

**Lothar Viereck, Martin Koziol, Hans-Jörg Hunger, Volker Reppke, Michael M. Raith**

Im Jahr 2015 publizierten Rausch, Grobéty und Vonlanthen eine Studie (Rausch et al. 2015), in der sie durch vergleichende Analyse der Partikelform in den Maar-Ablagerungen der vulkanischen West- und Osteifel nachwiesen, dass die Form der in den Maaren der Westeifel abgelagerten Partikel für phreatomagmatische Eruptionen untypisch ist (Heiken & Wohletz 1985, Wohletz 1987, Büttner et al. 1999). Bei phreatomagmatischen Eruptionen führt der Kontakt von Grundwasser zu Magma zu einem explosiven Zerreißen des Magmas (→ hydroklastische Fragmentierung; Zimanowski et al. 1997, Zimanowski 1998). Die daraus resultierenden magmatischen Partikel liegen als eckige blasenfreie bis mikroblasige, glasige, Bruchstücke vor (Heiken & Wohletz 1985). Dies sei in den Ablagerungen der Maare der Westeifel nicht der Fall. Als eines der Beispiele wird von den Autoren das Pulvermaar genannt und der Gedanke geäußert, dass die Freisetzung des im Magma gelösten Kohlendioxids die Eruption des Pulvermaars und zahlreicher anderer Maare verursacht haben könnte.

Ein solcher Prozess wurde bis 1959 als einziges Entstehungskonzept für alle Maare und Tephrringe angenommen, und wird bis heute von zahlreichen Autoren für Tuffring-Ablagerungen, Maare und Diatreme von Magmen ultramafischer (melilitisch-nephelinitischer), karbonatitischer und kimberlitischer Zusammensetzung favorisiert (Mitchell 1997, Lloyd & Stoppa 2003), nur von wenigen Wissenschaftlern auch noch für Ablagerungen  $\text{SiO}_2$ -untersättigter Magmen (Holmes 1965, McGetchin & Ullrich 1973, Barnes & McCoy 1979). Im Kontrast zu dieser Vorstellung wird jedoch seit Erscheinen der Publikation von McBirney (1959) und der nachfolgenden Beiträge von Lorenz und Mitarbeitern eine phreatomagmatische Ursache von der Mehrheit der Fachwissenschaftler für alle Maar-Diatrem produzierenden Eruptionen, selbst die kimberlitischen, angenommen (Lorenz 1973, 1975, 1979, Kurzlauskis & Lorenz 1993, 2008, McClintock et al. 2009, White & Ross 2011).

Um diese kontroversen Modelle vor Ort im Gelände zu diskutieren, lud unser Vorstandskollege Hans-Joerg Hunger die übrigen Geowissenschaftler im Vorstand (Volker Reppke, Martin Koziol und Lothar Viereck) und Michael M. Raith (Institut für Geowissenschaften, Universität Bonn) zu einem Besuch der Grube Keil bei Gillenfeld ein, die sich im Tephrawall des Pulvermaars befindet.

## **Vorkenntnisse zur Vulkanologie des Pulvermaars**

Das Pulvermaar ist etwa 23.000 Jahre alt und hat einen Durchmesser von 700 m (Abb. 1). Der Maarsee ist 72 m tief und repräsentiert den wassergefüllten Teil eines 2000 m tiefen Diatremes (Diele 2000), d.h. eines mit Tephra (= Gesteins- und Magmaklasten

unterschiedlicher Art und Größe) gefüllten V-förmigen Trichters, wie dies für die Maare der Westeifel typisch ist (Lorenz 1973, 2000). Etwa 50 m unter der Seesedimentfüllung wurde von Diele (2000) geophysikalisch (gravimetrisch & magnetisch) eine 40 m mächtige basaltische Lage nachgewiesen. Es handelt sich vermutlich um eine Schlackenlage oder Lava eines Lavasees, die eine rein magmatische Endphase der Eruption belegt (Lorenz & Zimanowski 2000). Diese Interpretation erscheint dadurch wahrscheinlich, dass das Profil des Tephrrings in einer mittlerweile zugeschütteten Tephragrube durch eine etwa 30 cm mächtige Schlackenlage abgeschlossen wurde.



Abb 1: Das Pulvermaar aus der Vogelperspektive (MMM, Helmut Gassen)

Das Maar gehört zu einer Reihe von Vulkanen, die vermutlich entlang einer 1 km langen NW-SE orientierten Förderspalte eruptierten (Abb. 2; Lorenz & Zimanowski 2000). Die Eruptionen begannen im SE mit einer kurzen phreatomagmatischen Eruption, die heute durch das 200 m große, ellipsenförmige Stroher Maar dokumentiert ist. Der weitestgehend erodierte Tephrring dieses moorigen Maares wird im NW überlagert von dem 65 m hohen Schlackenkegel des Römerbergs, dessen SE-Teil in das Maar abrutschte. An dieser Stelle erreichte das Magma die Oberfläche ohne Wasserkontakt oder mit einer so hohen Aufstiegsrate, dass das Wasser die strombolianischen Eruptionen nicht modifizierte (Houghton et al., 1986). Die nächste Eruptionsphase erfolgte im NW und bildete das 2000 m tiefe Diatrem des Pulvermaars, wobei die liegenden Schichten anzeigen, dass die Schlacken des Römerbergs noch nicht abgekühlt waren. Auch ein Agglutinat, welches das Paläotal im südlichen Innenhang des Pulvermaar-Tuffrings auffüllt, oxidierte und frittete die hangenden Tephraschichten.

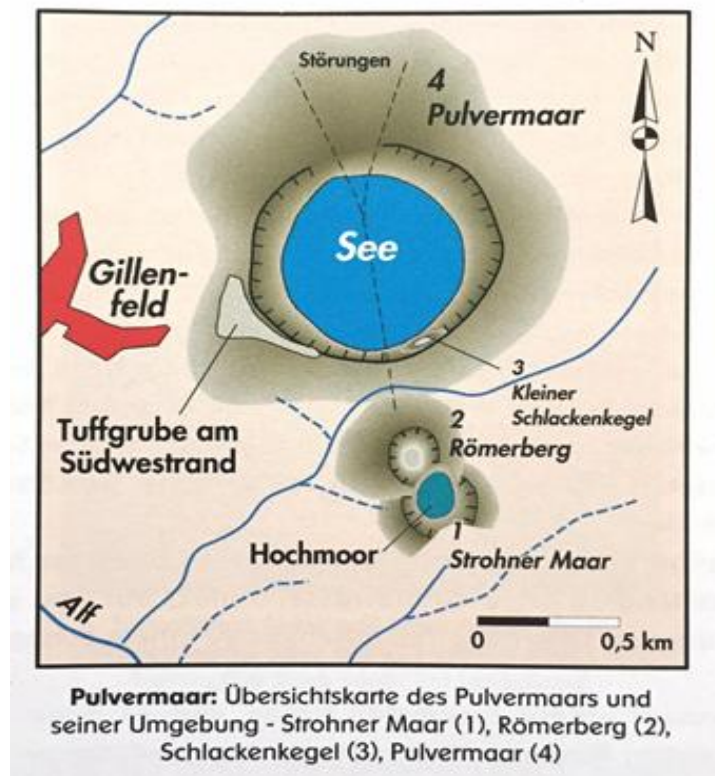


Abb. 2: Übersichtsskizze der Umgebung des Pulvermaars (aus GEO Zentrum Vulkaneifel 1999)

An der Basis der Tephraablagerungen des Pulvermaars wurden Eiskeile in pflanzenfreien Sedimenten gefunden, was als Hinweis auf den Eruptionszeitpunkt noch innerhalb des letzten Glazials gewertet wurde (Lorenz & Zimanowski 2000). Auf einem alten Luftbild der Umgebung der Ortschaft Trautzberg, die ca. 3 km südöstlich des Pulvermaars liegt, sind sehr deutlich die polygonen Strukturen dieser Eiskeile zu sehen (Abb. 3).



Abb 3: Alte Luftbildaufnahme / Landesmuseum Trier, verändert von M. Koziol



## Geochemie der Magmen

Alle magmatischen Proben der Eruptionsfolge Römerberg-Pulvermaar sind Melilith-Nephelinite mit unterschiedlichen modalen Anteilen an Hauyn (Mertes 1983). Sie sind gekennzeichnet durch  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von 40 Gew.-% bei einem MgO-Gehalt von ca. 10 Gew.-% und CaO-Gehalt von ca. 15 Gew.-%;  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  erreichen meist je 3 Gew.-% (Mertes 1983). Es sind die  $\text{SiO}_2$ -ärmsten und CaO-reichsten Magmen im Westeifel-Vulkanfeld. Die magmatischen Reste des Strohner Maars ließen wegen des hohen Anteils an Nebengesteinsklasten keine eindeutige Analyse zu.

## Petrographie der Magmen

Olivin und Klinopyroxen bilden nach Mertes (1983) die dominierenden Einsprenglingsphasen; seltener treten Einsprenglinge von Phlogopit, Titanomagnetit, Hauyn, Amphibol und Chrom-Spinell auf. Die Grundmasse besteht aus Titanaugit, Nephelin, Melilith, Hauyn und palagonitischem Glas. Untergeordnete Matrixphasen (< 2 Vol.-%) sind Phlogopit, Perowskit und Calcit, sowie akzessorisch Leuzit und Apatit. Als seltene Xenolithe treten Peridotite sowie Klinopyroxen- und Klinopyroxen-Phlogopit-Aggregate auf, als Xenokristalle Olivin, und Cr-Spinell. Als Sekundärphase dominiert Calcit, untergeordnet tritt ein faseriger Zeolith auf.

## Eigene Beobachtungen

Von der sich NW-SE erstreckenden Grube Keil südwestlich des Pulvermaars ist heute nur noch die NW-Wand in einer Höhe von etwa 10 Metern gut aufgeschlossen. Sie erscheint als eine Wechsellagerung von beigen, gröberen Lapillilagen und feinkörnigeren bräunlichen Tuffen (Abb. 4). Die Ablagerungen haben eine Gesamtmächtigkeit von mindestens 25 m, von denen in der Grube nur die oberen 14 m angeschnitten sind.



Abb. 4: Profilausschnitt, Tephragrube Gillenfeld am 04.11.2020 (Foto Viereck)

Der Aufschluss liegt direkt im leicht nach SW einfallenden Außenwall des Tuffrings. Dies ist im Aufschluss daran zu erkennen, dass einzelne Schichtpakete mit vergleichbaren Partikelgrößen in ihrer Mächtigkeit nach SW abnehmen. Zu sehen sind tausende von Einzelschichten mit welligen Kontaktflächen und Mächtigkeiten von 1 mm bis 1 m sowie Partikelgrößen im Asche- bis Lapillibereich; weiterhin Dünen- und Antidünen-artige Mächtigkeitsvariationen und Internstrukturen einzelner Schichten, eine Dominanz von eckigen, rostig erscheinenden, tonigen bis sandigen Nebengesteinsklasten des unterdevonischen Untergrunds (Siegen) in Lapillilagen, nach NE geneigte Lagerungen von plattigen Klasten, Blöcke mit und ohne Ausbildung von Impakttrichtern, selten auch akkretionäre Lapilli in Leebblättern von Schichtaufwölbungen. Die unteren 6 m der Aufschlusswand bildet ein wechsellagiger Tuff mit zum Hangenden zunehmenden Lapillilagen. Darüber folgt eine 2 m mächtige Sequenz ohne Tuffeinlagerungen. Das derzeitige Profil wird im Hangenden von einer Wechsellagerung von Tuff- und Lapillilagen (= Fallout-Ablagerungen) abgeschlossen.

Während in den Tufflagen die Zusammensetzung und Form der Partikel mit bloßem Auge nicht zu identifizieren sind, lassen die Lapillilagen eine makroskopische Partikelbeschreibung bereits im Aufschluss zu. Wir entnahmen, studierten und diskutierten daher insbesondere die Partikel des etwa 2 m mächtigen Pakets unverfestigter Lapillilagen ohne Tuffbänder. Auffallend war der Kontrast zwischen den mengenmäßig überwiegenden bräunlichen Nebengesteinsklasten im Korngrößenbereich von 1–10 cm und den hellgrauen nur 1–3 cm großen, kugeligen Formen der magmatischen Klasten (Abb. 5).



Abb. 5: Detailaufnahme einer Lapillilage im Profil der NW-Wand Tephragrube Gillenfeld (Foto Viereck)

Alle Lapilli mit einem Durchmesser von mehr als 5 mm haben einen schaligen Aufbau und besitzen einen kantengerundeten bis eckigen Kern aus Nebengestein oder juvenilen, d.h. zum Magma gehörenden Einzelmineralen (Klinopyroxen > Olivin) oder Kristallaggregaten



(Abb. 6, 7). Die Gesteinskerne sind mineralogisch sehr variabel und bestehen neben Schieferklasten und mafischen Kristallakkumulaten, aus kontaktmetamorph überprägten, feinstgebänderten, zuckerkörnigen Krustengesteinen (Abb. 6). Die 1–4 mm mächtige ummantelnde Magmakruste ist mikroporös. Sowohl die Porenfüllungen als auch die weißen Überzüge der hellgrauen Lapilli brausen bei Aufgabe von Salzsäure, d.h., die Überzüge und Füllungen der Mikroporen bestehen aus Kalziumkarbonat. Vereinzelt hafteten die Partikel auch über eine Brücke aus Karbonat aneinander, d.h. Karbonat tritt als Zementmineral auf.



Abb. 6: Auswahl der zuckerkörnigen Gesteinskerne von Mantel-Lapilli und nicht aufgeschlagene kleinere Magma-Lapilli (Foto Viereck)

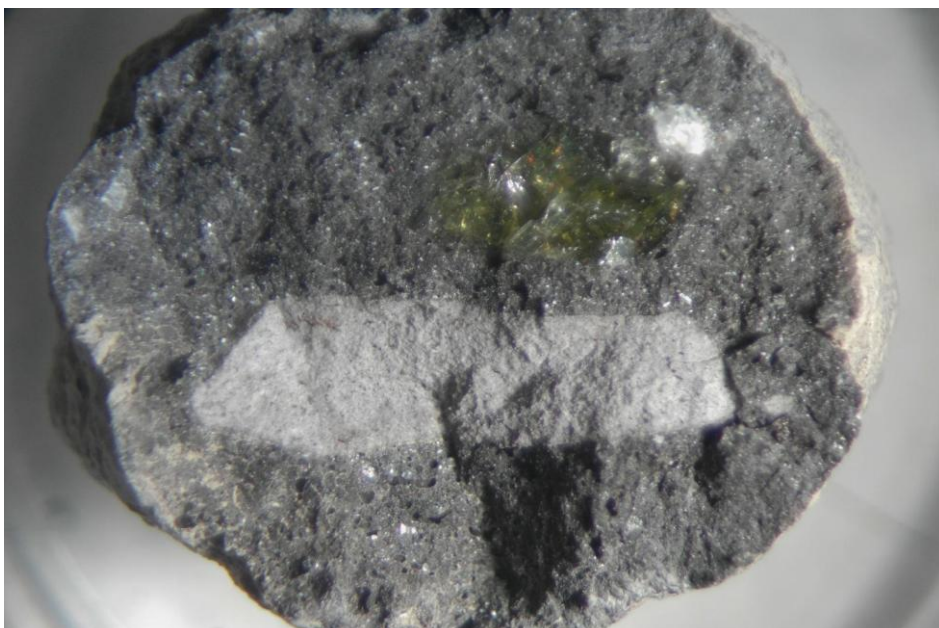


Abb. 7: Olivinkristalle (L=5mm) und feinklastische Nebengesteinsklasten (1-15mm) in Kugellapillus, Durchmesser 2cm (Foto Hans-Joerg Hunger)

## Diskussion

Wir stimmen überein, dass unsere Befunde auf eine Ablagerung der Tephrafolge aus unzähligen horizontalen Gasdruckwellen (base surges) mit vereinzelt ballistischen Transport von Bomben und Fallout-Ablagerungen aus der vertikalen Gaswolke zu interpretieren sind. In Verbindung mit dem Nachweis eines 2 km tiefen Diatrem unter dem Pulvermaar (Diele 2000) sind dies ausreichende Belege für eine Entstehung als fluidisiertes System von Gas, Magma und Nebengestein. Als Tiefenlage der die Partikel fördernden Explosionen wird durch die dominierenden geschieferten Nebengesteinsklasten Oberflächennähe angezeigt. Diese Beobachtung steht im Einklang mit den geophysikalischen Messdaten, die ein nur 2 km tiefes Diatrem anzeigen. Die zentral wichtige, und für jedes Diatrem-Tuffring-Vorkommen zu klärende Frage betrifft den Ursprung des explosionsauslösenden Gases. War das treibende Gas ( $\text{CO}_2$  und / oder  $\text{H}_2\text{O}$ ) juvenilen Ursprungs und die Eruption damit eine rein magmatische, oder war es durch den Magmakontakt erhitztes meteorisches Wasser (Grundwasser oder Oberflächenwasser) und die Eruption damit phreatomagmatisch. Eine Antwort geben die  $\delta^{13}\text{C}$  und  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte der Karbonatkrusten der Lapilli des Pulvermaar-Tuffrings (Hunger et al. in Vorbereitung). Sie weisen keine magmatischen Signaturen auf, und sprechen damit gegen eine durch magmatische  $\text{CO}_2$ -Gase verursachte Eruption des Pulvermaars,

Ein weiterer Beleg für die Entstehung der Ablagerungen des Pulvermaars durch phreatomagmatische Explosionen sehen wir die unzähligen dünnen Tuff- und Lapillischichten an, die schwer zu interpretieren sind, wenn man ein tief liegendes Fragmentieren durch spontane Entmischung juvenilen Gases annimmt. Diese würde zu einem zur Oberfläche aufstrebenden Partikel-Gasgemisch führen, statt zu unzähligen Gasausdehnungspulsen. Die kugelige Form der Lapilli führen wir auf die geringe Viskosität des melilith-nephelinitischen Magmas zurück, das nicht zu eckigen Klasten, sondern zu Tropfen fragmentiert wird.

Entsprechende Kugelformen werden seit Mitchell (1997) als pelletale Lapilli bezeichnet. Eines ihrer Merkmale ist das Auftreten von tangential angeordneten prismatischen Mikrokristallen in dem Magmamantel. Pelletale Lapilli treten in nahezu allen Diatrem- und Tuffring-Vorkommen von ultramafischer (melilith-nephelinitischer und melilithitischer), karbonatitischer und kimberlitischer Magmenzusammensetzung auf (Cloos 1941, Lorenz 1979, Lloyd 1985, Stoppa & Lupini 1993, Stoppa 1996, Mitchell 1997, Keller 1998, Stoppa & Principe 1998, Stoppa et al. 2000, Lloyd et al. 2002). Vom Herchenberg, Osteifel, werden sie selbst in strombolianischen Ablagerungen eines melilith-nephelinitischen Magmas beschrieben (Bednarz & Schmincke 1990). Hans-Jörg Hunger und Michael M. Raith kennen entsprechende Lapilli vom Vorkommen der gemischt phonolithisch-karbonatitischen Tephra der Lokalität ‚Auf Dickel‘ in der Westeifel (Riley et al. 1996).

Allerdings beschreiben Schmincke (1977) und Lorenz (1979) entsprechende Lapilli, jedoch mit Abkühlungsrissen in der Oberfläche, auch von Maar-Ablagerungen höher viskoser Magmen (basanitischer und nephelinitischer) der Ost- bzw. West-Eifel. Diese wurden von Lorenz (1979) als Produkte der Abkühlung durch externes Wasser im Zuge phreatomagmatischer Eruptionen, und von Schmincke (1977) als Produkte von Eruptionen im Übergang von magmatisch zu phreatomagmatisch interpretiert. Diese Lapilli scheinen vergleichbar zu sein mit den von Nakamura & Krämer (1970) erstmals aus Ablagerungen

hydroklastischer Eruptionen im Steinbruch Mertens, NW des Weinfelder Maars, beschriebenen Klasten mit einer Blumenkohl(cauliflower)- strukturierten Oberfläche. Diese werden als extern durch Wasser abgeschreckte Magmaklasten betrachtet, in deren Innerem sich magmatisches Gas nach der Abschreckung aber weiterhin ausdehnte. Sie sind die dominierenden magmatischen Klasten in den leuzititischen Tephraablagerungen der Beller Lapilligrube in der Ost-Eifel (Viereck 1984, 2017). Aufgrund ihres vergleichsweise geringen Nebengesteinsgehalts von nur einigen 10er-% und der Blasigkeit der magmatischen Klasten werden sie als Ablagerungen phreatomagmatischer Eruptionen vom Typ Taal interpretiert, bei denen das Magma erst nach der H<sub>2</sub>O-Gas-Entmischung, d.h. innerhalb der oberen 100 m unter der Oberfläche, in Kontakt zum Oberflächenwasser kommt.

Die Autoren kennen Kugelformen aus eigener Anschauung aus mehreren weiteren Vulkanfeldern in Deutschland. So in Proben aus Bohrungen der Wismut AG in die karbonatitischen bis olivin-melilithitischen Diatreme des an der Oberfläche nicht anstehenden, etwa 70 Millionen Jahre alten Vulkanfeldes von Bitterfeld-Delitzsch (Gruner 1990, Röllig et al. 1990, Seifert et al. 2000, Krüger et al. 2013, Ladiges 2018, Viereck et al. in prep.). Die Gesteine sind blockführende, überwiegend karbonatisch überprägte Lapillituffe mit hohem Gehalt an Nebengestein (paläozoische geschieferte Sedimente, sowie mafische und granitoide Magmatite). Sie werden als Lamprophyre bezeichnet, in denen Olivin-, Phlogopit- und seltener Melilith-Einsprenglinge und die sie umgebende Grundmasse durch Karbonat, Serpentin, Saponit und Zeolithe ersetzt sind. In nicht überprägten Gesteinsbereichen bilden Einsprenglinge von Olivin, Klinopyroxen und Phlogopit sowie untergeordnet Nebengesteinsfragmente die Kerne von Kugeln aus glasigem Olivin-Melilith-Magma mit tangential orientierten mikrokristallinen Matrixkristallen, vor allem Apatit und Melilith. Diese Kugeln, die mit Größen von 1–3 mm auftreten, werden dort als Autolithen bezeichnet.

In subaerischen Ablagerungen des Urach-Kirchheimer Vulkangebietes (Schwäbischer Vulkan), in dem vor 10-17 Mio. Jahren an mehr als 350 Stellen nephelinitische bis olivin-melilithitische Magmen eruptierten (Cloos 1941, Weisskirchner 1967, Sick 1970, Mäussnest 1974, Geyer & Gwinner 1991), sind entsprechende pyroklastische Sedimente allgemein zugänglich. Nach Neumann (1993) sind die instruktivsten Aufschlüsse: die Südseite des Hohenbohls bei Owen, in denen die kugeligen Lapilli als pelletale Lapilli bezeichnet werden, die zahlreich Olivinkerne enthalten; das hier anstehende Gestein zeigt zudem Karbonat als Umkrustung der Lapilli und als Matrix der Lapillituffe;

(1) der Calverbühl südlich von Dettingen a.d. Erms, am Westhang des Ermstals: dort stehen sog. pisolithisch ausgebildete Olivinmelilithit-Lapilli in einer karbonatisch zementierten Matrix an; die kugeligen bis ellipsoiden Lapilli enthalten die magmatischen Einsprenglinge als Kerne, d.h., bei seiner Fragmentieren haftete das blasenfreie bis mikroporige Magma an den Einsprenglingen an. Für Lorenz (1979, 1982) und Keller (1984) sind diese Formen Ausdruck für „Schmelzakkretion im Gas-Schmelz-Strom einer phreatomagmatischen Explosion“, in dem sich die Oberflächenspannung der gering viskosen Schmelze auswirken konnte. Demgegenüber steht das von Engelhardt & Weisskirchner (1963) und Papenfuss (1974) gestützte Modell von Cloos (1941), dass die Lapilli durch die Entmischung des gelösten CO<sub>2</sub>-Gehalts, der bei dieser Magmenzusammensetzung mit ca. 7 % anzunehmen ist (Brey & Green 1976), beim



Aufstieg explosiv fragmentiert werden. Dagegen spricht nach Dawson (1964), dass selbst karbonatitische Magmen nur dann als Maare mit Diatrem und Tuffring eruptieren, wenn sie in Talpositionen mit Grundwasseranwesenheit eruptieren.

In vergleichbaren Vorkommen ultramafischer Magmen werden die hohen Anteile tiefkrustaler Kerne als Hinweis für die massive Entmischung von magmatischem CO<sub>2</sub> in höheren Krustentiefen genommen. Wenn Mantelxenolithe als Kerne pelletaler Lapilli und Bomben überwiegen, wird entsprechend eine Explosionstiefe im Erdmantel in bis zu 80 km Tiefe angenommen (Dawson 1980, Stoppa & Woolley 1997, Stoppa & Principe 1998, Jones et al. 2000, Lloyd et al. 2002). Diese Annahme beruht auf dem Modell von Bailey (1985) und Hampton & Bailey (1985), wonach beim Aufstieg gasreicher Primärschmelzen über die „carbonate-out“-Grenze nach Olafsson & Eggler (1983) eine massive CO<sub>2</sub>-Entmischung erfolgt. Vereinzelt treten mehrphasige Magmaüberzüge aus ultramafischem und anschließend karbonatitischem Magma auf (Stoppa & Principe 1998, Lloyd & Stoppa 2003), was als Hinweis für die Entmischung karbonatitischer Schmelze aus der melilithitischen Mantelschmelze in geringerer als der primären Explosionstiefe interpretiert wird.

Auch im Falle dieser tiefexplosiven Diatrem- und Tuffringvorkommen treten oberflächennahe Nebengesteine als überwiegende Klaster in den Tephra-ablagerungen auf. Dies bedeutet, dass nur diejenigen Nebengesteinsklaster als Hinweise auf die Explosionstiefe gewertet werden können, die als Kerne der pelletalen Lapilli und Bomben auftreten. In den pelletalen Lapilli der Tuffring-Ablagerungen der Gillenfelder Grube treten ebenfalls die an der Geländeoberfläche anstehenden geschieferten Ton-, Silt- und Sandsteine als Kerne auf. Daraus schließen wir auf eine oberflächennahe (< 2 km) und damit extern durch Kontakt mit Grundwasser begründete Explosionstiefe.

Vor diesem Hintergrund der nebeneinander akzeptierten Bildungsmodelle für Diatreme und Tuffring-Ablagerungen unterschiedlicher Magmazusammensetzungen ist es verwunderlich, dass in jüngster Zeit ein „Paradigmenwechsel in der Erforschung der Maarentstehung“ postuliert wurde, d.h. die Freisetzung des im Magma gelösten Kohlendioxids als ‚neues‘ Interpretationskonzept der Genese von Maaren, Diatremen und Tuffringen bezeichnet wurde (TV 2020).

## **Fazit**

Während im benachbarten Römerberg das melilith-nephelinitische Magma strombolianisch eruptierte, belegen die mikroporigen Magmaklaster in den von Nebengesteinsklaster dominierten, wellig feingeschichteten Tephra-Ablagerungen des Pulvermaars in der Grube Keil bei Gillenfeld, dass dasselbe Magma durch externes Wasser oberflächennah abgeschreckt und damit eine potentiell mögliche, rein magmatische Eruption verhindert wurde. Die unzähligen Einzelschichten sind die Folge ebenso vieler Gasexpansionspulse. Der innere Aufbau der pelletalen Lapilli belegt, dass die Schmelzen infolge ihrer geringen Viskosität beim Kontakt mit externem Wasser nicht bruchhaft, sondern tropfenförmig fragmentiert wurden. Da auch oberflächennah anstehende unterdevonische Schiefer als Kerne der pelletalen Lapilli auftreten, wird eine oberflächennahe Explosionstiefe angenommen. Wie die Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenanalysen von Hunger et al. (in Vorb.) ergaben, ist das Karbonat, das die Lapilli der Tephraablagerungen umkrustet und als

Blasenfüllungen auftritt, nicht magmatischen Ursprungs. Von einer spätmagmatischen karbonatitischen Überprägung ist daher bei der Eruption des Pulvermaars nicht auszugehen.

Nach allen hier vorgetragenen vulkanologischen und geochemischen Argumenten sehen wir keinen Bedarf für die Notwendigkeit eines Paradigmenwechsels zur Erklärung des Tephrrings und des Diatremes des Pulvermaars. Die in der Publikation von Rausch et al. (2015) gemachte Beobachtung unterschiedlicher Partikelformen in den Maar-Ablagerungen der West- und Ost-Eifel lässt sich möglicherweise allein durch die unterschiedliche chemische Zusammensetzung und damit die unterschiedliche Viskosität der Magmen der Eruptionszentren erklären, die im Rahmen des Untersuchungsprojektes ausgewählt wurden.

## Literatur

- Bailey, D.K. (1985) Fluids, melts, flowage, and styles of eruption in alkaline-ultraalkaline magmatism. *Trans.Geol.Soc.Afr.* 88: 449-457.
- Barnes, I. & McCoy, G.A. (1979) Possible role of mantle-derived CO<sub>2</sub> in causing two "phreatic" explosions in Alaska. *Geology* 7: 434-435.
- Bednarz, U. & Schmincke, H.-U. (1990) Evolution of the Quaternary melilite-nephelinitic Herchenberg volcano (East Eifel). *Bull. Volc.* 52: 426-457.
- Brey, G.P. and Green, D.H. (1976) Solubility of CO<sub>2</sub> in olivine melilitite at high pressures and role of CO<sub>2</sub> in the Earth's upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55: 217-230
- Büttner, R., Dellino, P. & Zimanowski, B. (1999) Identifying modes of magma/water interaction from the surface features of ash particles. *Nature* 401: 688-690.
- Cloos, H. (1941) Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem Schwäbischen Vulkan. *Geol. Rdsch.* 32: 705-800.
- Dawson, J.B. (1964) Carbonatitic tuff cones in northern Tanganyika. *Geol. Mag.* 101: 129-137.
- Dawson, J.B. (1980) Kimberlites and their xenoliths. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg New York Tokyo: 252 S.
- Diele, L. (2000) Der Pulvermaar-Vulkan: Struktur und Massenbilanzen auf der Basis von geophysikalischen Messungen und Volumenkalkulation. – In: Jacoby, W., Lorenz, V., Negendank, J.F.W., Neuffer, F.O. & Büchel G. (eds.) International Maar Conference, Daun/Vulkaneifel. *Terra Nostra* 2000/6: 106.
- Engelhardt, W.v. & Weisskirchner, W. (1963) Einführung zu den Exkursionen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft zu den Vulkanschloten der Schwäbischen Alb und dem Hegau. *Fortschr Mineral.* 40: 5-18.
- GEO Zentrum Vulkaneifel (1999) GEO-Infoband Vulkaneifel: 217 S.
- Geyer, O.F. & Gwinner, M.P. (1991) Geologie von Baden-Württemberg. 4. Auflage, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart: 271 S.
- Gruner, B. (1990) Ultramafische und Alkalilamprophyre im Lamprophyr-Karbonatit-Komplex von delitzsch. Dokumentationsbericht Zentrales Geologisches Institut Berlin (unveröffentlicht).

- Heiken, G.H. & Wohletz, K. (1985) Volcanic Ash. University of California Press, Berkeley, 246 S.
- Holmes, A. (1965) Principles of Physical Geology. Thomas Nelson Ltd., London und Edinburgh.
- Houghton, B.F. & Schmincke, H-U. (1986): Mixed deposits of simultaneous strombolian and phreatomagmatic volcanism: Rothenberg volcano, east Eifel volcanic field.- [Journal of Volcanology and Geothermal Research](#), [Volume 30, Issues 1–2](#), Pages 117-130
- Hunger, H.-J., Raith, M.M. & Pack, A. (in Vorbereitung) Isotopengeochemische Untersuchungen an karbonatitischen Klasten und Zementen in Maar-Diatrem Ablagerungen der West- und Ost-Eifel.
- Jones, A.P., Kostoula, T., Stoppa, F. & Woolley, A.R. (2000) Petrography and mineral chemistry of mantle xenoliths in carbonate-rich melilititic tuffs from Mt. Vulture volcano, Southern Italy. *Mineral. Mag.* 64: 341-361.
- Keller, J. (1984) Der jungtertiäre Vulkanismus Süddeutschlands: Exkursionen im Kaiserstuhl und Hegau. *Fortschr. Mineral.* 62, Bh. 2: 2-35.
- Keller, J. (1998) Extrusive carbonatites and their significance. - In: Bell, K. (ed.) carbonatites: genesis and evolution. Unwin Hyman. London: 70-88.
- Krüger, J.C., Romer, R.I. & Kämpf, H. (2013) Late Cretaceous ultramafic lamprophyres and carbonatites from the Delitzsch Complex, Germany. *Chemical Geology* 353: 140-150.
- Kurzlauckis, S. & Lorenz, V. (1997) Volcanological features of a low-viscosity melt: the carbonatitic Gross Brukkaros Volcanic Field, Namibia. *Bull. Volcanol.* 58: 421-431.
- Kurzlauckis, S. & Lorenz, V. (2008) Formation of „Tuffisitische Kimberlites“ by phreatomagmatic processes. *J. Volc. Geotherm. Res.* 174: 68-80.
- Ladiges, A. (2018) Petrologische Charakterisierung der Magmatite des Vulkanfeldes Bitterfeld/Delitzsch. Master-Arbeit am Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena (unveröffentlicht).
- Lloyd, F.E. (1985) Experimental melting and crystallization of glassy olivine melilitites. *Contr. Mineral. Petrol* 90: 236-243.
- Lloyd, F.E. & Stoppa, F. (2003) Pelletal Lapilli in Diatremes – Some inspiration from the old Masters. *GeoLines* 15: 65-71.
- Lloyd, F.E., Woolley, A.R., Stoppa, F. & Eby, G.N. (2002) Phlogopite-biotite paragenesis from the K-mafic-carbonatite effusive magmatic association of Katwe-Kikorongo, SW. Uganda. *Mineral. Petrol.* 74: 299-322.
- Lorenz, V. (1973) On the formation of maars. *Bull. Volcanol.* 37: 183-204.
- Lorenz, V. (1975) Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. *Physics and Chemistry of the Earth* 9: 17-27.
- Lorenz, V. (1979) Phreatomagmatic origin of the olivine melilitite diatremes of the Swabian Alb, Germany. – In: Boyd, F.R. & Meyer, H.O.A. (eds.) Kimberlites, diatremes and diamonds, their geology, petrology, geochemistry. Proc. 2nd Intern. Kimberlite Conf.1, American Geophysical Union, Washington D.C.: 354-363.
- Lorenz, V. (1982) Zur Vulkanologie der Tuffschlote der Schwäbischen Alb. *Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F.* 64: 167-200.



- Lorenz, V. (2000) Formation of maar-diatreme volcanoes. – In: Jacoby, W., Lorenz, V., Negendank, J.F.W., Neuffer, F.O. & Büchel G. (eds.) International Maar Conference, Daun/Vulkaneifel. Terra Nostra 2000/6: 284-290.
- Mäussnest, O. (1974) Die Eruptionpunkte des Schwäbischen Vulkans (Teil 2). Z. Deutsch. Geol. Ges. 125: 277-352.
- McBirney, A. (1959) Factors governing emplacement of volcanic necks. American J. Sci. 257: 431-448.
- McClintock, M., Ross, P.-S. & White, J.D.L. (2009) The importance of the transport system in shaping the growth and form of kimberlite volcanoes. Lithos 112: 465-472.
- McGetchin, T.R. & Ullrich, G.W. (1973) Xenoliths in maars and diatremes with inferences for Moon, Mars and Venus. J. Geophys. Res. 78: 1832-1853.
- Mitchell, R.H. (1997) Kimberlites, orangeites, lamproites, melilitites and minettes: a petrographic atlas. Almaz Press, Thunder Bay, Canada.
- Nakamura, K. & Krämer, F. (1970) Basaltic ash flow deposits from a maar in West-Eifel, Germany. N.Jb.Geol.Pal. Mh. 8: 491-501.
- Neumann, U. (1993) Exkursion zum Vulkanismus der Schwäbischen Alb / 1. Sept. 1993. Handout zur Exkursion.
- Papenfuss, K.H. (1974) Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an den vulkanischen Tuffen im Uracher Vulkangebiet (Schwäbische Alb). Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg 16: 13-34.
- Riley, T.R., Bailey, D.K. & Lloyd, F.E. (1996) Extrusive carbonatite from the Quaternary Rockeskyll complex, West Eifel, Germany. Canad. Mineralogist 34: 389-401.
- Röllig, G., Vierweg, M., Reuter, N. (1990) The ultramafic lamprophyres and carbonatites of Delitzsch/GDR. Z. angew. Geol. 36: 49-54.
- Schmincke, H.-U. (1977) Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Osteifel. Geol. Jb. A39: 3-45.
- Seifert, W., Kämpf, H. & Wasternack, J. (2000) Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. Lithos 53: 81-100.
- Sick, U. (1970) Über Melilith-Nephelinite der Schwäbischen Alb. Diss Univ Tübingen, 93 S.
- Stoppa, F. (1996) The San Venanzo maar and tuff ring, Umbria, Italy: eruptive behaviour of a carbonatite-melilitite volcano. Bull. Volcanol. 57: 563-577.
- Stoppa, F. & Lupini, I. (1993) Mineralogy and petrology of the Polino monticellite calciocarbonatite (central Italy). Mineral. Petrol. 49: 213-231.
- Stoppa, F. & Principe, C. (1998) Eruption styles and petrology of a new carbonatitic suite from the Mt. Vulture (Southern Italy): the Monticchio Lakes Formation. J. Volcanol. Geotherm Res. 80: 137-153.
- Stoppa, F. & Woolley, A.R. (1997) The Italian carbonatites: field occurrence, petrology and regional significance. Mineral. Petrol. 59: 43-67.
- Stoppa, F., Woolley, A.R., Lloyd, F.E. & Eby, N. (2000) Carbonatite lapilli-bearing tuff and a dolomite carbonatite bomb from Murmulu crater, Katwe volcanic field, Uganda. Mineral. Mag. 64: 641-650.
- TV (2020) Das Pulvermaar unter der Lupe. Trierischer Volksfreund v. 18. / 19. Juli 2020.

- Viereck, L. (1984) Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden, Ost-Eifel. Bochumer Geol. Geotechn. Arbeiten 17: 337 S.
- Viereck, L. (2017) Geländeübung zum Modul MMIN2.3.2 Vulkanismus 14. / 15. Januar 2017: Vulkanite und Vulkaniklastika der Ost-Eifel (+/- des Vogelsbergs). Exkursionsführer: 1-26
- Viereck, L., Ehling, B.-C. & Ladiges, A. (in Vorb.) Petrologische Charakterisierung der Magmatite des Vulkanfeldes Bitterfeld-Delitzsch.
- White, J. & Ross, P.-S. (2011) Maar-diatreme volcanoes: a review. J. Volc. Geotherm. Res. 201: 1-29.
- Wohletz, K.H. (1987) Chemical and textural surface features of pyroclasts from hydrovolcanic eruption sequences. - In: Marshall, J.R. (ed.) Clastic Particles. Van Nostrand Reinhold Company Inc., New York, 79-97.
- Zimanowski, B. (1998) Phreatomagmatic explosions. – In: Freundt, A. & Rosi, M. (eds.) From magma to tephra. Developments in Volcanology 4. Elsevier Amsterdam: 25-54.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V. & Häfele, H.-G. (1997) Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. J. Geophys. Res. 102: 803-814.

© Dieses Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Downloads sowie digitale oder physische Kopien von Textinhalten dieser Seite sind ausschließlich für den privaten, nicht-kommerziellen Gebrauch gestattet.

Jede Verwertung, die nicht ausdrücklich durch das deutsche Urheberrechtsgesetz zugelassen ist, also z.B. jede andere Verwertung, einschließlich Vervielfältigungen, Bearbeitungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen, digitale oder physische Einbindungen jeglicher Art, Verwendung auf Vorträgen und für Medien jeglicher Art und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen, bedarf der vorherigen schriftlichen Zustimmung der Urheber (Bild- und Textautoren).

Die Wiedergabe von allgemein beschreibenden Bezeichnungen, Marken, Unternehmensnamen etc. in diesem Werk bedeutet nicht, dass diese frei und durch jedermann benutzt werden dürfen. Die Berechtigung zur Benutzung unterliegt, auch ohne besonderen Hinweis, den Regeln des Markenrechts. Die Rechte des jeweiligen Zeicheninhabers sind zu beachten.

Die Bildautoren und der Textautor gehen davon aus, dass die Angaben und Informationen in diesem Werk zum Zeitpunkt der Veröffentlichung vollständig und korrekt sind. Die Bildautoren und der Textautor übernehmen, ausdrücklich oder implizit, keine Gewähr für den Inhalt des Werkes, etwaige Fehler oder Äußerungen.

#### Kontaktadresse

Prof. Dr. Lothar Viereck, Dr. Martin Koziol, Dr. Habil. Hans-Jörg Hunger, Dr. Volker Reppke,  
Prof. Dr. Michael M. Raith  
c/o Deutsche Vulkanologische Gesellschaft e.V.  
Braucherstraße 5  
56743 Mendig