Vulkanismus des Oberrheingrabens und seiner Randgebiete

Tobias Eberlei, Dorothea Macholdt, Axel Zirkler

1. Geologische und geodynamische Hintergründe

Der Oberrheingraben (ORG) ist Teil einer känozoischen Bruchzone, die sich durch Mitteleuropa zieht und seit STILLE (1925) als Mittelmeer-Mjösen-Zone bekannt ist. Der ORG hat eine Länge von 300 Kilometer und ist bis zu 35 Kilometer breit. Beidseitig wird er durch Abschiebungen mit einem maximalen vertikalen Versatz von etwa 4000 Metern begrenzt. Dieser tektonische Versatz wird allerdings mit einer bis zu 3000 Meter mächtigen Sedimentverfüllung größtenteils kompensiert (BAHLBURG & BREITKREUZ, 2004). Auch intern ist das Grabensystem durch Störungen gegliedert. Die Entstehung des Oberrheingrabens beginnt bereits im frühen Tertiär und ist eng an die tektonischen Prozesse der Alpenbildung gekoppelt. Ausserdem wird von WILSON & DOWNES (2006) angenommen, dass sich das känozoische Riftsystem an alten, variszischen Strukturen und Suturen orientiert. In Folge der Kollision der afrikanischen mit der europäischen Platte und der daraus resultierenden alpinen Orogenese wurde im Bereich der Alpen die Basis der Lithosphäre auf etwa 130 Kilometer Tiefe abgesenkt. Unter Zentraleuropa kam es zu einer Mantelaufwölbung und einer Verringerung der Lithosphärenmächtigkeit auf durchschnittlich 50 Kilometer (WILSON & DOWNES, 2006). Im südlichen Teil des Oberrheingrabens ist die kontinentale Kruste nur noch 24 bis 25 Kilometer mächtig. Zusammen mit der thermalen Aufdomung und dem angelegten Stressfeld kann so die Grabenbildung (Oligozän bis Miozän) erklärt werden (WEDEPOHL ET AL. 1993). Das Rifting wird insbesondere seit Ende des Oligozäns (23 Millionen Jahre) von einer intensiven Hebung des Rheinischen Schiefergebirges begleitet, welche auch heute noch anhält (WILSON & DOWNES 2006). Die beiden Autoren weisen zusätzlich auf die Synchronität vulkanischer Aktivität mit den Hebungen in den Mittelgebirgen hin. Abbildung 1 zeigt den Vulkanismus, der räumlich und zeitlich mit dem Grabensystem in Beziehung steht. Die vulkanischen Gesteine im Oberrheingraben folgen im Wesentlichen dem alkalinen Magmentrend, wie es für ein anorogenes geodynamisches Milieu typisch ist. Im Total Alkali - Silica – Diagramm (TAS-Diagramm) nach LEBAS ET AL. (1986) erkennt man diesen alkalinen Trend, bei dem der Alkaligehalt von 3 Gew.% mit zunehmender Differenzierung (steigender SiO2-Gehalt) auf bis zu 15 % ansteigt (siehe Abb.2). Als differenzierte Endprodukte kommen Phonolite und Trachyte vor.

Bei den Gesteinen im Bereich des Oberrheingrabens handelt es sich hauptsächlich um undifferenzierte Gesteine, wie zum Beispiel Olivin-Nephelinite, Nephelin-Basanite, basanitische Alkali-Olivinbasalte sowie deren Differentiate. Zu den letztgenannten sind neben Phonoliten und Trachyten auch Tephrite, Hawaiite (Trachybasalt mit Na_2O-2.0 > K_2O, LEBAS ET AL. 1986),

Mugearite (basaltische Trachyandesite mit Na_2O-2.0 < K_2O, LEBAS ET AL. 1986), Benmoreite und Latite zu zählen.

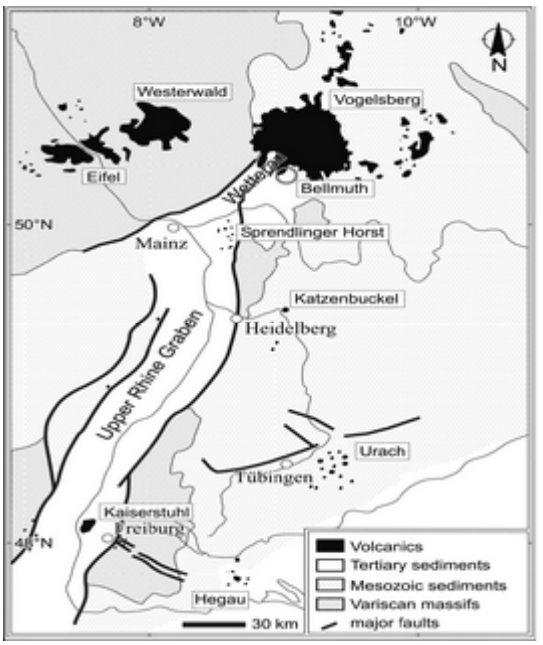

Abbildung 1: Oberrheingraben-Bruchsystem mit dem damit assoziierten Vulkanismus in Süd-Westdeutschland (SCHMITT ET AL. 2007).

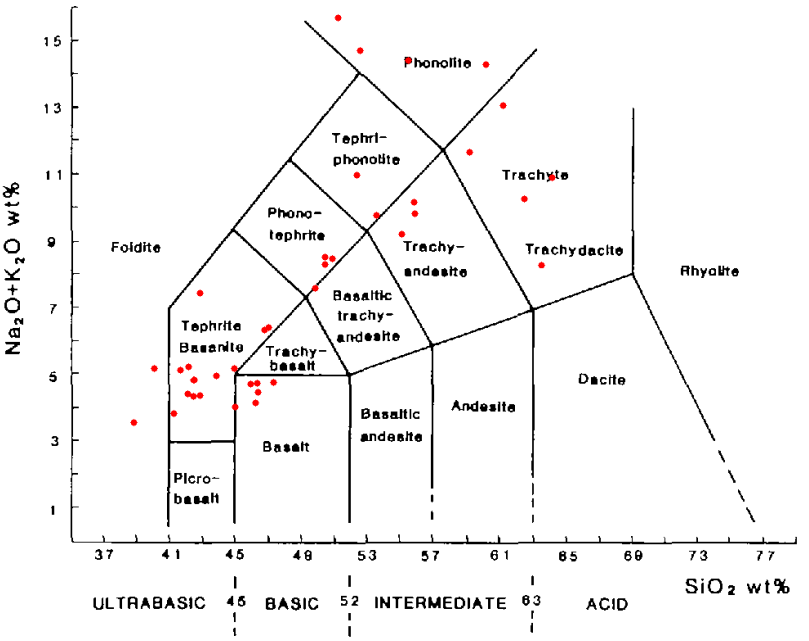

Abbildung 2: Die Gesteinsanalysen aus den Tabellen 2 und 4 von WEDEPOHL ET AL. definieren im TAS-Diagramm mit den Grenzen nach LEBAS ET AL. einen typisch alkalinen Magmentrend.

2. Petrogenese und zeitliche Stellung einzelner Vulkanzentren

Alkalibasaltische Ausgangsmagmen werden durch geringe Aufschmelzgrade von weniger als 5 % unter hohen Drücken (ab 1,5 bis 2 GPa) gebildet (MARKL, 2004). Dem Druck entspricht dabei eine Tiefe von weit mehr als 50 Kilometer. Desweiteren erfolgt die Aufschmelzung häufig in sekundär metasomatisch verändertem Peridotit. WEDEPOHL ET AL. (1994) gehen davon aus, dass sich der alkalibasaltische Intraplattenvulkanismus im Bereich des Oberrheingrabens aus dem aufgewölbten, metasomatisch angereicherten Mantel durch Dekompression ableiten lässt. Dagegen halten WILSON & DOWNES (2006) fest, dass im Verhältnis zu seiner Größe und seiner besonders dünnen Lithosphäre, eine nur relativ geringe Anzahl magmatischer Zentren im Oberrheingraben auftreten. Daraus schließen die beiden Autoren, dass dekompressionsinduziertes Schmelzen im Zusammenhang mit lithosphärischem Rifting nicht die alleinige Ursache für den Magmatismus in der Umgebung des Oberrheingrabens sein kann. Möglicherweise spielt der Einfluß eines Mantelplumes oder ein Komplex aus mehreren kleinen Plumefingern eine zusätzliche Rolle bei der Magmengenese (SCHMITT ET AL. 2007). Dass die Schmelzen mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Mantel stammen, lässt sich anhand ihrer Strontiumisotopie aufzeigen. Beispielsweise liegen die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnise von Olivin-Nepheliniten aus dem Hegau zwischen 0.70373 (± 0.00004) und 0.70396 (± 0.00004) (WEDEPOHL ET AL. 1994), und damit nahe an den Werten basaltischer Gläser des Carlsberg-Rückens (MORB), die ein $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis von

0.70266 (± 0.00004) aufweisen (COHEN & O´NIONS 1982), welches als manteltypisch angesehen wird. Weiterhin können die Selten-Erd-Elemente Aufschluss über die genauere Mantelherkunft geben. Da Ytterbium (Yb) ein kompatibles Element in der Granat-Struktur ist, leiten WEDEPOHL ET AL. (1993) aus den Verhältnissen Lanthan zu Ytterbium (La/Yb = 25-40) in den primitiven Vulkaniten (Tabelle 2 in Wedepohl et al. 1993) und unter Annahme eines Aufschmelzgrades von bis zu 5 % einen Granat-Lherzolith als mögliche Quelle der Schmelzen ab. Dies bedeutet eine Mindesttiefe der Aufschmelzung von etwa 75 Kilometer, was einem Druck von etwa 2,5 GPa entspricht. WILSON & DOWNES (2006) geben als Hauptquelle des Magmatismus die Asthenosphäre, beziehungsweise die Basis der Lithosphäre an (Spinel-Lherzolith-Xenolithe). Nach Ansicht dieser Autoren und der Tatsache, dass einige Basalte Amphibol-Phänokristalle führen, wurde die Quelle der Magmen durch wässrige Fluide aus einer zeitnahen (alpinen) beziehungsweise einer zurückliegenden (variszischen) Subduktion beeinflusst. Für die Kristallisation von Amphibolen müssen mindestens 3 – 5 Vol.-% Wasser in der Schmelze vorliegen.

Auch WEDEPOHL ET AL. (1994) sprechen von einer durch Subduktion beeinflussten Magmenquelle, die jedoch stark der Quelle von Ozeaninsel-Basalten (OIB) ähnelt. Zusätzlich merken die Autoren die niedrigeren Anreicherungen von Cs, K und Pb relativ zu Nb, La, Sr und Na an, was sie auf Phlogopit als residuale Mantelphase zurückführen.

Der Katzenbuckel-Vulkan im südlichen Odenwald

Der Katzenbuckel ist mit 621 Metern Höhe die höchste Erhebung des Odenwaldes und etwa 25 Kilometer östlich von Heidelberg gelegen. Das Vorkommen stellt ein einzelnes vulkanisches Förderzentrum mit einem Durchmesser von 1 Kilometer dar. SCHMITT ET AL. (2007) nehmen für die vulkanische Aktivität einen explosiven Charakter an. Indikatoren dafür sind Breccien mit sedimentären Einschlüssen, Lapilliablagerungen und vulkanische Bomben. In einer ersten magmatischen Phase (Intrusionsphase) kristallisierten aus einer intrudierten Schmelze ein Phonolithkörper und ein Nephelin-Syenit. Beide Gesteinstypen enthalten Alkalifeldspäte, Nephelin, ein Mineral der Sodalith-Gruppe (alteriert), Olivine, Klinopyroxene, Titanomagnetit, Ilmenit, Amphibole, Biotit und Apatit (SCHMITT ET AL. 2007). In einer zweiten magmatischen Phase bildeten sich Alkalifeldspat-Syenit-Gänge im Phonolith. An Zirkonen in Gesteinen der zweiten Phase wurde mithilfe der U-Pb-Methode ein Alter von 69,6 Ma (± 1,9Ma) für den Alkalifeldspat-Syenit ermittelt. Dies stellt zugleich ein Minimumalter für Gesteine der ersten Phase dar, welche nicht direkt datiert werden konnten. Anhand dieses Alters (Maastrichtium, Oberkreide) muss eine Verbesserung der bestehenden geologischen Modelle zum Oberrheingraben-Vulkanismus gefordert werden, da die Grabenbildung erst im Tertiär begann. Aus Sauerstoff-Isotopenanalysen von Zirkonen kann für die Gesteine eine Mantelherkunft abgeleitet werden ($d^{18}O$-Werte von +5 bis +6‰).

Sprendlinger Horst

An der Lokalität Sporneiche im Sprendlinger Horst treten Trachyte auf, welche nach SCHMITT ET AL. (2007) ein Alter von 68.1 Ma haben.

Eine jüngere Phase vulkanischer Aktivität im Sprendlinger Horst, in die auch die Eruption des Messeler-Vulkans fällt, ist durch alkali-basaltisch/basanitische sowie nephelinitisch/limburgitische Magmen gekennzeichnet (MERTZ & RENNE 2005). Für das Messeler-Maar wurde durch eine $^{40}Ar/^{39}Ar$-Datierung eines Basaltfragments in einer Lapillituffabfolge, die an der Basis der Messeler Maarsedimente liegt, ein Alter von 47.8 Ma (± 0.2 Ma) ermittelt (MERTZ & RENNE 2005). Das ermittelte Alter (Eozän) korrespondiert mit einer magmatischen Hauptphase im Sprendlinger Horst, welche von 49 Ma bis 47 Ma reichte. Zugleich wird das Alter als Zeitpunkt der initialen Maarbildungsphase aufgrund phreatomagmatischer Aktivität angesehen (MERTZ & RENNE, 2005).

Vulkanite der Wetterau

Am nördlichen Ende des Oberrheingrabens kommt in der Wetterau der oberkretazische Bellmuth-Trachyt vor. Der Bellmuth-Trachyt wird aufgrund seines diskordanten Auftretens und seiner runden Form als vulkanische Schlotfüllung interpretiert (SCHMITT ET AL. 2007). Nach SCHMITT ET AL. (2007) besitzt der Trachyt ein U-Pb Alter von 70.3 ±1.7 Ma, was ihn in die gleiche zeitliche Stellung bringt wie die zuvor genannten kretazischen Gesteine im Sprendlinger Horst und am Katzenbuckel. Es sei dann an dieser Stelle noch einmal darauf hingewiesen, dass dieser zeitlich eng beieinanderliegende Vulkanismus am Ost-/Nordostrand des Oberrheingrabens schon vor der eigentlichen Hauptkonvergenz der Europäischen und Afrikanischen Platte vor etwa 65 Ma aufgetreten ist. Da alpine Kollision, Rifting und Vulkanismus in einem engen Zusammenhang zu stehen scheinen, sollte eine Verfeinerung der bestehenden genetischen Modelle erfolgen (SCHMITT ET AL. 2007).

Die Vulkanfelder des Urachs und des Hegaus (Südwestdeutschland)

In Südwestdeutschland gibt es nur in wenigen kleinen Regionen einen nennenswerten Vulkanismus. Zu diesen Regionen zählen die beiden Gebiete Urach und Hegau. In der Urach-Region kommen Diatrem-Felder mit Olivin-Melilithen (Foidit, im TAS-Diagramm links) in mehr als 350 individuellen, kleineren Förderzentren vor (WILSON & DOWNES, 2006). Wie K-Ar Datierungen nahe legen, hat dieser Vulkanismus ein Alter von 11-17 Ma (LIPPOLT ET AL., 1973). Die meisten Diatreme sind mit Olivin-Melilith-Tuffen und Olivin-Melilith-Nephelinit-Tuffen gefüllt. Eine Hauptphase des Vulkanismus wurde mit 16-17 Ma (mittleres Miozän) datiert. Ein Großteil der Vulkanzentren befindet sich im sogenannten Urach-Trog, welcher bereits seit der Trias der Subsidenz unterliegt. Trotzdem scheint es keine engere Korrelation zwischen der Lage der Diatreme und einer Störungstektonik zu geben (WILSON & DOWNES, 2006). Das Vulkanfeld

Hegau zeigt dagegen eine größere Spannbreite an vulkanischen Gesteinen. Zu diesen gehören unter anderem Olivin-Melilithe, Olivin-Nephelin-Melilithe und Phonolithe. Daneben kommen auch hier wieder pyroklastische Diatremablagerungen vor. K-Ar Datierungen ergaben hier eine Altersspannbreite von 7-15 Ma mit der Bildung der Olivin-Melilithe zwischen 8.5 und 12 Millionen Jahren (WILSON & DOWNES, 2006).

Westerwald und Eifel

Im Westerwald überwiegen hauptsächlich basaltische Lavaflüsse. Nur flächenmäßig geringe Vorkommen von Phonolithen und Trachyten kommen hier vor, zum Beispiel nördlich von Montabaur.

Das gesamte Vulkangebiet umfasst ein Areal von etwa 1200 km^2 (WILSON & DOWNES, 2006). Die häufigsten undifferenzierten Alkalibasalte sind Alkali-Olivin-Basalte, Nephelin-Basanite und Olivin-Nephelinite. Als Endprodukte der Differentiationsreihe kommen die bereits genannten Phonolithe und Trachyte vor. Nach WILSON & DOWNES sind die Vulkanite in 3 Altersgruppen (30-17 Ma, 10-5 Ma, 1-0.3 Ma) einzuteilen. Im tertiären Vulkanfeld der Eifel sind die häufigsten Alkalibasalte Nephelin-Basanite (65%, WILSON & DOWNES), Alkali-Olivin-Basalte und Olivin-Nephelinite. Zu den differenzierteren Endgliedern gehören Hawaiite, Mugearite und Benmoreite. Die Gesteine zeigen eine Altersbandbreite von 45-24Ma (Eozän-Oligozän). Im quartären Vulkanfeld der Osteifel kommt eine große Anzahl differenzierter Vulkanite vor, die das Volumen an basaltischen Lavaflüßen und Pyroklastika weit überschreiten (WILSON & DOWNES 2006). Phonolithische Schmelzen wurden jedoch im Hauptteil als vulkanisch zerkleinertes Lockermaterial (Tephra) gefördert. Die Laacher See Tephra umfasst ein geschätzes Volumen von 5 km^3. Um aus der ursprünglichen basanitischen Ausgangsschmelze das phonolithische Material zu erhalten, zeigen die Autoren Wilson & Downes die Wichtigkeit der Separation von Amphibolen, Klinopyroxenen und Feldspäten auf. Aus etwa 50 bis 60km^3 ursprünglicher Schmelze sollen WILSON & DOWNES (2006) nach so die 5 km^3 an phonolithischem Material entstanden sein.

Referenzen

BAHLBURG H., BREITKREUZ C. (2004): Grundlagen der Geologie, 2.Auflage, ELSEVIER – Spektrum Akademischer Verlag München, 403 S.

COHEN R.S., O´NIONS R.K. (1982): The Lead, Neodymium and Strontium Isotopic Structure of Ocean Ridge Basalts, J Petrol, Vol 23, No 3, pp 299-324.

LEBAS M.J., LEMAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. (1986): A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram, J Petrol, Vol 27, No 3, pp 745-750.

LIPPOLT H.J., TODT W., BARANYI I. (1973): K/Ar ages of basaltic rocks from the Urach volcanic district, SW Germany. Fortschritte der Mineralogie, 50, pp. 101-102.

MARKL G. (2004): Minerale und Gesteine; Entstehung – Bildung – Untersuchung, ELSEVIER - Spektrum Akademischer Verlag München, 355 S.

MERTZ D.F., RENNE P.R. (2005): A numerical age for the Messel fossil deposit (UNESCO World Heritage Site) derived from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating on a basaltic rock fragment, Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 255, pp 67-75.

SCHMITT A.K., MARKS M.A., NESBOR H.D., MARKL G. (2007): The onset and origin of differentiated Rhine Graben volcanism based on U-Pb ages and oxygen isotopic composition of zircon, Eur. J. Mineral., 19, pp 849-857.

STILLE H. (1925): Rheinische Gebirgsbildung im Kristianiagebiet und in Westdeutschland, Abh. preuß. Geol. Landesanstalt., N.F., 95, pp. 110–132.

WEDEPOHL K.H., GOHN E., HARTMANN G.(1994): Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation, Contrib. Mineral. Petrol., 114, pp 253-278.

WILSON M., DOWNES H. (2006): Tertiary-Quarternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics, In: European Lithosphere Dynamics, Geological Society London Memoir, 147-166, edited by Gee D.G. & Stephenson R.A. (2006), The Geological Society of London.