–41.