

Vulkanische Gefährdung in Deutschland

Bewertung möglicher vulkanischer Aktivitäten der nächsten 1 Million Jahre in Deutschland inklusive Festlegung der Gebiete mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit in diesem Zeitraum.

29.03.2021

Prof. Dr. Ulrich Schreiber, Bonn

Prof. Dr. Gerhard Jentzsch, Bonn

Inhalt

	<u>Seite</u>
1. <u>Veranlassung</u>	<u>4</u>
2. <u>Definition der vulkanischen Gefährdung</u>	<u>4</u>
2.1 <u>Mögliche Gefährdungen</u>	<u>4</u>
2.2 <u>Betriebsphase und Nachbetriebsphase</u>	<u>4</u>
3. <u>Auftragsumfang</u>	<u>5</u>
4. <u>Kriterien für eine potentielle vulkanische Gefährdung</u>	<u>6</u>
5. <u>Känozoischer Vulkanismus</u>	<u>8</u>
5.1 <u>Tertiärer Vulkanismus</u>	<u>8</u>
5.1.1 <u>Die Prä-Känozoische Rift-Entwicklung der Nordsee und Norddeutschlands</u>	<u>13</u>
5.2 <u>Quartärer Vulkanismus</u>	<u>17</u>
6. <u>Großtektonischer Rahmen</u>	<u>18</u>
6.1 <u>Der Erdmantel unter Mitteleuropa</u>	<u>18</u>
6.1.1 <u>Teleseismische Studien</u>	<u>18</u>
6.1.2 <u>Der Eifel-Plume</u>	<u>24</u>
6.2 <u>Zusammenfassung Seismologie</u>	<u>30</u>
7. <u>Isotopie der Mofettengase</u>	<u>31</u>
8. <u>Tektonik der West- und Osteifel</u>	<u>36</u>
9. <u>Quartärer Vulkanismus der Eifel</u>	<u>41</u>
9.1 <u>Vulkantypen und CO₂-Quellen der West- und Osteifel</u>	<u>45</u>
9.1.1 <u>Maare</u>	<u>45</u>
9.1.2 <u>Schlackenkegel/Lavaströme</u>	<u>46</u>
9.1.3 <u>Staukuppen</u>	<u>47</u>
9.1.4 <u>Calderen</u>	<u>48</u>
9.1.5 <u>Mofetten, Mineralbrunnen, Säuerlinge</u>	<u>48</u>
9.2 <u>Vulkane der Westeifel</u>	<u>51</u>
9.3 <u>Die Osteifel</u>	<u>53</u>
9.3.1 <u>Laacher-See Vulkan</u>	<u>53</u>
9.3.2 <u>Wehr-Caldera</u>	<u>55</u>
9.3.3 <u>Riedener Vulkansystem</u>	<u>56</u>
9.4 <u>Gefährdungspotential Vulkane Osteifel</u>	<u>57</u>
10. <u>Festlegung des Gebietes mit einer hohen Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität in den nächsten 1 Ma für die Eifel</u>	<u>58</u>
10.1 <u>Karte der Gebietsfestlegung</u>	<u>61</u>
10.2 <u>Standortgefährdung durch sekundäre Effekte</u>	<u>63</u>

11.	Das quartäre Vulkangebiet des Vogtlands	65
11.1	Überblick	65
11.2	Gasaustritte	66
11.3	CO ₂ -Quellen des Vogtlands	67
11.4	Großtektonische Zusammenhänge	70
11.5	Tektonischer Rahmen	74
11.6	Schwarmbeben	78
11.7	Diskussion	83
11.8	Festlegung des Gebietes mit einer hohen Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität in den nächsten 1 Ma für das quartäre Vogtland	84
12.	Die tertiären Vulkanfelder vom Siebengebirge bis zur Lausitz	87
12.1	Siebengebirge	87
12.2	Westerwald	89
12.3	Vogelsberg	90
12.4	Hessische Senke	92
12.5	Rhön Vulkanfeld	93
12.6	Heldburger Gangschar	95
12.7	Region Egergraben: Oberpfalz / Osterzgebirge / Lausitz	97
12.7.1	Oberpfalz / Südwestlicher Egergraben	98
12.7.2	Osterzgebirge / Lausitz	101
13.	Die südlichen Vulkangebiete	
	- Urach, Hegau, Kaiserstuhl, Südlicher Schwarzwald, Unterer Neckar -	103
13.1	Vulkanfeld der Schwäbischen Alb – Uracher Vulkangebiet	103
13.2	Hegau	104
13.3	Kaiserstuhl	106
13.4	Südlicher Schwarzwald	107
13.5	Unterer Neckar/nördlicher Kraichgau	108
14.	Die rezente Situation in Südwestdeutschland und Festlegung eines Gebietes mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität	109
15.	Zusammenfassung	111
	Literatur	115

1. Veranlassung

Mit Datum vom 12. Dezember 2019 wurden die Verfasser von der Bundesgesellschaft für Endlagerung beauftragt, eine Studie zur vulkanischen Gefährdung im Bereich von Deutschland zu erstellen (AZ: 45180826). Diese sollte neben der Situation im angegebenen Bereich auch einen Ausblick auf die Nachbarländer geben. Dabei geht es insbesondere darum, die jeweiligen Vorgehensweisen zur Ermittlung der Gefährdung bzw. zur Festlegung der Kriterien zu benennen und zu vergleichen.

2. Definition der vulkanischen Gefährdung

Die vulkanische Gefährdung bezieht sich auf den Ausbruch eines Vulkans und die möglichen Auswirkungen auf ein geplantes Endlager für radioaktive Abfälle. Hierbei treten unterschiedliche Einflüsse auf, die von der Art des Vulkanismus abhängen und für die Betriebs- und Nachbetriebsphase getrennt untersucht werden müssen.

2.1 Mögliche Gefährdungen

Im Zusammenhang mit der Suche nach einem Endlager für radioaktive, wärmeentwickelnde Abfälle in tiefen geologischen Formationen (und damit analog auch für technische Bauwerke im tieferen Untergrund) legte der AkEnd (2002) fest, dass eine Berücksichtigung zukünftiger vulkanischer Aktivität bei der Standortauswahl in Deutschland vorgenommen werden sollte. Beim Ausschluss von Gebieten mit vulkanischer Aktivität sollte zusätzlich ein Sicherheitsaum von 10 km um potenziell gefährdete Bereiche berücksichtigt werden. Hinsichtlich der zu berücksichtigenden Zeitspanne geben aktuelle Arbeiten aus der Entsorgungskommission (ESK) des BMU Auskunft: Danach soll gelten, dass, wenn aus Untersuchungen zur erdgeschichtlichen Entwicklung des Vulkanismus belegt werden kann, dass in den letzten 10 Ma das entsprechende Ereignis oder der Prozess am Standort eingetreten und eine Wiederholung im Laufe der kommenden 1 Million Jahre plausibel ist, eine Zuordnung in die Klasse „wahrscheinlich“ erfolgt (aus einer internen Studie, unveröffentlicht). Wie die räumlichen Bereiche festgelegt werden, wird im Folgenden erläutert.

Die Einschätzungen des AkEnd (2002) bezüglich der vulkanischen Gefährdung in Deutschland haben nach wie vor Gültigkeit. Im Bericht des AkEnd (2002) heißt es:

Als Auswirkungen der vulkanischen Aktivität werden an der Oberfläche angenommen: Hebungen (mögliche Beeinflussung von Talsperren), vulkanische Beben, Waldbrände (durch Eruption), Bildung von Maaren (explosiv). Von Hebungsvorgängen wären an Fläche ca. 500 km² bis 1.500 km² betroffen, Waldbrände könnten eine Fläche von ca. 50 km² bis 200 km² einnehmen, Maare könnten sich in einer Region von ca. 50 km² bis 200 km² entwickeln. Die nähere Umgebung, bis ca. 5 Kilometer von einem Eruptionszentrum entfernt, ist durch hochexplosive Magma-Wasser-Eruptionen und dabei entstehende Druckwellen gefährdet. Lavaströme und Lahare (reißende Schlamm- und Schuttströme) können Täler über viele Kilometer (in der Eifel bis ca. 10 km) auffüllen.

Auch wenn ein Magmazutritt in ein Endlager sehr unwahrscheinlich ist, müssen doch untertägige Auswirkungen benannt werden: Temperaturspannungen, vulkanische Beben und induzierte Bewegungen an Störungen können die Integrität des Endlagers beeinträchtigen und über den Zutritt von Grundwasser die Barriere-Wirkung verringern.

Hinzu kommen allerdings noch die möglichen Asche-Ablagerungen unterschiedlicher Mächtigkeiten in einem weiten Umkreis, die sowohl oberirdische Bauwerke als auch den Zugang zum unterirdischen Bauwerk beeinträchtigen können.

Der AkEnd legte fest, dass eine Berücksichtigung zukünftiger vulkanischer Aktivität bei der Endlagerstandortauswahl in Deutschland ebenfalls vorgenommen werden sollte und dass beim Ausschluss von Gebieten mit vulkanischer Aktivität zusätzlich ein Sicherheitssaum von 10 km um potenziell gefährdete Bereiche zu berücksichtigen ist (Jentzsch, 2001).

2.2 Betriebsphase und Nachbetriebsphase

Als Betriebsphase bezeichnet man die Zeit des Baus des Endlagers und der Bestückung. Nach Abschluss der Einlagerung wird das Lager abgedichtet und es beginnt die Nachbetriebsphase, die mit einem Monitoring verbunden ist. Eine Rückholbarkeit der radioaktiven Abfälle sollte bis 500 Jahre nach der Betriebsphase gegeben sein (s. Standortauswahlgesetz (2020); Zentrale Empfehlung aus dem Abschlussbericht der Endlagerkommission: Die Abfälle sollen nach Verschluss des Bergwerks für 500 Jahre bergbar sein).

3. Auftragsumfang

Die Vorgabe des Auftraggebers umfasst:

- (1) Die Studie basiert auf einer umfangreichen Literaturrecherche und eigenen Untersuchungen.
- (2) Auf der Basis der Ergebnisse werden auf der Grundlage nationaler und internationaler Erfahrungen Rückschlüsse auf die Gefährdung durch vulkanische Aktivität für geotechnische Bauwerke mit besonders hohen Sicherheitsansprüchen für einen langen Zeitraum abgeleitet und die gefährdeten Regionen in Deutschland gekennzeichnet.

Die vorliegende Studie bezieht sich auf die folgenden, vorgegebenen Schwerpunkte:

- Zusammenstellen von Kriterien für Vulkanismus in Deutschland (Mantelanomalien, tiefe Erdbeben, Gasaustritte/Mineralquellen, Isotopie der Mantelgase, Deformationen der Oberfläche);
- Zusammenstellung der vulkanischen Aktivität in Deutschland und angrenzenden Gebieten (Eger-Becken, Eger-Graben, Eifel und Niederwesterwald) für den Zeitraum Quartär;
- Zusammenstellung der vulkanischen Aktivität in Deutschland und angrenzenden Gebieten für den Zeitraum Paläogen/Neogen (Tertiär) (Übersicht);
- Charakterisierung und Gebietsfestlegung von Regionen mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit für Vulkanismus innerhalb der nächsten 1 Million Jahre.
- Aufarbeitung des diesbezüglichen Kapitels aus dem AKEnd-Bericht (2002)

4. Kriterien für eine potentielle vulkanische Gefährdung

Unter dem Stichpunkt 'potentielle vulkanische Gefährdung' müssen zwei verschiedene Aspekte unterschieden werden: An erster Stelle stehen das Wiederaufleben des Vulkanismus und die entsprechenden Kriterien, die für dessen Beurteilung maßgeblich sind. Anschließend ist die Frage nach den möglichen Auswirkungen eines Wiederauflebens zu beantworten. Ein wesentliches Kriterium für die Erfassung potentieller vulkanischer Aktivitäten bietet die Seismologie. Teleseismische Studien zur Erforschung des Erdmantels bieten die Möglichkeit, Abschätzungen über Auftreten und Konfiguration von Temperaturanomalien (Mantle Plumes) zu treffen. Sie bilden eine auf validen Daten aufbauende Basis, die in Kombination mit Isotopendaten der Mofettengase (Helium, eingeschränkt CO₂), dem zweiten Kriterium, sowie geologischen Befunden eine qualitative Aussage über künftige vulkanische Aktivitäten erlauben. Ein Monitoring der seismischen/mikroseismischen Aktivität gibt durch tiefe Beben unterhalb des Sprödbereichs Aufschluss über Bewegungen von Fluiden oder Magmen. Höher liegende tektonische Beben zeichnen vielfach Bewegungsbahnen nach, an denen neben Fluiden und Gasen auch Magmen aufsteigen können.

Die chemische Zusammensetzung an der Erdoberfläche ausströmender Gase und die Hydrochemie von Quell- und Bodenwässern liefern Daten über Zustand und Veränderungen magmatischer Systeme in der Tiefe, zum Teil lange bevor Aktivitäten an der Oberfläche zu beobachten sind.

Weitere Kriterien kommen aus der Geologie und Mineralogie, die Aussagen über die Verbreitung und Herkunft der Vulkanite ermöglichen. Speziell die Alter der vulkanischen Ablagerungen enthalten Informationen über Ablauf und magmatische Entwicklungen innerhalb eines Vulkanfeldes sowie über eventuelle vulkanische Aktivitätszyklen, die für eine Prognose geeignet sein können. Geodätische Untersuchungen vertikaler Relativbewegungen der Kruste, die über längere Zeiträume mit Hilfe von GPS-Messungen durchgeführt werden, können Hinweise auf Massenverlagerungen im Mantel (in Kombination mit Temperaturveränderungen) geben. Sie bieten eine weitere Möglichkeit, Vorstellungen über Prozesse eines aufsteigenden Mantel-Bereichs zu prüfen.

Anhand der aufgeführten Kriterien lassen sich Aussagen für die Gefährdung eines Endlagerstandortes durch einen Ausbruch ableiten. Hierbei ist zunächst zu unterscheiden, ob es sich um überwiegend explosiven oder nur rein effusiven Vulkanismus handeln kann. Der Umfang der zu erwartenden Eruptionen ist durch Vergleich mit bisher eruptierten Vulkanitmassen grob abschätzbar. Hieraus ergibt sich eine Größenordnung, deren Maximalwert mindestens berücksichtigt werden muss. Es erlaubt Rückschlüsse auf die betroffene Fläche sowie – unter Berücksichtigung möglicher Ausbruchszentren und der Topografie – auf die Fließwege der Lava, pyroklastische Ströme und mögliche Lahare (Schlammströme). Die Höhe und Verbreitung der Asche-Ablagerungen ist direkt an die jeweils aktuellen Windverhältnisse gekoppelt. Obwohl für Mitteleuropa beständige Hauptwindrichtungen existieren, müssen alle Richtungen als gleichwertig angenommen werden. Weiterhin lassen sich Sekundäreffekte eingrenzen, wie z.B. das Aufstauen von Fließgewässern, wenn große Mengen an Tephra die Flüsse überfrachten oder Lava sie komplett abdämmen.

Grundsätzlich soll überprüft werden, ob ein Ort, an dem ein vulkanisches Ereignis in den vergangenen 10 Ma aufgetreten ist, eine potentielle Gefährdung darstellt. Darüber hinaus ist zu überprüfen, ob es Hinweise auf Mantelprozesse für die älteren tertiären Vulkangebiete gibt, die ebenfalls für ein Wiederaufleben vulkanischer Aktivitäten innerhalb der nächsten eine Million Jahre sprechen.

Vorab müssen einige grundsätzliche Bemerkungen getroffen werden. Die Aussagen zu einem künftigen Vulkanismus in Deutschland können nur soweit plausibel sein, wie die Genauigkeit der vorliegenden Untersuchungsmethoden reicht und die Annahmen für die daraus entwickelten Modellierungen gesichert sind. Jede Datenerfassung benötigt eine Fehlerbetrachtung. Werden Fehler nicht erkannt, ergeben sich Annahmen, die zu falschen Modellen führen. Häufig sind es aber nicht

Fehler, die zu verschiedenen Modellen führen. Normalerweise stehen für eine Modellierung eine größere Bandbreite von Variablen zur Verfügung, die alle möglich sein können. In der Geologie ist das letztendlich wahre Modell, das die Wirklichkeit exakt abbildet, niemals erfassbar. Es geht darum, die beste Näherung an die Wirklichkeit zu erhalten. Nicht ohne Grund haben sich im Lauf der geowissenschaftlichen Erforschung der Erde die Modelle und Vorstellungen zu beobachtbaren und nicht direkt beobachtbaren Prozessen vielfach verändert. Mit moderneren Messmethoden und Techniken verfeinern sich die Modelle. Sie führen manchmal dazu, dass ältere Vorstellungen einem Paradigmenwechsel unterworfen werden. Die heute getroffenen Aussagen für einen Blick in die geologische Zukunft entstammen dem heutigen Stand der Wissenschaft. Es ist sicher, dass in einer überschaubaren Zeit neue Erkenntnisse zu neuen Aussagen führen werden. Aber darauf zu warten, wäre nicht zielführend.

5. Känozoischer Vulkanismus

5.1 Tertiärer Vulkanismus

Vorbemerkung: Die Zeitalter Paläogen und Neogen des Tertiärs werden nach neuer Konvention als eigenständige Systeme geführt, das Tertiär soll als Begriff für die zeitliche Einstufung nicht mehr verwendet werden. Der für diese Studie herangezogenen älteren Literatur lag zwangsläufig die alte Konvention zugrunde, in der das Tertiär als System eingestuft war. Zur Vereinfachung wird das Tertiär weiterhin im Sinne der alten Gliederung verwendet.

Die Entstehung der quartären Vulkanfelder der Westeifel, Osteifel und des Vogtland-Gebietes sind nicht als isolierte Entwicklungen zu sehen. Direkte Vorläufer sind die tertiären Vulkangebiete, die zum Teil räumlich und zeitlich mit den quartären überlappen. Sie bilden in Zentraleuropa einen ausgedehnten Vulkangürtel, der von Hocheifel, Siebengebirge und Westerwald über den Vogelsberg, die Hessische Senke, Rhön und Heldburger Gangschar bis in die komplexen Felder des Egergrabens und Südwest-Polens reicht. Nach Westen kann dieser Gürtel über Basaltgänge der Niederrheinischen Bucht an die Vulkanitgänge Mittel- und Nord-Englands sowie Schottlands angeschlossen werden, die von der Irischen und Schottischen Vulkan-Provinz ausgehen. Als Ursache für die vulkanischen Aktivitäten im äußersten Westen wird für das älteste Tertiär ein Mantle-Plume angenommen, der parallel zum Island Plume (ca. 64 Ma) zur Hebung des nördlichen Nordseegebietes beitrug (Nadin et al., 1997). Im frühen Eozän (ca. 55 Ma) ließ die magmatische Aktivität des irisch/schottischen Plumes schlagartig nach, was zeitlich mit dem Einsetzen des sea-floor spreadings zwischen Grönland und Westeuropa zusammenfiel. Die jüngsten Vulkanite sind auf 53 Ma datiert (Saunders et al., 1997).

In Nord-England verlaufen vom zentralen Bereich des irisch/schottischen Plumes Basaltgänge nach Südost und Ostsüdost bis an die Nordseeküste. Eine Fortsetzung in das Nordseebecken ist mit dem Acklington Dyke sowie bei Blyth und Sunderland um mehrere Zehner Kilometer dokumentiert. Über eine 3D Seismik konnte eine Fortsetzung des Acklington Dyke Systems sogar bis über 200 km Distanz von der Küste nach Osten gezeigt werden (Wall et al., 2010).

Basaltgänge, die von der irischen Provinz nach SE verlaufen, enden im mittleren Teil von England. Eine Anbindung nach SE in den Kanal und weiter nach Belgien oder die Niederlande ist nicht bekannt. Die nächst benachbarte vulkanische Aktivität in der anschließenden Südostrichtung setzte im mittleren Eozän mit dem Hocheifel-Vulkanismus ein, der sich durch zwei Aktivitätsmaxima mit 44 – 39 Ma und 37 – 35 Ma auszeichnet (Fekiacova et al., 2007). Davor hatte bereits die erste Periode der vulkanischen Aktivität im Umfeld des Egergrabens begonnen, die zwischen 79 bis 49 Ma vor heute liegt (s. Kap. 11.3, kompressive Bedingungen, Ulrych et al., 2011), und somit älter als der Hocheifelvulkanismus ist, aber z.T. zeitgleich mit Einzelvorkommen im Umfeld des Oberrheingrabens (Katzenbuckel, Sprendlinger Horst, Wetterau, 68 – 70 Ma; Schmitt et al., 2007). Im paläozoisch-mesozoischen Untergrund des Vogelsberges wurden Camptonit Gänge erbohrt, von denen zwei Datierungen ein Alter von 67,8 und 68,9 Ma ergaben (Bogaard & Wörner, 2003). Die Gangbildungen gelten nicht als Teil des jüngeren Vogelsbergvulkanismus. Sie passen zeitlich zu einem trachytischen Lavadom mit einem Alter von $66,7 \pm 0,4$ Ma im Südwesten des Vogelsberges (Martha et al., 2014). Der Dom ist ein Vertreter einer großen Anzahl von Trachytvorkommen, denen eine ausgeprägte positive geomagnetische Anomalie im Bereich des südwestlichen Vogelsberges zugeordnet wird. Sie werden von Martha et al. (2014) als Anzeiger einer während der Oberkreide in geringer Tiefe entstandenen krustalen Magmakammer gesehen.

In der Heldburger Gangschar kam es zu einer ersten Aktivitätsphase zwischen 38 – 25 Ma (Pfänder et al., 2018), die zeitlich mit der jüngeren Phase der Hocheifel überlappt. Mit Siebengebirge, Westerwald und Rhön folgte ein Schwerpunkt der vulkanischen Aktivität in Mitteleuropa. Sie lag

zwischen 28 und 17 Ma (Lippolt, 1983) vor heute und wurde von einer zweiten Tätigkeitsphase der Heldburger Gangschar (16 - 14 Ma, Abratis et al., 2007), des Vogelsberg-Vulkanismus und Vulkanen der Hessischen Senke abgelöst (17 – 9 Ma bzw. 22 – 7 Ma; Lippolt, 1983; Wedepohl, 1982). Der Vogelsberg bildete den größten Vulkankomplex in Deutschland, bei dem es, wie nur noch in der Hessischen Senke und einem Vorkommen in der Rhön (Abratis et al. 2007), zur Förderung von tholeiitischen Laven kam (Wedepohl, 2000; Bogaard & Wörner, 2003). Für den Eger-Graben und angrenzende Gebiete existierte zwischen 42 – 16 Ma während der Synrift-Phase eine umfangreiche vulkanische Aktivität (Ulrych et al., 2011). Hierzu gehören die großen Vulkanfelder Doupovské Hory (Duppauer Gebirge) und České Středohoří (Böhmisches Mittelgebirge). Nachfolgend wechselten die Stressverhältnisse in der Kruste Nordböhmens mehrfach, sodass sich drei weitere Zeitabschnitte magmatischer Aktivität zwischen 16 Ma und 0,26 Ma (u.a. mit Vulkanen der Lausitz und Südwest-Polens) unterscheiden lassen (Ulrych et al., 2011), von denen der jüngste in das Quartär fällt (Tab. 12.1).

Innerhalb der West-Ost verlaufenden mitteleuropäischen Vulkanfelder dominieren Basanite und Alkalibasalte die Vulkanitvorkommen. Sie sind geochemisch ähnlich den an bestimmten Spurenelementen angereicherten Basalten der Mittelozeanischen Rücken (Mid Ocean Ridge Basalts, MORBs) und einigen Ozean Insel Basalten (OIBs) (Wörner et al., 1986; Blusztajn & Hart, 1989; Wilson & Downes, 1991, 1992; Hegner et al., 1995; Wilson et al., 1995; Jung & Masberg, 1998; Wedepohl & Baumann, 1999; Jung & Hoernes, 2000; Bogaard & Wörner, 2003; Haase et al., 2004; Jung et al., 2005, 2012). SiO₂-untersättigte Vertreter wie Nephelinite und Melilitite sind dagegen seltener, können aber in einigen Feldern wie der Westeifel und der älteren Osteifel vorherrschen. Gleiches gilt für den Hegau im Süden. Größere Volumina an Tholeiiten wurden nur im Vogelsberg und in der Hessischen Senke gefördert. Auffällig ist die Entwicklung von höher differenzierten Magmen, die meist in der Frühphase eines Vulkanfeldes zu plinianischen Eruptionen von trachytischen und phonolithischen Laven führten (Siebengebirge, Osteifel, Westerwald, Rhön, Hegau, Egergraben).

Obwohl eine vulkanische Entwicklung in Mitteleuropa auch in der vortertiären Zeit ausgeprägt war, wird der känozoische Vulkanismus immer als eigenständige neue Entwicklung gesehen, die mit verschiedenen Ansätzen erklärt wird. Ein Modell beschreibt das Aufschmelzen der Asthenosphäre in Verbindung mit aus dem tieferen Mantel aufsteigenden Plumes (Hoernle et al., 1995; Goes et al., 2000; Ritter et al., 2001; Buikin et al., 2005). Alternativ wird ein passives Aufsteigen der Asthenosphäre in Verbindung mit einer Ausdünnung der Lithosphäre (Rifting-Prozesse) gesehen. Begleitend zum Aufstieg erfolgt eine Druckabnahme im Mantelgestein, die in höheren Positionen zur partiellen Schmelzbildung führt. Diesen Ansatz verfolgen Kolb et al. (2012) für das Siebengebirge, wobei sie eine Verbindung zur Rheingraben-Taphrogenese ziehen. Andere Autoren sehen die mitteleuropäische Kruste durch die Alpenbildung beeinflusst, während derer es zu flexurartigen Verbiegungen der Kruste gekommen sein soll. Hiermit verbundene Dehnung soll zu kleinräumigem (fingerartigen), diapirischem Aufstieg heißerer Mantelzonen (Plumelets) geführt haben, die als Quelle der Schmelzbildung dienen (Wilson & Downes, 1991; Haase & Renno, 2008). Haase et al. (2004) schließen aus petrologischen Daten an Vulkaniten des Westerwaldes, dass die Schmelzbildung in einem plumeartigen Mantelbereich infolge einer 100 °C höheren Temperatur im Vergleich zum umgebenden Gestein erfolgt ist. Allerdings muss der Ansatz von Haase et al. (2004) unvollständig sein, da die magmatische Entwicklung der höher differenzierten Vulkanite nicht vollständig erkannt wurde. So sind die Phonolithe des intermediären Feldes zwar z.T. in der Probenliste aufgeführt, aber nicht weiter untersucht worden. Weiterhin sind die Prozesse der Diffusion und Extraktion durch globuidgestützte Magmenmischungen nicht berücksichtigt worden (Schreiber et al., 1999). Conrad et al. (2011) gehen davon aus, dass für den Intraplattenvulkanismus die Mantelkonvektion eine entscheidende Rolle spielt. Durch sie sollen in der Asthenosphäre Schmelzen entstehen, die auf Scherprozesse während des Fließvorgangs zurückgeführt werden. Andere Einflüsse seien dagegen nachrangig anzusehen. Darüber

hinaus gibt es einzelne Studien, anhand derer ein metasomatisch überprägter, lithosphärischer Mantel der Ursprungsort der känozoischen Magmen ist (Gallagher & Hawkesworth, 1992; Jung et al., 2005; Pilet et al., 2008; Hegner et al., 1995; Blusztajn & Hegner, 2002).

Ring & Bolhar (2020) sehen wie Wilson & Downes (1991) einen Zusammenhang zwischen einer weit gespannten Faltung des Grundgebirges bzw. der gesamten Lithosphäre im Zuge der Alpenorogenese und dem Auftreten der miozänen Vulkanfelder. Sie beziehen sich hierbei speziell auf die Verhältnisse innerhalb der süddeutschen Großscholle, in der die Topographie des Grundgebirges in etwa mit der der Kruste-Mantel Grenze korreliert. Die Faltung der Lithosphäre hat mindestens bis in die Region des Niedersächsischen Beckens zur Ausbildung von großwelligigen Antiklinalen und Synklinalen geführt. Die Antiklinalen mit entsprechender Hochlage der Moho und der Lithosphären/Asthenosphären Grenze sollen letztlich in Zusammenhang mit der Entwicklung der tertiären Vulkanfelder stehen. Der Verlauf der Strukturachsen zeichnet vom Massif Central bis zur Böhmischen Masse den nördlichen Rand der Alpen nach. Innerhalb der alpenächsten topographischen Kulminationszone befinden sich hiernach die südlichen Vulkanfelder Urach, Hegau und Kaiserstuhl (und im weiteren Verlauf nach SW die Vulkanfelder des Massif Central). Der Hegau ist aber eher der südlich verlaufenden Synklinale zuzuordnen als der Antiklinale (Abb. 5.1). Auch die nördlichen Ost-West angeordneten Vulkangebiete liegen nur zum Teil im Umfeld der Antiklinale. Siebengebirge, Hessische Senke und große Teile der Egergraben-Vulkane liegen außerhalb. Die kretazischen und alttertiären Vulkane im Umfeld des Oberrhein- und Egergrabens werden durch das Modell von Ring & Bolhar (2020) nicht erklärt. Den Vogelsberg sehen die Autoren an der Spitze des Keils der Süddeutschen Scholle, die durch die Bayerische Pfahl-Zone im Osten und durch den Oberrheingraben im Westen begrenzt ist. Die vulkanische Aktivität der südlichen Felder und des Vogelsberges werden korreliert mit der Hebung der Süddeutschen Scholle, die zwischen 18–16 Ma begann und vom Vulkanismus und einer verstärkt einsetzenden Störungstektonik begleitet wurde. Weiterhin gibt es große Gebiete, z.B. westlich der Eifel, östlich des Uracher Vulkanfeldes und zwischen Kaiserstuhl und Massiv Central, die entlang der postulierten Antiklinale keine Vulkangebiete aufweisen. Somit kann es sich auch um ein zufälliges Zusammentreffen von vulkanischen Aktivitäten und lithosphärischen Strukturen handeln.

Den Ries-Impact bringen Ring & Bolhar (2020) mit der Bildung des Uracher Vulkanfeldes in Verbindung, das etwa 1 Ma nach dem Meteoriteneinschlag entstand. Dieser spekulative Ansatz ist allerdings nicht ausreichend belegt. Eine Erklärung, warum gerade an dieser Stelle durch den Einschlag die Diatremae gebildet wurden, fehlt.

Insgesamt sind nach Merle & Michon (2001) sowie Bourgeois et al. (2007) die Dehnung der Lithosphäre im Vorland der Alpen zu gering und die känozoischen Grabenstrukturen nur schwach magmatisch entwickelt, als dass dies die Hauptursache für die Entstehung der Schmelzen sein kann. Die Bildung der Magmen im Mantel erforderte entweder eine anomal heiße oder eine an Volatilen reiche Mantelquelle. Nach Lustrino & Wilson (2007) können die Vulkanfelder am ehesten durch diapirartige Mantelinstabilitäten erklärt werden, die kleinräumiger sind (Fingerartig) als die im Gegensatz aus größeren Tiefen aufsteigenden Mantle Plumes.

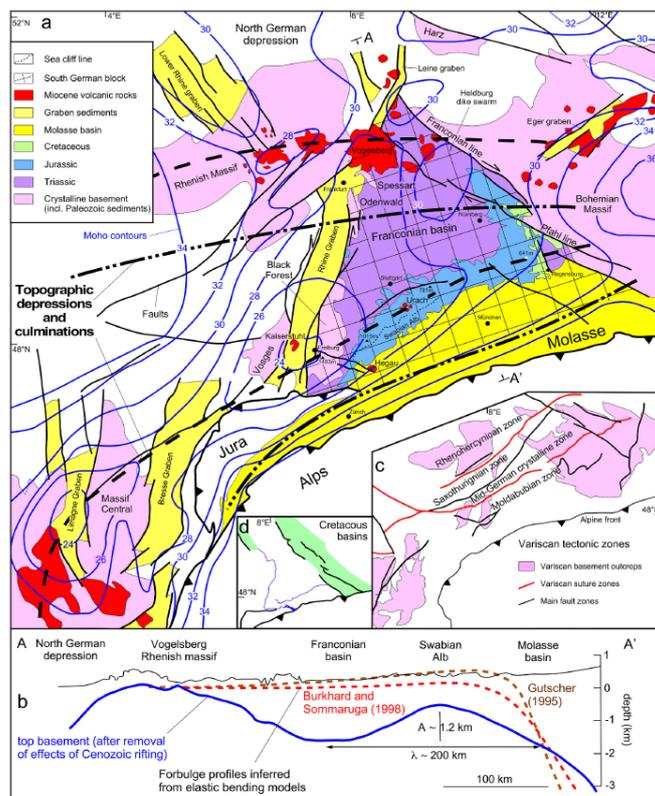


Abb. 5.1 aus Ring & Bolhar (2020): a) Vereinfachte Zusammenstellung der geologisch/tektonischen Verhältnisse des nördlichen und westlichen Alpenvorlands. Gestrichelte Linien geben den postulierten Verlauf der lithosphärischen Antiklinalen und Synklinalen wieder. (b) NW-SE Profil mit Darstellung der Wellung der Oberfläche des Basements. (c) Tektonische Gliederung des Variszikums. (d) NW-streichende Störungszonen und Sedimentbecken der Kreide. Weitere Erläuterungen s. Ring & Bolhar (2020)

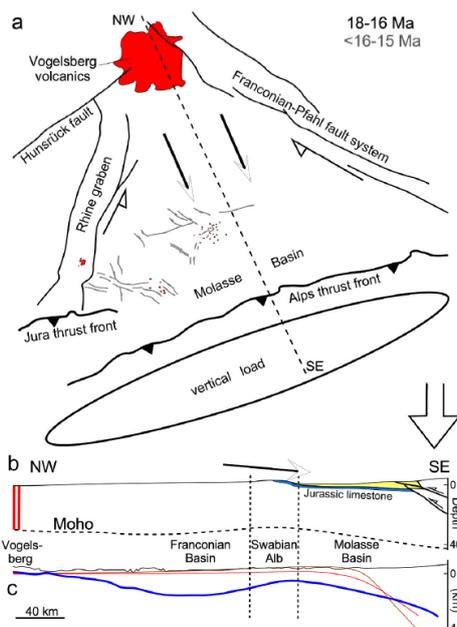


Abb. 5.2 aus Ring & Bolhar (2020): Tektonische Interpretation des nördlichen Alpenvorlandes in Karte und Profilen. Übergeordnete SSE-wärts gerichtetes Einfallen (zwei parallele Pfeile), Hebung und Erosion der Süddeutschen Scholle mit Einsetzen zwischen 18 und 16 Ma, zeitgleich mit der Hauptaktivitätsphase des Vogelsbergs. Die Profile (b) und (c) besitzen in der Vertikalen unterschiedliche Maßstäbe. Sie zeigen das räumliche Zusammentreffen der Moho-Antiform und der gefalteten Oberfläche des Basements unter der Schwäbischen Alb.

Aus plattentektonischer Sicht ergibt sich eine weitere Möglichkeit der Interpretation: Die Öffnung des Nordatlantiks zu Beginn des Paläozän (Abb. 5.3) erfolgte an zwei Armen eines Rifts, deren Bildung zu Beginn von der Förderung umfangreicher basaltischer Schmelzen begleitet wurde. An der südöstlichen Küste Grönlands und der Schelfregion Schottlands und Irlands sind allein mehrere Tausend Meter mächtige Lavadecken dokumentiert. Ein Rift entwickelt sich tektonisch bedingt immer aus drei Ästen, von denen häufig einer nur gering aktiv ist oder nach einer Anfangsphase abstirbt (failed arm eines triple junction). Ein failed arm ist vielfach durch ein Aulakogen und/oder eine Reihe von Vulkanfeldern gekennzeichnet. Vor diesem Hintergrund kann der känozoische Vulkangürtel, der vom Schottland-Plume nach Südosten ins Rheinische Schiefergebirge und darüber hinaus nach Osten bis Tschechien und Südpolen verläuft, als inaktiver Teil eines Rifts gedeutet werden, dessen Hauptentwicklung im Nordatlantik stattfand.

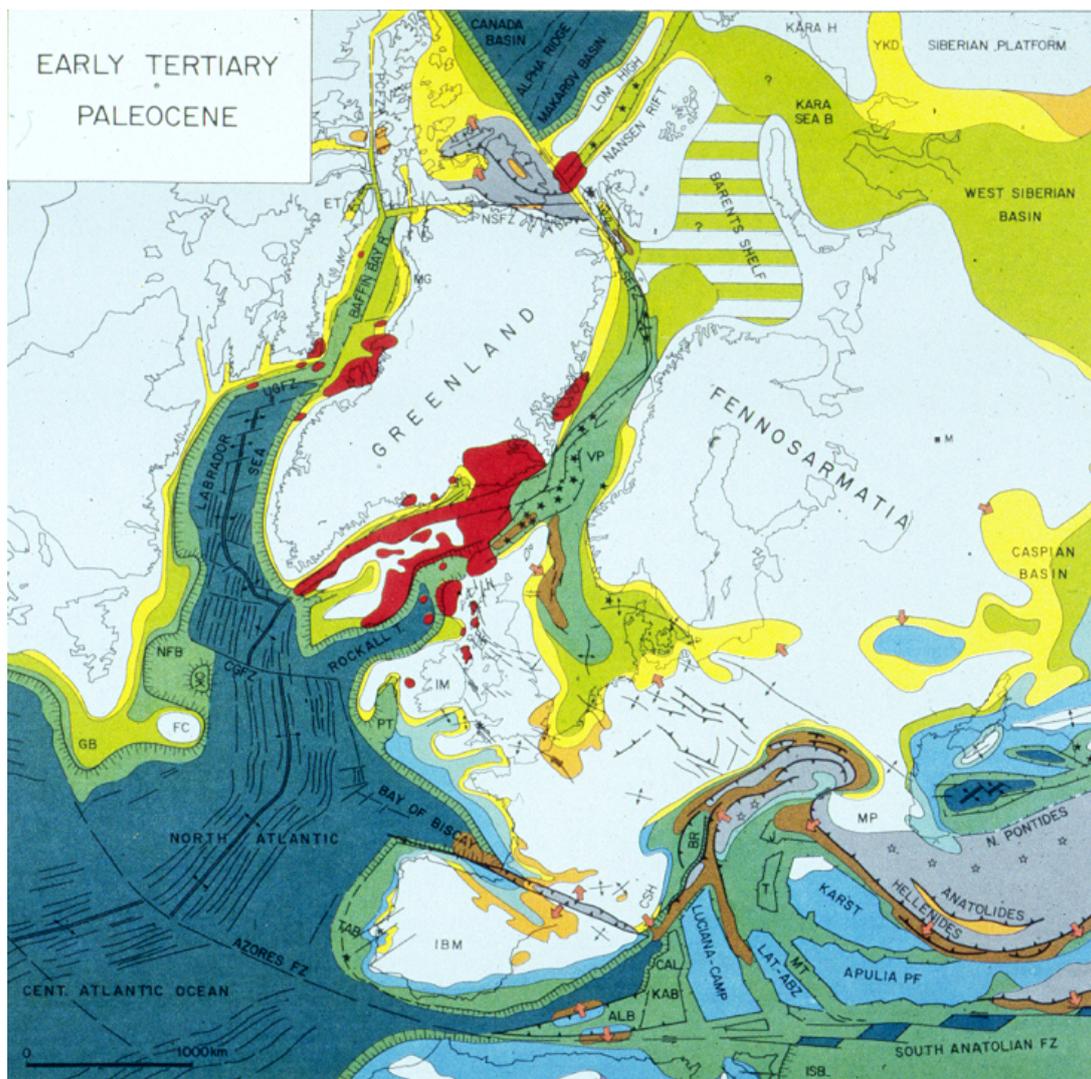


Abb. 5.3 aus Ziegler (1990): Paläogeographische Darstellung des Paläozän. An der südöstlichen Küste Grönlands und der Schelfregion Schottlands und Irlands sind die Vulkanite in Rot dargestellt. Von hier verlaufen Gänge nach SE durch England in die Richtung der heutigen Nordsee.

Eine derartige Interpretation wird gestützt von einem zeitlich und tektonisch parallel ablaufenden Fall im Osten des Südatlantiks. Es handelt sich um die Kamerunlinie, in der vergleichbar mit dem mitteleuropäischen Vulkangürtel über das gesamte Känozoikum an verschiedenen Stellen der Linie Vulkanfelder aktiv waren und zum Teil noch heute aktiv sind (z.B. Mount Cameroon, Barombi Mbo

Maar, Lake Nyos, Lake Monoun; Sigurdsson et al., 1987, Barberi et al., 1989). Die Kamerun-Linie verläuft parallel zum Benue-Trog, der als Aulakogen in Verbindung mit der Öffnung des Südatlantiks während der Kreide interpretiert wird (Abb. 5.4). Der Kamerun-Vulkangürtel ist jünger als der Trog und liegt randlich zu ihm, quert aber kleinere Sedimentbecken. Der Hauptunterschied zum mitteleuropäischen känozoischen Vulkangürtel ist die in Europa komplexere Tektonik und größere Weite der Relativbewegung der Platte über eine aktive Mantelzone.

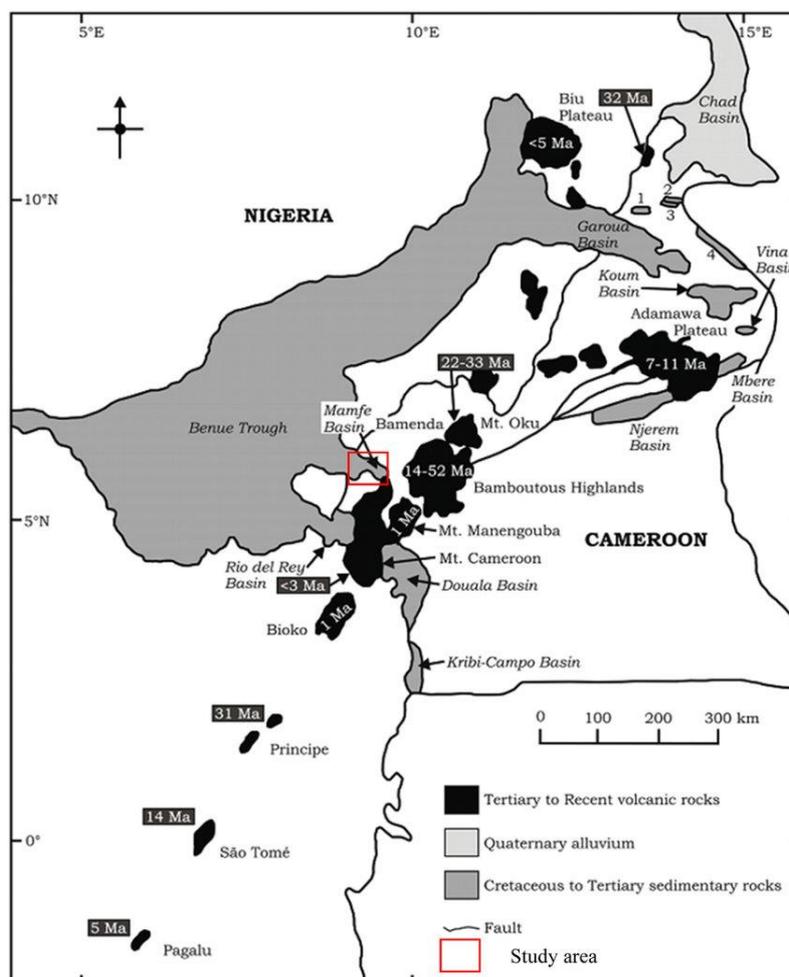


Abb. 5.4 Vulkanfelder der Kamerun-Linie mit Altersangaben und Bezeichnung der Sedimentbecken nach Fitton & Dunlop, 1985, Fitton, 1987; Marzoli et al., 2000; Moundi et al., 2007. 1: Hama Koussou Basin, 2: Figuil Basin, 3: Mayo Oulo Basin, 4: Lame Basin.

5.1.1 Die Prä-Känozoische Rift-Entwicklung der Nordsee und Norddeutschlands

Um die magmato-tektonische Entwicklung Mitteleuropas im Känozoikum nachvollziehen zu können, ist die Kenntnis der mesozoischen Vorgänge notwendig. Während Jura und Kreide vollzog sich in der Nordsee die Ausbildung eines Rifts zwischen Norwegen und England. Es entstanden der Central-Graben, das Egersund-Becken, der Moray Firth-Graben und weitere. Ein Seitenast entwickelte sich über das Broad Fortens Becken und das West Netherlands Becken bis zu den Niederlanden. Ein nördlicher Ast, der über das Vlieland Becken in das Niedersächsische Becken verlief, kann über die Subherzyne Senke nach Südosten bis zur Halle-Wittenberger Scholle angebunden werden. Die Riftentwicklung war Teil des Arktisch- Nordatlantischen Mega-Rift-Systems, das im Alttertiär zur Öffnung des Nordatlantik führte (Ziegler, 1992a). In Verbindung mit der Grabenbildung im

Nordseeraum entstand ein umfangreicher Vulkanismus, der z. B. in der triple-junction Position des Moray Firth-Grabens, Central-Grabens und Viking-Grabens bis zu 10.000 km³ Alkali-Vulkanite förderte (Woodhall & Knox, 1979; Ritchie et al., 1988). Kleinere Vulkanitvorkommen liegen auf den Flanken des Rifts, wie z.B. die Egersund-Provinz, die Central-Graben Provinz oder Vorkommen entlang der Niederländischen Gräben (Abb. 5.5). Absolute Altersdaten weisen eine magmatische Aktivität innerhalb des Riftes zwischen ca. 170 bis ca. 130 Ma nach (White & Latin, 1992; Latin & Waters, 1992).

Das Niedersächsische Becken kann als eine SE-Fortsetzung der Beckenentwicklung der Nordsee-Region angesehen werden. Die Beckenbildung erfolgte vom Ober-Jura bis zur oberen Unterkreide (Betz et al., 1987). Begleitend zur Beckenbildung intrudierten vermutlich basische Plutone bei Bramsche, Vlotho und Uchte in die obere Kruste. Die Intrusion bei Bramsche wird an den Beginn der Oberkreide gestellt (Teichmüller et al., 1984). Sie ist durch Vitritreflexionen überlagernder Sedimentgesteine, Illitkristallinität und geophysikalische Untersuchungen nachgewiesen (Will et al., 2013; Stadler & Teichmüller, 1971; Bilgili et al., 2009). Der Chemismus des Intrusionskörpers ist nicht bekannt, jedoch wird eine basische Zusammensetzung als am wahrscheinlichsten angesehen. In der Oberkreide kam es zur Intrusion von karbonatitischen Magmen östlich Halle (Karbonatit-Komplex von Delitzsch, 100 - 78 Ma (ungesichert), Rölling, 1990; 73 – 72 Ma, Krüger et al., 2013), der nach der neuen Datierung von Krüger et al. (2013) zeitlich mit der ältesten Phase der Eger-Rift Vulkanite im Osterzgebirge zusammenfällt (Ulrych et al., 2011). Die Verbindung der beiden Oberkreide-Intrusiva und des Osterzgebirgsvorkommens bei Ebersbach führt unter Berücksichtigung jüngerer Seitenverschiebung zu einem NW-SE Streichen, parallel zum "Nordharzlineament". Hieran lassen sich die Jura/Kreide Vulkanite der Niederlande im NW anschließen (Abb. 5.5), für die lediglich ein Alter vorliegt (ca. 150 Ma, Latin & Waters, 1992). Die basischen Intrusionen und Extrusionen des Nordsee-Rifts werden als magmatische Ereignisse in Zusammenhang mit der Rift-Entstehung gedeutet. Konsequenterweise können die Intrusionen bei Bramsche und Delitzsch sowie die Gänge von Ebersbach als Fortsetzung einer nach Südosten fortschreitenden Riftzone angenommen werden.

Nach (Wilson, 1991) können passive Rifts in einem fortgeschrittenen Stadium in aktive Rifts übergehen. Ob dieser Vorgang in dem Kreide-Rift eingesetzt hatte, ist unklar. Es folgte in der Oberkreide eine Umkehrung der Riftentwicklung mit Inversion der Becken und Gräben (Ziegler, 1987). Parallel hierzu fand eine Wanderung der gesamten europäischen Platte nach Norden statt (Besse & Courtillot, 1991, 2002). Über die Größenordnung ist aber wegen zu großer Fehler in der Breiten-Bestimmung keine genaue Aussage möglich. Auffällig ist, dass die Gräben parallel zur Wanderungsrichtung (Horn-, Glückstadt-, Oslo-Graben) nicht invertiert wurden (Ziegler, 1987, 1992b). Die magmatische Aktivität in den Kreideprovinzen war mit der tektonischen Umstrukturierung beendet.

Nach der Wanderung der Europäischen Platte nach Norden, bildete sich im Tertiär ein neuer Gürtel aus (s.o.), der im Paläozän in Schottland und Irland mit der Bildung umfangreicher Intrusionen und Basaltergüsse begann (Emeleus & Gyopari, 1992; Ganerød et al., 2008; s.o.). Nach einer Vorphase in der Zeit zwischen 62–58 Ma (Zusammenfassung in Hansen et al., 2002) setzte eine wesentlich umfangreichere magmatische Entwicklung ein, die auf den Zeitraum von 56–53 Ma datiert. Hiermit verbunden war die Öffnung des Nord-Atlantiks (Saunders et al., 1997). Die jüngste Aktivität dieser Region ist jünger als die tertiären Solitärvulkane und Gänge im Umfeld des Oberrheingrabens, inklusive Vogelsberggänge und Trachytintrusionen, sowie denen des Egergrabens.

Mit Ausklingen des Vulkanismus im westlichsten Teil des Gürtels setzte sich die magmatische Aktivität nach Osten, bis Südwest-Polen fort. Die Verteilung der hierbei entstandenen Vulkanfelder von der Eifel bis SW-Polen ist auffällig gleichmäßig. Die Zentren der einzelnen Provinzen liegen alle ca. 60 bis 65 km auseinander. Bonatti (1985) konnte am 'seafloor spreading' des Roten Meeres zeigen, dass die Neubildung ozeanischer Kruste von "heißen Punkten" ausgeht, die als Zentren einzelner Zellen vorliegen. Die Zentren treten hier regelmäßig in einem Abstand von ca. 50 km auf und setzen sich aus

dem Roten Meer nach Norden in den Kontinent fort. Schouten et al. (1985) beobachteten am Mittelatlantischen Rücken und am Ostpazifischen Rücken ebenfalls eine Aufteilung der 'spreading'-Zonen in einzelne Zellen, die im Zentrum ein Maximum der magmatischen Aktivität besitzen. Sie fanden einen über bestimmte Abschnitte gleichbleibenden Abstand der Zellzentren, der in Abhängigkeit zur 'spreading'-Rate zwischen 30 und 80 km liegt. Der Vergleich des mitteleuropäischen Vulkangürtels mit den ozeanischen 'spreading'-Zentren gibt einen weiteren Hinweis, dass die Vulkanfelder des Ost-West-Gürtels ursächlich mit der Anlage eines Riftsystem in Zusammenhang gestanden haben können.

Unter der Voraussetzung, dass während der Kreidezeit ein Übergang zu einem aktiven Rift eingesetzt hatte und eine Norddrift von Europa tatsächlich in der erforderlichen Größenordnung stattfand, lässt sich der magmatische Gürtel der Kreide mit dem des Tertiärs in Beziehung setzen. Das Verhältnis von Wanderungsgeschwindigkeit der Platte zur Aktivität im Mantel muss so groß gewesen sein, dass sich zwischen dem Oberkreide-Riftgürtel in Norddeutschland und dem 190 km weiter südlich gelegenen tertiären Gürtel keine Vulkanspur in der Länge der "Riftzone" entwickeln konnte (vergleichbar mit der punktuellen Spur der 'hot spots'). In diesem Zusammenhang sind Untersuchungsergebnisse aus dem Vulkanfeld der Hessischen Senke von Interesse. Wedepohl (1987) und Harmon et al. (1987) konnten anhand von Spurenelement- und Isotopenanalysen zeigen, dass relativ kurz vor der Bildung der Magmen eine Zufuhr fluider Phasen stattgefunden haben muss.

Mit dem erneuten Einsetzen des Vulkanismus im Quartär entlang des tertiären Vulkangürtels (West- und Osteifel, Vogtland) könnte einerseits eine Fortsetzung der alten Aktivität mit einer plattentektonisch bedingten Neupositionierung gefolgert werden, andererseits ist auch ein neuer mantelbedingter magmatischer Impuls denkbar, der nur zufällig mit älteren Feldern überlappt. Den letzteren Fall betonen Fekiacova et al. (2007), da sie aufgrund plattentektonischer Verlagerung des Kontinents den zum Hocheifel-Vulkanismus gehörigen Mantelbereich 1000 km weiter südwestlich sehen. Dieser Wert erscheint allerdings unsicher, da die Lagebestimmung noch zu große Fehler beinhalten kann.

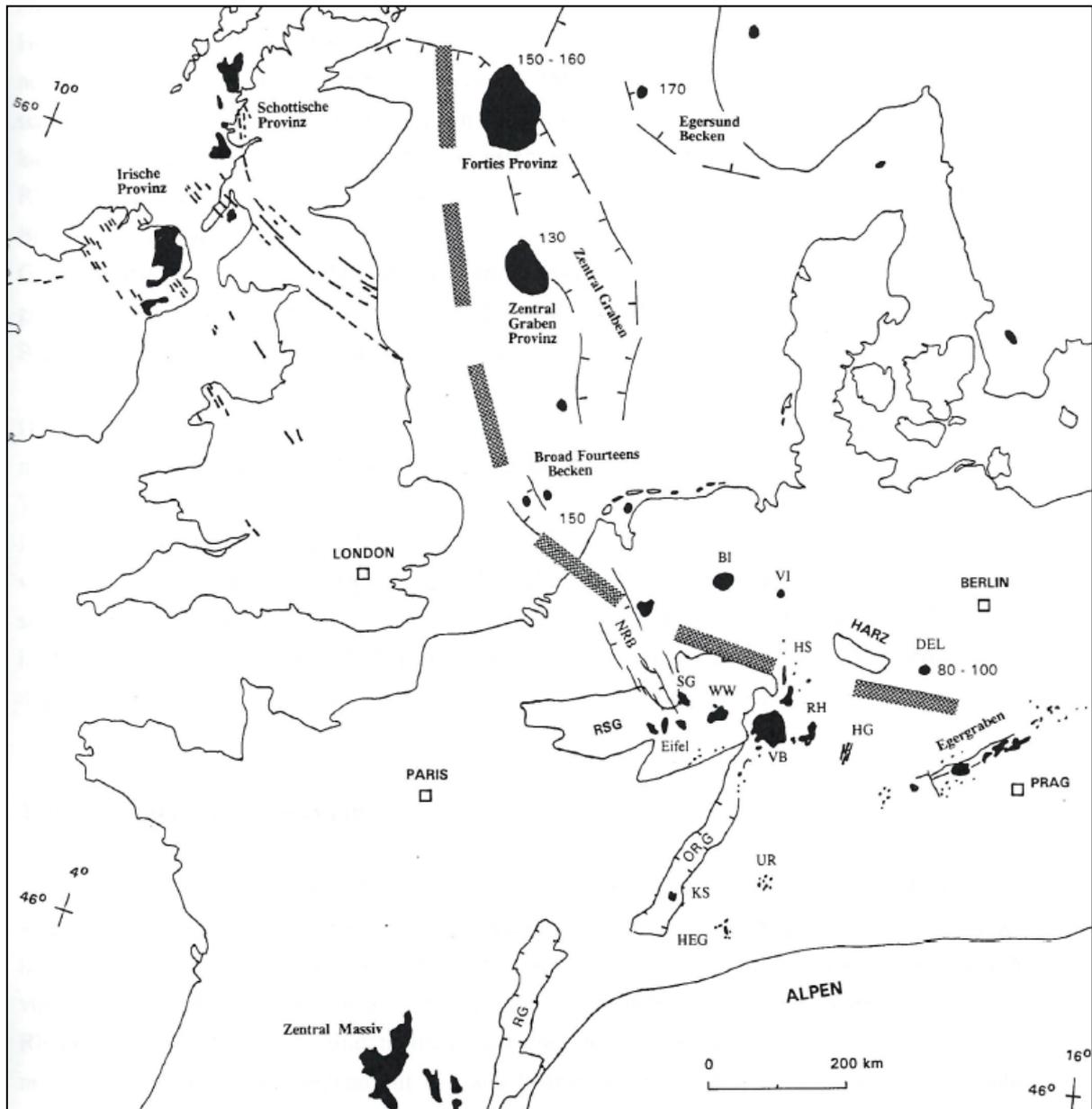


Abb. 5.5 aus Schreiber (1996): Lage der kontinentalen Vulkanprovinzen aus Jura und Kreide (nordöstlich der gestrichelten Linie, Zahlen: Alter in Ma) im Vergleich zu känozoischen Vulkanfeldern in Mittel-, West und SW-Europa. Irische und Schottische Provinz 62 – 53 Ma. BI: Bramsche Intrusion, VI: Vlotho Intrusion, DEL: Karbonatit von Delitzsch (neue Daten: 73 – 72 Ma) SG: Siebengebirge, WW: Westerwald, VB: Vogelsberg, HS: Hessische Senke, RH: Rhön, HG: Heldburger Gangschar, KS: Kaiserstuhl, HEG: Hegau, UR: Urach, RG: Rhone-Graben, ORG: Oberrheingraben, NRB: Niederrheinische Bucht

Mit der Interpretation des zentraleuropäischen Vulkangürtels als Teil eines unvollständig entwickelten Rift-Arms ist für die süddeutschen Vulkanfelder ein anderer Entstehungsprozess zu folgern. Sie werden zusammen mit dem känozoischen Vulkanismus in Frankreich ursächlich mit der Entstehung der Alpen in Verbindung gebracht (Wilson & Downes, 1991). Im westlichen und nördlichen Randbereich der Alpen befinden sich die känozoische Vulkanprovinz des Massif Central (und den Vulkanen von Escandorgue und Languedoc), der Kaiserstuhl (19 – 15 Ma) im südlichen Oberrheingraben sowie die Vulkanfelder Hegau (13 – 6 Ma) und Urach (17 – 11 Ma), die zusammen einen auffälligen Bogen um die Alpen bilden. Hierbei ist die jeweilige tektonische Position unterschiedlich. Die Vulkane des Massif Central liegen in einer angehobenen Randposition zum Rhonegraben, während der Kaiserstuhl direkt in Grabenposition als Folge der Oberrheingrabenbildung

diskutiert wird (passive Mantelaufwölbung, u.a. Ziegler, 1992a). Die Vulkane der Urach- und Hegau-Felder liegen außerhalb des Grabens auf der Süddeutschen Großscholle. Einige solitäre Vulkane mit z.T. höheren, bis kretazischen Altern befinden sich im Randbereich des Oberrheingrabens (Südschwarzwald 117? – 16 Ma; Kraichgau 70 – 55 Ma). Zeitlich hierzu gehören die Camptonit-Gänge des Vogelsberges mit 67 Ma sowie einem trachytischen Lavadom mit gleichem Alter (s.o.). Die älteren vulkanischen Zeugnisse werden u.a. mit der gleichzeitig einsetzenden Hebung des Rheinischen Schildes in Verbindung gesehen (Keller et al., 2002; Mertz & Renne, 2005; Schmitt et al., 2007).

5.2 Quartärer Vulkanismus

Ein besonderes Augenmerk für die Gefährdungsabschätzung liegt zwangsläufig auf dem quartären, subrezenten Vulkanismus, der jeweils für die Eifel und das Vogtland dokumentiert ist. Die Aktivitäten sind in diesen Gebieten nach geophysikalischen, geochemischen und geologischen Hinweisen noch nicht abgeschlossen und bedürfen einer besonderen Aufmerksamkeit. Die Verhältnisse und die daraus abzuleitenden Grenzziehungen werden in den Kap. 9 (Eifel) und Kap. 11 (Vogtland) ausführlich vorgestellt.

6. Großtektonischer Rahmen

In den Modellen, die die Ursachen der magmatischen/vulkanischen Aktivität in Mitteleuropa beschreiben, müssen eine Vielzahl ineinandergreifender Prozesse berücksichtigt sein. In erster Linie sind die Einflüsse des Mantels zu verstehen, die letztlich Ursache für die Bereitstellung von Magmen sind. Hier sind langlebige Strömungssysteme (Dauer: Hunderte Ma) aus Regionen des unteren Mantels (hot spot) von einzelnen Plumes (Dauer wenige Ma bis 10er Ma) zu unterscheiden, die von der 650 km Manteldiskontinuität oder darüber liegenden Mantelzonen aufsteigen. Eine Aneinanderreihung einzelner Plumes kann die Startphase eines aktiven Riftsystems bedeuten, die wie im Fall des Roten Meeres bei anhaltender Entwicklung zur Trennung eines Kontinentabschnittes führen. Riftsysteme starten im Normalfall mit der Anlage von drei Teilästen (die letztlich weit fortgeschritten zu einem triple junction führen), von denen sich im fortgeschrittenen Fall zwei Äste gleichzeitig in Richtung ozeanischer Kruste entwickeln, während der dritte Ast unterdrückt wird (s.o.). Zu einem späteren Zeitpunkt kann sich, wie im Beispiel Rotes Meer /Golf von Aden, ebenfalls ein vollständig entwickelter Riftarm ausbilden (Ostafrikanischer Grabenbruch). Weiterhin sind plattentektonische Einflüsse zu berücksichtigen, die die Lithosphäre verbiegen, großregionale Schersysteme anlegen bzw. Graben- und Horst-Bildungen steuern.

Teleseismische Studien zur Erforschung des Erdmantels bieten die Möglichkeit, Abschätzungen über Auftreten und Konfiguration von Temperaturanomalien (Mantle-Plumes) zu treffen. Sie bilden eine auf validen Daten aufbauende Basis, die in Kombination mit Isotopendaten der Mofettengase sowie geologischen Befunden eine qualitative Aussage über künftige vulkanische Aktivitäten erlauben. Sie helfen u.a. zu unterscheiden, ob die tertiären Vulkanfelder eine heute noch bestehende Anbindung an eine Mantelanomalie haben oder es sich nur um zufällige Überlappungen der quartären Aktivitäten mit den alten Vulkanfeldern handelt. Aus diesem Grund werden die publizierten Untersuchungsergebnisse zum Aufbau des mitteleuropäischen Erdmantels an den Anfang gestellt, gefolgt von der Betrachtung der Gasuntersuchungen, der Tektonik sowie der regionalen Verbreitung des känozoischen Vulkanismus.

6.1 Der Erdmantel unter Europa

6.1.1 Teleseismische Studien

Die Kenntnis über die Struktur des Erdmantels in Europa stammt aus verschiedenen teleseismischen Messkampagnen, die in den letzten dreißig Jahren von verschiedenen Arbeitsgruppen durchgeführt wurden (Goes et al., 1999; Ritter et al., 2000, 2001; Keyser et al., 2002; Walker et al., 2005; Budweg et al., 2006; Ritter, 2007; Koulakov et al., 2009; Zhu et al., 2012). Mit unterschiedlichen Verfahren wurden hierbei die Laufzeitveränderungen der P- und S-Wellen genutzt, um großräumige temperatur- bzw. fluidbedingte Veränderungen des Mantels zu detektieren.

Bereits in der Publikation von Goes et al. (1999) ist anhand einer Auswertung der P-Wellengeschwindigkeiten ein anomal heißer Mantel unter dem Schiefergebirge und Teilen von Süddeutschland an der Basis des lithosphärischen Mantels (Tiefe 100 km) gefunden worden (Abb. 6.1). Der Vergleich mit dem Massif Central zeigt, dass die hier als Mantle Plume identifizierte Anomalie ähnlich der der Eifel ist. In beiden Gebieten gibt es quartären Vulkanismus. Von der Eifel zieht sich ein diffuses Band mit geringeren Wellengeschwindigkeiten über den Vogelsberg nach Osten unter die Böhmisches Masse. Gleichzeitig wird in dieser Arbeit dokumentiert, dass eine Anbindung an den tieferen Mantel unter 600 km nicht existiert.

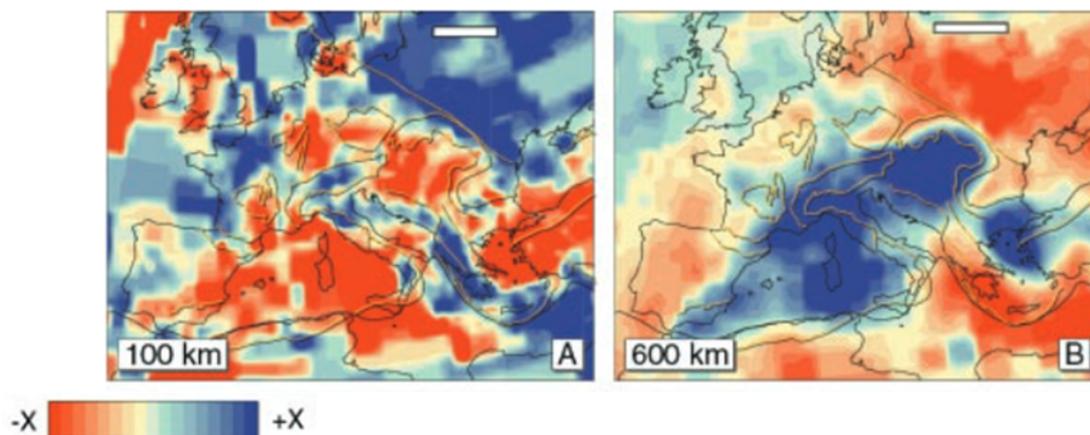


Abb. 6.1 aus Goes et al. (1999): Tomografische Darstellung der P-Wellen-Geschwindigkeitsanomalien. Die Abbildungen zeigen einen Querschnitt in einer Tiefe von 100 km (A) bzw. 600-km (B). Der weiße Maßstab entspricht 500 km. Die Farbskala repräsentiert die Geschwindigkeitsabweichung in Prozent, in Rot der langsamere Wert und Blau der schnellere im Vergleich zum Referenzmodell. Bereits in dieser Auswertung sind in einer Tiefe von 100 km langsamere Geschwindigkeiten unter Teilen des Rheinischen Schiefergebirges, Südwest-Deutschlands und der Böhmisches Masse zu erkennen. Auch unter dem Massif Central, unter dem ein Mantle-Plume nachgewiesen wurde (Barth et al., 2007), wird die Abweichung deutlich. Die Werte in 600 km Tiefe zeigen, dass eine Anbindung an den unteren Mantel fehlt. X = 2% in (A), 1% in (B).

Koulakov et al. (2009) stellen P- und S-Wellengeschwindigkeiten für den Mitteleuropäischen und Südeuropäischen Mantel bis zu einer Tiefe von mehr als 600 km gegenüber. Sie interpretieren in mehreren Profilen Mantelanomalien, die gerade in Südeuropa mit aktivem Vulkanismus korrelieren (Abb. 6.2).

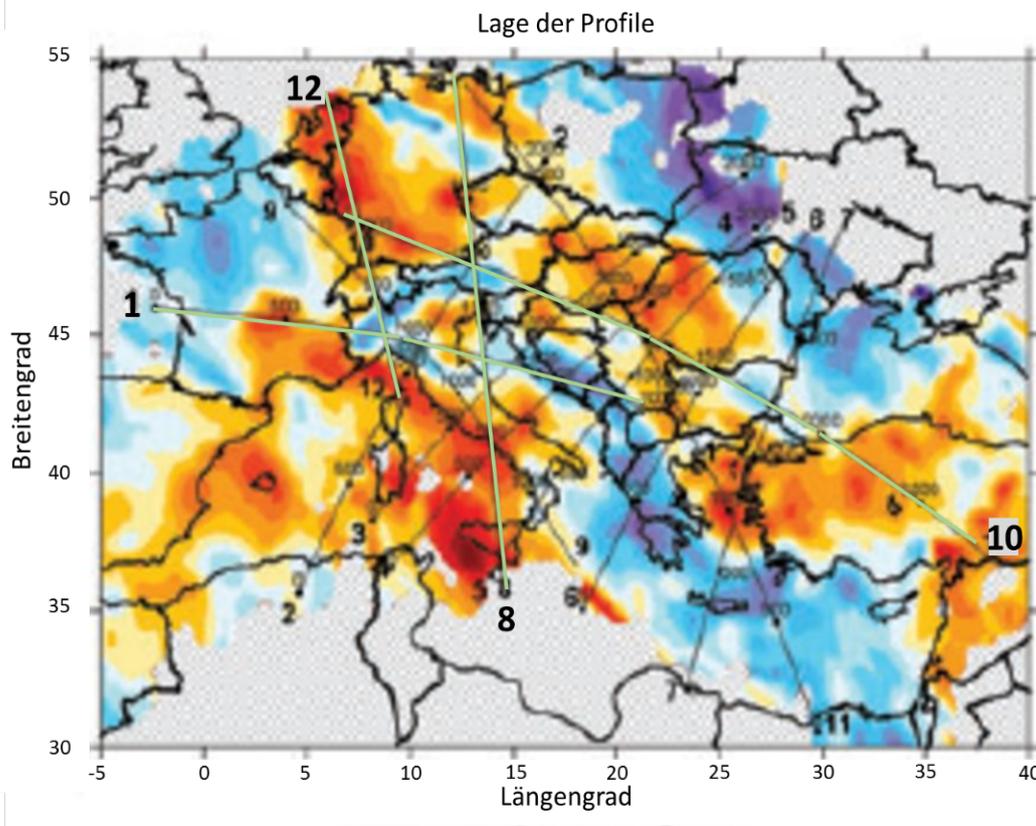


Abb. 6.2 aus Koulakov et al. (2009): Lage der nachfolgend beschriebenen Profilschnitte (P 1, P 12, P 8, P10) auf der horizontalen Darstellung der Mantelanomalien (P-Wellen) in 100 km Tiefe.

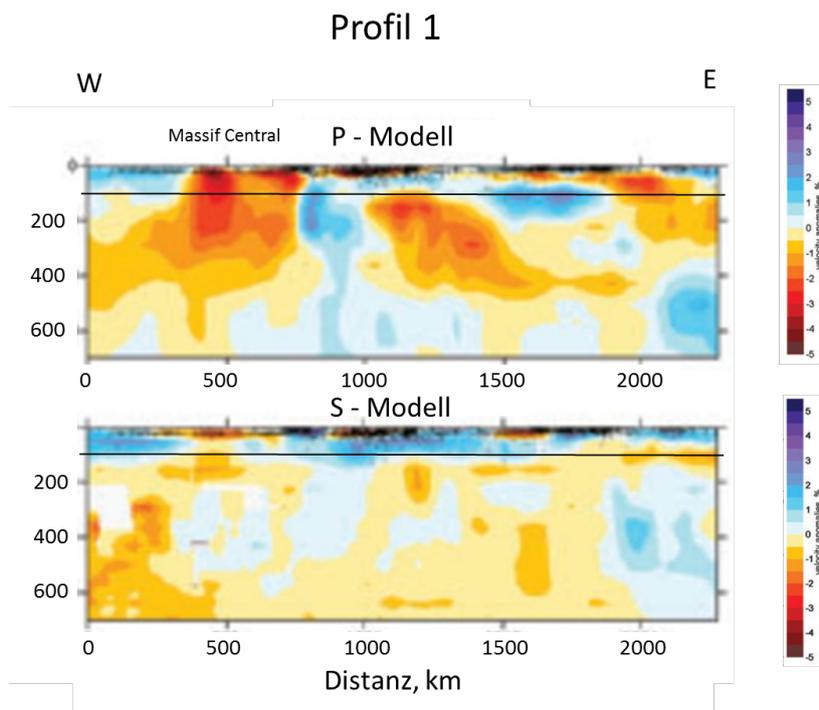


Abb. 6.3 aus Koulakov et al. (2009): Profil 1 aus Abb. 6.2: West-Ost – Profil in Höhe des Massif Central. Geschwindigkeitsabweichung der P-Wellen (oben) und S-Wellen im Mantel bis > 600 km Tiefe.

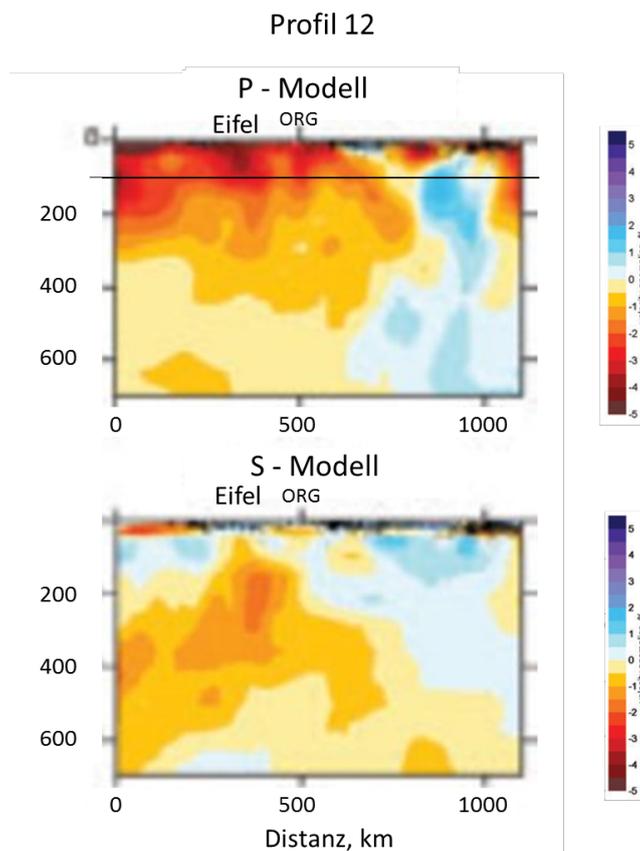


Abb. 6.4 aus Koulakov et al. (2009): Profil 12 aus Abb. 6.2: NNW-SSE Profil mit Darstellung der Geschwindigkeitsabweichungen von P- und S-Wellen im Mantel unter Rheinischem Schiefergebirge und Südwest-Deutschland.

In Abb. 6.3 ist mit dem Profil 1 (West – Ost, Abb. 6.2) der Mantel unter dem Massif Central dargestellt. Deutlich werden die Laufzeitanomalien sowohl der P- als auch der S-Wellen in der Region, in der der Mantle-Plume dokumentiert ist. Die nach Osten anschließenden tiefblauen Farben dokumentieren eine Zunahme der Wellengeschwindigkeiten, die mit dem Abtauchen der Platte in Zusammenhang mit der Alpenorogenese in Verbindung steht.

Das Profil 12 (Abb. 6.4) verläuft in NNW-SSE Richtung im Westen von Deutschland und quert sowohl das Rheinische Schiefergebirge mit der Eifel als auch das Gebiet westlich des Oberrheingrabens. Die P-Wellengeschwindigkeiten sind über eine Distanz von mehr als 500 km von Nord kommend bis in eine Tiefe von >200 km deutlich reduziert. Die stärksten Abweichungen befinden sich unter der Eifel im lithosphärischen Mantel. Hier wird der Einfluss eines Mantle-Plumes vermutet. Aber auch westlich des Oberrheingrabens ist noch eine deutliche Reduktion der Wellengeschwindigkeiten zu erkennen.

Die Auswertung der S-Wellen verdeutlicht eine Reduktion der Geschwindigkeiten innerhalb einer relativ schmalen Zunge unter der Eifel, die im lithosphärischen Mantel bis an die Kruste/Mantel-Grenze reicht. Im unterlagernden asthenosphärischen Mantel verbreitert sich die Anomalie nach Süden, wobei die Geschwindigkeitsabnahme der S-Wellen zum Teil noch deutlicher wird. Nördlich und südlich der Eifel liegen im obersten Teil des Mantels normale Verhältnisse vor. Lediglich in Höhe des Oberrheingrabens scheint es eine schmale Zone mit geringeren Wellengeschwindigkeiten zu geben, die an die tieferliegende größere Anomalie der Eifel angebunden ist.

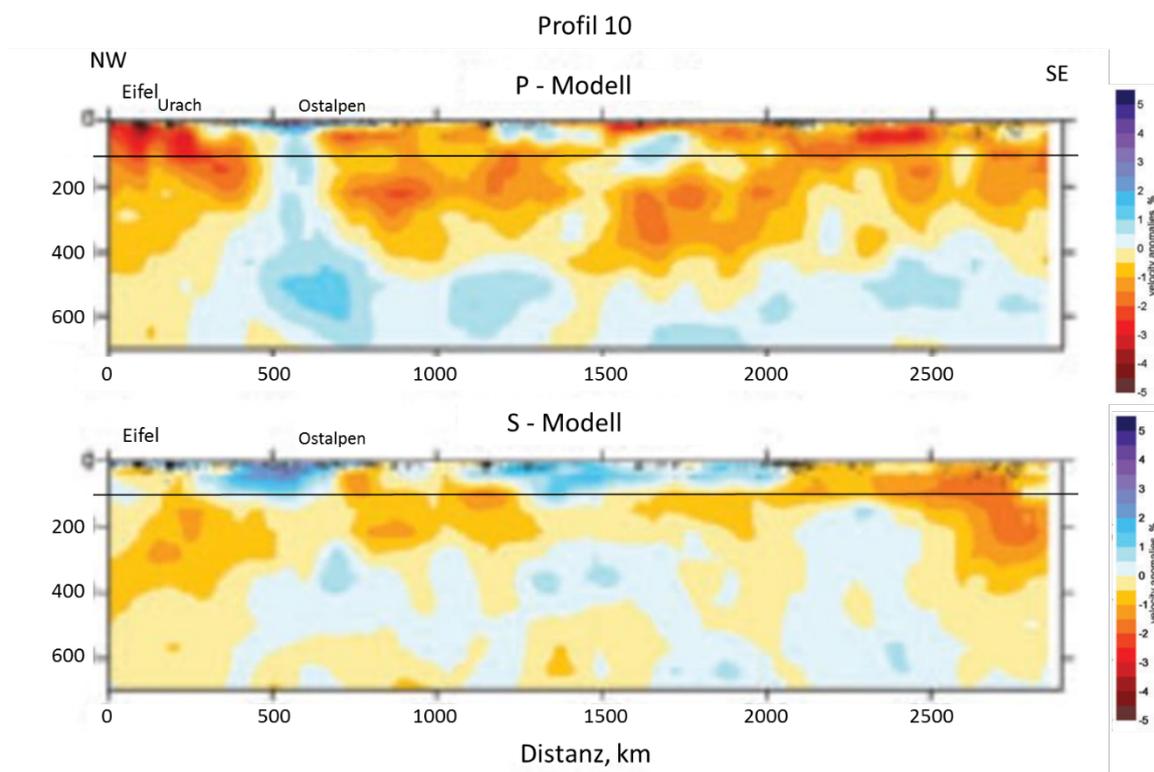


Abb. 6.5 aus Koulakov et al. (2009): Profil 10 aus Abb. 6.2: NW-SE Profil mit Darstellung der Geschwindigkeitsabweichungen von P- und S-Wellen im Mantel unter Rheinischem Schiefergebirge und Süd-Deutschland.

Im Profil 10 (Abb. 6.5) sind im nordwestlichsten Abschnitt die Verhältnisse im Mantel von West- und Süddeutschland dargestellt. Zu den schon im Profil 12 verdeutlichten Anomalien des Rheinischen Schiefergebirges kommen in Süddeutschland bis in 200 km Tiefe Laufzeitverringerungen der P-Wellen im Bereich Urach hinzu, die bis an die Moho heranreichen. Weiter südöstlich verlagern sich die anomalen Verhältnisse in tiefere Bereiche und prägen den lithosphärischen und oberen

asthenosphärischen Mantel. Erst im Einflussbereich der alpinen Subduktionszone treten normale Wellengeschwindigkeiten auf.

Die Auswertung der S-Wellen zeigt eine Abnahme der Geschwindigkeiten im lithosphärischen Mantel sowohl unter der Eifel als auch Hegau und Urach. Bei Letzteren ist eine deutliche Anbindung an den asthenosphärischen Mantel zu erkennen, in dem bis auf 400 km Tiefe reduzierte Wellengeschwindigkeiten beobachtet wurden.

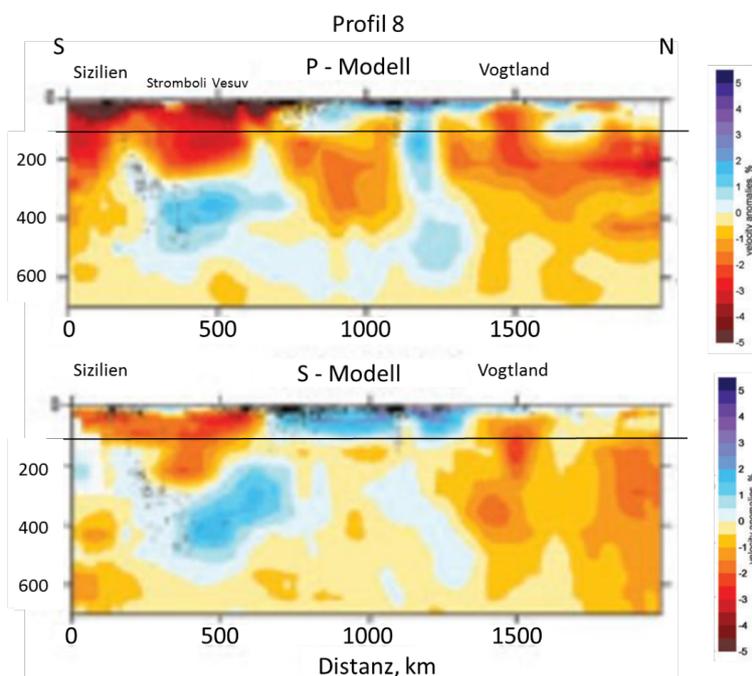


Abb. 6.6 aus Koulakov et al. (2009): Profil 8 aus Abb. 6.2: S-N Profil mit Darstellung der Geschwindigkeitsabweichungen von P- und S-Wellen im Mantel unter dem Vogtland.

Das S-N Profil 8 (Abb. 6.6) quert die Region des Vogtlands, in der quartärer Vulkanismus dokumentiert ist. Die P-Wellengeschwindigkeiten sind hier im lithosphärischen Mantel in einer breiteren Zone bis in die Kruste reduziert. Zur Tiefe schließt sich ein weitreichender Teil des asthenosphärischen Mantels mit anomalen Geschwindigkeiten an, der bis an die Ostsee reicht. Für die S-Wellengeschwindigkeiten liegen im Bereich der Kruste des Vogtlands, sowie südlich und nördlich davon keine anomalen Verhältnisse vor. Im lithosphärischen und asthenosphärischen Mantel ist dagegen direkt unter dem Vogtland eine deutliche Verringerung der S-Wellengeschwindigkeiten gefunden worden.

Zhu et al. (2012) beschreiben Mantelanomalien unter Europa anhand von Geschwindigkeitsabweichungen vertikal polarisierter Scherwellen (β_v) in Tiefschnitten von 75 km, 175 km, 275 km, 475 km und 625 km (Abb. 6.7). Während sich im lithosphärischen Mantel unter der Eifel wieder eine deutliche negative Anomalie abzeichnet, ist eine Reduzierung der Wellengeschwindigkeiten unter der Oberrheingrabenregion schwächer ausgeprägt. In gleicher Größenordnung liegen Anomalien unter dem Vogtland und der Böhmisches Masse vor, ebenso unter dem Harz. Die „Harz-Anomalie“ taucht in den tieferen Schnitten nicht mehr auf und wird nicht weiter betrachtet, dagegen bleibt die Eifelregion bis in größere Tiefen erhalten und vergrößert sich bis 275 km auf eine Fläche, die große Teile von Süddeutschland bis zur tschechischen Grenze einnimmt. Unter dem Oberrheingraben ist ab 175 km keine Abweichung mehr zu erkennen. Mit zunehmender Tiefe (475 km und 625 km) treten die Anomalien vollständig zurück, woraus eine fehlende Kopplung mit dem unterlagernden Mantel deutlich wird.

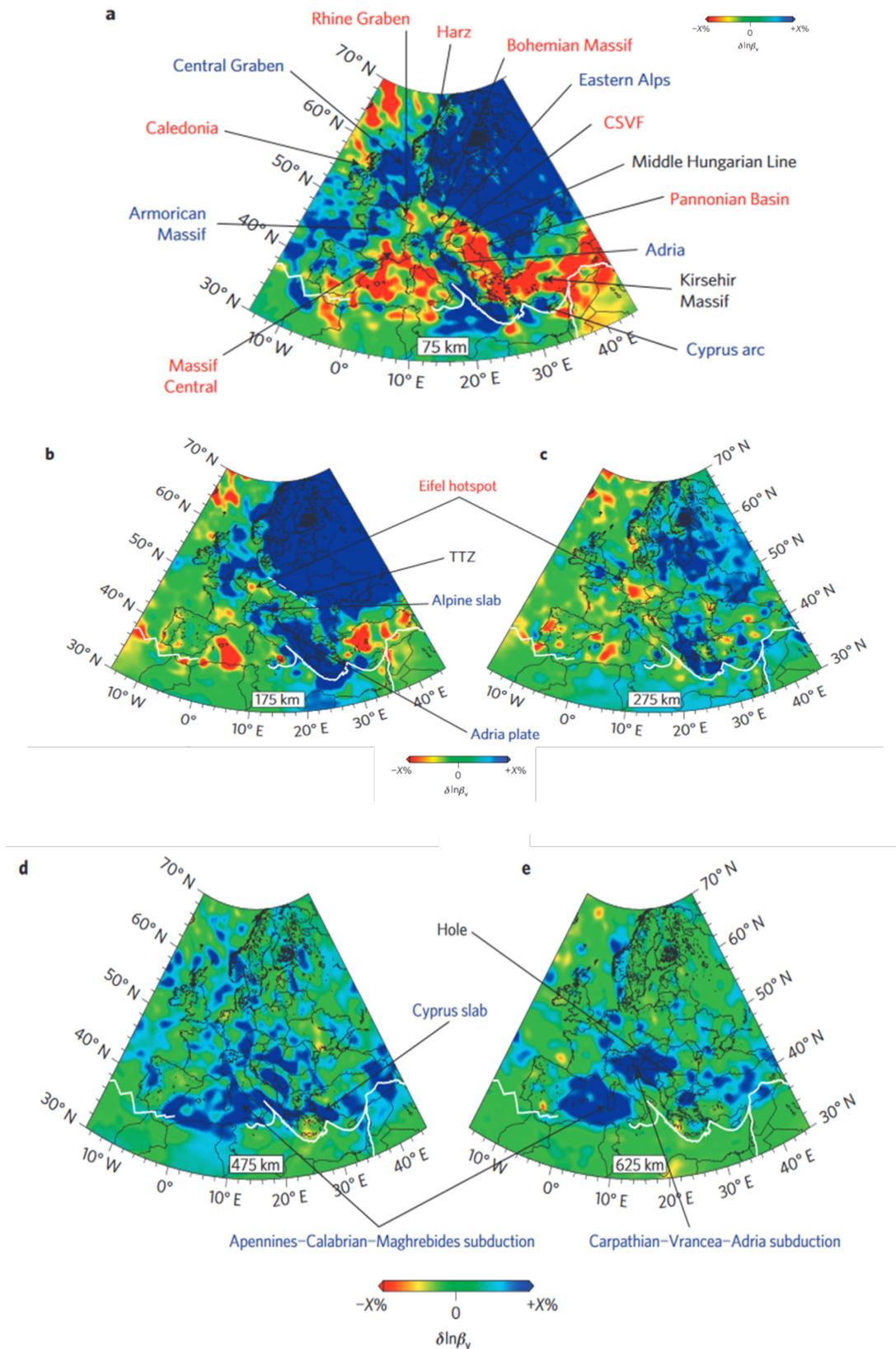


Abb. 6.7 aus Zhu et al. (2012): Horizontale Darstellung der relativen Abweichungen vertikal polarisierter Scherwellen β_v , $\delta \ln \beta_v$, in der Tiefe von a: 75 km, b: 175 km, c: 275 km, d: 475 km, e: 625 km. Die Farben geben die relativen Abweichungen der Wellengeschwindigkeit in Bezug auf das 1D Hintergrundmodell STW105 an (Kustowski et al. 2008). Die Abweichungen reichen von -X% bis +X%, wobei für a: X=4 und b - e: X=3 ist. CSVF, Central Slovakian Volcanic Field; TTZ, Tornquist-Teisseyre Zone.

6.1.2 Der Eifel-Plume

Bereits 1988 hat Ochmann Laufzeitanomalien hinsichtlich einer Mantelanomalie im Bereich des Laacher Sees untersucht. Ritter et al. (2001) beschreiben nach Beobachtungen der P-Wellenlaufzeiten für den Mantel unter dem Rheinischen Schiefergebirge eine bis zu 3% verringerte Geschwindigkeit, die sie einer Mantle-Plume Struktur im asthenosphärischen Mantel unter der Eifel zuordnen, die bis in den lithosphärischen Teil des Mantels aufgestiegen ist (Abb. 6.8). Da die gefundenen Laufzeitabnahmen nicht plausibel mit Variationen der Gesteinszusammensetzung erklärt werden können, schlossen sie auf eine erhöhte Temperatur von 150 – 200 °C (± 100 °C) als Ursache.

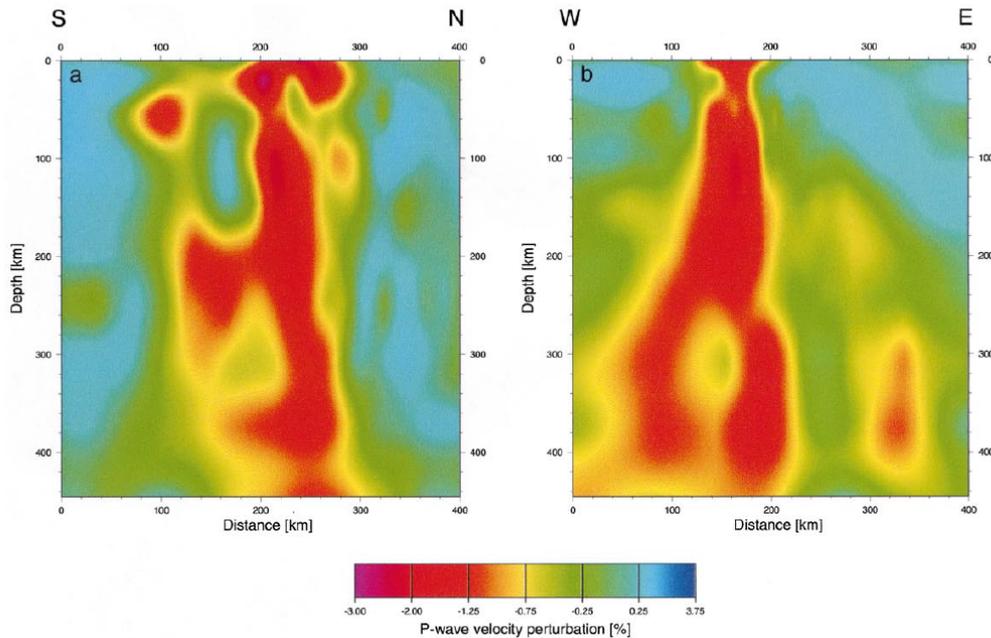


Abb. 6.8 aus Ritter et al. (2001): Tomografisches Model des Eifel-Plumes in vertikalen S-N - und W-E – Profilschnitten (Abb. 6.9; Ritter et al. 2001). Dargestellt sind die Abweichungen der P-Wellen Geschwindigkeit. Die roten Farben geben die Bereiche mit niedrigen seismischen Geschwindigkeiten an, für die erhöhte Temperaturen angenommen werden (150 – 200 °C).

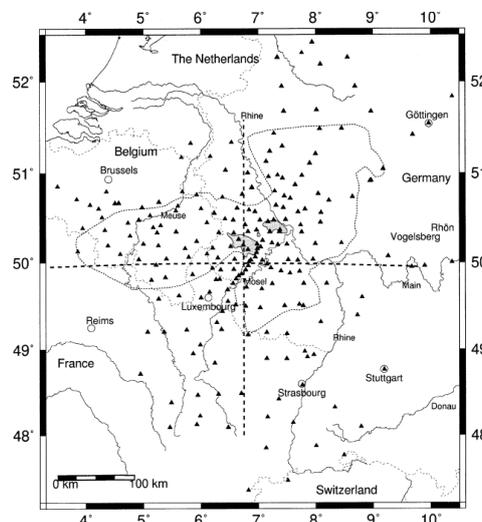


Abb. 6.9 aus Ritter et al. (2001): Lage der Profile der Abb. 6.8. Schwarze Dreiecke geben die für die Messung der P-Wellen Laufzeiten verwendeten seismischen Stationen an.

Aus den Untersuchungsergebnissen und der tomografischen Modellierung des Mantel-Plumes vermuten sie, dass durch großvolumigen Aufstieg heißeren Mantelmaterials aus größeren Tiefen auch nur kleine Vulkanfelder entstehen können. Sie weisen darauf hin, dass die Schmelzproduktion im Plume von der Stärke und Geschwindigkeit des Aufstiegs, dem Fluidgehalt, der Mächtigkeit der überlagernden Lithosphäre sowie der Temperaturdifferenz zum umgebenden Mantel abhängt. Die letzten beiden Parameter sollen maßgebliche Größen für den Grad der partiellen Schmelzbildung sein. Aus den gewonnenen Erkenntnissen lassen sich Zusammenhänge für die geringere vulkanische Aktivität im Vogtland ableiten.

Bei allen Überlegungen zum quartären Vulkanismus ist zu berücksichtigen, dass die tertiären Vulkanfelder wie z.B. Westerwald, Vogelsberg oder auch Rhön durch wesentlich größere Volumina an Laven und Pyroklastika gekennzeichnet sind. Die Aktivität erstreckte sich über mindestens das Zehnfache der Zeit im Vergleich zur bisherigen Tätigkeit der jungen Vulkane. Da der Aufstieg des Eifel-Plumes nicht als abgeschlossen gesehen werden kann (Aufstiegsgeschwindigkeit bis zu 6 cm pro Jahr, Ritter, 2005; s.u.), muss in den nächsten 1 Ma weiterhin mit einem umfangreichen Vulkanismus gerechnet werden.

Keyser et al. (2002) berechneten in einer Untersuchung zum Eifel-Plume Laufzeitanomalien von Scherwellen, die sie in zwei vertikalen Profilschnitten bis in eine Tiefe von 500 km darstellen konnten (Abb. 6.10). Der Verlauf der Profile ist in Abb. 6.11 skizziert. Sowohl im NW-SE – Profil als auch im W-E – Profil wird die als Mantle-Plume identifizierte Anomalie deutlich. Sie erstreckt sich vom lithosphärischen Mantel bis auf ca. 180 km in den asthenosphärischen Mantel. Weiter zur Tiefe folgt eine Lücke von ca. 70 km mit normalen Laufzeiten, worauf sich bis >500 km eine weitere Zone mit reduzierter Wellengeschwindigkeit anschließt. Hierdurch unterscheiden sich die Manteleigenschaften für S-Wellen deutlich von denen der P-Wellen. Auffällig ist ein deutlicher Anstieg der Wellengeschwindigkeiten nach SE in den Stuttgarter Raum (tiefblau). Im West-Ost – Profil wird dagegen eine weitere, schwächere Anomalie sichtbar, die in den Bereich des tertiären Vogelsberges verläuft.

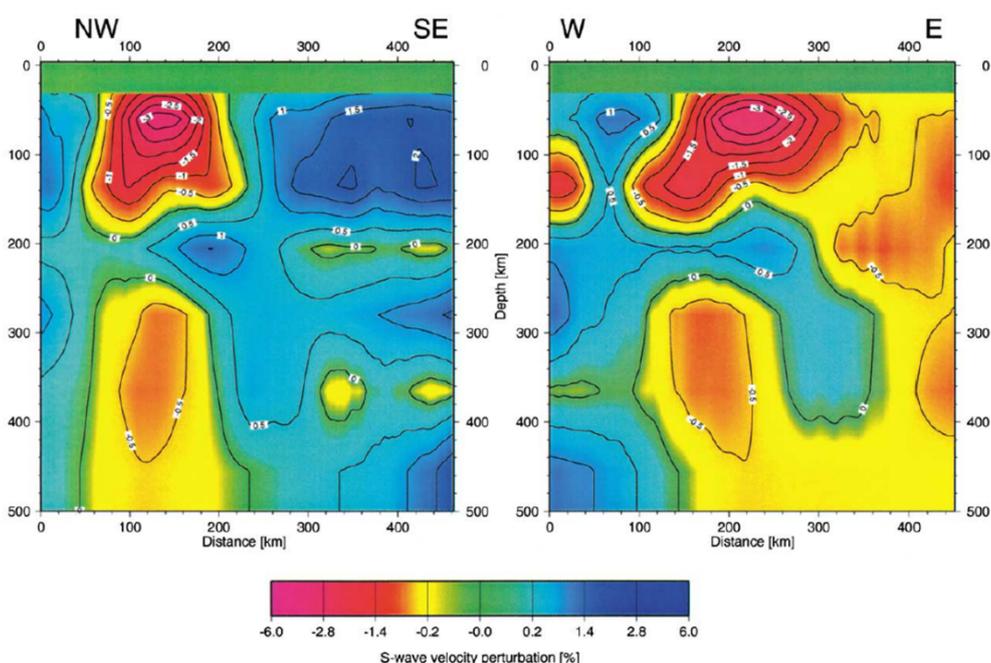


Abb. 6.10 aus Keyser et al. (2002): Vertikalprofil des tomografischen Mantelmodells unter der Eifel mit Darstellung der Scherwellengeschwindigkeitsabweichung. Lage der Profile s. Abb. 6.11.

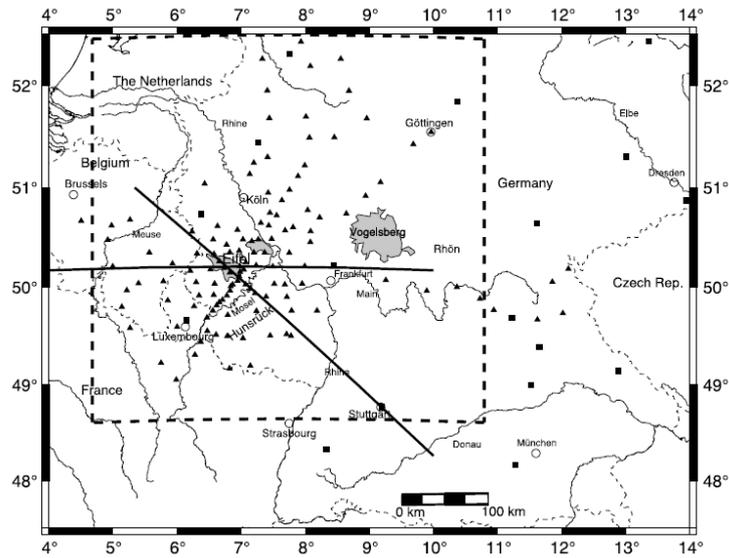


Abb. 6.11 aus Keyser et al. (2002): Lage der Profile für die tomografische Modellierung des Eifel-Plumes. Die Dreiecke bezeichnen die Positionen der mobilen, die Quadrate die der permanenten Stationen, die für die Messungen eingesetzt wurden. Das gestrichelte Quadrat beschreibt die Lage der horizontalen Schnitte aus Abb. 6.10.

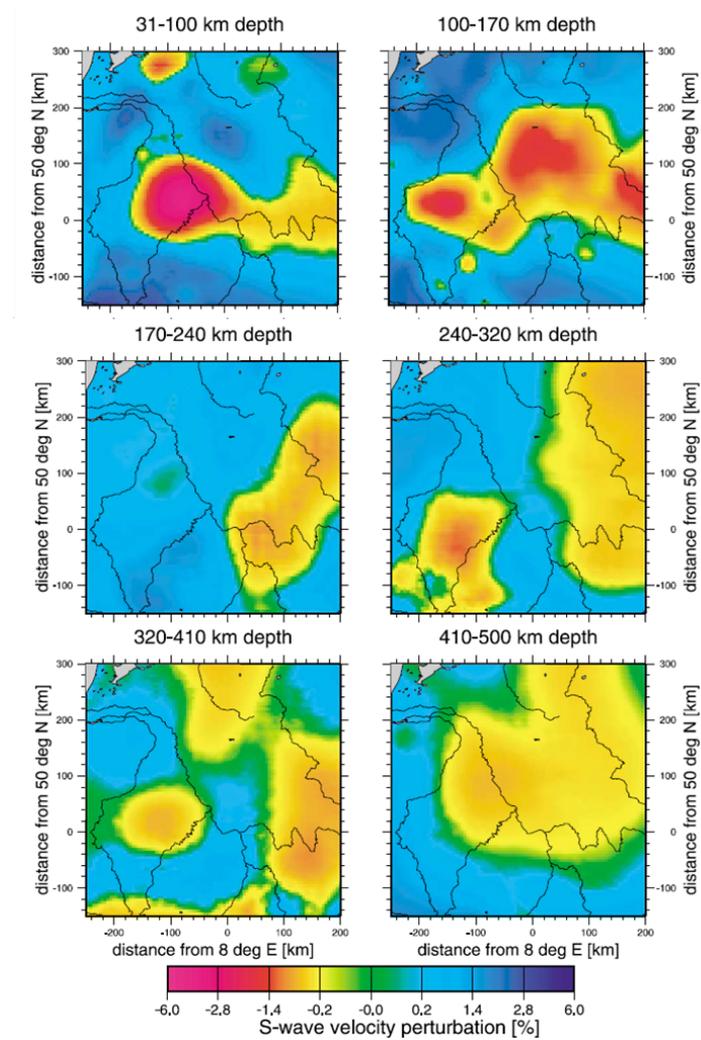


Abb. 6.12 aus Keyser et al. (2002): Horizontalschnitte durch das tomografische Eifel-Plume Modell mit Darstellung der Abnahme der Scherwellengeschwindigkeit in sechs verschiedenen Tiefen.

In den Horizontalschnitten der Abb. 6.12 zeichnet sich anhand der Geschwindigkeitsanomalie der Scherwellen ein relativ scharfer Umriss des postulierten Eifel-Plumes im lithosphärischen Mantel ab, der sich von der Eifel bis an den Rand des Mainzer Beckens erstreckt. Von dort verläuft nach Osten eine schwächere Anomalie südlich des Vogelsberges in Richtung Rhön und Heldburger-Gangscharr. Das Vogtland ist in dieser Darstellung nicht erfasst. Mit Übergang in den asthenosphärischen Mantel verkleinert sich zwischen 100 und 170 km Tiefe der Umfang des Eifel-Plumes wobei das Zentrum um ca. 60 km nach Westen verlagert ist. Die Anomalie in der Vogelsberg-Region ist dagegen deutlich vergrößert und nach Norden und Osten ausgedehnt. Gleichzeitig ist die Geschwindigkeit der Scherwellen weiter reduziert. In der Zone zwischen 170 – 240 km nehmen die Geschwindigkeiten unter der Eifel wieder normale Werte an und auch in den östlich gelegenen Bereichen wird der Unterschied geringer. Mit zunehmender Tiefe wird das Gesamtbild diffuser, wobei Auswirkungen hieraus auf den überlagernden Mantel in einem Zeitraum von einer Million Jahre vernachlässigbar sind.

Eine weitere Auswertung (Walker et al., 2005) ergibt für den Eifel-Plume ein differenzierteres Modell, dem ein parabolisch verlaufender Aufstiegsprozess aus der Asthenosphäre in die Lithosphäre vorliegt. Die Daten der Scherwellen Anomalie sind von Keyser et al. (2002) übernommen.

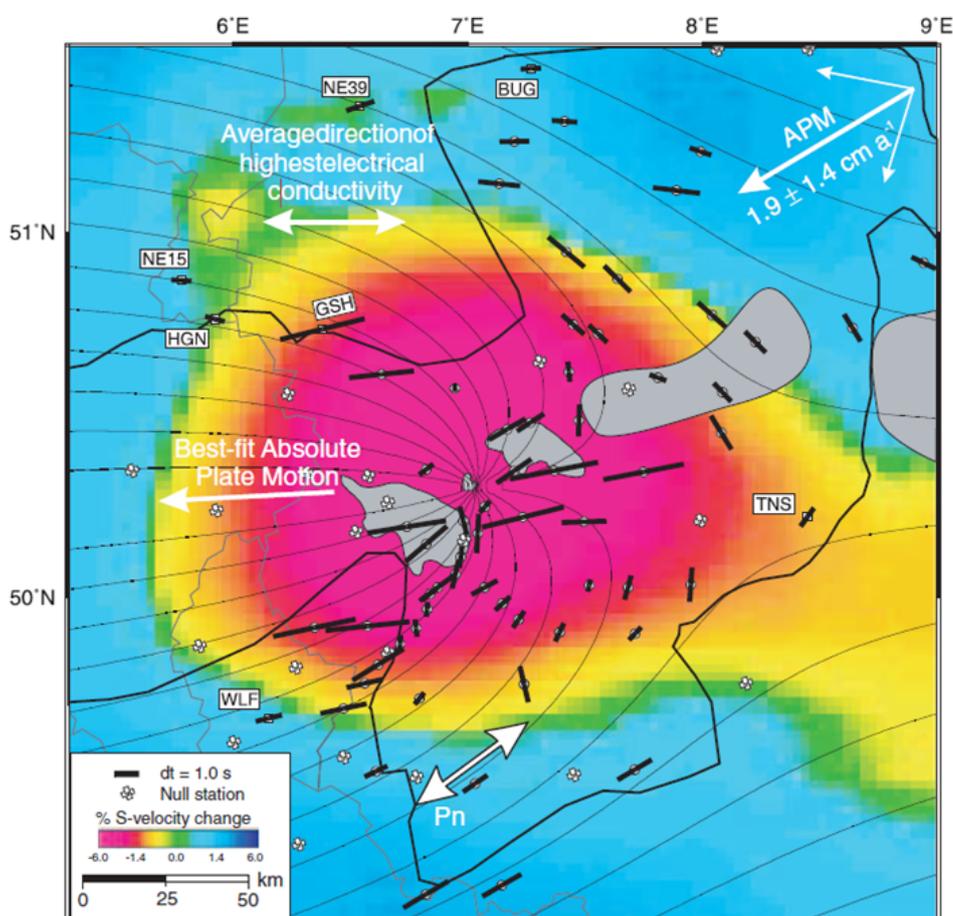


Abb. 6.13 aus Walker et al. (2005): Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse über die Eifel-Plume Untersuchungen. Neben dem Modell eines parabolischen Asthenosphärenaufstiegs (30–100 km Tiefe; Scherwellen Anomalie nach Keyser et al. 2002) sind die Richtung der höchsten elektrischen Leitfähigkeit im Mantel sowie der am besten übereinstimmenden absoluten Plattenbewegung dargestellt. Die ermittelte Plattenbewegung nach West liegt subparallel zur durchschnittlich höchsten elektrischen Leitfähigkeit in der Asthenosphäre (Leibecker et al. 2002). Sie liegt in einem 95 prozentigen Vertrauensbereich der von Gripp & Gordon (2002) ermittelten absoluten Plattenwanderungsrichtung für Zentraleuropa.

Das Zentrum des Plumes liegt zwischen den quartären Vulkanfeldern der West- und Osteifel. Die Ausdehnung des Plumes reicht nach Westen bis in die Ardennen, nach Nordwesten und Nord bis in die Niederrheinische Bucht und nach Osten über den südwestlichen Westerwald bis in den Taunus (Abb. 6.13). Im Süden und Südwesten sind Teile des Hunsrücks und der Trierer Bucht miterfasst. In die Darstellung integriert sind Daten über die elektrische Leitfähigkeit im Mantel. Während des parabolischen Aufströmprozesses heißeren Mantelgesteins in höhere Positionen werden zwangsläufig Minerale durch das Fließen eingeregelt. Elektrisch leitende Minerale geben hierdurch eine Vorzugsrichtung mit im Mittel höchster Leitfähigkeit vor. Für den Eifel-Plume ist es die Ost-West – Richtung. Sie stimmt in etwa mit der ermittelten Absolutbewegung der Platte nach Westen überein und ist Teil der zentraleuropäischen Plattenwanderung nach Südwest, die $1,9 \pm 1,4$ cm/Jahr beträgt (Gripp & Gordon, 2002, Abb. 6.14).

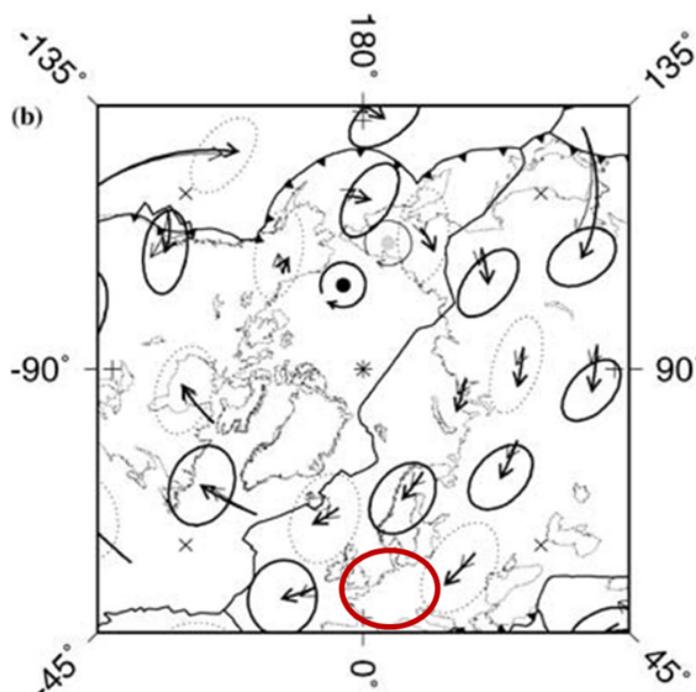


Abb. 6.14 aus Gripp & Gordon (2002): Geschwindigkeiten der eurasischen und nordafrikanischen Platten in Relation zu Hotspots. Jeder Pfeil zeigt den Verschiebungspfad eines Punktes auf einer Platte, wenn die Platte ihre aktuelle Winkelgeschwindigkeit relativ zu den Hotspots für 40 Ma beibehalten würde. Schwarze Ellipsen geben den 2-D 95 % Vertrauensbereich der Geschwindigkeit an, multipliziert mit 40 Millionen Jahren. Die rote Ellipse verdeutlicht die Lage von Zentraleuropa.

Für die Betrachtung der vulkanischen Aktivitäten innerhalb der nächsten 1 Ma muss abgeschätzt werden, ob es durch Verlagerung der Lithosphärenplatte zu einer wesentlichen Änderung der magmatischen Verhältnisse kommen kann. Die von Gripp & Gordon (2002) angegebene Plattenbewegung von $1,9 \pm 1,4$ cm/Jahr entspricht innerhalb der Grenzwerte einer Strecke von 5 bis 33 km/1 Ma. Diese Werte spielen eine Rolle bei der Verlagerung der Platte in Relation zu einem aufsteigenden Plume in der Asthenosphäre. (Als Beispiel kann die Verlagerung der aktiven vulkanischen Zentren über einem Hot Spot durch Überfahren der Platte gelten, wie bei der Inselkette von Hawaii. Hier liegt die vulkanisch aktive Insel im Südosten direkt über dem Plume, während die älteren Inseln mit der Platte nach Nordwesten gewandert und inaktiv sind.) Mit Eindringen eines Plumes in die Lithosphäre, wird die Grenze Asthenosphäre/Lithosphäre nach oben in Richtung Kruste verschoben (thermische Erosion der Lithosphäre). Heute ist diese Grenzzone unter der Eifel durch den Mantle-Plume auf ca. 50 km angestiegen. Der schlauchförmige Plume ist aber allseitig von Lithosphäre

umgeben, die in seiner Nachbarschaft eine größere Mächtigkeit besitzt. Das bedeutet, dass mit einer Verschiebung der Platte auch der obere Teil des Plumes mitverlagert wird. Die Folge ist eine Umbiegung und nach längerer Laufzeit ein Versatz innerhalb des Plumes. Bei großen Versatzbeträgen zwischen lithosphärischem und asthenosphärischem Plume-Körper und weiterem Aufstieg des tieferen Teils, ist eine erneute, separate Platznahme in den überlagernden lithosphärischen Mantel möglich. Hierfür muss die Aufstiegs geschwindigkeit des asthenosphärischen Plumes berücksichtigt werden, die bei einer erhöhten Temperatur des Plumes von ca. 100 - 150°C gegenüber dem umgebenden Mantel bei bis zu 6 cm pro Jahr liegt (Ritter, 2005). Dies entspricht einem Wert von bis zu 60 km pro 1 Ma. Die Geschwindigkeiten der Plattenbewegung und des Plume-Aufstiegs machen deutlich, dass in dem betrachteten Zeitraum von 1 Ma keine Entwicklung eines neuen Vulkanfeldes zu erwarten ist. Lediglich eine begrenzte Wanderung der vulkanischen Aktivität innerhalb der bestehenden Felder ist ableitbar.

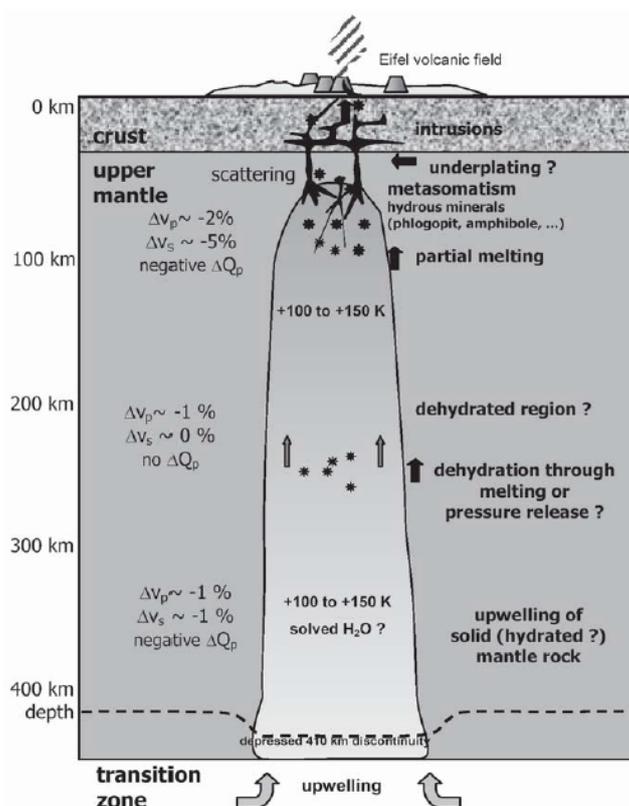


Abb. 6.15 aus Ritter (2007): Zusammenfassende schematische Darstellung des Eifel-Plumes nach Auswertung der gewonnenen Informationen verschiedener seismologischer Messungen. Es fehlt die Grenze Lithosphäre/Asthenosphäre.

Eine neuere Auswertung der Messdaten des Eifel-Plume Projektes von Ritter (2007) führte zu folgendem Ergebnis: Die Eifel-Plume Anomalie beginnt bei ca. 50-60 km und reicht bis in eine Tiefe von ca. 410 km (Abb. 6.15). Sie hat einen Durchmesser von etwa 100 bis 120 km. Als Ursache für die Geschwindigkeitsabnahme der P- und S-Wellen wird eine höhere Temperatur von 100 bis 150 °C im Vergleich zum umgebenden Mantel gesehen. Zusätzlich wird im Tiefenabschnitt von 50 bis 100 km ein 1% Anteil partieller Schmelze angenommen. Um die vulkanische Aktivität in der Eifel hiermit erklären zu können, muss der Grad der Aufschmelzung auf vielleicht mehr als 5% erhöht worden sein. Möglichkeiten hierfür bieten die Druckabnahme im Plume während des Aufstiegs, sowie die Freisetzung von Fluiden aus Mineralen, die z.B. Wasser eingebunden haben (Abb. 6.15). Eine Ausdehnung des Plume-Kopfes konnte sowohl von Ritter (2007) als auch von Mathar et al. (2006) nach Auswertung von Oberflächenwellen nicht beobachtet werden. Dies steht im Gegensatz zu den

Ergebnissen von Walker et al. (2005, s.o.), die eine stärkere Ausdehnung der Anomalie in der Asthenosphäre unterhalb des Rheinischen Schiefergebirges identifiziert haben.

Inzwischen haben Dahm et al. (2020) eine neuere Untersuchung vorgelegt, in der sie von der Plume-These abrücken und den Magmatismus auf die Interaktion der Aufwölbung des Oberen Mantels und der tektonischen Spannungen zurückführen. Weitere Beeinflussungen sehen sie durch alt angelegte Strukturen der Lithosphäre, wie die Nahtzonen abgetauchter Platten und die Bereichsgrenzen, die während der variszischen Kollision entstanden waren. Der quartäre Vulkanismus der Eifel soll aus Magma-Reservoirien der unteren Kruste und dem Oberen Mantel gespeist worden sein. Jüngste Untersuchungen führen auf die Existenz von kalten Reservoirien mit einem geringen Anteil von Schmelzen, den sogenannten Mush-Reservoirien (Annen, 2011; Annen et al., 2006).

Hensch et al. (2019) beobachteten tiefe Erdbeben mit Magnituden $M < 2$ (sog. DLF), die entlang einer kanalartigen Struktur von 43 km bis 8 km unter dem Laacher See angeordnet sind. Diese werden als Zeugnisse von CO_2 bzw. Fluidbewegungen in diesem Kanal gedeutet. Auch wird eine Beteiligung von Magma nicht ausgeschlossen.

6.2 Zusammenfassung Seismologie

Die seismologischen Forschungsergebnisse liefern einen wichtigen Beitrag für die Abschätzung magmatischer Entwicklungen in der Asthenosphäre sowie der Lithosphäre und der Kruste Mitteleuropas. Zwar handelt es sich um Modelle, die nur eine Näherung an die wirklichen Verhältnisse darstellen können, sie bieten aber die beste Möglichkeit, datenbasierte Vergleiche zwischen den verschiedenen Regionen Deutschlands vorzunehmen. Für die Abschätzung zukünftiger vulkanischer Aktivitäten sind verschiedene geophysikalische Verfahren geeignet, wobei die seismische Tomographie am aussichtsreichsten ist. Hierbei bieten die Geschwindigkeitsanomalien der P- und S-Wellen die besten Möglichkeiten: Während die P-Wellen durch ihre hohe Frequenz eine höhere Auflösung ermöglichen, enthalten die S-Wellen Informationen über den Gehalt an Fluiden bzw. Flüssigkeiten wie z.B. Gesteinsschmelzen. Aus den bisher vorliegenden Untersuchungen lässt sich Deutschland grob in zwei Teile teilen, einen nördlichen, nördlich von Schiefergebirge und Vogtland ohne bedeutende Mantelanomalien, und einen südlichen, der mehr strukturiert ist und die quartären Vulkangebiete miteinschließt. Nur in der südlichen Hälfte gibt es Hinweise auf einen künftigen Vulkanismus, der sich innerhalb der nächsten 1 Ma ereignen könnte. Am deutlichsten ist hierin die Anomalie des Eifel-Plumes, dessen Grenzen allerdings bei unterschiedlichen Auswerteverfahren variieren. Das Kerngebiet liegt unter der Eifel und Randbereichen des Rheinischen Schiefergebirges, entwickelt aber einen abgeschwächten Ableger nach Norden in die Region nordwestlich des Vogelsberges und nach Osten bis in das Vogtland. Ritter (2007) weist darauf hin, dass die Mantelanomalie unter dem Vogelsberg in einer Tiefe von mehr als 200 km aufgrund einer groben Parametrisierung und schwächeren Auflösung in diesem Teil des Modells überzogen gewichtet in Erscheinung tritt. In Südwestdeutschland, im Oberrheingrabengebiet, Schwarzwald und im Bereich der Albstadt-Scherzone (mit den angrenzenden tertiären Vulkanfeldern von Hegau und Urach) liegen ebenfalls anomale Verhältnisse im Mantel vor, die nicht ignoriert werden können, aber aufgrund ihrer Tiefenlage weniger Bedeutung besitzen. Sie werden in Zusammenhang mit den Daten der Gas-Isotopie weiter betrachtet. Im südöstlichen Teil Deutschlands, in Südost-Bayern, scheinen keine bedeutenden Mantelanomalien vorhanden zu sein.

7. Isotopie der Mofettengase

Neben seismologischen Daten bieten Isotopenanalysen von Gasen aus der Lithosphäre eine Informationsquelle über Prozesse im Mantel, die zur Bildung von Magmen führen können.

Die meisten Isotopendaten liegen für die känozoischen Vulkanfelder für Helium vor, das sich aufgrund seiner Eigenschaft als Edelgas gut für Vergleiche eignet. Für einige Eifelquellen und Brunnen des Egerbeckens sind darüber hinaus Isotopendaten von Kohlenstoff und Stickstoff veröffentlicht (u.a. Bräuer et al. 2004, 2008, 2018; Weinlich, 2005). Die freien Gase besitzen im Grundwasser in Abhängigkeit von Volumenverhältnissen, Temperatur und stofflichen Eigenschaften unterschiedliche Lösungsverhalten, sodass Interpretationen über Mischungen aus unterschiedlichen Quellen sowie Fraktionierungsprozesse nicht immer eindeutig sind (Weinlich, 2005). Sie werden daher nicht weiter berücksichtigt. Helium dagegen reagiert nicht mit anderen Stoffen und wird nur zu einem geringen Anteil im Grundwasser gelöst (1,5 mg Helium pro Liter bei 20°C und 1 bar). Es kommt in der Natur in zwei verschiedenen Isotopen vor (^3He und ^4He), deren Verhältnisse, angegeben als R-Werte, in der Atmosphäre, der Kruste und im Mantel um mehrere Größenordnungen unterschiedlich sind. Von den drei Reservoiren hat die Atmosphäre die geringsten Heliumgehalte aber mittlere Verhältniswerte ($^3\text{He}/^4\text{He}$: $1,38 \times 10^{-6}$; Kipfer, 1991). Während die Erdkruste an primordialen Edelgasen, wozu ^3He gehört, verarmt ist, entsteht ^4He durch den Zerfall von z.B. Uran hier ständig neu. Das Verhältnis von $^3\text{He}/^4\text{He}$ beträgt in der Kruste 2 bis 4×10^{-8} , im Mittel $1,5 \times 10^{-8}$ (Ballentine & Burnard, 2002).

Die gemessenen Helium-Isotopenwerte werden als so genannte R/Ra-Verhältnisse angegeben. Es ist der Quotient aus dem $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Wert der Probe und der Atmosphäre (Ra), wobei

$$R = ^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{Probe}} \text{ und } R_a = ^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{air}}$$

sind.

Das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Isotopenverhältniss der Atmosphäre dient hierbei als Standard, da Helium in der Atmosphäre gleichmäßig verteilt ist und sehr genau bestimmt werden kann. Die Verhältniswerte für die drei Reservoire betragen:

R/Ra Atmosphäre:	1
R/Ra Kruste:	0,015 – 0,03
R/Ra Mantel:	8 - 10

Im Mantel überwiegt primordiales ^3He , wodurch die Basalte an den Ozeanischen Rücken (MORB) $^3\text{He}/^4\text{He}$ Verhältnisse von $1,2 \times 10^{-5}$ (Kurz et al., 1982, R/Ra 8 - 10) aufweisen. Aus Xenolithen des subkontinentalen Mantels von Europa wurden $^3\text{He}/^4\text{He}$ Verhältnisse von 6.32 R/Ra bestimmt (Gautheron et al., 2005). Gase, die aus der Kruste austreten, stellen immer eine Mischung aus allen drei Reservoiren dar. Während eine Kontamination durch die Atmosphäre aufgrund der niedrigen Gehalte vernachlässigt werden kann, zeigen sich Einträge aus dem Mantel sofort anhand höherer R/Ra-Werte, die über 0,05 liegen. Der Wert von 0,05 erschließt sich daraus, dass in der Kruste nur sehr geringe ^3He -Anteile aus Neutronenreaktionen bestimmter Minerale gebildet werden. Das Verhältnis von $^3\text{He}/^4\text{He}$ liegt hierbei unter 10^{-7} , was einem maximalen R/Ra-Wert von 0,05 bzw. einem Mantelhelium- Anteil von 1,3 % entspricht (Tolstikhin et al., 1996). Höhere R/Ra-Werte sind folglich auf einen Eintrag aus dem Erdmantel zurückzuführen.

Hohe Mantelheliumgehalte in CO₂-führenden Quellen im Rheinischen Schiefergebirge und angrenzenden Gebieten sind in einer von May (2019) präsentierten Karte dargestellt (Abb 7.1). Sie zeigt einen deutlichen Schwerpunkt hoher R/Ra-Werte im Umfeld der quartären Vulkane.

In der Tab. 7.1 aus Grieshaber et al. (1992) sind R/Ra-Werte der Gasmessungen aus der Eifel, südöstlichem Taunusrand, Vogelsberg und südlichem Oberrheingraben aufgelistet. Neuere Daten liegen für die Eifel von Bräuer et al. (2013) vor (Tab. 7.2). Bräuer et al. (2018) publizierten Ra-Werte der Gase aus dem Vogtland (Tab. 7.3). Ufrecht (2006) ergänzt in einer Übersicht von Grieshaber publizierte Ra-Werte mit eigenen aus dem Stuttgarter Raum (Tab. 7.4).

Die R/Ra-Werte machen deutlich, dass im überwiegenden Teil der in den beschriebenen Regionen beprobten Gase eine Mantelkomponente enthalten ist. Diese sind am höchsten im Bereich des Eifel-Plumes und des Vogtlands. Aber auch in der Vogelsberg- und Kaiserstuhl-Region ist Mantelhelium in höheren Konzentrationen vorhanden. In Südwestdeutschland, dem Schwarzwald, Albvorland und dem Stuttgarter Raum liegen geringere Werte vor, die aber noch einen deutlichen Anteil an Mantelhelium dokumentieren.

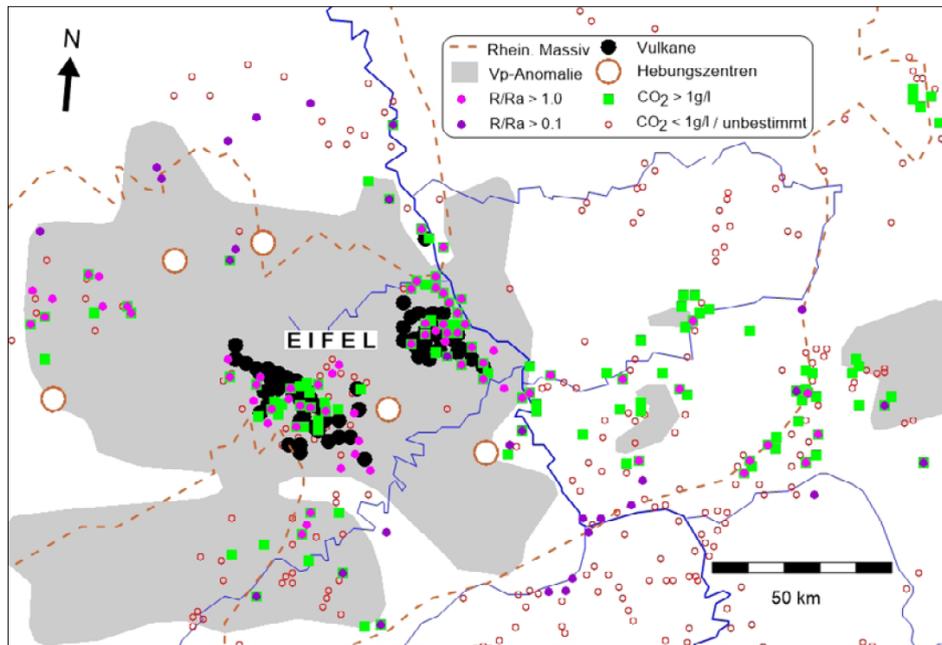


Abb. 7.1 aus May (2019): Heliumisotopenverhältnisse R/Ra im Rheinischen Schiefergebirge und angrenzenden Gebieten (hellrote Punkte R/Ra >1) sowie CO₂ Quellen mit mehr als 1g/l (grüne Quadrate).

Tab. 7.1 aus Griesshaber et al. (1992): Heliumisotopendaten von Eifel, Vogelsberg/Taunus-Region und südlichem Oberrheingraben

Probenahmeorte	Quelle	Gas/Wasser		Probenahmeorte	Quelle	g/w	R/R _a
		g/w	R/R _a				
Aachen		w	0.21				
Oberrheingraben (Siebengebirge-Osteifel-Neuwieder Becken)				Hunsrück-Taunus-Vogelsberg, Fortsetzung			
Köln	Messebrunnen III	g	0.83	Kiedrich	Virchowquelle	w	0.38
Bad Honnef	Drachenquelle	w	2.32	Geisenheim	Echterquelle	w	0.39
Bad Honnef	Edelhof-Stift	g	2.45	Wiesbaden	Faulbrunnen	w	0.63
Bad Honnef	Grafenwerth	g	2.60	Wiesbaden	Kochbrunnen	g	1.00
Bad Neuenahr	Appolinaris No. 10	w	4.21	Wiesbaden	Schützenhofquelle	w	0.70
Bad Neuenahr	Willibrordus	g	4.55	Wiesbaden	Salmquelle	w	0.93
Bad Neuenahr	Walburgis-Therme	g	4.40	Bad Münster	Rheingrafen (süd)	w	0.08
Bad Sinzig	Tiefbrunnen 1	w	1.00	Bad Kreuznach	Quelle No. 5	w	0.09
Bodendorf	Badequelle	g	1.50	Bad Kreuznach	Elisabethquelle	w	0.09
Andernach	Namedy	g	3.61	Bad Kreuznach	Karlshallenquelle	w	0.09
Andernach	Namedy	g	3.61	Krontal	Theodorusquelle	w	2.64
Andernach	Namedy	g	3.61	Bad Soden	Große Bädersprudel	g	2.19
Brohl	Kreyerquelle	g	4.10	Bad Soden	Wilhelmsbrunnen	w	1.78
Wehr	Bohrung 700 m	g	4.95	Bad Homburg	Solesprudel	w	1.48
Wehr	Bohrung 5	g	5.56	Bad Homburg	Augusta-Lech	w	1.56
Wehr	Bohrung 5	w	5.00	Bad Homburg	Elisabeth	w	1.42
Glees	Bohrung 500 m	g	5.00	Bad Nauheim	Sprudel 14	g	0.62
Glees	Bohrung 500 m	w	5.87	Bad Vilbel	Hassia 2	g	3.41
Glees	Bohrung 800 m	g	4.76	Bad Vilbel	Hassia 1	w	3.14
Rieden	Sauerbrunnen	w	5.17	Bad Vilbel	Kad-Friedrich	g	3.17
Bad Honningen	Deutschland Sprudel	g	4.91	Offenbach	Kaiser Friedrich	w	0.50
Laacher See	CO2 Gas vom See	g	5.40	Selters/Ortenberg	Benedictus	w	0.81
Nickenich	Sauerbrunnen	w	3.82	Schwalheim	Ludwigsbrunnen	g	1.29
Kobern	Belthal Sprudel	g	3.26	Großkarben	Ludwigsquelle	w	1.29
Kobern	Sauerbrunnen	w	1.41	Gelnhausen	Solebohrung	g	0.73
Mühlheim-Kährlich	Sauerbrunnen	g	2.83	Bad Orb	Martinsquelle	w	0.68
Ochtendung	Sauerbrunnen	w	2.51	Bad Salzschlirf	Sprudelbrunnen	w	0.55
Oberzissen	Sauerbrunnen	w	3.81	Giessen	Graf Meinhardt	w	0.73
Winningen	Sauerbrunnen	w	1.51	Selters	Löhnberg	w	1.02
Bassenheim	Sauerbrunnen	w	2.75				
Lahnstein	Victoria	w	1.80	Kaiserstuhl - Schwarzwald			
Plaidt	Burquelle	w	3.18	Bad Teinach	Hirschquelle	w	0.10
Mendig	Reginaris	w	0.68	Bad Teinach	Otto-Therme	w	0.10
Rhens	Kaiser Ruprecht	w	1.15	Bad Liebenzell		w	0.01
Bad Ems	borehole III	g	1.55	Baden-Baden	Fettquelle	w	0.02
Bad Ems	borehole I	g	1.57	Baden-Baden	Murgquelle	w	0.10
Bad Salzig	Leonorequelle	w	0.62	Baden-Baden	Ursprungsquelle	w	0.06
Fachingen	HB 9	g	1.60	Bad Herrenalb	Bohrung I	w	0.01
Niederselters	Urselters	g	1.86	Bad Herrenalb	Bohrung II	w	0.04
				Bad Griesbach	Rench 3	w	0.34
				Badenweiler	Römerquelle	w	0.31
Westeifel				Badenweiler	Bohrung III	w	0.43
Wallenborn	Sauerbrunnen	g	3.00	Waldkirsch		w	0.30
Birresborn	Adonisquelle	g	3.10	Bad Bellingen	Bohrung III (2)	g	0.42
Steinborn	Sauerbrunnen	w	3.40	Bad Bellingen	Markusquelle (2)	g	0.43
Gerolstein	Glees Sauerbr. Drees	w	3.30	Bad Bellingen	Bohrung III (1)	w	0.46
Rüdesheim	Sauerbrunnen	w	2.43	Bad Bellingen	Markusquelle (1)	w	0.59
Dreis	Marienquelle	g	3.50	Bad Rippoldsau	Bohrung 200 m	w	0.44
Daun	Adelheidquelle	g	4.03	Bad Rippoldsau	Bohrung 300 m	w	0.55
Hunsrück-Taunus-Vogelsberg							
Hardtwald	Sauerbrunnen	w	0.27	Bad Peterstal	Freyersbach	g	0.34
Schwollen	Diamantenquelle	w	0.23	Bad Krozingen	Bohrung IV	w	1.73
Schwollen	Hochwald-Sprudel	w	0.24	Freiburg	Thermalbad	g	1.52
Gielert	Sauerbrunnen	w	0.30	Bahlingen	Sauerbrunnen	g	1.30
Bad Schwalbach	Schwalbenbrunnen	w	1.90	Grenzach (west)	Emiliane	w	0.38
Bad Schwalbach	Stahlbrunnen	g	2.10	Bad Säckingen	Badquelle	w	0.13
Schlangenbad	Nissenquelle	w	0.54	Baden Limmat		w	0.06

Tab. 7.2 He-Isotopendaten aus der Eifel, Auszug aus Bräuer et al. (2013)

Lokalität	Quelle	³ He/ ⁴ He /Ra
Obermendig	Reginaris 2	3.8
Obermendig	Aristonquelle	3.8
Wassenach	Römerquelle	1.3
Wassenach	Brünnchen	5.0
Bad Tönisstein	Pönter	4.6
Maria Laach	Laacher See 2	5.4
Niedermendig	Elisabethbrunnen	4.8
Burgbrohl Rhodius	Fellbuhr	4.5
Burgbrohl Rhodius	Ortsquelle	5.3
Glees	Br.-2	5.3
Wehr	Bhg. 9	5.2
Wehr	Bhg. 10	5.6
Plaidt	Burgquelle (Nettetal)	3.3
Ochtendung	Bhg.	2.6
Belltal, Neitz	Neue Mineralquelle	3.1
Bad Kreuznach	Theodor Haller-Brunnen	0.1
Bad Salzig	Leonorenquelle	0.7
Lahnstein	Victoria 1+2	1.7
Bad Hönningen	Deutschlandsprudel	4.8
Bad Ems	Bhg. 1a, Robert Kampe	1.6
Köln	Claudiustherme	0.9
Andernach	Namedy	3.8
Heckenmünster	Victoriaquelle	4.4
Heckenmünster	Schwefelquelle	4.5
Laacher See	See	5.51 (2010) 5.62 (2004)
Wehr	Brunnen10	5.54 (2010) 5.72 (2002)

Tab. 7.3 He-Isotopendaten aus dem Vogtland, Auszug aus Bräuer et al. (2018)

Bräuer et. al. 2018			
	Freie Gasphase		
Ort	Quelle	(³ He/ ⁴ He) _c /Ra -Wert (Jahr)	älterer Höchstwert (Jahr)
<i>Gasfeld Cheb Becken (CB) und Umgebung</i>			
Dolní Častkov	Mofette	5.28 (2016)	
Bublák	Mofette	5.95 (2016)	
Hartoušov	Mofette	5.60 (2016)	5.74 (2014)
Bad Brambach, Wettnquelle	Quelle	2.36 ^a (2014)	
Plesná	Quelle	3.24 (2016)	
Kopanina	Quelle	4.54 (2016)	4.67 (2015)
Cisařský pramen	Quelle	3.38 (2016)	3.43 (1993)
Soos mofette	Mofette	3.50 (2016)	3.55 (2014)
Kyselečský Hamr	Quelle	3.97 (2016)	
Skalná, Nová Ves II	Mofette	5.61 (2014); 5.71 (2007)	5.91 (2006)
Bad Brambach, Eisenquelle	Quelle	2.39 (2015)	
Františkovy Lázně Mariin pramen	Mofette	3.36 (2014)	
Hartoušov (HJB-1)	Borehole	5.75 (2016)	
Hartoušov (1H-031)	Borehole	5.75 (2016)	
<i>Gasfeld Mariánské Lázně (ML) und Umgebung</i>			
Prameny	Quelle	4.60 (2014)	4.87 (1993)
Louka, Grünska kys.	Quelle	4.56 (2014)	
Farska kyselká	Quelle	3.22 (2014)	3.94 (1993)
Smrad'och	Mofette	4.17 (2014)	
ML Mariiny	Mofette	4.08 (2014)	4.73 (1994)
Sirňák, Podhorní Vrch	Mofette	3.53 (2016)	
Čiperka	Quelle	2.93 (2014)	3.32 (1992)
Otročin	Quelle	3.81 (2014)	4.09 (1993)
Křepkovice	Quelle	2.46 (2014)	
Kokašice	Quelle	3.12 (2014)	
Břetisl., Na Hadovce	Quelle	1.89 (2014)	1.90 (1993)
<i>Gasfeld Karlovy Vary (KV)</i>			
Dorotka	Quelle	2.17 (2014)	2.35 (2001)

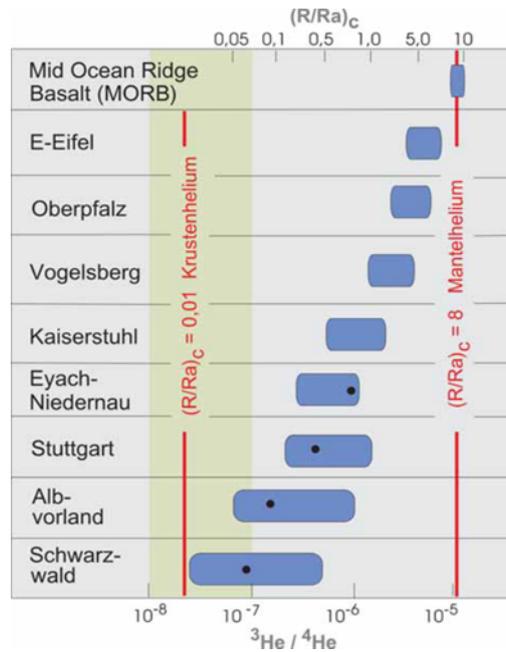


Abb. 7.3 aus Ufrecht (2006): Heliumisotopenwerte von Grundwässern in Rift-Zonen im Vergleich zu Werten der Stuttgart-Bad Cannstatter und –Berger Heilquellen und des Albvorlandes (Oberer Muschelkalk). Die blauen Felder decken die Streubreite der bestimmten $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Isotopenverhältnisse bzw. R/Ra -Werte ab. Die schwarzen Punkte in den blauen Feldern entsprechen dem mittleren $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Isotopenverhältnis im jeweiligen Untersuchungsraum; ergänzt nach Griesshaber (1990).

Tab. 7.4 He-Isotopendaten aus Quellen in SW-Deutschland, zusammengefasst aus Ufrecht (2006)

Aufschluss	$^3\text{He}/^4\text{He}$	(R/Ra)	%-Mantel-Helium
Wilhelmsbrunnen	$3,99 \cdot 10^{-7}$	0,28	3,2
Wilhelmsbrunnen 2	$4,84 \cdot 10^{-7}$	0,35	4
Inselquelle	$4,37 \cdot 10^{-7}$	0,31	3,5
Veielquelle	$4,02 \cdot 10^{-7}$	0,29	3,3
GWM Stuttgart Wangen 2003	$5,1 \cdot 10^{-7}$	0,36	4,1
Rommelsbach-B11		0,05	0,5
Bad Überkingen Otto-Therme		0,19	2
Bad Boll, Beuren, Bad Urach	$2 \cdot 10^{-7}$ bis $1,3 \cdot 10^{-6}$	0,2 bis 0,9	3 bis 11
Bad Urach (Griesshaber)		0,62	
Beuren (Griesshaber)		0,52	

8. Tektonik der West- und Osteifel

Die tektonische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges ist in den letzten 1 Ma überlagert durch Hebungsprozesse, von denen nicht sicher ist, ob sie relativ gleichmäßig in Zeit und Raum oder in Schüben mit unterschiedlichen lokalen Variationen abgelaufen sind. Aus den Höhenlagen der Flussterrassen konnte ein zeitlicher Zusammenhang zwischen dem Beginn der Hebung und dem fast gleichzeitig einsetzenden Eifelvulkanismus vor 700 – 800 ka hergestellt werden. Die Hebungsraten werden zwischen 140 m (Westaway, 2001; Demoulin & Hallot, 2009) und 250 m (Van Balen et al., 2000; Meyer & Stets 2002) angegeben. Daraus ergibt sich eine durchschnittliche Hebungsrate von 0,1 bis 0,3 mm pro Jahr seit Beginn des Hebungsprozesses. Jüngste geodätische Untersuchungen von Kreemer et al. (2020) zeigen anhand von GPS-Daten einen stärkeren rezenten Hebungsprozess von einem Millimeter pro Jahr. Als Ursache für die schnelle Hebung sehen sie den Eifel-Plume und die Prozesse, die mit seinem Aufstieg in Verbindung stehen. Allerdings sind die gemessenen Hebungsraten Momentaufnahmen, die nicht über die nächsten Million Jahre hochgerechnet werden können. Hierfür geben die über längere Zeiträume gemittelten Werte eine sicherere Abschätzung.

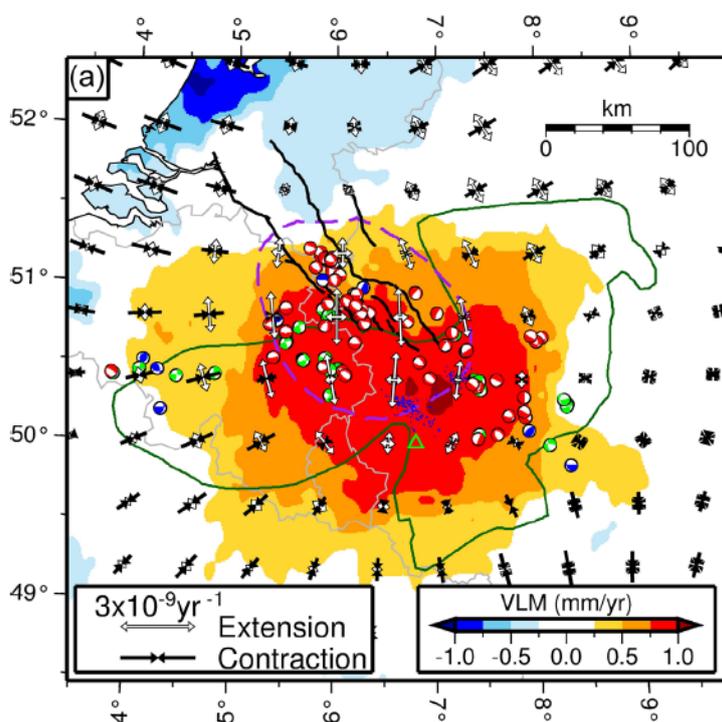


Abb. 8.1 aus Kreemer et al. (2020): Darstellung mit GPS-Daten erhobener vertikaler Bewegungen der Kruste im Rheinischen Schiefergebirge, korrigiert um die Glazial-isostatische Ausgleichsbewegung. Maximale Hebung in Rot mit bis zu 1 mm/a. Eingetragen sind Hauptachsen der horizontalen Dehnung und Einengung. Das Gebiet mit stärksten Dehnungsanteilen ist lilafarben umgrenzt. Herdflächenlösungen nach Hinzen (2003) und Camelbeeck et al. (2007). Abschiebungscharakter in Rot, Überschiebung in Blau und Seitenverschiebung in Grün. Blaue Punkte entsprechen Zentren quartärer Vulkanaktivitäten. Das grüne Dreieck entspricht dem Zentrum des Eifel-Plumes nach Ritter et al. (2001).

Auffällig ist, dass das Zentrum des Eifel-Plumes nach Ritter et al. (2001) (grünes Dreieck, Abb. 8.1) südlich vom Hebungszenrum liegt. Die Plume-Grenzen nach Walker et al. (2005) geben dagegen eine bessere Übereinstimmung (Abb. 10.1). Der Bereich größter Krustendehnung liegt in der nordwestlichen Hälfte. Das Westeifel-Vulkanfeld liegt nur zur Hälfte in dem Bereich stärkerer Dehnung. Trotzdem kommen hier keine nennenswerten, hochdifferenzierten Vulkanite vor, ein Faktum, das für eine verstärkte Hebung erst in jüngerer Zeit sprechen könnte. Im Osteifel-Vulkanfeld ist die Dehnung

in der Kruste geringer, hier dominieren aber phonolithische Dome und Vulkane mit Calderenbildung den Charakter des Feldes. Als Ursache müssen verspringende Seitenverschiebungen mit Pull apart Strukturen bzw. Transtensionszonen diskutiert werden. Das uneinheitliche Bild von Plume-Zentrum nach Ritter et al. (2001), Hebungszenrum und lokalen Dehnungsbereichen in Gebieten mit komplexen Magmakammersystemen ergibt Unsicherheiten bei der Interpretation der Magmenentwicklung im Mantel. Werden die Hebungsraten als konstant für eine Million Jahre angesetzt, entspricht das im Kernbereich einem Aufstieg von ca. 1000 m. Ein Gebiet mit derartig schnellen Hebungsraten ist für einen Endlagerstandort nicht geeignet und soll nach Vorgabe der AkEnd ausgenommen werden, sofern es sich nicht um eine Momentaufnahme handelt.

Die rezente Tektonik in der Eifel und angrenzenden Gebieten wird maßgeblich durch Stärke und Richtung des Hauptspannungsfeldes geprägt (Abb. 8.2), das seit Miozän mit S_{Hmax} in NW-SE Richtung im zentralen Mitteleuropa verläuft (Letouzey, 1986; Bergerat, 1987, Grünthal & Stromeyer, 1994). Im Rheinischen Schiefergebirge liegt nach Auswertung von Herdflächenlösungen im Mittel die Richtung von 117° vor (Hinzen, 2003). In der Abb. 8.1 aus Kreemer et al. (2020) ist erkennbar, dass die in den Übersichtskarten interpolierten Werte lokal deutlich abweichen. Nach der variszischen Gebirgsbildung unterlag die mitteleuropäische Kruste vielfach wechselnden Einengungs- und Dehnungsprozessen, die zur Ausbildung unterschiedlicher Störungssysteme führten. In den benachbarten Regionen des Rheinischen Schiefergebirges, in denen eine jüngere Deckschichtenfolge erhalten ist, lassen sich allein für die Zeit seit Oberjura bis heute sechs verschiedene Spannungszustände unterscheiden. In der Süddeutschen Großscholle wurden z.B. mit jedem neuen Zustand vorab angelegte Schersysteme überprägt und zum Teil in gegengesetzte Richtungen umgekehrt (Reicherter et al., 2008; Schwarz, 2012).

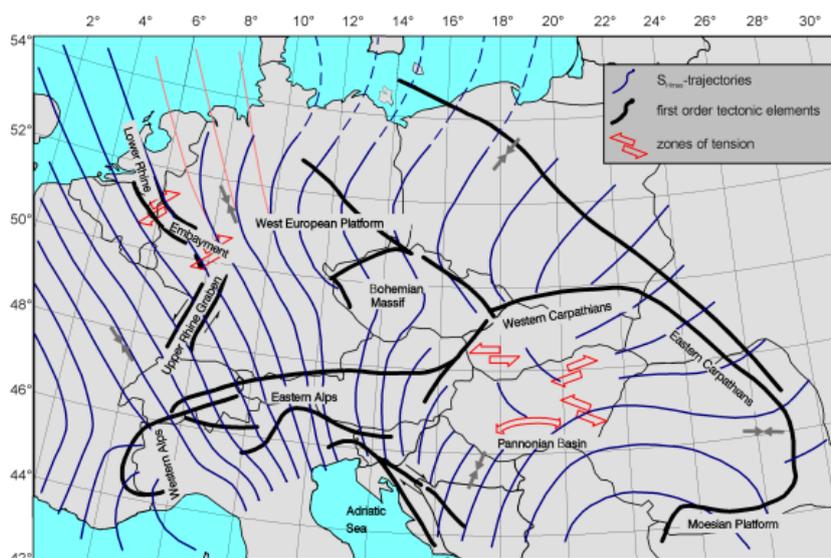


Abb. 8.2 aus Grünthal & Stromeyer (1994): Darstellung der Trajektorien des maximalen horizontalen kompressiven Stress S_{Hmax} in der Kruste

Nördlich des Rheinischen Schiefergebirges (RS) haben Loos et al. (1999) im Ruhrkarbon ein System weitreichender Blattverschiebungen nachgewiesen, was nur durch die Aufschlüsse des Bergbaus in dieser Detailschärfe möglich war. Es handelt sich hierbei um ein Schersystem mit dextralen Seitenverschiebungen in Richtung von etwa $100 - 105^\circ$. Die größeren Hauptssysteme treten regelmäßig in Abständen von 4 – 6 km auf (Abb. 8.3). Zwischen ihnen verlaufen kleinere Seitenverschiebungen mit Abständen von jeweils ca. 1 km voneinander. In der Mitte zwischen beiden Kategorien wurden oft noch weitere Störungen beobachtet. Hierdurch wird der Mindestabstand dieses Störungsrasters auf

ca. 500 m reduziert und örtlich auch ein engeres Raster der großen Seitenverschiebungen erzeugt. Die meisten Seitenverschiebungen besitzen ausschließlich Merkmale einer postvariszischen tektonischen Prägung mit Anfängen in Keuper und im Jura. Starke Inversionsbewegungen traten in der Oberkreide auf. Letzte tektonische Bewegungen begannen im höheren Tertiär und hielten bis zum Quartär an. Loos et al. (1999) weisen darauf hin, dass ähnliche Störungsgeometrien im südöstlichen Harzvorland bereits von Jung (1965) beschrieben wurden, die flächendeckend im dortigen Kupferschiefer-Revier auftreten.

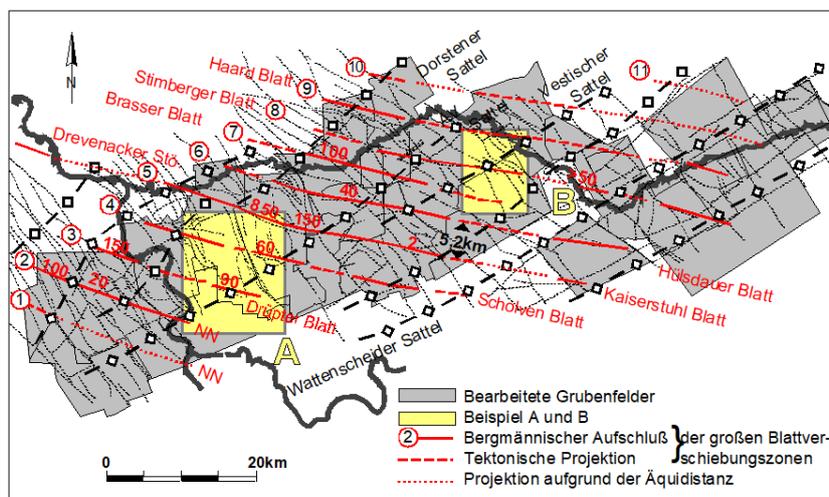


Abb. 8.3 aus Loos et al. (1999): Schematisierte Übersicht über die großen Blattverschiebungszonen im Ruhrkarbon.

Das ausgeprägte Schersystem des Ruhrgebietes und der Region südlich des Harzes lässt sich auf das rechtsrheinische Schiefergebirge und die Niederrheinische Bucht übertragen (Hinweise hierzu für die Niederrheinische Buch bei Klostermann & Dassel, 1987).

Es gibt darüber hinaus für das linksrheinische Schiefergebirge nach eigenen Untersuchungen (Co-Autor Schreiber) Indizien für ein Schersystem mit dextralen Seitenverschiebungen, die ebenfalls in Richtung 105 Grad verlaufen. Sie sind zum Teil durch mehrere Meter mächtige Quarzgänge im Gelände verfolgbar. Untergeordnet existieren Seitenverschiebungen in 30 Grad Richtung, die häufig Gangerze führen. Sie lassen sich neben typischen Mineralvorkommen durch Pingenzüge und Stollenmundlöcher im Gelände verfolgen. Das gesamte System ist alt angelegt (mindestens seit Kreide), und durch das rezente Spannungsfeld erneut aktiviert. Als eine für die Osteifel bedeutende Störungen wird eine dextrale Seitenverschiebung in 105° Richtung postuliert, die von Holzmühlheim im Westen in Richtung Laacher-See verläuft, den sie im südlichen Drittel quert und auf den östlichen Ufervorsprung (Alte Burg) zuläuft (Laacher See Störung). Über Mineralquellen (Burgquelle Plaidt, Mineralbrunnen Waldmühle), Mofetten in querenden Bächen, sowie Mosel und Rhein, einem Quarzgang bei Koblenz und Mofetten in der Lahn ist sie verfolgbar bis in den Taunus. Zur Bestätigung des Störungssystems, an dem die Vulkane Laacher-See und Wehr liegen, sowie weiter im Westen die Phonolithe Schellkopf und Lehrenkopf und die Caldera nördlich Kempenich, könnten zum Beispiel geophysikalische Verfahren eingesetzt werden (z.B. Seismik).

Da sich Spannungsänderungen, wie sie in der Süddeutschen Großscholle dokumentiert sind, auch auf die benachbarten Regionen Mitteleuropas ausgewirkt haben, müssen die Änderungen auch für das Rheinische Schiefergebirge angenommen werden. Das bedeutet, das rezente wirkende Hauptspannungssystem trifft auf 'geschichte' Strukturen, die bereits mehrfach bei unterschiedlichen Beanspruchungsplänen genutzt wurden. Allerdings ist die Kenntnis der Störungsverläufe im Rheinischen Schiefergebirge gerade hinsichtlich mehrfacher Überprägungen schlecht, was einerseits

durch das Fehlen jüngerer Deckschichten, andererseits durch fehlende Aufschlüsse auf den Hochflächen begründet ist. Detailaufnahmen in tief eingeschnittenen Tälern geben zwar Einsicht in die lokalen Verhältnisse, eine Extrapolation auf benachbarte Täler ist meist unsicher. Hinzu kommt, dass die Identifizierung von Seitenverschiebungen in den relativ einheitlichen Gesteinsfolgen des Devon zum Teil fast unmöglich ist. Zugang bieten Verwitterungsreste von steilstehenden Quarzgängen, die vermutlich seit der Kreide in Dehnungsbereichen von Seitenverschiebungen und zugehörigen Begleitstörungen (Riedel Shears) gebildet wurden. Weiterhin lassen sich in Talanschnitten im Durchgangsbereich der Störungen kolloidale Eisenhydroxide oder manchmal Mofetten erkennen, die besonders im Nahbereich der quartären Vulkanfelder leicht zu finden sind. Auf Hochflächen sind gleiche Fe-Kolloide und bakterienbedingte Fe-Filme auf länger stehenden Wasserflächen (Schwimweisen) über den Störungen deutlich, sodass der Verlauf der Störungen auch ohne Aufschlüsse verfolgt werden kann. Zusätzliche Bodengasmessungen auf CO₂, Radon und Helium können die gaspermeablen Strukturen bestätigen. Neben der postulierten Laacher-See Störung treten äquidistante Seitenverschiebungen (vergleichbar zum Ruhrgebiet) auf, die häufig Quarzgänge und Vererzungen aufweisen.

Mit Etablierung des heutigen Spannungszustands im Übergang Paläogen/Neogen setzten im Rheinischen Schiefergebirge (RSG) und seinen Randgebieten Dehnungsprozesse ein, die zur Bildung der Niederrheinischen Bucht, des Neuwieder Beckens, kleineren Becken und Gräben im gesamten RSG und des Mainzer Beckens führten. Südlich des Mainzer Beckens entwickelte sich der Oberrheingraben, der einen Absenkungsbetrag von stellenweise mehr als 3,5 km erreicht (Pflug, 1982). Im Quartär erfolgte die Haupthebung des RSG. Das Mainzer Becken wurde randlich in die Hebung mit einbezogen, während sich die Absenkung der Niederrheinischen Bucht fortsetzte. Das Neuwieder Becken zeigt rezent eine erhöhte seismische Aktivität, die an Abschiebungen und z.T. an Seitenverschiebungen gebunden ist (Ochtendunger Störungszone; Hinzen, 2003). Eine Absenkung von Teilschollen ist hier im Bereich des Rheinbettes für das Quartär dokumentiert (Auswertung von Bohrungen durch das LGB Mainz).

Ursache für die unterschiedlichen magmatischen Prozesse in den Vulkanfeldern der West- und Osteifel ist neben der Konditionierung des Mantelgesteins u.a. der jeweils lokal vorherrschende Spannungszustand der Kruste. Während die Verhältnisse in der Westeifel vermutlich bislang keine größeren Dehnungsspannungen mit Bildung umfangreicher Magmensysteme zugelassen haben, müssen Letztere in der Osteifel zwangsläufig vorhanden sein. Ohne Dehnung lässt sich die Platznahme von Magmen im Sprödbereich der Kruste nicht schlüssig erklären. Die Vulkanite, die an Magmenreservoirs gekoppelt sind (hoch differenzierte Dome und Vulkane mit Calderenbildung) lassen sich auf ein ca. 100 bis 120 km² großes Teilfeld im Nordwesten des Neuwieder Beckens abgrenzen. Eine Dehnung, die an das rezent aktive Hauptspannungsfeld gekoppelt ist, ist im Norden des RSG die Ursache für die Absenkung der Niederrheinischen Bucht seit dem Paläogen. Kleinere, längliche und nahezu rechteckige Beckenbildungen in einem aufsteigenden Gebirge sind dagegen eher an lokale Dehnung in Verbindung mit verspringenden Seitenverschiebungen gebunden (Transtensionsbecken, Pull apart Becken).

Für das Feld der phonolithischen Vulkane der Osteifel lässt sich ein sinistrales Seitenverschiebungssystem konstruieren, das aus der Niederrheinischen Bucht mit ca. 145° aus dem Raum Euskirchen nach Südosten verläuft und sowohl in Höhe des Brohltales als auch südlich von Rieden an 105° verlaufenden Störungen nach Osten verspringt. Der weitere Verlauf nach Südosten kann an die Störungszone von Ochtendung angebunden werden (Abb. 8.3), die zwar überwiegend abschiebenden Charakter besitzt aber nach Herdflächenlösungen auch Seitenverschiebungsanteile aufweist (Ahorner, 1983). Die direkte Extrapolation nach Südost bindet die Rheinlaufbegrenzung des oberen Mittelrheins ein. Ein hypothetischer alternativer Verlauf hierfür liegt weiter östlich in einer gleichverlaufenden Zone zahlreicher Erdbeben südöstlich Koblenz bis in den Südtanus (Abb. 9.4).

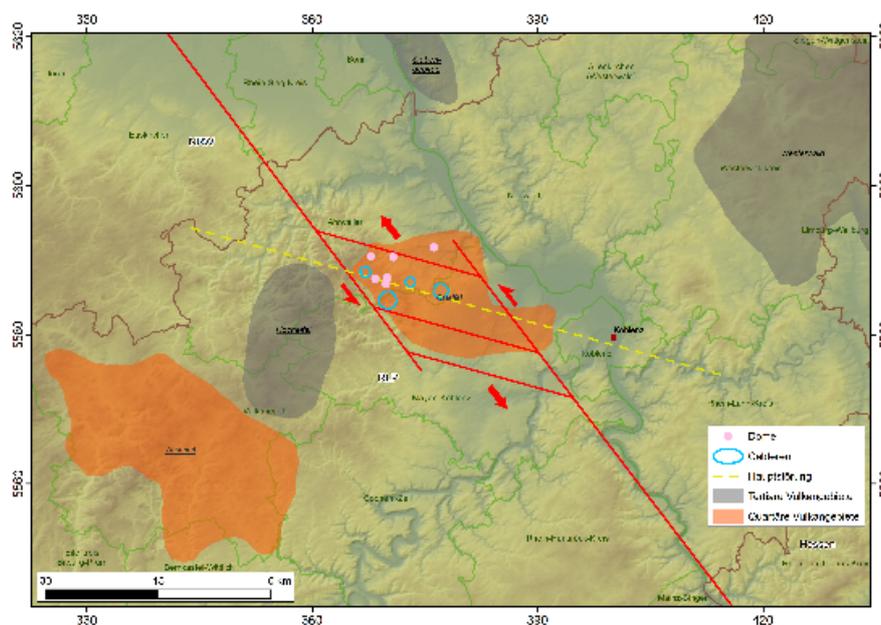


Abb. 8.3 Eigene Interpretation eines Dehnungsbereiches (pull-apart Becken) im Randbereich des Neuwieder Beckens. Erfasst ist das Kerngebiet des Osteifel-Vulkanfeldes (Co-Autor Schreiber). Gestrichelte gelbe Linie: Postulierte dextrale Seitenverschiebung (Laacher-See Störung) in 105° Richtung; große Kreise: Lage der Calderen nördlich der gestrichelten Linie von Ost nach West: Laacher See, Wehrer Kessel und die Caldera zwischen Spessart und Kempenich, sowie des Riedener Kessel südlich der gestr. Linie; Punkte: Staukuppen/Dome.

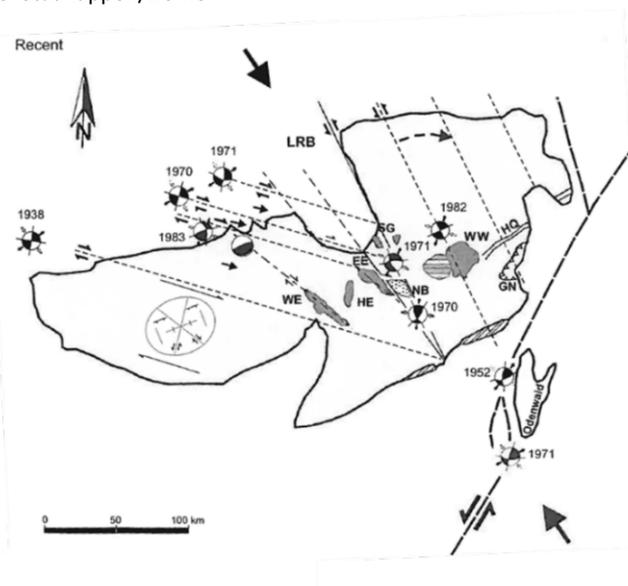


Abb. 8.4 aus Schreiber & Rotsch (1998): Herdflächenlösungen der Erdbeben (nach Ahorner 1975, 1983) im Umfeld des RSG, interpretiert in ein hypothetisches System von Seitenverschiebungen. Herdflächenlösungen weisen z.T. Seitenverschiebungen im Raum Koblenz nach.

Die rezente Beben­­tätigkeit ist im Sprö­­dbruchbereich oberhalb einer Tiefe von 15 km tektonisch kontrolliert. In der Osteifel treten Beben in Tiefen bis zu 38 km auf, deren Ursache in Fluid- und /oder Magmaströmungen gesehen werden (Hensch et al., 2019). Es gibt prominente Störungs­­zonen, die wie die Ochtendung Zone eine hohe Anzahl an Mikrobeben aufweisen. Aber auch spürbare Beben wie 2007 in Plaidt mit einer Magnitude von 3,9 in der nördlichen Ver­­längerung der Ochtendung-Störungszone wurden beobachtet (Katalog der Erdbebenstation Bensberg/Univ. Köln, 03.08.2007).

9. Quartärer Vulkanismus der Eifel

Die letzte vulkanische Eruption in der Eifel fand vor ca. 11.000 Jahren am Ulmener Maar statt, sodass keine historischen Überlieferungen über die Auswirkungen des Vulkanismus in dieser Region verfügbar sind. Aus geologischer Sicht ist diese Zeitspanne zu kurz, als dass ein Ende der Aktivität postuliert werden könnte. Für die Diskussion um einen neu einsetzenden Vulkanismus in der Eifel (wie auch im Vogtland) muss berücksichtigt werden, dass jede Erfahrung fehlt, wie die Initialphase eines basaltischen Vulkanausbruchs ablaufen und sich die Aktivität mit der Zeit entwickelt könnte. Dies und die Möglichkeit eines sehr kurzfristigen Ausbruchs machen eine verlässliche Vorhersage so gut wie unmöglich.

Im zentralen Teil der Eifel befinden sich die Erosionsreste der eozänen vulkanischen Hocheifel, an die im Westen und Osten die quartären Felder der West- und Osteifel angrenzen. Bei der Risikobetrachtung einer in der Zukunft wiederauflebenden vulkanischen Aktivität genügt es, die Verhältnisse der quartären Felder zu berücksichtigen, da sie mögliche ältere Einflüsse überlagern. Die paläogene Entwicklung trägt vielleicht noch zur chemischen Beschaffenheit einiger der quartären Magmen bei, die geodynamischen Abläufe werden aber durch die jungen Prozesse gesteuert.

Tab. 9.1 aus: Förster et al. (2019): Altersdaten verschiedener Maar-Tephralagen aus Bohrkernen der Eifelmaare im Vergleich zu Tephra Altern anderer Bearbeiter

Selection of sampled tephra layers from ELSA drill cores with corresponding approximate ages as proposed by Sirocko *et al.* (2016).

Tephra	Source:	Depth in core (m)	Core ID	Core location	Age from core (a BP)	Tephra age (literature, a BP)
LST	Laacher See (East Eifel)	13.9	AU2	Auel Maar	12 900*	12 900 (Brauer <i>et al.</i> , 1999)
		3.5	DE3	Dehner Maar		
		9.6	HM1	Holzmaar		
		13.6	RM1	Rother Maar		
WBT	Wartgesberg	36.8	AU2	Auel Maar	27 900*	30 000 (Sirocko <i>et al.</i> , 2013) 31 000 ± 11 000 (Mertz <i>et al.</i> , 2015)
		37.8	DE3	Dehner Maar		
		8.8	MS1	Merscheider Maar		
		28.9	RM2	Rother Maar		
DWT	Dreiser-Weiher	71.2	AU2	Auel Maar	41 000*	41 000 (Sirocko <i>et al.</i> , 2013)
		47.7	DE3	Dehner Maar		
		49.4	JW3	Jungferweiher		
		21.5	MS1	Merscheider Maar		
		42.7	RM2	Rother Maar		
MMT	Meerfelder Maar	39.5	OW1	Oberwinkler Maar	43 900*	45 000 (Sirocko <i>et al.</i> , 2013)
		81.6	AU2	Aueler Maar		
		50.9	DE3	Dehner Maar		
SMT	Schalkenmehrener Maar	28.1	MS1	Merscheider Maar	64 000	-
		79.6	DE3	Dehner Maar		
		79.8	JW2	Jungferweiher		
		80.9	JW3	Jungferweiher		
PMT	Pulvermaar	112.7	JW3	Jungferweiher	~75 000	74 000–90 000 (Poucllet <i>et al.</i> , 2008)
		11.6	HL4	Hoher List Maar		
		21.8	EI2	Eigelbach Maar		
MBT	Mosenberg	120.8	JW2	Jungferweiher	~80 000	80 000 (Zöller and Blanchard, 2009)
		124.6	JW3	Jungferweiher		
		34.3	HL2	Hoher List Maar		
		27.3	HL4	Hoher List Maar		
		27.3	EI2	Eigelbach Maar		
DMT	Dümpelmaar (East Eifel)	133.3	JW2	Jungferweiher	~106 000	116 000 ± 16 000 (van den Bogaard and Schmincke, 1990)
		139.1	JW3	Jungferweiher		
		41.2	HL4	Hoher List Maar		
		34.6	EI2	Eigelbach Maar		
JWT	Jungferweiher	154.4	JW3	Jungferweiher	~136 000	-
		82.2	HL2	Hoher List Maar		
		12.9	WD1	Walsdorf Maar		

* Dated by ice-core tuning by Sirocko *et al.* (2016). Core ID in bold = sample for EPMA analyses.

Tab. 9.2 aus Förster & Sirocko (2016): Alter von Tephralagen in Eifel-Seesedimenten nach Warven-Zählung in Abstimmung mit Eiskerndaten (b2k ist die Abkürzung für: Before 2000, Angabe eines Zeitpunktes bezogen auf das Jahr 2000.)

Tephra	Ages in this study	Method	Ages in literature
Laacher See Tephra (LST)	12,900 b2k	From literature	12,900 b2k (Zolitschka, 1998)
Wartgesberg Tephra (WBT)	27,900 ± 2000 b2k	Ice-core tuning (Sirocko et al., 2016--this volume)	-20,000 b2k (Eltville tephra, Juvigné and Pouclet, 2009), 31,000 b2k (Pirring et al., 2007), 30,000 b2k (Sirocko et al., 2013) 31,000 ± 11,000 b2k (Mertz et al., 2015)
Unknown Tephra (UT1)	30,200 ± 2000 b2k	Ice-core tuning (Sirocko et al., 2016--this volume)	-28,000 b2k ("Rambach-Wallertheim Tuff", Zöller et al., 1988), 33,000 b2k (Sirocko et al., 2013)
Dreier Weiher Tephra (DWT)	41,000 ± 2000 b2k	Ice-core tuning (Sirocko et al., 2016--this volume)	41,000 b2k (Sirocko et al., 2013)
Unknown Tephra (UT2)	43,900 ± 2000 b2k	Ice-core tuning (Sirocko et al., 2016--this volume)	45,000 b2k (Sirocko et al., 2013)
Leucite Tephra (LcT)	-60,000 b2k	Sedimentation rates	-
Dümpelmaar Tephra (DMT)	106,000 b2k	From literature	106,000 b2k (Sirocko et al., 2005) 116,000 ± 16,000 b2k (van den Bogaard and Schmincke, 1990a, 1990b)
Unknown Tephra (UT3)	-140,000 b2k	Sedimentation rates	-
Glees Tephra (GIT)	151,000 b2k	From literature	151,000 ± 11,000 b2k (van den Bogaard and Schmincke, 1990a, 1990b)
Hüttenberg Tephra (HBT)	215,000 b2k	From literature	215,000 ± 4000 b2k (van den Bogaard et al., 1989)

Der quartäre Vulkanismus startete in der Westeifel vor etwa 700 ka, der der Osteifel vor ca. 500 ka und war zuletzt vor 11 ka aktiv (Bogaard vd & Schmincke, 1990a, 1990b; Schnepf & Hradetzky, 1994; vd Bogaard, 1995; Schnepf, 1996; Schmincke, 2007; Singer et al., 2008; Förster & Sirocko, 2016). In den Tabellen 9.1 und 9.2 sind Alter einiger Eifel-Tephren als Beispiele aufgeführt. Die Anzahl der Vulkane in der Westeifel liegt bei etwa 256 Einzelvorkommen, die in der Osteifel liegt bei ca. 100. Die Westeifel besitzt zwei ungleich große Teilgebiete, einen in NW-SE Richtung ausgelängten Streifen von 50 km Länge zwischen den Ortschaften Ormont im NW und Bad Bertrich im SW sowie einen ca. 18 km langen Abschnitt, der im Gebiet der tertiären Hocheifel in N-S Richtung verläuft. Zusammen umfassen sie ca. 600 km². Das eruptierte Volumen wird auf 1,7 km³ geschätzt (Schmincke, 2007).

Das etwas kleinere Osteifel-Vulkanfeld liegt mit seinem Kerngebiet zwischen der Nette im Westen, dem Vinxtbach im Norden, dem Rhein im NE und der Mosel im SE. Es umfasst ca. 400 km², wobei eine Auslängung in NW-SE Richtung weniger deutlich ist, als in dem größeren Teil der Westeifel. Außerhalb des Kerngebiets treten nur vereinzelt Vulkane auf. Sie liegen westlich Virneburg, bei Mertloch und Düngeheim (Meyer, 1988) und weit im Norden bei Bonn (Rodderberg). Zwischen Rodderberg und dem Nordrand des Osteifel- Hauptfeldes scheint eine 20 km große vulkanfreie Zone zu existieren. Meyer (1988) sieht jedoch in einem Phonolithvorkommen von Ramersbach und einem möglichen Vulkan im Ahrtal direkt bei Bad Neuenahr zwei Bindeglieder. Hinweise auf letzteren liegen von einer Fanggrube am Nordhang des Johannisberges südöstlich von Bad Neuenahr vor. Im Bereich der Mittelterrasse wurden Basalttuffe mit 2 cm großen Schlacken und Lapilli gefunden, die nur aus der unmittelbaren Umgebung stammen können. Der zugehörige Vulkan könnte von der Ahr erodiert und der Schlot heute unter Talauensedimenten verborgen sein. Im Osten, im angrenzenden Westerwald wurden von Lippolt & Todt (1978) quartäre Vulkanite beschrieben, deren Alter aber als nicht gesichert einzustufen sind. Abgesehen von Problemen der Gesamtgesteinsdatierungen aus der Frühphase der Altersbestimmungen entstammen die Proben bei Caan (Kramberg, Probe W3) einer „örtlichen Anhäufung bis zu handgroßen Gesteinsbrocken“ ohne dass Anstehendes bei eigenen Begehungen in der Umgebung zu finden war. Bei Staudt wurden Lesesteine „im Wald an der Ostseite des Pfahlberges“ (Probe W6) gesammelt. Bei eigenen Nachforschungen zu den Probenahmepunkten (Co-Autor Schreiber) konnten keine Funde an den beschriebenen Lokalitäten gemacht werden. Es ist fraglich, ob mit derart unsicheren Daten eine weitreichende Festlegung getroffen werden kann. Bei der Gefährdungsabschätzung zum Eifelvulkanismus wird das Gebiet mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit für künftigen Vulkanismus innerhalb der nächsten 1 Ma deshalb unterschieden in eine Festlegung ohne und eine mit den Westerwaldstandorten. Die alternative Gebietsfestlegung, die die Standorte des Westerwaldes mit einbezieht, wird als optional mit geringerer Wichtung gesehen.

Das jüngste Eifel Maar bei Ulmen liegt zwischen den beiden quartären Vulkanfeldern, wodurch die Zuordnung zu einem der Felder nicht ganz eindeutig getroffen werden kann. Obwohl das vulkanische Gestein geochemisch eine Sonderstellung einnimmt, wird es eher dem Westeifel-Vulkanismus zugeordnet. Die räumliche Distanz zum Zentrum des Osteifelfeldes ist allerdings genauso groß, wie die des Rodderberges, für den Thermo-Lumineszenz-Datierungen ein Alter der letzten Ausbrüche von 250 ka bis 310 ka ergeben haben (Blanchard, 2002). Ca. 2.000 Jahre vor dem Ulmener Maar brach in der Osteifel der Laacher-See Vulkan aus (s. auch Tab. 9.1, 9.2). Der durch das junge Alter bedingte gute Erhaltungszustand der Laacher-See Tephren und ihre Mächtigkeiten geben die Chance, die Eruptionsgeschichte dieses Vulkantyps, sowie die Einflüsse auf die Umgebung zu studieren und auf künftige Aktivitäten zu extrapolieren.

Sowohl in der Westeifel als auch in der Osteifel nehmen die Alter der Vulkane im Mittel von Nordwest nach Südost ab. Mertz et al. (2015) unterscheiden für die Westeifel zwei Altersgruppen, die sich durch eine Ruhephase von 400 ka trennen lassen. Die ältere 720 bis 480 ka liegt im Nordwesten nördlich von Üdersdorf und Gillenfeld. Südöstlich von Üdersdorf betragen die Alter der beprobten Lavaströme weniger als 80 ka. Die Zusammenstellung der bislang vorliegenden Daten ergibt inclusive des mit anderen Methoden datierten Ulmener Maars eine Anzahl von 39 Lokalitäten, die die räumliche und zeitliche Trennung belegen. Allerdings sind nur Lavaströme beprobt worden, die vermutlich jeweils die jüngeren Aktivitäten des Standortes widerspiegeln. Die initiale Maarphase könnte deutlich von den Lavastromaltern abweichen. Auch gibt es einen Ausreißer, einen 32 ka +/- 13 ka alten Lavastrom bei Gerolstein, der im älteren Nordwestfeld liegt. Die Anzahl der mit modernen Methoden datierten Vulkane in der Westeifel liegt bei ca. 15%. Die Tendenz der Aktivitätsverlagerung nach SE in jüngerer Zeit ist zwar erkennbar, für ein gut abgesichertes Modell zur Verlagerung des Mantle-Plumes mit Aussagen zur Geschwindigkeit, wie sie Merz et al. (2015) vorschlugen, erscheint es jedoch nicht ausreichend, zumal bei der geringen Anzahl der Datierungen bereits ein Ausreißer existiert. Prozentual hochgerechnet bedeutet dies, dass mit einer Größe von mehr als 15 Ausreißern für das gesamte Feld gerechnet werden kann. Die Geschwindigkeit der Aktivitätsverlagerung wird anhand der Radioisotopen-Datierung mit 4–5 cm/Jahr angegeben, wobei die Ursachen hierfür nicht in der Wanderung der Lithosphäre gesehen werden. Die Autoren betonen, dass es eine auffällige Übereinstimmung mit der Dauer der Ruhephase von 400 ka in der Westeifel gibt, deren Beginn mit dem Einsetzen der Eruptionen in der Osteifel vor 480 ka zusammenfällt. Im späten Pleistozän soll sich die vulkanische Aktivität zurück in die West-Eifel verlagert haben (< 100 ka, Schmincke, 2007), allerdings in den Südosten, während in der Ost-Eifel die Aktivität stagnierte und lediglich der Laacher See Vulkan vor 13 ka ausbrach.

Diesen Überlegungen ist nur bedingt zu folgen, da die Anzahl der exakt datierten Vulkane in beiden Feldern zu gering für eine gesicherte Aussage ist. In der Osteifel kam es z.B. direkt am Rhein bei Namedy mit dem Vulkan Hohe Buche vor etwa 100 – 80 ka zur Bildung eines umfangreichen Schlackenkegels, in dessen Endphase ein Lavastrom bis in den Rhein floss. Direkt auf der jüngeren Mittelterrasse bildete sich ein Lavadelta aus. Das K/Ar-Alter von 366 ka +/- 40 ka (Schmincke & Mertes, 1979) ist durch die genaue Zuordnungsmöglichkeit zur jüngeren Mittelterrasse nicht haltbar. Eine Neudatierung wäre notwendig, um das exakte Alter, das auch jünger als 80.000 Jahre sein kann, festzulegen. Förster et al. (2019) postulieren eine basanitisch/tephritische Eruption an Stelle des heutigen Laacher-Sees vor 24.3 ka, der die Eltville Tephra gefördert haben soll. Es ist nicht ausgeschlossen, dass mit neuen Datierungen zusätzliche Vulkane in beiden Feldern die bisher diskutierte Zeitlücken füllen. In der Konsequenz muss auch das Modell der sich mit 4 bis 5 cm/Jahr verlagernden Mantelanomalie neu diskutiert werden.

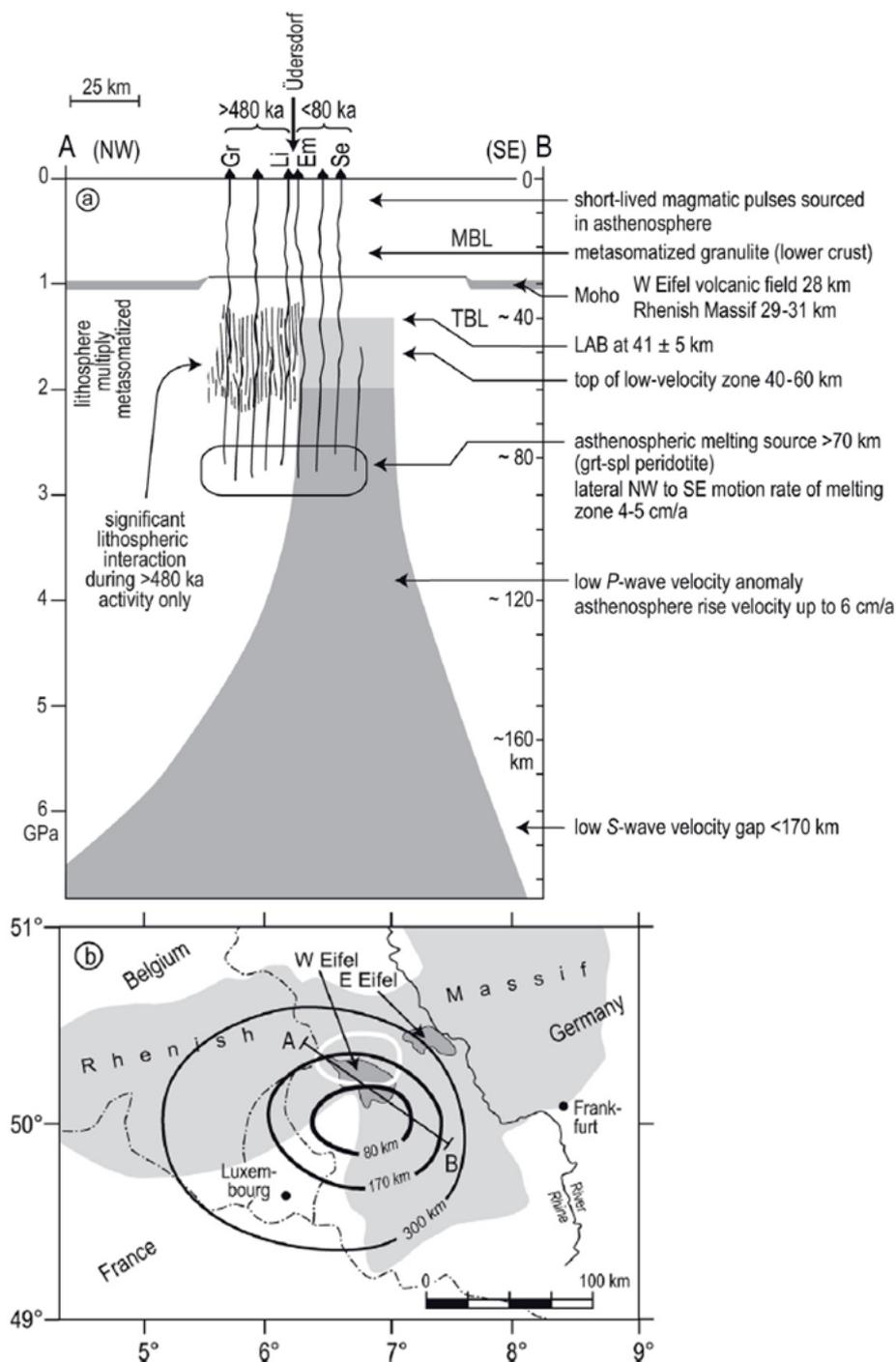


Abb. 9.1 aus Mertz et al. (2015): Profil des Mantle-Plumes nach Ritter (2001). Die Tiefenlage der Moho relativ zum RSG nach Budweg et al. (2006) und Mechie et al. (1983). (Profilage A – B in b; Lavaströme der Westeifel: Gr = Graulai, Li = Liley, Em = Emmelberg, Se = Seesenflürchen). Im Gegensatz zur West-Eifel fällt das Vulkanfeld der Ost-Eifel nicht mit der P-Geschwindigkeits-Anomalie in der Tiefe der Schmelzbildung zusammen.

(b) Linien mit Kilometerangaben geben die Verbreiterung der seismischen Anomalie mit der Tiefe an (Ritter et al., 2001). Die 80 km Grenze entspricht der Aufschmelzzone in der Asthenosphäre, die 170 km Tiefe gibt die Basis der oberen Zone mit niedrigen S-Wellen-Geschwindigkeiten an (zwischen 170 und 250 km herrschen normale Verhältnisse, darunter liegt eine zweite Zone mit einer S-Wellen-Geschwindigkeitsanomalie, Ritter, 2007), ab 300 km Tiefe teilt sich die P-Wellengeschwindigkeitsanomalie in zwei Äste auf. Die weiße Konturlinie repräsentiert die Lage der abgeleiteten P-Wellenanomalie in der Tiefe der Schmelzbildung vor 500 ka.

In der Abb. 9.1 aus Mertz et al. (2015) ist das Modell der sich verlagernden Plume-Aktivität nach SE dargestellt. Die Zone der älteren Mantelaufschmelzung vor 480 ka befindet sich hiernach nicht mehr im Einflussbereich des Plume-Kopfes (weißer Kreis in Abb. 9.1 b). Alternative Interpretationen der Daten aus dem Mantle-Plume Projekt von z.B. Walker et al. (2005) zeigen aber die Möglichkeit des rezenten Plume-Einflusses auch für die ältere nordwestliche Region der Westeifel sowie für die gesamte Osteifel auf, die nach Mertz et al. (2015) nicht vom Plume unterlagert ist. So sollten für das Modell von Mertz et al. (2015) auch alternative Erklärungen diskutiert werden, wie z.B. tektonische Steuerungsmechanismen, die zu unterschiedlichen Zeiten unterschiedliche Wegsamkeiten für aufsteigende Magmen bereitstellen konnten. Die Festlegung eines 50 km Radius um die quartären Vulkanfelder der Eifel als Größe für eine maximale horizontale Verlagerung des Plumes (max. 5 cm/a in 1 Ma) wird aufgrund der geringen Datendichte des hypothetischen Ansatzes nachrangig behandelt (s. Kap. 10).

9.1 Vulkantypen und CO₂-Quellen der West- und Osteifel

9.1.1 Maare

Die Initialphase der Vulkanausbrüche führte in der Eifel in den meisten Fällen zur Bildung von Explosionstrichtern (Maar-Stadium). Bei einer reinen Maar-Entwicklung war die Aktivität in den meisten Fällen vermutlich innerhalb weniger Wochen bis Monate abgeschlossen. Die Maare bildeten sich überwiegend in Tälern in denen durch Bäche und spezielle Grundwasserleiter während der vulkanischen Tätigkeit ein Kontakt zu Wasser gegeben war. Dieser Kontakt ist die Ursache phreatomagmatischer Eruptionen, mit denen die Maarentstehung erklärt wird (Lorenz, 1973).

Die Aufstiegswege der Magmen sind tektonisch kontrolliert und werden in Abhängigkeit vom regionalen Spannungsfeld geöffnet. Seitenverschiebungen bieten die günstigsten Bedingungen für einen Magmen-Aufstieg. Je nach Spannungszustand bzw. seismischer Aktivität und der Art des Verlaufs in der Kruste sind sie geöffnet und Fluid-führend (überkritisches Wasser gemischt mit überkritischen Gasen) oder durch hydrothermal gebildete Minerale geschlossen. Kurvige Verläufe führen bei Seitenverschiebungen zu Einengungen (Transpression) oder Dehnung (Transtension). Letztere bieten bei schnellem und ausreichendem Versatz potentielle Kanäle bis in den Mantel, wodurch Aufstiegsmöglichkeiten für einen schnellen Transport von Gesteinsschmelzen geschaffen werden. In Abhängigkeit des aufsteigenden Magma-Volumens und der Stresssituation in der Kruste gelangen die Gesteinsschmelzen bis an die Oberfläche oder erkalten während des Aufstiegs soweit, dass sie stecken bleiben und Gänge oder Sills bilden. Eine Sonderform entsteht, wenn in der Kruste im Verlauf gekrümmter oder verspringender Seitenverschiebungen größere Versätze stattfinden. Hierdurch werden schmale Gräben entlang von Transtensionszonen bzw. mehr rechteckige Pull-apart Becken angelegt. Ein Magmaaufstieg bei gleichzeitiger Dehnung der Kruste behindert den Aufstieg in höhere Abschnitte, da das Volumen des Magmas zur Kompensation des entstehenden Raumes genutzt wird. Je nach beteiligten Dimensionen wird hierdurch das Einsinken der Oberfläche verhindert. Gleichzeitig entsteht in der Kruste ein komplexes Magmasystem mit verzweigten Gängen und Taschen, in denen Differentiationsprozesse ablaufen (Annen et al., 2006) und durch vielfältige Nachschübe Magmenmischungen stattfinden (Annen, 2011). Sie können zu Globoidbildungen führen, bei denen durch Diffusionsprozesse phonolithische Schmelzen gebildet werden (Schreiber et al., 1999).

Während des Aufstiegs schieben die Magmen eine Front von Fluiden vor sich her, die sich aus überkritischen Phasen von Wasser und Gasen ($\text{ükh}_2\text{O}$ und ükCO_2) aus dem Mantel und der Kruste zusammensetzen. An der Spitze im obersten Bereich der Magmasäule bildet sich aus Schmelze und Fluiden eine Art Schaum aus. Überkritische Phasen sind solange unbegrenzt mischbar, bis ein Stoff bei

niedrigeren Druck/Temp.-Bedingungen in eine andere Phase übergeht. Dies erfolgt für die Fluide zuerst beim Wasser, das ab 221 bar (in einer Tiefe von >2,2 km offener Wassersäule) und einer Temperatur von mehr als 374 °C überkritisch ist. Bei Unterschreiten einer der Werte erfolgt der Übergang in die flüssige Phase. Entsprechende Bedingungen werden im Normalfall in der tieferen Kruste erreicht. Für CO₂ liegt der Übergang vom überkritischen Zustand zum Gas erst in ca. 750 m Tiefe (bezogen auf eine offene Wassersäule) oder darunter bei geschlossenen Systemen vor und bei Abkühlung unter den Grenzwert von 31 °C.

Steigt Magma auf und kommt es in den Störungszonen zum Kontakt mit Wasser in der Kruste, wird die Temperatur für den überkritischen Zustand des Wassers sofort erreicht. Der Druck ist bis ca. 1 km Tiefe (lithostatischer Druck im geschlossenen System) für den überkritischen Zustand ausreichend. Es bleibt die Frage, wann der Druck bei fortgesetztem Aufstieg den Grenzwert von 221 bar unterschreitet, sodass sich der unterkritische Zustand einstellt. Hierbei muss der Aufstiegsprozess des Magmas in einem noch nicht oder noch nicht ausreichend geöffneten Förderkanal bis zur Erdoberfläche berücksichtigt werden. Der Aufstieg, der durch nachströmendes Magma aufrechterhalten wird, ist nur durch einen hohen Druck an der Front der Magmasäule möglich. Er sorgt in Verbindung mit den extrem geringen Oberflächenspannungen der voraus aufsteigenden überkritischen Phasen für die Trennung der Gesteinseinheiten bzw. Öffnung der Bruchflächen in den Störungszonen und somit für die Bildung von Kanälen, in denen der Aufstieg möglich ist. Der im Vergleich zum umgebenden Gestein höhere Druck an der Spitze der Magmasäule kann somit für den Erhalt des überkritischen Zustands der Fluide bis nahe der Oberfläche sorgen. Erst mit Aufreißen der letzten Zehner/Hunderter Meter Kruste kommt es zu einem schlagartigen Druckverlust und hierbei zu einem direkten Übergang vom überkritischen Zustand in die Wasserdampf- und Gasphase. Durch die Tatsache, dass in der überkritischen Phase mehr Energie gespeichert ist, als in einer überhitzten Dampfphase, erklärt sich die hohe Sprengkraft der initialen Eruption. Durch die Ausdehnung der Gase und des Wasserdampfs nimmt die Temperatur deutlich ab (Joule-Thomson Effekt), wodurch die Schmelzfetzen abgeschreckt werden (unveröff. Diskussionsgrundlage nach Co-Autor Schreiber). Je nach Standort und morphologischer Situation können im weiteren Verlauf Kontakte zum Grund- und Oberflächenwasser zu dampfgesteuerten (phreatischen und phreatomagmatischen) Eruptionen führen, die die primär gebildeten Eruptionstrichter zur Tiefe erweitern (Lorenz, 1973; Lorenz & Büchel, 1980 a; Büchel & Mertes, 1982).

Die Gefährdung durch den reinen Maar-Vulkanismus ist überschaubar. Die Eruptionen sind geprägt durch ballistischen Transport von Blöcken des Nebengesteins im unmittelbaren Umfeld des Eruptionpunktes sowie durch Lapilli- und Aschenwurf über diesen Bereich hinaus. Da die in die Atmosphäre geschleuderten Aschen geringe Volumina haben, besteht keine Gefahr bei einem Sicherheitsabstand von 10 km, dass Dächer überlastet werden oder Personen und Tiere unmittelbar gefährdet sind. Lediglich geringmächtige Tephraablagerungen sind je nach vorherrschender Windrichtung in größerer Entfernung zu erwarten. So nehmen nach Zolitschka et al. (1995) die Mächtigkeiten der Ulmener Maar-Tephra aus dem jüngsten Maar der Eifel von 15 m direkt am Kraterrand auf 0,2 mm im Meerfelder Maar in 21 km Entfernung ab. Der regionale Flugverkehr erfährt Einschränkungen, da Ascheeruptionen besonders in Zusammenhang mit phreatomagmatischen Prozessen zu einem Eintrag in höhere Luftschichten führen können.

9.1.2 Schlackenkegel/Lavaströme

In der West- wie in der Osteifel ging die initiale Maarphase vielfach in eine längere Entwicklung mit der Bildung von Schlackenkegeln über (60% der Vulkantypen in der Westeifel, 80% in der Osteifel). Die in die Landoberfläche gesprengte Hohlform wurde komplett mit Schlacken und Schweißschlacken (Agglutinate) oder zum Teil mit Tephren verfüllt. Die Aktivität war strombolianisch, mit

geringvolumigen Eruptionen und Lava-Fontänen. Versiegt der Magmen-Nachschub, wurden die Krater nicht mehr vollständig mit Schlacken aufgefüllt. Es bildete sich lediglich ein Schlackenring, bevorzugt in höheren Positionen ohne Kontakt zu Wasser, wie er in neun Fällen in der Westeifel dokumentiert ist (Lorenz & Büchel, 1980b).

In einigen Fällen war der Magmen-Nachschub ausreichend groß, sodass sich Lavaströme entwickelten. Vom Wartgesberg-Komplex in der Westeifel sind in das Alftal zwei Ströme ausgeflossen, die mit dem 2,5 km langen nördlichen (Strohner Lavastrom) und dem 9 km langen südlichen (Sprinker Lavastrom) zusammen die größte Länge und das größte Volumen in der Eifel ergeben (0,038 km³, Lange, 2018). Die Lava staute den Alfbach auf eine Länge von mindestens 8 km zurück, wodurch sich ein See mit einer Fläche von 8,2 km² bildete. Er bestand mehrere Tausend Jahre (Lange, 2018).

In der Osteifel liegt die Länge der Lavaströme unter 4 km. Prominente Beispiele sind der Bausenberg-Vulkan, von dem ein Strom hangabwärts in Richtung Rhein bzw. Vinxtbach gelaufen ist, aber nach knapp 4 km zum Stillstand kam, sowie der Lavastrom der Hohen Buche, der direkt in den Rhein gelaufen ist.

Die Gefährdungseinstufung liegt in der gleichen Größenordnung wie die der Maar-Entwicklung. Allerdings ist die Dauer der Tätigkeit erheblich länger und somit können die sekundären Auswirkungen (Gebietssperrungen, Flugruten, blockierte Wasserwege etc.) um ein Vielfaches steigen. Die durch Steinbrucharbeiten geschaffenen Anschnitte großer Schlackenkegel zeigen häufig eine Mehrphasigkeit in der Entwicklung des Vulkanaufbaus. Die morphologisch scheinbar homogen gebauten Vulkankegel täuschen nur eine gleichmäßige Bildung in kurzer Zeit vor. Komplexe Internstrukturen, die zum Teil mehrere vulkanische Ruhephasen mit Bodenbildungen zeigen, lassen für größere Vulkane eine Aktivität über Jahrzehnte, Jahrhunderte oder sogar Jahrtausende vermuten (Schmincke, 2007).

Eine Besonderheit stellen die Lavaströme dar. Es ist nicht ausgeschlossen, dass in der zukünftigen Entwicklung des Osteifelfeldes die Produktion von Magma aus dem Mantle-Plume zunimmt (so wie in den tertiären Feldern, in denen die geförderte Menge an Lava nach einer Vorphase zunahm). Die Folge ist die Gefährdung der Wasserwege (s. Alfbach) und speziell des Rheins. Jedes Tal der Osteifel entwässert zum Rhein bzw. vorher in die größeren Tributäre wie Mosel oder Ahr. Den gleichen Weg werden die Lavaströme wählen, sodass je nach Volumen der geförderten Magmen und Nähe zum Rhein ein Verschluss möglich ist.

9.1.3 Staukuppen

In der Osteifel treten als Besonderheit im Vergleich zur Westeifel hochdifferenzierte Vulkanite auf, deren Bildungen an Magmakammer-Prozesse in der Kruste gebunden sind. Die Magmen eruptierten als Staukuppen/Dome oder explosiv, wobei es bei vermutlich vier Vulkankomplexen zur Bildung von Calderen kam. Westlich des Wehrer Kessels treten von der Erosion freigelegt Leuzit-phonolithische Dome hervor (z.B. Olbrück, Schellkopf bei Brenk, Engelter Kopf, Bereich des Riedener Kessels). Die Lava der Dome war beim Aufstieg soweit abgekühlt, dass der Gasgehalt bei zunehmender Viskosität der Schmelze offensichtlich nicht hoch genug war, um die Masse explosiv zu fördern. Es kam lediglich zur Ausbildung von Quellkuppen, die in vorab geförderte Tuffe oder junge Sedimente eindringen. Wären die Phonolithe vergleichbar mit denen von Rieden, Wehr und Laacher-See durch plinianische Eruptionen gefördert worden, lägen heute weitere Calderen-Strukturen westlich von Wehr vor.

Die Gefährdungssituation, die in Zusammenhang mit Stau- und Quellkuppenbildungen steht, muss gleich gesetzt werden mit der, die von Magmen-Reservoirsystemen mit plinianischen Eruptionen und gleichzeitiger Calderen-Bildung ausgeht. Letztlich ist für die Zukunft entscheidend, ob erneut eine großvolumige Entwicklung in Richtung hochdifferenzierter Magmen erfolgt. Die Art der Eruption kann nicht vorhergesagt werden und wird grundsätzlich als plinianisch angenommen. Die eruptierten

Staukuppen und Calderen-Vulkane bieten die Möglichkeit, das bisher beteiligte Volumen hoch differenzierter Magmen in der Summe abzuschätzen.

9.1.4 Calderen

Die Entleerung von Magmakammersystemen führt durch Nachbrechen der Krustenschollen des Deckbereiches zur Ausbildung von Calderen, die einen ersten Hinweis auf die Größenordnung des beteiligten Magmavolumens geben.

Zwischen Spessart und Kempenich wird eine der ältesten Calderen vermutet (Vulkanologische Karte der Osteifel, vd Bogaard & Schmincke, 1990c; Schmincke, 2007). Inzwischen gibt es nach ingenieurgeologischen Untersuchungen neuere Hinweise, die die Vermutung erhärten (mündl. Mitt. Dipl. Geol. A. Justen, Ing-Büro Wasser und Boden Boppard; Justen et al., 2004). Bei Rieden liegt eine komplexe jüngere Calderen-Struktur vor, die durch wiederholte vulkanische Aktivitäten über einen Zeitraum von knapp 200 ka entstanden ist. Nachfolgend entwickelte sich wenige Kilometer weiter nordöstlich bei Wehr eine weitere Caldera infolge von mindestens zwei Ausbruchszyklen. Der zeitliche Abstand der Ausbrüche beträgt ca. 60 ka (Schmincke, 2007). Heute findet an unterschiedlichen Stellen in der Caldera noch eine starke CO₂-Entgasung statt, die zum Teil wirtschaftlich genutzt wird.

Die jüngste Calderenbildung der Osteifel fand vor ca. 13 ka (12.900 ± 560 a vor heute, vd Bogaard, 1995) durch den Ausbruch des Laacher-See Vulkans statt. Die von Förster et al. (2019) postulierte basanitisch/tephritische Eruption an Stelle des heutigen Laacher-Sees vor 24.3 ka, der die Eltville Tephra gefördert haben soll, wäre demnach durch den nachfolgenden Laacher-See Vulkanausbruch vor ca. 13 ka überprägt worden.

Allen Aktivitäten, die in der Osteifel zu einer Caldera führten, ist ein großvolumiger Eruptionsprozess gemeinsam, der die geförderten Masse der basaltischen Vulkanite weit übertrifft. Allerdings müssen die Angaben für den Laacher-See Vulkan überprüft werden, da weder Geländebefunde, die Calderengröße von nur einem halben Kubikkilometer noch geophysikalische Untersuchungen für eine Größenordnung von 6,3 km³ sprechen (s.u.).

9.1.5 Mofetten, Mineralbrunnen, Säuerlinge

Ein Charakteristikum magmatischer Aktivitäten in Mantel und Kruste ist das Auftreten von CO₂, das sich während der Magmenentwicklung von der Gesteinsschmelze abtrennt und zum Teil in den tiefen Grund- bzw. Kluftwässern gelöst wird. Unter überkritischen Bedingungen bildet sich hiermit eine Säure, die einen pH-Wert von minimal 3,3 erreichen kann. Sie löst u.a. Metalle aus den Mineralen (überwiegend Eisen und Mangan). Ein Großteil des CO₂ steigt als freies Kohlenstoffdioxid (bis ca. 1000 m Tiefe überkritisch) an die Erdoberfläche und tritt in trockenen und feuchten Mofetten aus. Die hohe Anzahl von Mineralwässern und Säuerlingen jeweils in den Kerngebieten der jungen Eifelvulkanfelder belegt diesen Zusammenhang (Abb. 9.2). Mit dem CO₂ werden Spurengase transportiert, die Aufschluss über eine Beteiligung von magmatischen Prozessen geben können. Hierzu gehören Helium (s. Kap. 7 und Abb. 9.3), über dessen Isotope (R/Ra-Werte) ein Beitrag von Mantelhelium nachgewiesen werden kann, und Schwefelwasserstoff, H₂S (Abb. 9.4), das typisch für vulkanische Exhalationen ist. Unter bestimmten Bedingungen kann es aber auch aus Reaktionen schwefelhaltiger Minerale mit reduzierenden Wässern stammen. Mofetten und Mineralwässer sind trotz deutlicher Häufung in Regionen mit unterlagernder Mantelanomalie nicht ausschließlich an diese gebunden. Sie treten in vielen Gebieten Deutschlands auf, allerdings mit unterschiedlicher Häufigkeit und überwiegend sehr niedrigen R/Ra-Werten.

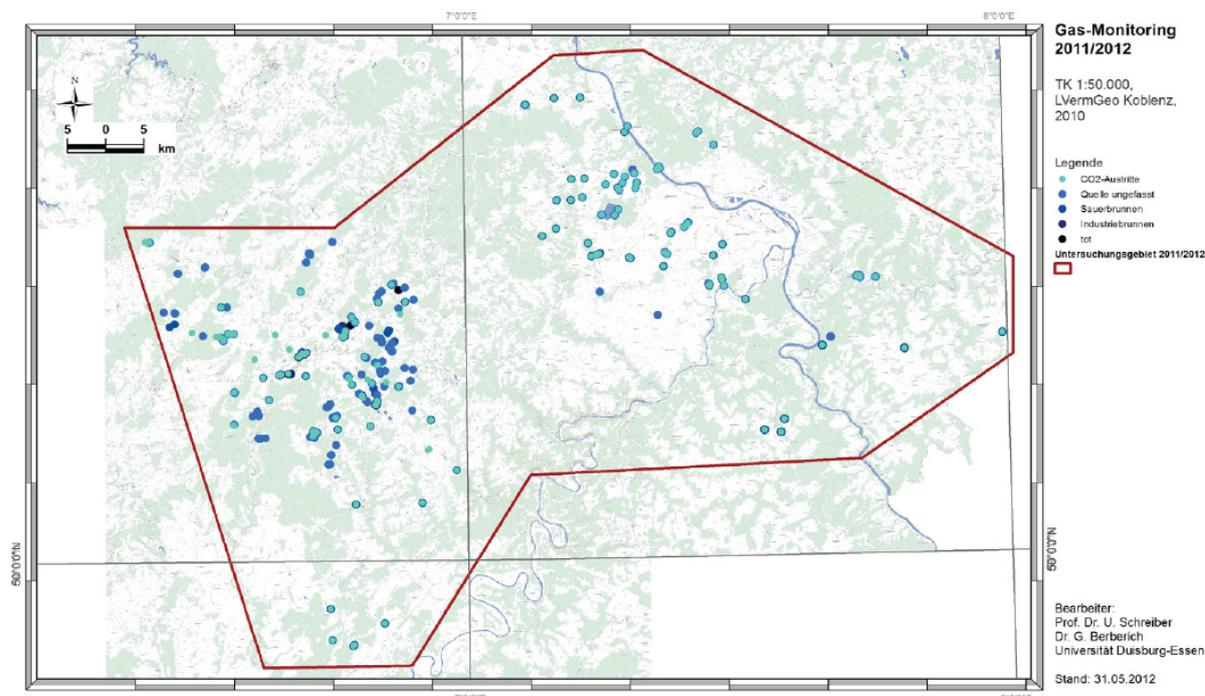


Abb. 9.2 aus Schreiber & Berberich (2012): Mineralquellen und Mofetten mit Schwerpunkt Westeifel und Osteifel, Einzelvorkommen in der Südeifel (Heckenmünster) und östlich von Mosel bzw. Rhein.

Mineralwasserbrunnen und Mofetten sind sichtbare Dokumente von Verbindungskanälen, die durch die Kruste bis in den Mantle reichen. Sie sind tektonisch kontrolliert und benötigen wiederholt bruchhafte Verformung, um gegen das Abdichten durch hydrothermale Mineralbildung geöffnet zu bleiben. In Verbindung mit den Förderkanälen der Vulkane und weiteren Geländebefunden lässt sich das tektonische Muster erkennen, dem die rezent aktiven Störungen zugrunde liegen.

Aus den eigenen (Co-Autor Schreiber) bis 2012 durchgeführten Gasmessungen in der Eifel und dem angrenzenden Gebiet der Lahn lassen sich Unterschiede innerhalb der Vulkanfelder erkennen. In der Osteifel liegen im Umfeld der älteren Vulkane (westlich und nordwestlich des Laacher Sees) sehr niedrige Helium_{ges}-Konzentrationen in den Mofettengasen vor, die meist unter dem Luftstandard von 5220 ppb bleiben (ppb: parts per billion; Teile pro Milliarde, 10⁻⁹). Ursache könnte ein Spüleffekt in der Kruste durch CO₂ sein, welches über einen längeren Zeitraum die in der Kruste (aus tektonisch zerbrochenen Flüssigkeitseinschlüssen) gespeicherten He-Konzentrationen „ausgewaschen“ hat. Die Verlagerung der magmatischen Aktivität nach Südosten mit neu einsetzenden Gasaufstiegswegen und jüngeren Mikrorissen steht dagegen in Verbindung mit hohen Werten. Extrem hohe Konzentrationen von bis zu 0,7 Mio. ppb, wie sie in der Lahn bei Bad Ems gemessen wurden, sind vermutlich zusätzlich auf eine stärkere Gangmineralisation mit radioaktiven Elementen zurückzuführen. Hiermit korrelieren die gleichzeitig höchsten Radon-Werte von bis zu 500 Bq/l (Becquerel pro Liter, Becquerel = Zerfall pro Sekunde). Am Laacher-See wurden Werte unter 20 Bq/l gemessen. Insgesamt variieren die Radon-Werte stark. Sie sind aufgrund vielfacher sekundärer Einflussfaktoren weniger aussagekräftig und werden hier nicht weiter betrachtet.

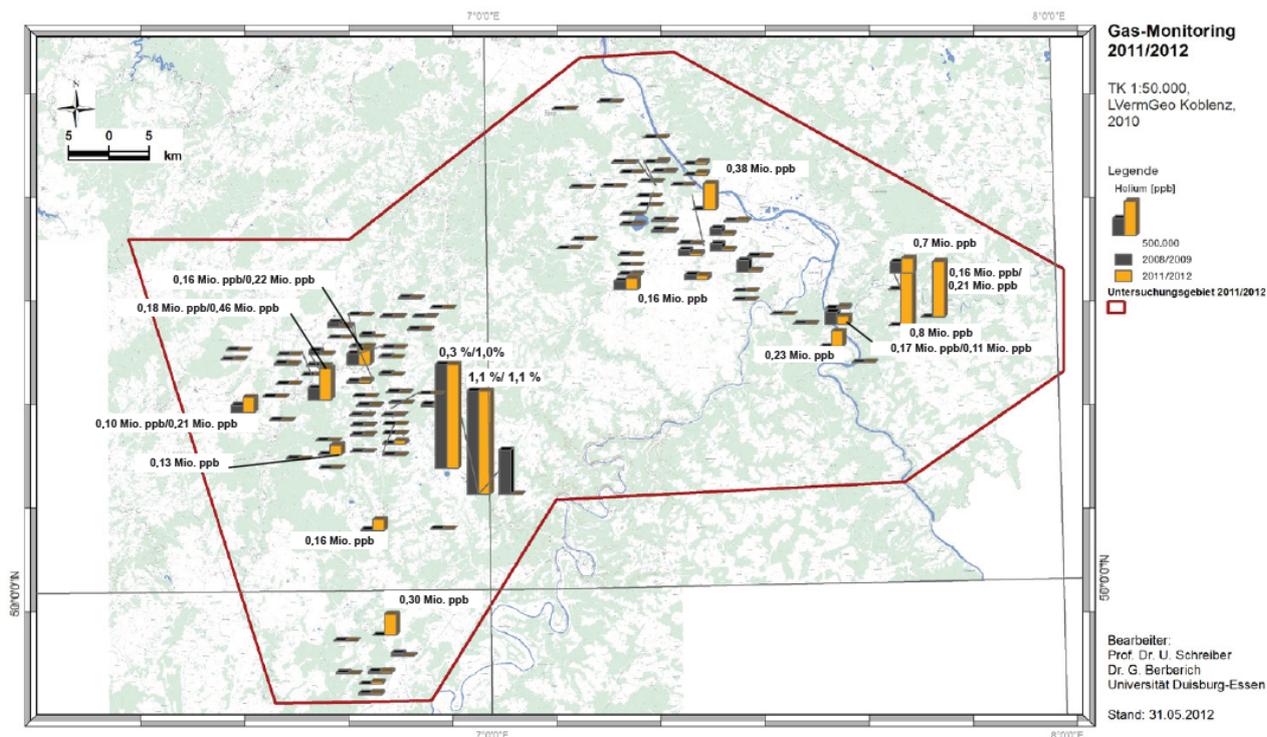


Abb. 9.3 aus Schreiber & Berberich (2012): Darstellung der Heliumkonzentrationen aus Mofettengasen (Gesamthelium in ppb) in Westeifel, Südeifel, Osteifel und Lahnggebiet (Bad Ems). Deutlich höhere Werte liegen jeweils in den südöstlichen Gebieten der Vulkanfelder vor, während im Nordwesten zum Teil Gehalte unter dem Luftstandard vorkommen.

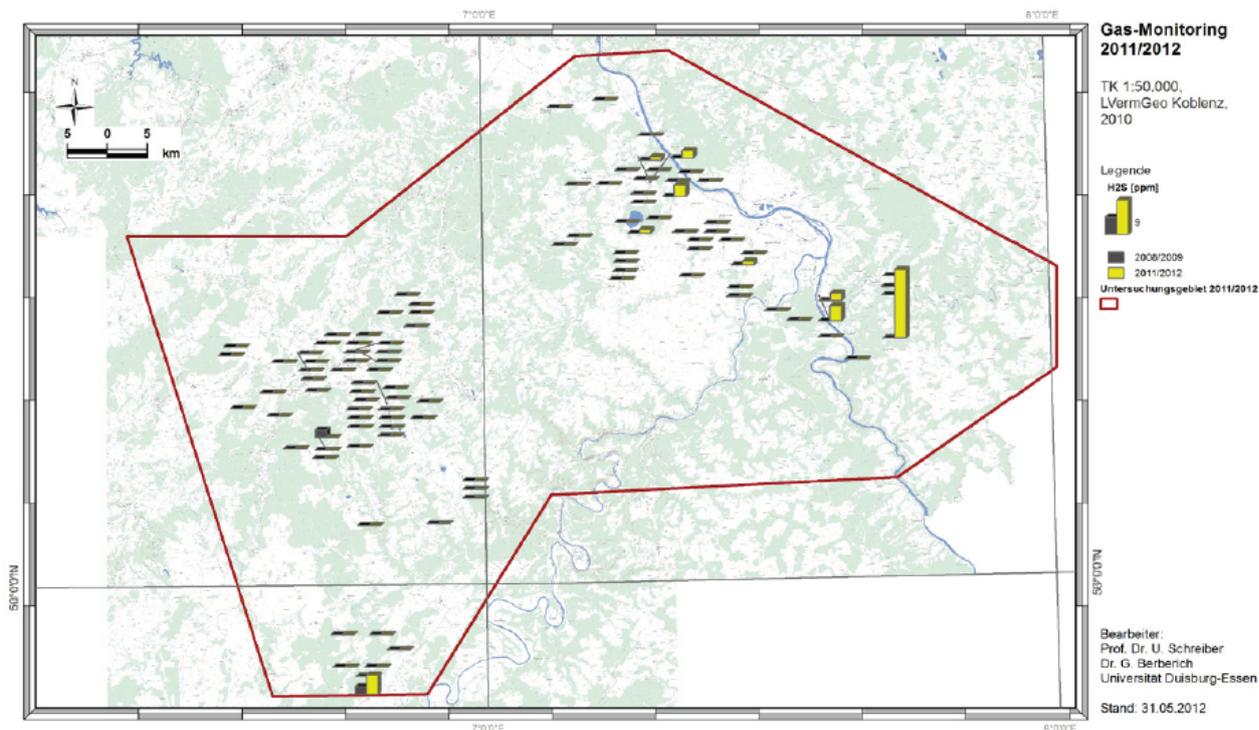


Abb. 9.4 aus Schreiber & Berberich (2012): Darstellung der Schwefelwasserstoffkonzentrationen in Mofettengasen der Eifel und der Lahn (H₂S in ppm).

Schwefelwasserstoff tritt in der Westeifel im Süden außerhalb des Vulkanfeldes bei Heckenmünster sowie im zentralen Feld an wenigen Stellen auf. In der Osteifel gibt es mehrere Mofetten, die konstant Schwefelwasserstoff führen. Die Quellen liegen im Norden, im Zentrum und im Südosten. Die höchsten Werte wurden in Bad Ems in der Lahn gefunden (Abb. 9.4).

In der Abb. 9.5 ist ein Ausschnitt der Mineralwasserkarte des LGB Mainz dargestellt. Die roten Punkte bezeichnen die Lage der Mineralwasservorkommen, die in der Eifel überwiegend eine deutliche Beziehung zu den quartären Vulkanfeldern zeigen. Die gelben Punkte markieren die Epizentren der aufgezeichneten Erdbeben. Während das Gebiet der Osteifel zwischen Bonn, Neuwieder Becken und östlich, bzw. westlich der Rheins eine hohe Seismizität aufweist, sind Beben in der Westeifel relativ selten und eher auf den Nordwesten fokussiert. Für das Osteifel-Vulkanfeld und Neuwieder Becken ist anhand von Störungsverläufen und Bebenzonen eine Pull-apart Struktur als Alternative zu Abb. 8.3 konstruiert (Co-Autor Schreiber), die die Verteilung der Bebenherde berücksichtigt. Innerhalb der Struktur lassen sich so lokale Dehnungszonen in der Kruste zur Bildung von Magmakammersystemen erklären. Der Verlauf des westlichen Störungsastes geht nach NNW in die Randbegrenzung der Erftscholle über.

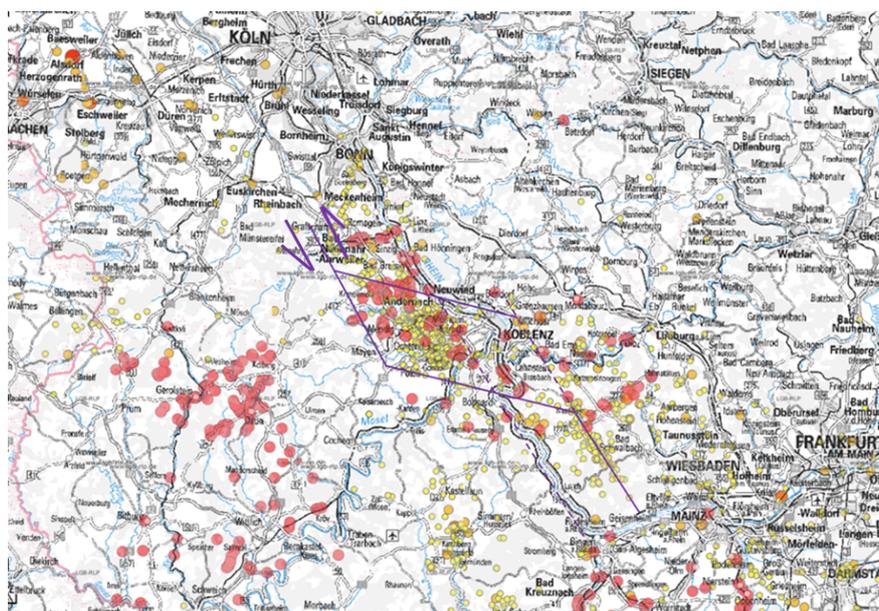


Abb. 9.5 Karte der Mineralwässer in Rheinland-Pfalz (rote Punkte) und Hypozentren der Erdbeben (gelbe Punkte; Quelle LGB Mainz). Eingezeichnet ist der hypothetische Verlauf einer verspringenden sinistralen Seitenverschiebung, die im Osteifel Vulkanfeld Dehnung hervorruft.

9.2 Vulkane der Westeifel

Allgemeine Angaben zu den Vulkanen der Westeifel sind am Anfang von Kap. 9 aufgeführt. Bekannt ist das westliche Vulkanfeld durch die z.T. mit Wasser gefüllten Maare, deren Bezeichnung hier geprägt wurde. Der Schwerpunkt der vulkanischen Formen liegt aber auf Schlackenkegeln, die aus strombolianischer Tätigkeit hervorgegangen sind. Bei etwa der Hälfte der Schlackenkegel wurde in einer Spätphase so viel Magma gefördert, dass sich Lavaströme entwickelten. Es lassen sich räumlich und chemisch zwei Entwicklungslinien im Westeifel-Vulkanfeld unterscheiden. Während im Nordwesten überwiegend ältere, SiO₂-arme foiditische Vulkane auftreten (Leuzitite, Melilith-Nephelinite), kommen im Südosten die jüngeren vor, die sich auch durch eine andere

Zusammensetzung mit höheren Gehalten an Natrium und SiO₂ auszeichnen (Basanite und Olivin-Nephelinite; Schmincke, 2007).

Die Westeifel Vulkane entstanden in einem Zeitraum zwischen 700 ka und ca. 11 ka vor heute. Gäbe es eine gleichmäßige Verteilung der Eruptionen, käme es nach Shaw (2004) alle 2875 Jahre zu einem erneuten Ereignis. Nach seinen Berechnungen haben die Aufstiegs geschwindigkeiten xenolithführender Magmen bei drei Vulkanen der Westeifel zwischen 3km/h und 15km/h betragen. Der zweite Wert steht für einen Aufstiegsprozess von ca. 3 Stunden Dauer vom Start der Schmelze im Mantel bis zur Erdoberfläche. Nur diese hohen Geschwindigkeiten erlauben es, einen Mantelxenolithen mit einem Durchmesser von mehr als 15 cm zur Oberfläche zu transportieren (Shaw, 2004). Die Berechnungen geben einen ersten Hinweis auf Prozesse, die einem möglichen neuen Ausbruch zugrunde liegen müssen. Die ermittelten Aufstiegs geschwindigkeiten stehen allerdings für einen Zeitpunkt, der nach dem des Initialaufstiegs liegt. Das bedeutet, sie können dann auftreten, wenn das System vom Mantel bis zur Krustenoberfläche bereits geöffnet ist. Ein initialer Magmaaufstieg muss die tektonisch vorgezeichneten Störungsflächen mit kleinster effektiver Scherspannung nutzen, um eine Chance für einen Durchbruch bis zu Oberfläche zu bekommen. Hierbei gibt es nicht nur einen geradlinigen Weg. Es bilden sich Sackgassen oder absterbende Äste, die bei zu geringem Nachschub zu schnell abkühlen, wodurch das erstarrende Magma potentielle Wege verschließt. Im Endeffekt muss für den initialen Magmaaufstieg mit einem längeren Prozess gerechnet werden, als die wenigen Stunden, die für ein offenes System stehen.

Da Aufschlüsse für die Auffindung von tektonisch jungen Störungssystemen in der Westeifel größtenteils fehlen, kann in einem ersten Ansatz versucht werden, die aus benachbarten Regionen bekannten Störungsrichtungen auf das Gebiet zu übertragen. Mit Kenntnis des überregionalen Spannungssystems lassen sich für das alt angelegte und vermutlich reaktivierte Schersystem mögliche Riedel- und Anti-Riedel Shears identifizieren, die zusammen mit geöffneten Hauptrichtungen der Seitenverschiebungen eine Vielzahl der Gangrichtungen, Vulkanreihen und Mofettenstandorte zuordnen helfen (Abb. 9.6). Das Verständnis der tektonischen Zusammenhänge kann dazu beitragen, lokal gehäuft auftretende Erdbeben besser zuzuordnen und zu interpretieren.

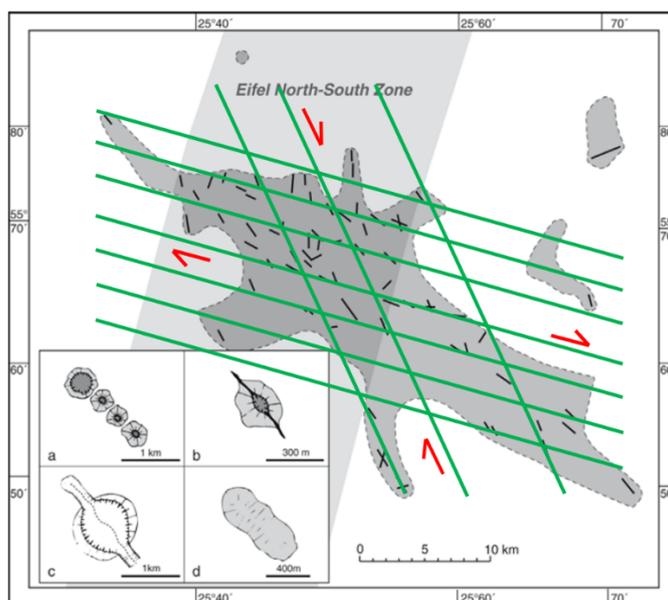


Abb. 9.6 Hypothetischer Ansatz zur Einordnung der Vulkanitgänge und Vulkanreihen der Westeifel. Grundlage sind die äquidistanten Seitenverschiebungen des Ruhrgebietes nach Loos et al. (1999) und eigenen Kartierergebnissen (Co-Autor Schreiber). Die Gänge können unterschiedlichen Riedel Shear-Richtungen und Seitenverschiebungen zugeordnet werden. Ergänzt nach Schmincke (2007).

9.3 Die Osteifel

Von den ca. 100 Vulkanen der Osteifel ist die überwiegende Zahl als Schlackenkegel ausgebildet. Zum Teil gibt es kurze Lavaströme oder es haben sich Schweißschlacken gebildet, die früher als Lavastrom eingestuft wurden. Vorausgegangen ist den Schlackenkegeln häufig ein Maarstadium, das sich aber durch einen größeren Magmennachschub zu einem Schlackenkegel oder komplexeren Vulkanbau weiterentwickelte. Wie in der Westeifel gibt es ein älteres Teilgebiet im Nordwesten, das durch foiditische Vulkanite geprägt ist (Melilith-Nephelinite, Nephelinite, Leuzitite, Leuzit-Phonolithe). Im zentralen und südöstlichen Feld treten jüngere Glieder einer kaliumreichen Basanit-Tephrit-Phonolith Serie auf (Schmincke 2007). Als Besonderheit im Vergleich zur Westeifel haben sich in der Osteifel große Calderenkomplexe gebildet, die als Einbruchstrukturen infolge Leerung eines unterlagernden Magmakammersystems interpretiert werden. Im Vergleich zu Vulkanen mit mafischen Chemismen stellen sie für eine Gefährdungsabschätzung eine andere Größenordnung dar. Sie werden daher in den nachfolgenden Kapiteln ausführlicher erläutert.

9.3.1 Laacher-See Vulkan

Der Laacher-See Vulkan (LSV) ist mit einem Alter von knapp 13.000 a der jüngste in der Osteifel (Bogaard, 1995; Litt et al., 2003; Schmincke, 2007). Hierdurch sind Verwitterung und Abtragung am wenigsten weit fortgeschritten. Der gute Erhaltungszustand der Tephren ist ein Grund, warum der Laacher See Vulkan sehr detailliert untersucht werden konnte. Die Tephramächtigkeiten wurden als Grundlage herangezogen, um das Volumen des Magmasystems einzugrenzen (Diss. vd Bogaard, 1983). Das eruptierte Volumen wurde anfänglich mit $5,3 \text{ km}^3$, nach mehreren Neubearbeitungen mit mehr als $6,3 \text{ km}^3$ zuzüglich überlagerndem Nebengestein von $0,5 \text{ km}^3$ angegeben (vd Bogaard, 1983; Wörner & Schmincke, 1984 a, b; Wörner et al., 1985; Wörner & Wright, 1984; Bogaard & Schmincke, 1985; Freundt & Schmincke, 1986; Harms & Schmincke, 2000; Harms et al., 2004; Schmincke, 2007). Durch das Aufschäumen der Gesteinsschmelze zu Bims erhöht sich während der Eruption das Volumen um etwa das Dreifache.

Die Berechnung der Tephramächtigkeiten im proximalen und distalen Bereich des LSV ergab 18 km^3 . Hieraus wurde das Volumen des phonolithischen Magmas mit $6,3 \text{ km}^3$ bis max. $6,5 \text{ km}^3$ (DRE, dense rock equivalent) incl. Nebengestein und daraus das ursprüngliche basanitische Ausgangsmagma bestimmt. Hiervon ausgehend ergab sich eine Grundlage für die Größenordnung der anderen hoch differenzierten Vulkane Wehr, Rieden (4 km^3) Brenk etc. Am Ende steht die Volumenaussage der gesamten geförderten Magmen in West- und Osteifel, die bei 20 km^3 oder auch möglichen 30 km^3 liegen soll. Das Ausgangsvolumen, aus dem sich die differenzierten Magmen in der Kruste entwickelten, wird für die Vulkane der Osteifel auf eine Größe von $200 - 300 \text{ km}^3$ geschätzt (Schmincke, 2007).

Schmitt et al. (2010) sehen anhand von U-Th Datierungen intrusiver Karbonatite die Existenz bzw. Akkumulation des entwickelten Laacher-See Magmasystems mindestens 20 ka vor der Eruption des Phonoliths. Da Abkühlung und Differentiation in einem Magmasystem parallel zur Platznahme erfolgen, handelt es sich für den gesamten Vorgang der Kammerbildung des LSV um einen Zeitraum von wenigen Jahrzehntausenden (s. auch Annen, 2011; Annen et al., 2006).

Und hier gibt es ein Problem, das bislang nicht erklärt wurde. Die Magmakammer des LSV bzw. der eruptierte Teil soll in einer Tiefe von 4.6–7.8 km gelegen haben (Harms et al., 2004). Es handelt sich um den Sprödbereich der oberen Kruste, der nur durch Bewegungen an tektonischen Störungen geöffnet werden kann. Das Volumen von $6,3 \text{ km}^3$ zuzüglich der Menge, die als nicht förderbarer Rest in der Magmakammer verblieben ist, bedingt bei einem Quader mit rund 3 km Höhe, eine Grundfläche

von mindestens 1,5 km x 1,5 km. Das Ausgangsvolumen soll ein basanitisches Magma mit 16,6 km³ gewesen sein, das ebenfalls in der oberen Kruste positioniert war (Bogaard & Schmincke, 1984), von dem 11 km³, in einem alternativen Ansatz 50 km³ (Wörner & Schmincke, 1984a) im mittleren Bereich der Kruste verblieben sind.

Allein für die Öffnung eines mindestens 6,3 km³ potentiellen Speicherraumes muss in der Tiefe eine Krustenleiste die Strecke von 1,5 km zur Seite gezogen werden (bei o.a. Bedingungen), um das entsprechende Volumen zu erreichen. Die Geschwindigkeit läge für einen Bildungszeitraum von 20 ka (nach Schmitt et al., 2010) in einer Größenordnung von 75mm/Jahr. Die rezenten Bewegungsraten an Störungszonen der Eifel liegen nach Auswertung von Herdflächenlösungen in einer Größenordnung von 0.06 bis 1.7 mm/Jahr (Demoulin, 2004; Demoulin et al., 2005; Hinzen, pers. Mitt.). Die Hebungsraten liegen bei 0.35 mm/Jahr, mit einem maximalen Uplift von zusätzlichen 3.5 mm/Jahr (Garcia-Castellanos et al., 2000; Meyer & Stets, 2002; Mälzer et al., 1983; Campbell et al., 2002) bzw. für große Teile der Eifel nach neuesten Untersuchungen bei 1 mm Jahr (Kreemer et al., 2020).

Bislang ist tektonisch nicht erklärt, wie der Aufbau der Magmakammer in der beschriebenen Größenordnung und dem postulierten Zeitraum stattgefunden haben kann. Geophysikalische Untersuchungen im Umfeld des Laacher-Sees ergaben bislang keinen Hinweis auf Strukturen, die einer reliktschen Magmakammer von 11 km³ bzw. 50 km³ entsprechen (Ahorner, 1983, Magnetotellurik; Lohr, 1982, Gravimetrie; Ahorner et al., 1986; Köhler, 2005, Low Velocity Studien; Ochmann, 1988, Seismologie; Pucher, 1992, Magnetik). Die DEKORP research group (1991) kam nach Auswertung des Profils am Nordrand des Laacher-Sees zu dem Schluss, dass es keine reliktsche Magmakammer mit mehr als 3 km Durchmesser in einer Tiefe von weniger als 8 km gibt. Das verbliebene Restmagma müsste aber in einer deutlich messbaren Größenordnung vorliegen.

Einen Hinweis auf eine Fehleinschätzung des Magmakammervolumens gibt die Calderengröße des LSV. Sie liegt bei einem Volumen von einem halben Kubikkilometer (Viereck & vd Bogaard, 1986). Der durch Nachbrechen der Krustenschollen entstandene Hohlraum repräsentiert in etwa das eruptierte Volumen, da es keinen Vulkanüberbau gab, der mit dem Ausbruch zerstört und in die Tephren integriert wurde (Schmincke, 2009). Es ist nicht geklärt, wie die Volumendifferenz von 6 km³ zwischen Caldera und postulierter Tephramenge (plus Nebengestein der Überdeckung) ausgeglichen ist. Ein Hohlraum in dieser Tiefe von diesem Volumen ist völlig ausgeschlossen, genau wie die Überlegung von Viereck & vd Bogaard (1986), dass nachströmendes Magma (6 km³ innerhalb weniger Tage) das Einsinken der Caldera kompensiert haben könnte (hierfür gibt es keinerlei Belege durch geophysikalische Untersuchungen).

Im Vergleich zu publizierten Modelluntersuchungen lässt sich die Dimension der Laacher-See Magmakammer auf 10 bis 20 Prozent der bisher postulierten Größe reduzieren. Eine alternative Interpretation gibt Ochmann (1988, Abb. 9.7).

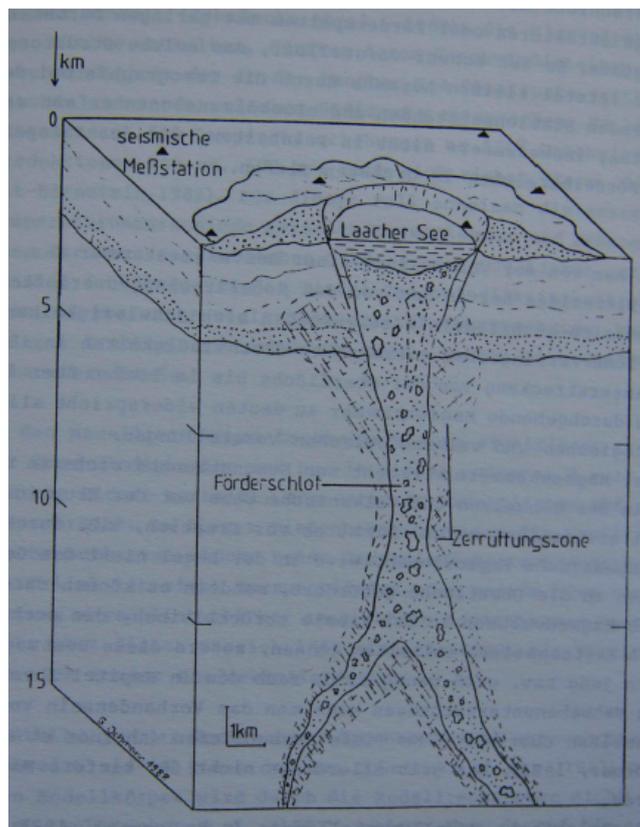


Abb. 9.7 aus Ochmann, (Diss. 1988, Abb. 6.17): Zone starker mechanischer Gebirgsauflockerung in der Umgebung der Förderwege des Laacher See Vulkans. Hypothetische Interpretation einer tomographischen Strukturanalyse anhand teleseismischer Studien. Das Modell stellt zwei Förderkanäle unterschiedlicher Dimension in mehr als 10 km Tiefe dar.

Die oben skizzierten Modellvorstellungen zum beteiligten Volumen der beteiligten Magmen in der gesamten Eifel, die ursächlich mit dem Mantle-Plume in Verbindung stehen, sind aus den Annahmen zum Volumen der Laacher-See Magmakammer extrapoliert (Schmincke 2007). Werden hierfür nur 10 bis 20% angesetzt, reduzieren sich entsprechend die Angaben zu den Gesamtmengen der beiden quartären Vulkanfelder. Um hierzu Klarheit zu bekommen, wäre eine Überprüfung der Rohdaten und Modelle, die als Grundlage für die Berechnung der Laacher-See Magmakammer herangezogen wurden, sinnvoll. Notwendig wäre eine Einbindung der Tektonik in Verbindung mit bisher durchgeführten geophysikalischen Untersuchungen sowie eine Modellierung der Eruptionsprozesse unter Ansatz moderner vulkanologischer Methoden. Hierbei sollten atmosphärische Strömungsmodelle (ungleiche Windverfrachtung während der Eruptionen, Dünenbildungen, Staubstürme lange nach Ablagerung der Tephren) und für die näheren Fallout Bereiche Hangabspülungen und Schwemmfächereffekte berücksichtigt werden. Hintergrund ist die Bedeutung der Laacher-See Vulkaneruption für die Frage der Endlagerung, weil sie den bislang größten Ausbruch in der Eifel dokumentiert und entsprechend berücksichtigt werden sollte.

9.3.2 Wehr-Caldera

Etwa drei Kilometer nordwestlich des Laacher-Sees liegt die Caldera des Wehr Vulkans, der sich durch zwei Eruptionszyklen mit einer Unterbrechung von mehr als 60 ka auszeichnet. Die erste Eruption begann mit der Förderung eines phonolithischen Magmas, das gegen Ende in einen mehr trachytischen Chemismus überging. Sie erfolgte vor etwa 215 +/- 4 ka (Hüttenberg oder Wehr Tephra). Nach einer Ruhephase von 65 ka kam es 151 +/- 11 ka vor heute zu einer zweiten Eruptionfolge, wieder mit einem

phonolithischen und einem kleinen Anteil trachytischen Magma (Glees Tephra, GT) (Bogaard et al., 1989; Wörner et al., 1982). Die Produkte des jüngeren Ausbruchs finden sich nur im unmittelbaren Umfeld des Wehrer Kessels, sodass die eruptierten Mengen nur schwer eingeschätzt werden können. Letztlich aus der Struktur der Caldera lässt sich für beide Förderphasen ein grober Wert ermitteln. Es liegt zwischen 0,01 und 0,02 km³. Entsprechend sollte das Volumen der beteiligten Magmen deutlich geringer sein, als das des Laacher-See Vulkans.

Anhand von Satellitenmessungen (ASAR) und Feinnivellements in einem Zeitraum von mehr als 20 Jahren (1990 bis 2012) sind Bewegungsraten im Südwesten der Caldera deutlich geworden, die eine ungewöhnliche Senkungsrate von bis zu 7 mm (+/- 2 mm) pro Jahr erkennen lassen. In der Caldera austretende CO₂ Gase werden wirtschaftlich genutzt und bieten eine Möglichkeit für ein Monitoring. Die Helium Anteile mit einem R/Ra Wert von 5,6 sind die höchsten in der Osteifel (Bräuer, 2013).

9.3.3 Riedener Vulkansystem

Der Riedener Kessel ist mit 430 bis 360 ka die älteste der gut dokumentierten Calderen in der Osteifel. Mit einem Durchmesser von 2,5 km ist sie ähnlich groß wie die Laacher-See Caldera, soll aber nur etwa zwei Drittel des Magmavolumens gefördert haben. Wie für den Laacher-See oben angedeutet, ist die Volumenberechnung eines Speichersystems für Magma in der Kruste mit vielen Unbekannten behaftet. Liegen aufgrund hoher Alter nur noch wenige Vulkanitreste im Umfeld des Vulkans vor, ist keine gesicherte Aussage mehr für die beteiligte Magmamenge möglich. Die Angabe von 5 km³ für die Magmakammergröße des Rieden Vulkans (Schmincke, 2007; Viereck, 1984) ist daher sehr unsicher. Auch hier wären nach Volumenzunahme infolge der Bimsbildung bis zu 15 km³ Tephren abgelagert worden. Hiervon sollte sich noch ein Großteil im Gelände finden lassen, was aber nicht der Fall ist. Der Durchmesser der Caldera gibt einen Hinweis darauf, dass die Größenordnung des beteiligten Magmas in etwa mit der des Laacher-Sees (in der postulierten geringeren Größe von ca. 0,5 - 1 km³) übereinstimmt. Innerhalb der Caldera sind phonolithische Ignimbritablagerungen, Fallout-Tephren und Seesedimente erhalten. Daneben gibt es exogene und endogene Dome, die in die Tephren und Sedimente eingedrungen sind. Die Mächtigkeit der Vulkanite innerhalb der Einbruchsstruktur erreichen nach geophysikalischen Messungen bis zu 500 m (Büchel et al. 1997). Die Seesedimente, deren Basis in Bohrungen nicht erreicht wurde, sind mindestens 150 Meter mächtig. Sie überkragen die Randbrüche der Caldera, sodass deren exakte Lage und das eigentliche Volumen nur abgeschätzt werden können. Wörner et al. (1988) weisen darauf hin, dass allein die drei Calderen-Vulkane Rieden, Wehr und Laacher-See mehr als 95% des gesamt eruptierten Magmavolumens der quartären Osteifel repräsentieren. Diese Angabe sollte durch eine Neubearbeitung überprüft werden.

9.4 Gefährdungspotential Vulkane Osteifel

Eine grundsätzliche Aussage über den Vulkanismus in Deutschland und speziell den der Eifel ist, dass keine Erfahrungswerte über seine Prozesse vorliegen, in welcher Form und über welchen Zeitraum er abgelaufen ist. Es müssen z.B. für Angaben zur Dauer einer Tätigkeit auf rezente Beispiele in anderen, aktiven Regionen zurückgegriffen werden. Da aber jedes Vulkanfeld und jeder Vulkan andere Ausgangsbedingungen besitzt, sind die aus den Vergleichen getroffenen Aussagen mit einer hohen Unsicherheit behaftet.

So wird die Dauer eines Maarstadiums auf wenige Monate bis Jahre geschätzt. Dagegen müssen für den Aufbau eines Schlackenkegels in der Größe des Bausenbergs bei Niederzissen Jahrzehnte bis Jahrhunderte veranschlagt werden, die sich auf Jahrtausende erhöhen, wenn langfristige Unterbrechungen der Aktivität und erneutes Aufleben einzukalkulieren sind. Die Ausbildung eines Lavastroms, wie der vom Bausenberg mit einer Länge von mindestens 3,6 km, ist dagegen ein kurzfristiges Ereignis von Tagen bis wenigen Wochen.

Die Entwicklung der phonolitischen Magmen in der Osteifel zeigen, dass großvolumige vulkanische Eruptionen mit weitreichenden Auswirkungen auf das Umland möglich sind. Sie stellen eine besondere Gefährdung dar. Nach Schmidt et al. (2010) gab es eine Platznahme in einem höheren Krustenstockwerk letztmalig ca. 20 ka Jahre vor der finalen Phase und eine Intrusion eines basischen Magmas kurz vor der Eruption (Wörner & Wright, 1984).

Für die Abschätzung einer Gefährdungszone durch höher differenzierte Magmen ist die zentrale Region der Vulkanfelder maßgeblich zu berücksichtigen. Während in den Randgebieten einzelne Vulkane auftreten, die keine Entwicklung zu höher differenzierten Magmen im Sprödbereich der Kruste durchlaufen haben, stellen im Kerngebiet der Osteifel phonolithische Vulkane den Hauptanteil der gefördertten Vulkanite. Im Nordwesten zwischen Wehr, Kempenich und Oberdürenbach treten Dome und Lavaströme auf. Bei Kempenich, Wehr, Rieden und am Laacher-See sind nach großvolumigen plinianischen Eruptionen Calderen entstanden.

In naher geologischer Zukunft (Zeitraum von Jahrtausenden) besteht die Möglichkeit, dass die Vulkane Wehr und Laacher-See wieder aktiv werden oder ein neuer Intrusionskomplex entsteht. Darauf deuten Auswertungen seismischer Ereignisse in Tiefen bis zu 45 km hin, die auf rezente Fluid oder Magmenbewegungen zurückgeführt werden (Deep-Low-Frequency-Beben, Hensch et al., 2019). Weiterhin liegen für beide Calderen höchste R/Ra-Werte und eine starke CO₂-Entgasung vor. Die Historie des Wehr Vulkans lässt erkennen, dass eine Wiederholung der Aktivität stattfinden kann. Darüber hinaus kann die Entwicklung eines Magmakammersystems bei Plaidt (Kreuzungsbereich von Laacher-See Störung und Ochtendunger Störung mit hoher seismischer Aktivität und hohen Gasflüssen sowie hohen R/Ra Werten und Radon Gehalten) sowie in Teilen des Neuwieder Beckens stattfinden. Hier und speziell im Bereich der Ochtendunger Störungszone wird die Kruste gedehnt, sodass die Voraussetzungen für eine Magmenplatznahme in der Tiefe gegeben sind.

Für die weitere Betrachtung wird der Laacher-See Vulkan mit der am besten dokumentierten Auswirkung auf die Umgebung als Basis für eine maximale Gefährdung herangezogen. Entscheidend für die Festlegung eines Gebietes mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit für vulkanische Aktivität in den nächsten 1 Ma sind das eruptierte Volumen und die mögliche Position einer neuen plinianischen Eruptionsfolge.

Wie im Eingangskapitel diskutiert, muss abgeschätzt werden, wie sich unterschiedliche Tephrenmächtigkeiten auf die Betriebssicherheit während der unterschiedlichen Phasen (Einlagerung, Monitoring- und Rückholphase und dauerhafte Speicherung) an einem Endlagerstandort auswirken. Hierbei wird die Betriebsphase des Endlagers von der Monitoring- und vorzusehenden Rückholphase (500 Jahre) sowie von der dauerhaften Speicherung untertage unterschieden. Eine Überdeckung mit Tephra in Höhe von Zehner Metern nach 500 Jahren sollte keine Auswirkungen auf die Verhältnisse in

der Einlagerungszone haben. Die Abkühlungsgeschwindigkeit der Vulkanite ist so hoch und die Temperaturleitfähigkeiten des Umgebungsgesteins so niedrig, dass die Temperaturverhältnisse im Speicherraum nicht betroffen sind. Für eine garantierte Rückholmöglichkeit der Abfallprodukte für den Zeitraum von bis zu 500 Jahren sind ebenfalls keine Auswirkungen zu erwarten, da für diesen Zeitraum keine phonolithischen Eruptionen abzusehen sind. Die Entwicklung derartig komplexer Magmakammer-Systeme benötigt mehrere Zehntausend Jahre und sollte in einem frühen Stadium bereits nachweisbar sein. Die bisher beobachteten Aktivitäten, u.a. tiefe niederfrequente Beben, geben lediglich einen Hinweis darauf, dass die magmatischen Prozesse noch nicht zur Ruhe gekommen sind. Die Füllung einer 'Magma-kammer' ist hiermit nicht nachweisbar. Das Beispiel Wehr Vulkan zeigt, dass zwischen seinen beiden Eruptionsphasen ein Zeitraum von mehr als 60 ka lag, der Riedener Komplex war mindestens in gleicher Größenordnung mehrfach aktiv. Auch wenn jeder Vulkankomplex seine eigenen Rahmenbedingungen hat, zeigt es, dass die Entwicklungen nicht in wenigen Jahrhunderten zu einem großen Magmakammer-System führen können.

10. Festlegung des Gebietes mit einer hohen Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität in den nächsten 1 Ma für die Eifel

Aus der bisherigen Betrachtung wird deutlich, dass eine Aussage hinsichtlich einer Lokation für einen neuen Vulkanausbruch unmöglich ist. Letztendlich gibt es zwar Wahrscheinlichkeiten, die innerhalb der beiden quartären Vulkanfelder der Eifel eine Eingrenzung erlauben, eine Sicherheit, dass es entsprechend an anderen Orten nicht zu einer Eruption kommen wird, gibt es nicht. Es können sowohl bestehende Vulkane wieder aktiv werden (wie in der Vergangenheit z.B. Riedener oder Wehrer Vulkan), als auch neue an unbekannter Stelle entstehen. Das Beispiel Rodderberg (Bonn) zeigt, dass die Möglichkeiten hierfür nicht nur auf den engen Bereich der Kerngebiete beschränkt sein müssen. Ein Vergleich mit den Verhältnissen im Tertiär für Siebengebirge und Westerwald macht deutlich, dass neben der Konzentrierung der vulkanischen Aktivität in den zentralen Bereichen der Vulkanfelder zahlreiche Einzelvulkane im weiteren Umfeld entstehen können.

Als erste Prämisse gilt daher, dass die Betrachtung der Gefährdung durch den Eifel-Vulkanismus nicht nur von Einzelvulkanen ausgehen kann, da jeweils das gesamte Vulkanfeld das Potential hat, an irgendeiner Stelle wieder aktiv zu werden. Die Region zwischen den beiden Vulkanfeldern (Hocheifel) wird hierbei mit den West- und Osteifel-Feldern gleichgesetzt, da die Bedingungen für die Entstehung neuer Eruptionszentren gegeben sind. In der Konsequenz lässt sich eine Einhüllende als äußere Grenze um alle existierenden quartären Vulkane ziehen, von der aus die unterschiedlichen Ansätze der Sicherheitsdistanzen angewendet werden. Allerdings ist damit nicht ausgeschlossen, dass in der Zukunft außerhalb der Eingrenzung auch Vulkaneruptionen erfolgen können. Aus diesem Grund muss der Sicherheitsabstand eines Endlagers so weitreichend bemessen sein, dass auch weniger wahrscheinliche aber grundsätzlich mögliche Vulkanstandorte berücksichtigt sind. Hierfür ist es notwendig zu definieren, welche Beeinträchtigungen durch Vulkanismus auftreten können und welche davon für einen bestimmten Zeitraum akzeptierbar sind.

- A) Jede Form vulkanischer/magmatischer Aktivität, die letztlich zur Freisetzung von radioaktiven Stoffen führt, sollte von einem Endlager ferngehalten werden. Hierzu gehören physikalische Kontakte der Stoffe mit Magma und Gasen, thermische Beeinflussung, Schaffung von Wegsamkeiten für Wässer und Voraussetzungen für Subrosion, sowie Verstellungen der Kruste, die letztlich zur Freilegung durch Erosion führen können. Der zu berücksichtigende Zeitraum beträgt eine Million Jahre, weshalb der Abstand zu bestehenden und potenziellen Eruptionspunkten groß genug gewählt sein muss, um Kontakte sicher auszuschließen.
- B) Eine Sonderform nehmen plinianische Eruptionen hoch differenzierter Schmelzen vom Typ Laacher-See ein. Neben den unter A) aufgeführten Punkten einer möglichen Beeinträchtigung haben sie in Abhängigkeit atmosphärischer Bedingungen eine ungewöhnliche Reichweite, die schwer abzuschätzen ist. Die Frage ist, ab welcher Tephra-Mächtigkeit eine Grenze für eine Gefährdung eines Endlagers gezogen werden muss. Und hierfür können im Gegensatz zum Punkt A) unterschiedliche Szenarien betrachtet werden. Es lassen sich die eigentliche Betriebsphase von wenigen Jahrzehnten, eine Karenzzeit von 500 Jahren (Monitoring Phase, Rückholbarkeit) und die insgesamt zu berücksichtigende Zeit von einer Million Jahre unterscheiden. Ein entsprechender Vulkanausbruch würde den Betrieb eines Endlagers auch noch in einer Entfernung von 55 km massiv beeinflussen. Das ist die Distanz, in der vom Laacher-See Ausbruch noch 1 m Tephra abgelagert wurde. Erst nach einer zusätzlichen Sicherheitsentfernung von 10 km wären die Belastungen handhabbar. Dies gilt für die Phase der Einlagerung, die aber nur einen Zeitraum von weniger als 50 Jahre umfasst. Dass in dieser Zeit eine derartige Eruption stattfinden wird, ist fast ausgeschlossen. Die Entstehung eines Magmakammersystems erfordert Zeiträume von mehreren

Zehntausend Jahren. Die Entwicklungen hierzu ließe sich bereits früh mit verschiedenen Untersuchungsmethoden nachweisen. Die Wahrscheinlichkeit, dass während der Betriebsphase ein derartiges Ereignis stattfindet, ist daher äußerst gering. Gleiches gilt auch noch für die anschließenden 500 Jahre der weiteren Überwachung. Anders verhält es sich für die nachfolgenden 1 Ma. In dieser Zeit ist die Bildung hochdifferenzierter Magmen sehr wahrscheinlich. Eine Überdeckung des Endlagers mit Tephra in größerer Mächtigkeit (Zehner Meter) wäre aus technischer Sicht (Temperatur, Auflastdruck) unkritisch, sofern eine bergwerksmäßige Einlagerung der radioaktiven Stoffe vorgesehen ist

Vor der Diskussion um die Festlegung eines Gebietes mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit sind noch folgende Feststellungen notwendig: Die Ursachen für den quartären Eifelvulkanismus werden in dem Aufstieg eines (noch aktiven) Mantle-Plumes gesehen, dessen zukünftige Entwicklung unklar ist. Die Lithosphären/Asthenosphäregrenze hat sich durch den Plume unter der Eifel auf die geringe Tiefe von nur ca. 41 ± 5 km verlagert, während sie im Randbereich des Oberrheingraben 60 ± 5 km (Schwarzwald, Odenwald) bzw. 78 ± 5 km (Schwäbische Alb, Vogesen) erreicht (Seiberlich et al., 2013). Eine plattentektonisch bedingte Wanderung der Lithosphäre würde bei großen Weiten eine Trennung des Plume-Kopfes von seinem tieferen Teil bewirken. Bei der von Gripp & Gordon (2002) angegebenen Relativbewegung zwischen Platte und Asthenosphäre von 19 ± 14 km in 1 Ma spielt der Einfluss des tiefer liegenden Plumes mit seiner geringen Aufstiegs geschwindigkeit kaum eine Rolle. Er würde in dieser Zeit nur randlich mit der verlagerten und hier mächtigeren Lithosphäre in Kontakt kommen. Aus diesem Grund werden nur Mantelanomalien betrachtet, die sich innerhalb der Lithosphäre befinden. Tektonische Verschiebungen innerhalb der Platte (Wanderung von Südwest-Europa nach SW, westlich der Grenze Rhein/Rhone; Tesauo, 2005) liegen in einer Größenordnung, die für die nächste 1 Ma ebenfalls unberücksichtigt bleiben können.

Das regionale Spannungsfeld gibt Variationen vor, die einerseits zu einem sehr schnellen Aufstieg von Magma (Stunden bis wenige Tage) aus dem Mantel führen, andererseits Dehnung in der Kruste begünstigen, die die Voraussetzung für die Bildung von Magmakammer-Systemen ist. Die lokalen Spannungsvariationen sind überwiegend an Seitenverschiebungen gekoppelt. Seitenverschiebungen sind daher eine zu beachtende Größe, sofern ihr Verlauf den Einflussbereich eines Plumes tangieren. Auch wenn hochdifferenzierte Magmen bislang in vielen Fällen auf die inneren Bereiche der Vulkanfelder konzentriert sind und dies auch für die Osteifel zutrifft, ist aufgrund der tektonischen Situation im RSG nicht ausgeschlossen, dass sich in der Randzone des Eifel-Plumes in Zusammenhang mit Dehnungszonen im Bereich von Seitenverschiebungen derartige Schmelzen entwickeln. Der Aufstieg von weiten Teilen des zentralen Schiefergebirges in einer Größenordnung von 1 mm pro Jahr (Kremer, 2020), schafft zusätzlich Dehnung in der Oberkruste. Allerdings sind die gemessenen Hebungsraten Momentaufnahmen, die keine gesicherte Aussage für die nächste Million Jahre ermöglichen. Die Geschwindigkeit und Dehnungsraten sind darüber hinaus zu klein, um in wenigen zehntausend Jahren Raum für komplexe Magmakammer-Systeme zu schaffen, sodass die überregionalen Hebungsprozesse als Grundlage für hochdifferenzierte Schmelzen unberücksichtigt bleiben können.

Für eine konservative Betrachtung rückt die Umhüllende der quartären Vulkanfelder in den Hintergrund, da auch mit einer zusätzlichen Sicherheitszone von 10 km nicht ausgeschlossen werden kann, dass in den anschließenden Regionen Vulkane neu entstehen. Der Grund liegt in einem größeren Umfang des Mantle-Plumes in der Lithosphäre, als die quartären Felder an der Oberfläche abbilden. Der konservative Ansatz beinhaltet, dass an jeder Stelle oberhalb eines in der Lithosphäre befindlichen Mantle-Plumes ein Vulkan entstehen kann. Hiervon ausgehend, können zwei Varianten mit unterschiedlichen Auswirkungen betrachtet werden. Die erste bezieht sich auf ein SiO_2 -armes Magma, das zur Bildung eines Maars oder Schlackenkegels mit oder ohne Lavastrom führt. Liegt dieser Vulkan

genau am Außenrand des auf die Oberfläche abgebildeten Plumes, sollte ein Radius von 15 km für sich verlagernde Aufstiegswege (May, 2019) und der geforderte Sicherheitsabstand von zusätzlich 10 km berücksichtigt werden. Die zusätzliche Distanz von 25 km, ausgehend vom Plume-Rand nach außen, ist eine mindestens einzuhaltende Größe.

Die zweite Variante beinhaltet die Entwicklung zu einem hochdifferenzierten Magma entsprechend dem des Laacher-See Vulkans. Die tektonischen Verhältnisse schließen im Fall von verspringenden Seitenverschiebungen die Möglichkeit der Bildung eines entsprechenden Magmakammer-Systems auch in den Randbereichen des Plumes mit ein, wenn auch nur mit einer geringen Wahrscheinlichkeit. Die Auswirkungen eines Ausbruchs vom Typ Laacher-See Vulkan wären im worst case Fall weitreichender, als die einer basaltischen Eruption. Dies müsste speziell für die Betriebsphase berücksichtigt werden. Da die Dauer einer Magmakammer-Entwicklung über tausende Jahre verläuft und bei guter Identifizierungsmöglichkeit heute noch nichts in dieser Richtung erkennbar ist, kann für die Zeit der Einlagerung und auch den nachfolgenden 500 Jahren eine plinianische Eruptionsfolge vom Typ Laacher-See Vulkan ausgeschlossen werden.

Für eine Gefährdungseinschätzung ist daher die Kenntnis der Mantelanomalien entscheidend und hiermit die Qualität der Plume-Modelle, die die Verhältnisse so widerspruchsfrei wie möglich wiedergeben sollten. Im Kap. 6 sind unterschiedliche Verfahren zur Modellierung der Mantelanomalien unter der Eifel beschrieben, die zu unterschiedlichen Ergebnissen geführt haben. Eine Entscheidung über das Modell mit der größten Nähe zur Realität kann an dieser Stelle nicht getroffen werden. Die konservative Beurteilung muss die am weitesten reichende Variante zugrunde legen, die in diesem Fall das Modell von Walker et al. (2005) vorgibt. Aus diesem Grund wird als Bezugsgröße das rot und lila gefärbte Feld von -1,4% bis -6% Geschwindigkeitsabweichung der S-Wellen gewählt (Abb. 6.13: Fig. 11 in Walker et al., 2005). Es bezieht sowohl die West- und Osteifel als auch den weit nördlich liegenden Rodderberg mit ein. Selbst bei Verifizierung der von Lippolt & Todt (1978) als Quartär zugeordneten Lesesteinvorkommen im Westerwald wäre ein Bezug zum Mantle-Plume gegeben. Darüber hinaus ergibt das Plume-Model von Walker et al. (2005) eine hohe Übereinstimmung mit dem Feld der stärksten Hebung im RSG (Kreemer et al., 2020).

Die von May (2019) angesprochene 50 km Zone, die nach Angaben von Mertz et al. (2015) über mögliche horizontale Bewegungen des Plume-Materials abgeleitet wurde (s. Kap. 9), wird in keiner Variante berücksichtigt. Sie ist nicht ausreichend belegt. Die diskutierten Prozesse können neben der statistischen Unsicherheit tektonische Ursachen haben oder bilden eine Plume-interne Entwicklung ab.

10.1 Karte der Gebietsfestlegung

Die Kartendarstellung (Abb. 10.1) beinhaltet Grenzen zur Gefährdungssituation des Eifelvulkanismus mit unterschiedlicher Relevanz. Die innere Linie (Linie 1) stellt eine Umhüllung aller quartären Vulkanvorkommen dar, inklusive eines Sicherheitsabstands von 10 km zu den jeweils außenliegenden Vulkanen, wie sie von der AkEnd gefordert wurde. Hierbei sind West- und Osteifel sowie die zwischenliegende Region der Hocheifel als eine Einheit erfasst. Die gestrichelte Linie 1.1 berücksichtigt die exakte Lage der zwischen West- und Osteifel liegenden quartären Vulkane und wird als unsicher angesehen, da die Möglichkeit weiterer Eruptionen darüber hinaus bis an die Linie 1 nicht ausgeschlossen werden kann. Mit der Linie 1.2 ist die Ausdehnung in den Westerwald eingeschlossen, die die zwei unsicheren Datierungen von Lesesteinvorkommen beinhaltet.

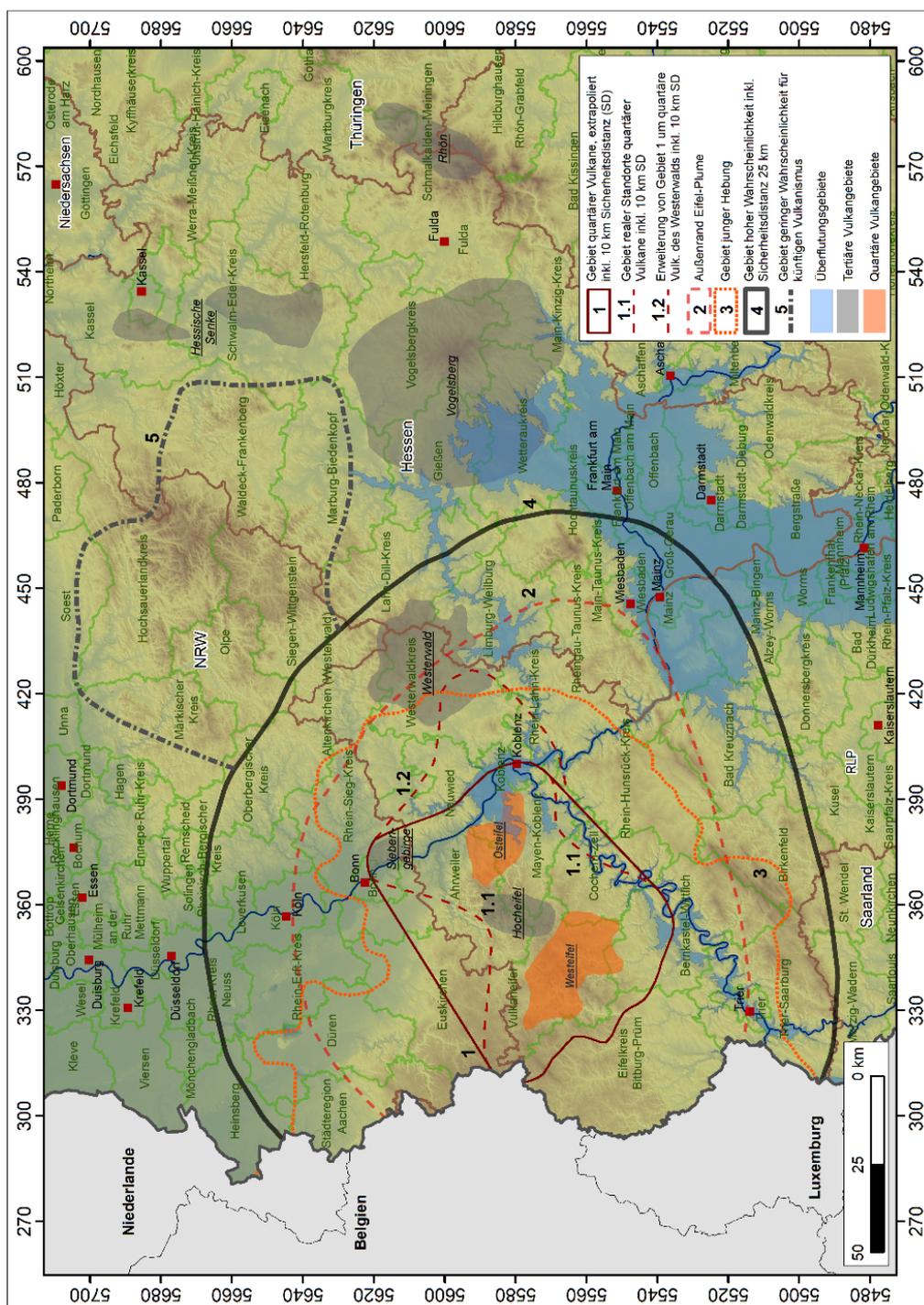


Abb. 10.1 Region im Rheinischen Schiefergebirge, für die eine hohe Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität in den nächsten 1 Ma besteht. Quartärer Eifelvulkanismus – Linie 1: Extrapolierte Umhüllende der West- und Osteifel inklusive 10 km Sicherheitsdistanz (SD); Linie 1.1: Grenzlinie inkl. 10 km SD mit Bezug zu exakten Standorten der quartären Vulkane im West- und Osteifel-Feld; Linie 1.2: Erweiterung der Linie 1 in Bezug zu möglichen quartären Vulkanen im Westerwald; Linie 2: Grenze des Eifel-Plumes nach Walker et al. (2005), (Abb. 6.3); Linie 3: Begrenzung des Krustenbereichs mit einer Hebung von 1 mm/a nach Kreemer et al. (2020); Linie 4: Begrenzungslinie für das Gebiet mit einer hohen Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität, mit 25 km SD ausgehend von Linie 2. – Gestrichelte Linie (5): Begrenzungslinie für das Gebiet mit geringer Wahrscheinlichkeit künftiger vulkanischer Aktivität auf Grundlage von Mantelanomalien (s. Kap. 12.3 und Abb. 12.6). Blaue Gebietsflächen: möglicher Überflutungsbereich nach Abdämmung des Mittelrheintales durch Lavaströme (s. Abb. 10.2). Kartengrundlagen: Vulkanologische Karte West- und Hocheifel (Büchel, 1994); Vulkanologische Karte Osteifel (Bogaard & Schmincke, 1990c); Meyer, 1988; Google Earth abgerufen Juli 2020; Kreemer et al. (2020) Fig. 7a; Walker et al. (2005) Fig. 11; TOP. Grundlage (auch für Abb. 10.2, 11.23, 12.5, 14.1, 15.1): SRTM Höhendaten Deutschland Ländergrenzen Europa: Geoportail of the European Comission (EUROSTAT); Landkreise geladen von Datenportal BKG.

Das Feld mit der umhüllenden Linie 1 (inklusive 1.2) liegt innerhalb des Plume-Bereichs nach Walker et al. (2005), der durch die gestrichelte Linie 2 umgrenzt ist und einen Tiefenbereich von 30 bis 100 km berücksichtigt. Ein Großteil der rezenten Hebungen mit ca. 1 mm pro Jahr (Kreemer et al., 2020) finden innerhalb des Plume-Bereichs statt (Strichpunktlinie, Linie 3).

Auf die Randzone des Plumes nach Walker et al. (Linie 2) ist in alle Richtungen ein Abstand von 25 km addiert, der die maximale Außengrenze einer Gefährdung durch basischen Vulkanismus skizziert (Linie 4). Eruptionen mit hochdifferenzierten Vulkaniten werden von der randlichen Plume-Zone für die nächsten 500 Jahre ausgeschlossen, ebenso aus den zentralen Regionen der beiden quartären Vulkanfelder. Die phonolithischen Vulkane der Osteifel haben eine Distanz von 50 km zum Außenrand des Plumes von Walker et al. (2005). Mit den zusätzlichen 25 km Sicherheitsabstand wäre ein Wiederaufleben einer der bestehenden Vulkane oder die Entwicklung eines neuen in der Nachbarregion für einen Endlagerstandort außerhalb der Sicherheitszone sogar für die Betriebsphase unkritisch, sollte doch das unwahrscheinliche Ereignis eintreten. Innerhalb dieser Grenze erscheint die physikalische Gefährdung eines Endlagers ausgeschlossen, was sowohl für die Betriebs- und Monitoring/Rückhol-Phase als auch zeitlich darüber hinaus gilt. Sie umfasst eine Sicherheitszone, in der alle zu berücksichtigenden Faktoren enthalten sind. Gleichzeitig ist das Gebiet verstärkter Hebung, soweit es Deutschland betrifft, vollständig abgedeckt. Ein Versatz zwischen Mantel-Plume und Lithosphäre durch plattentektonische Verlagerung spielt für die nächsten 500 Jahre keine Rolle.

Die konsequente Anwendung der Sicherheitsabstände führt dazu, dass im Westen die Landesgrenzen nach Luxemburg und Belgien überschritten werden. Die Linien enden nicht an der Grenze, obwohl der zu betrachtende Raum hier endet.

10.2 Standortgefährdung durch sekundäre Effekte

Die bislang vorliegenden Altersdaten der quartären Eifel-Vulkane machen eine Verlagerung der vulkanischen Aktivität jeweils nach SE in beiden Feldern deutlich. Ursachen können entweder im lithosphärischen Mantel, in den tektonischen Verhältnissen der Kruste oder in Kombination von beiden liegen. Eine plattentektonische Verlagerung in Relation zum Eifel-Plume wird als wesentliche Ursache ausgeschlossen (Mertz et al. 2015). Die Wahrscheinlichkeit eines neuen Ausbruchs ist demnach für beide Vulkanfelder im jeweiligen Südosten am größten. Für die Osteifel besteht hierdurch die Gefahr, dass der Randbereich des Neuwieder Beckens und der Rhein direkt betroffen sind. Tritt der Fall ein, ergibt sich eine besondere Gefährdungslage, die mit einem möglichen Verschluss des Rheins durch Lava oder Tephra verbunden sein kann. Ein großvolumiger Lavastrom an den Engstellen des Rheins, der über Jahre den Abfluss abdichtet, wirkt sich in weiten Teilen des Oberlaufs bis in den Oberrheingraben aus, inklusive der Täler der Nebenflüsse. Für einen Zeitraum von 500 Jahren ist, wie oben erläutert, nur der basaltische Vulkanismus zu berücksichtigen. Ein Lavastrom in der Größenordnung des Bausenberg Stroms würde vom Rand des Rheintals ausgehend innerhalb weniger Tage/Wochen den Durchfluss verschließen. Die Folge wäre ein sofortiger Rückstau flussaufwärts im oberen Rheintal. Je nach Dauer und Intensität der vulkanischen Aktivität könnten darüber hinaus weite Bereiche des Oberrheingrabens überstaut werden. Da kein weiterer Abfluss für diese Region existiert, wären das Volumen der Lava und die Dauer der Eruption die entscheidenden Größen, die den erneuten Abfluss des Wassers in den Unterlauf vorgeben. Die topographischen Verhältnisse ließen eine Dammhöhe von mehr als 200 Meter NHN zu. Für eine Gefährdungsabschätzung wird die geringere Höhe von 180 Meter als maximale Barriere im Rheintal für den Extremfall angesetzt (da Gegenmaßnahmen getroffen werden könnten). Hiermit wären der Oberlauf und die zugehörigen Zuflusstälern betroffen, sodass ein Überflutungsszenario für große Teile des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens in die Bewertung der Betriebssicherheit während der Betriebsphase in die Standortentscheidung miteinbezogen werden muss (Abb. 10.2).

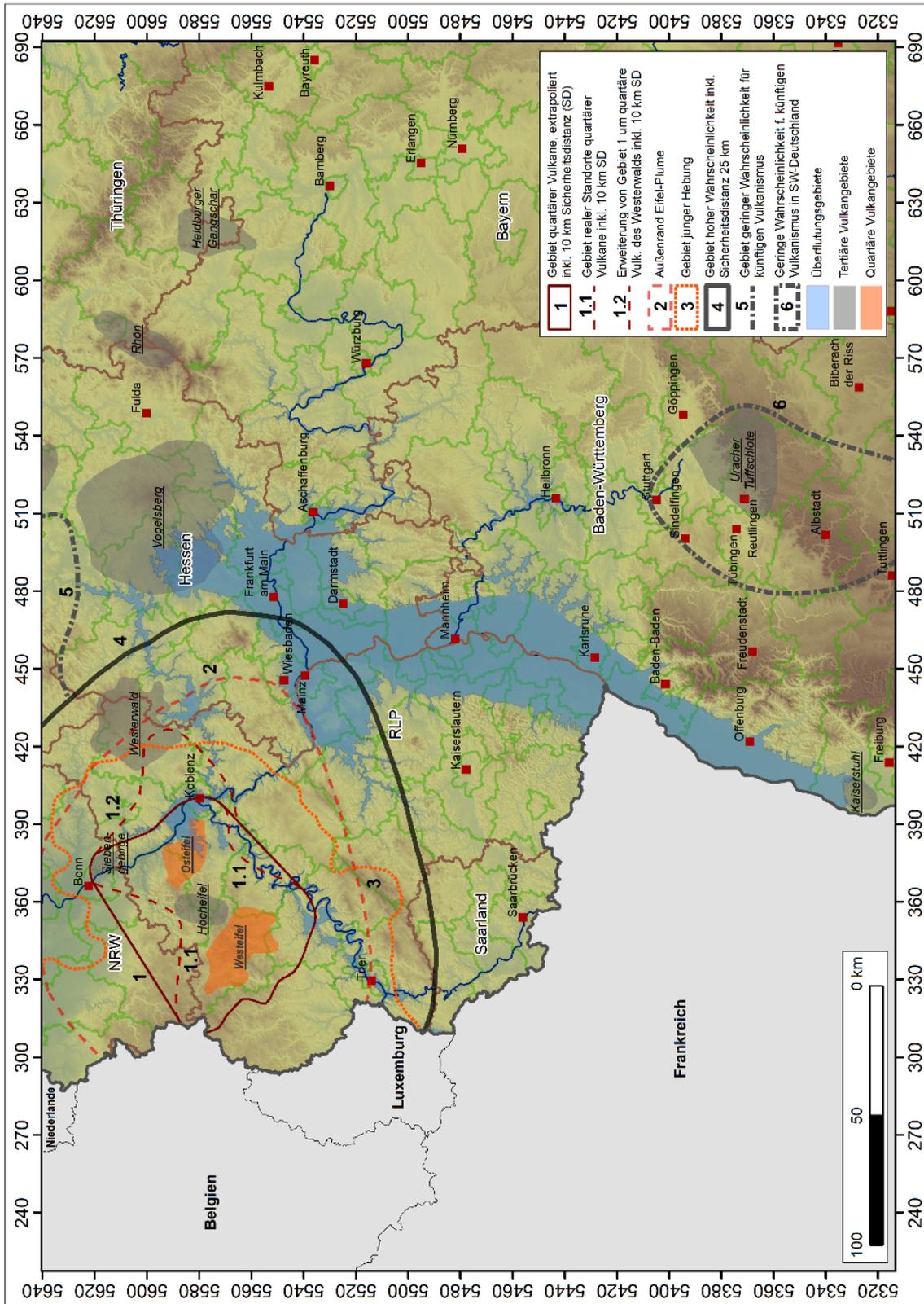


Abb. 10.2 Ein möglicher Rückstau des Rheins bei Verschluss im Mittelrheingebiet (Bsp. Hohe Buche, hier bis 180 m NHN) würde zur Überflutung des Mainzer Beckens, der Wetterau Senke und des Oberrheins führen (blaue Flächen). Die Überstauung eines Endlagers mit einer Wassersäule von mehreren 10er Metern ist ein nicht zu akzeptierendes Risiko. Eine Überstauung bereits während der Betriebsphase wäre für den worst case einzukalkulieren. Gleiches gilt für alle Tributäre, die südlich von Koblenz liegen. Erläuterung Grenzlinien Eifel s. Abb. 10.1; gestrichelte Linie BW/Bayern: Ausschlussgrenze Südwest-Deutschland, s. Abb. 14.1.

11. Das quartäre Vulkangebiet des Vogtlands

11.1 Überblick

Neben den quartären Vulkanfeldern der Eifel existiert mit dem Vogtland ein weiteres Gebiet in Deutschland, das sich durch das Auftreten junger Vulkane auszeichnet. Allerdings ist die Anzahl der Eruptionspunkte beider Gebiete nicht vergleichbar. Während in der Eifel mehr als 350 Vulkane bekannt sind, treten im Vogtland nur zwei alkalibasaltische Schlackenkegel am SW-Rand des Egerbeckens auf. Darüber hinaus sind zwei Maare dokumentiert und zwei weitere postuliert worden (Abb. 11.1). Als Besonderheit für das Vogtland gelten die hohen CO₂ Gasmengen, die in zahlreichen Mofetten entlang von Störungszone austreten. Sie besitzen ³He/⁴He Verhältnisse, die ihren Ursprung im lithosphärischen Mantel belegen (Weinlich et al., 1999) und Hinweise auf eine tiefliegende magmatische Aktivität geben. Das Vogtland ist das aktivste Erdbebengebiet Mitteleuropas (s. Schwarmbeben im Vogtland). Die neotektonische Entwicklung steht in Zusammenhang mit Prozessen an übergeordneten Störungszone, die zum Teil an alte Grenzen von Mikroplatten des Variszikums gebunden sind. Ein Teil der aufsteigenden Gase scheint in geringpermeablen Störungen gespeichert zu werden und bei bestimmten Spannungsverhältnissen in der Kruste Schwarmbeben auszulösen. Die durch Vulkane und Gase dokumentierte magmatische Aktivität des Vogtlandes hat ihren Schwerpunkt im Umfeld des Egerbeckens, das als eigenständige tektonische Einheit in der westlichen Verlängerung des Egergrabens liegt.

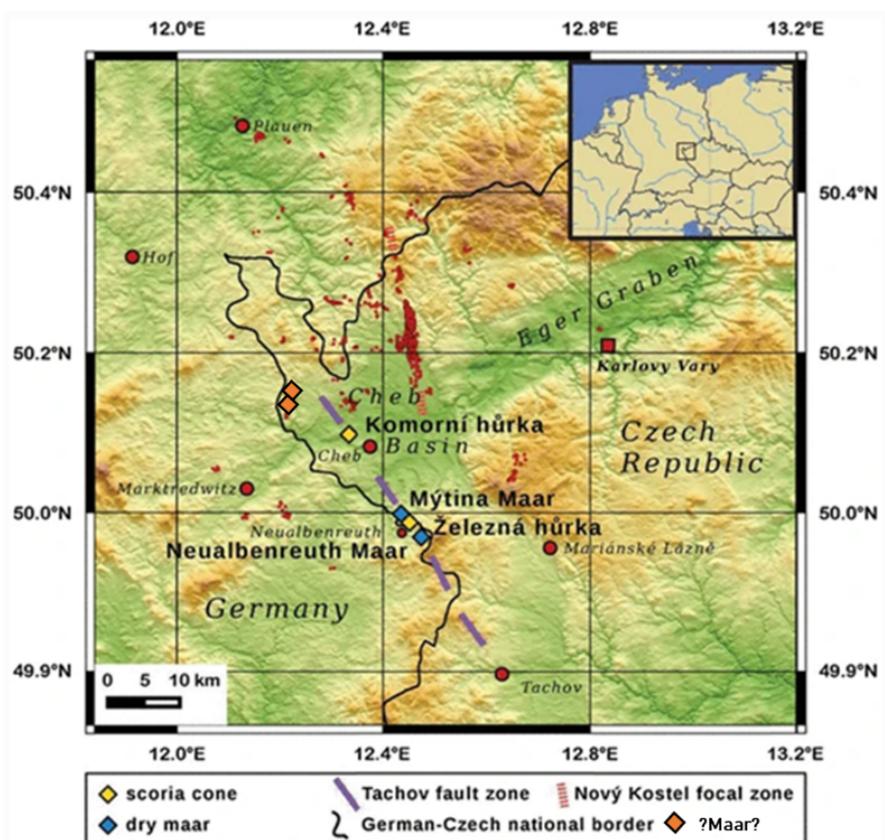


Abb. 11.1 aus Rohrmüller et al. (2018): Lage der quartären Vulkane des Vogtlands (Komorní hůrka/Kammerbühl, Zelená hůrka/Eisenbühl, Mytina Maar, Neualbenreuth Maar) in Bezug zur Tachov Störungszone (Tachov fault zone). - Schwarmbeben (rote Punkte) treten in größeren Distanzen zur Tachov Störungszone auf. Schlackenkegel – scoria cone, Trockenmaar - dry maar, vermutetes Maar - ?Maar? Die beiden vermuteten Maare am nordwestlichen Ende (orangefarbene Vierecke, Ztraceny rubnik Maar (S) und Baby Maar (N) sind ergänzt.

11.2 Quartäre Vulkane des Vogtlands

Einer der quartären Vulkane des Vogtlands ist der Kammerbühl (Komorní hůrka) bei Franzensbad in Tschechien. Durch strombolianische Tätigkeit bildete sich nach einer vermuteten Maarphase anfänglich ein kleiner Schlackenkegel, der nachfolgend zu effusiver Tätigkeit überging. Das größtenteils entgaste Magma bildete nur kurze, geringvolumige basaltische Lavaströme. Der zweite Vulkan ist der Eisenbühl (Železná Hůrka), der an der deutsch/tschechischen Grenze nördlich Neualbenreuth auf tschechischer Seite liegt. Die beiden Vulkane bilden in der Landschaft jeweils flache Kegel, die aus olivin-nephelinitischen/olivin melilititischen Schlacken und Lapilli aufgebaut sind (Ulrych et al., 2011; Schwarzkopf & Tobschall, 1997). Die anhand von vier verschiedenen Methoden bestimmten Alter der Vulkane werden von Wagner et al. (2002) mit 726 ± 59 ka (Kammerbühl) bzw. 519 ± 51 ka (Eisenbühl) angegeben (Abb. 11.2). Weitere Altersbestimmungen ergeben eine größere Streubreite, wobei Rohrmüller et al. (2017) durch Vergleiche mit allen magmatischen Aktivitäten der Region zu dem Schluss kommen, dass der Eisenbühl nicht älter als 290 ka ist.

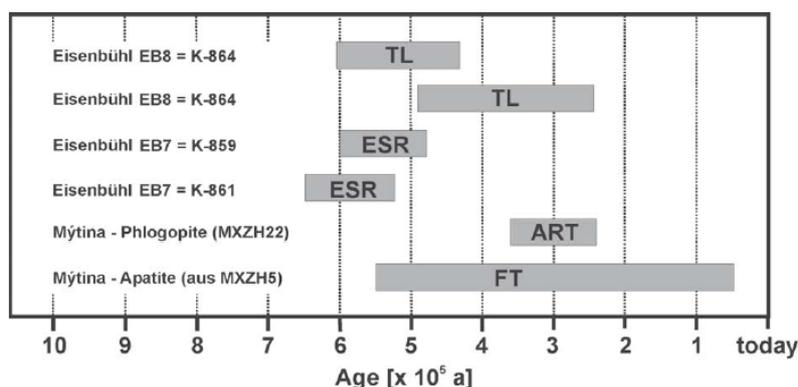


Abb. 11.2 aus Kämpf et al. (2005): Datierung nach Wagner et al. (2002) von Eisenbühl und Mineralen aus der Tephra des Mytina Maars. TL: Thermolumineszenz, ESR: Elektronenspinresonanz, ART: Alpha-recoil track, FT: Fission track (Geissler et al., 2004)

Etwas 700 m nordwestlich des Eisenbühl haben Geissler et al. (2004) quartäre Tephren mit Hilfe eines Schurfs aufgenommen, die nach geophysikalischen Untersuchungen einer Struktur bei Mytina einem Maar zugeordnet werden konnten (Mrlina et al., 2007). Ein Bohrprofil bestätigte die Existenz eines Maars, dessen Alter nach Datierung an Phlogopit Einzelkristallen und der olivin-nephelinitischen Gesteinsmatrix bei 288 ± 17 ka vor heute liegt (Mrlina et al., 2009).

Etwas 3 km weiter südöstlich des Eisenbühl liegt bei Neualbenreuth eine weitere Kesselstruktur, die nach geophysikalischen Untersuchungen als Maar gedeutet wird (Rohrmüller et al., 2017). Obwohl eine zentrale 100 m Bohrung die Basis der Sedimentfüllung nicht erreicht hat, und somit keine Pyroklastika als direkter Beleg gefunden wurden, sind die Hinweise auf eine Maar-Struktur deutlich. Dies belegen Daten aus Untersuchungen der Gravimetrie, Geoelektrik und seismischen Tomographie. Eine magnetische Anomalie konnte allerdings nicht detektiert werden. Ebenso fehlen morphologische Hinweise auf Reste eines Tuffwalls. Das Alter des Neualbenreuther Maars wird aus strukturellen und pollenstratigraphischen Vergleichen ähnlich hoch wie das des Mytina Maars angenommen. Die beiden Schlackenkegel und das sicher nachgewiesene Mytina Maar liegen auf der Tachov Störungszone, die als westliche Begrenzung des Cheb-Domazlice Grabens gesehen werden kann (s.u. und Abb. 11.9), die im Süden in die Westböhmischescherzone (WBSZ, Abb. 11.6) übergeht. Das postulierte Neualbenreuther Maar setzt diese Reihe nach Süden fort. Allerdings sollte bei lokalen, eng begrenzten Sedimentationsbecken, die auf einer Seitenverschiebung liegen, die Bildung als Pull-apart Becken mitdiskutiert werden. Gerade dann, wenn noch einige wichtige Indizien fehlen.

Vom Kammerbühl weiter nach Norden gibt es direkt an der deutsch/tschechischen Grenze, 3,5 km nordnordwestlich von Liba zwei kreisförmige Strukturen, die einer leicht nach Westen abweichenden Verlängerung der Tachov Störung zugeordnet werden könnten. Mrlina et al. (2019) vermuten hier nach gravimetrischen Untersuchungen zwei weitere Maare (Ztraceny rubnik Maar und Baby Maar). Für eine gesicherte Aussage muss hierzu aber weitere Forschung betrieben werden.

11.3 CO₂-Quellen des Vogtlands

In einigen Gebieten des Vogtlandes treten ungewöhnlich große Mengen Kohlenstoffdioxidgase aus, die zusätzlich Spurengase aus dem Mantel mit sich führen. Einen Schwerpunkt bildet das Egerbecken, in dem Gasmengen von 28 m³/h (Bublák) bzw. 35 m³/h (Soos) an die Oberfläche treten. Weitere Gebiete sind Karlovy Vary (Karlsbad) an der nordwestlichen Randstörung des Egergrabens und Mariánské Lázně (Marienbad) südlich des Eger Rifts (Abb. 11.3), mit einem Ausstoß von über 100 m³/h in der Mariiny Mofette (Weinlich et al., 1998). Die Gase besitzen CO₂ Gehalte von bis zu 99.99 Vol% und sind durch $\delta^{13}\text{C}$ Werte von -3.9 bis zu -1.9 ‰ gekennzeichnet, Werte, die für einen magmatischen Ursprung sprechen. Hinzu kommt ein hoher Anteil von Mantel-Helium, der sich durch einen R/Ra Wert von bis zu 6 dokumentiert (Weinlich et al., 1999; Bräuer et al., 2018). Der Beginn der CO₂-reichen hydrothermalen Aktivität bei Karlsbad ist an einem Travertin auf 0,23 – 0 Ma datiert (Vylita et al., 2007).

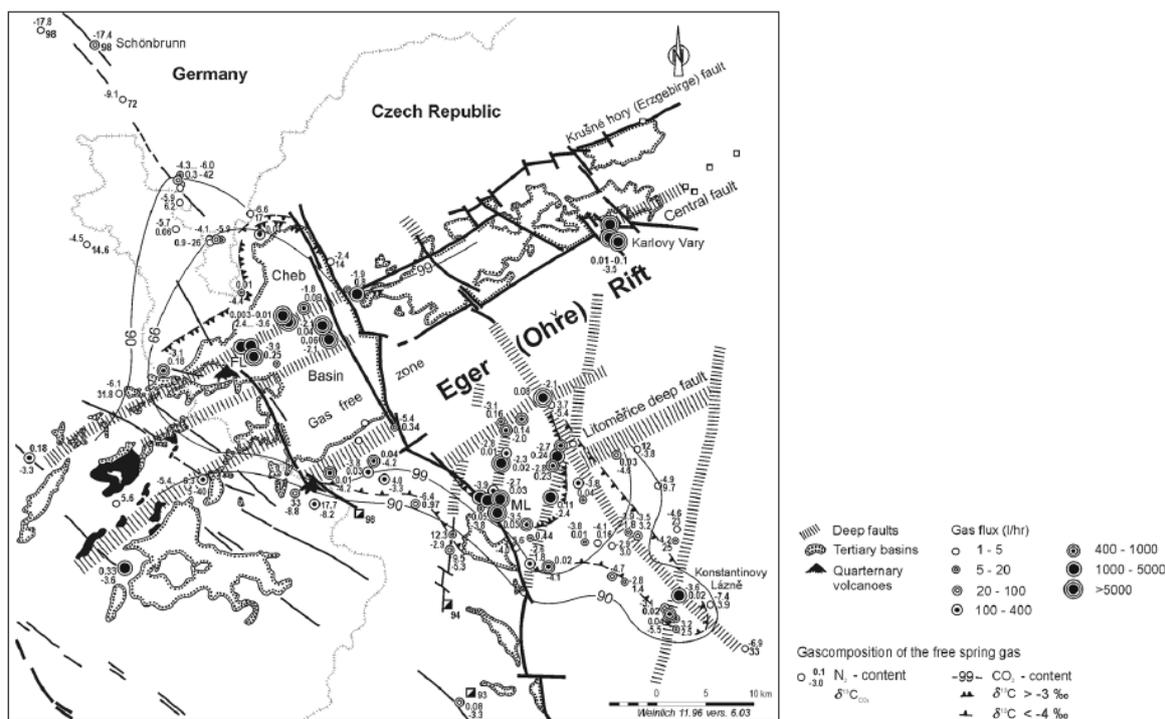


Abb. 11.3 aus Weinlich (2005): Verteilungsmuster der Gasaustrittsstellen im Umfeld des Eger Rifts an tiefreichenden Störungszonen sowie $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ Werte der Gase in Mineralquellen und Mofetten (Daten von Weinlich et al., 1998, 1999, 2003). ML – Mariánské Lázně, Marienbad; FL – Frantiskovy Lázně, Franzensbad; Karlovy Vary - Karlsbad.

Weinlich (2005) weist darauf hin, dass tiefreichende Störungen am Südrand des Erzgebirges nach Süden einfallen, die südlich des Eger Rifts gelegenen Störungen wie die Litomerice, hierzu entgegengesetzt nach Norden. Die sich daraus ergebende Ypsilon-förmige Struktur soll den Aufstieg

der Gase kontrollieren, sodass die drei CO₂-Entgasungsgebiete Karlsbad, Egerbecken, Marienbad und Umgebung aus einem Magmenreservoir im Bereich der Moho gespeist werden müssten. Hiermit ließe sich gleichzeitig erklären, dass in der zwischenliegenden Zone im Eger Rift keine Gase austreten. Dagegen ergibt sich nach Bräuer et al. (2005, 2008, 2011, 2014, 2018) anhand von He-Isotopenuntersuchungen aus Zeitreihenanalysen, dass mindestens zwei, wahrscheinlich drei isolierte Magmensysteme im sub-Moho-Bereich existieren. Hierzu gehören die Gebiete Karlovy Vary (Karlsbad), das Egerbecken sowie Mariánské Lázně (Marienbad) und Umgebung. Das Magmensystem unter dem Egerbecken ist zurzeit am aktivsten. Dafür spricht auch die verstärkte seismische Aktivität in den letzten Jahrzehnten (größere Bebenschwärme: 1985/86, 2000, 2008, 2011/12, 2014, 2017, 2018, 2019).

Der magmatische Aktivitätsprozess unter dem östlichen Egerbecken mit der Mofette Bublák als Zentrum scheint sich auszuweiten. So weist unter den Mofettenfeldern längs der Potočky-Plesná-Störungszone (PPZ in Abb. 11.4) Bublák die höchste, seit 1993 deutlich angestiegene CO₂-Emmission bei gleichzeitig hohem Mantel-Helium-Anteil auf, was als Beleg für eine tiefreichende Fluid-Injektionszone gesehen wird. Diese speist sehr wahrscheinlich intrakrustal auch das Hartoušov-Mofettenfeld (Kämpf et al. 2013). Ferner gibt es erste Hinweise einer verdeckten magmatischen Intrusion im Gebiet des Europäischen Känozoischen Riftsystems: Daten einer Messreihe von 1994 bis 2016 weisen an den Mofetten Bublák und U Mostkú eine Erhöhung des He-Isotopen-Verhältnisses nach, was als verdeckte Magmen-Intrusion interpretiert wird (Bräuer et al. 2009; 2011, 2014, 2018). Der Anstieg der R/Ra Werte auf 6,32 wird mit der Beteiligung von Gasen aus dem oberen lithosphärischen Mantel erklärt, da Xenolithe aus dem europäischen subkontinentalen Mantel die gleichen Werte besitzen (Gautheron et al., 2005). Im westlichen Eger Rift zeigen ausschließlich Gase von Mofetten entlang der PPZ Signaturen eines subkontinentalen lithosphärischen Mantels, die sich in den letzten Jahren zu höheren Werten verändert haben (Abb. 11.4). Grundlage für den Erhalt der Mantelsignatur aus dieser Tiefe sind hochpermeable Aufstiegswege, die auch für Magmen genutzt werden können. Diese Bedingungen scheinen zurzeit nur im östlichen Egerbecken zu existieren, da ein Anstieg der Mantelheliumkonzentration an anderen Quellen des Beckens nicht beobachtet wurde. Nickschick et al. (2015) folgern aus der Korrelation stratigraphischer Einheiten zwischen den einzelnen Krustenblöcken, dass die PPZ mindestens seit dem späten Miozän bis heute aktiv ist.

In der Abbildung 11.5 aus Geissler et al. (2007) sind die Vorstellungen über eine Interaktion von Asthenosphäre, lithosphärischem Mantel mit Aufwölbung der Moho sowie Migrationspfaden der Gase zusammengefasst. Hierbei sind CO₂-gesättigte Fluide aus einzelnen Magmensystemen in 25 bis 40 km Tiefe abgeleitet, deren Magmen aus der Asthenosphäre stammen sollen. Zu hinterfragen sind hierbei die weit nach Norden und Süden ausweichenden Gaspfade mit über 40 km Distanz in der Horizontalen zu den Ursprungsquellen. Babuška et al. (2007) schlagen dagegen vor, dass die Gase direkt über verschiedene Aufstiegskanäle der Lithosphäre aus der Asthenosphäre aufsteigen und in den Mofettenfeldern austreten. Alternative bzw. ergänzende Vorstellungen von Hrubcova et al. (2017) sind weiter unten diskutiert.

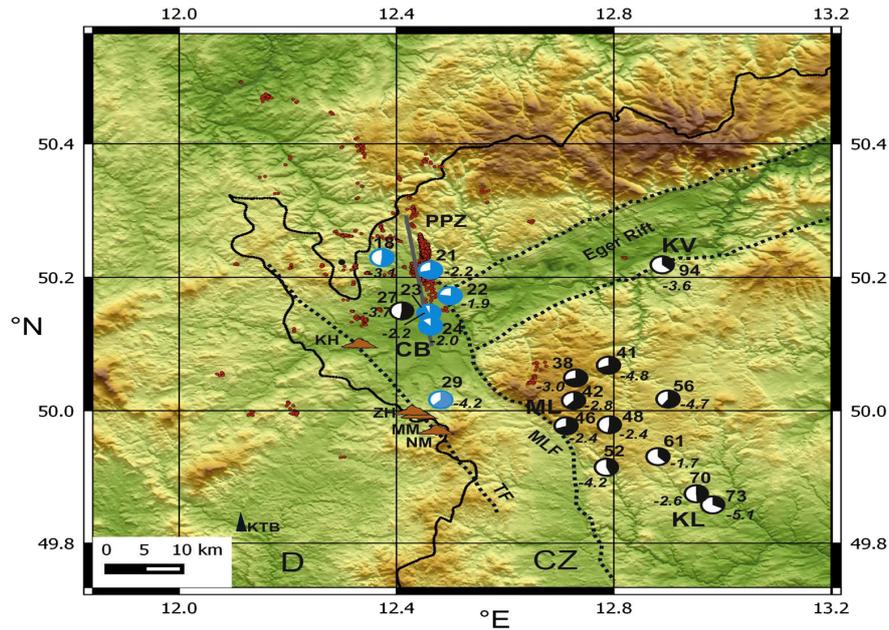


Abb. 11.4 aus Bräuer et al. (2018): Übersicht über die Entgasungszentren Egerbecken und der Umgebung von Marienbad (Mariánské Lázně, ML) mit den analysierten Mofetten und Quellen: Die schwarzen und blauen Sektoren zeigen die mantelbürtigen Helium-Anteile, wobei die schwarzen die Stellen anzeigen, an denen der Anteil des Mantel-Heliums etwa gleichgeblieben ist, während blau die Stellen anzeigt, an denen dieser Anteil stark zugenommen hat. Große Zahlen: Probennummern, kleine negative Zahlen: $\delta^{13}\text{C}$ Werte; KV - Karlsbad

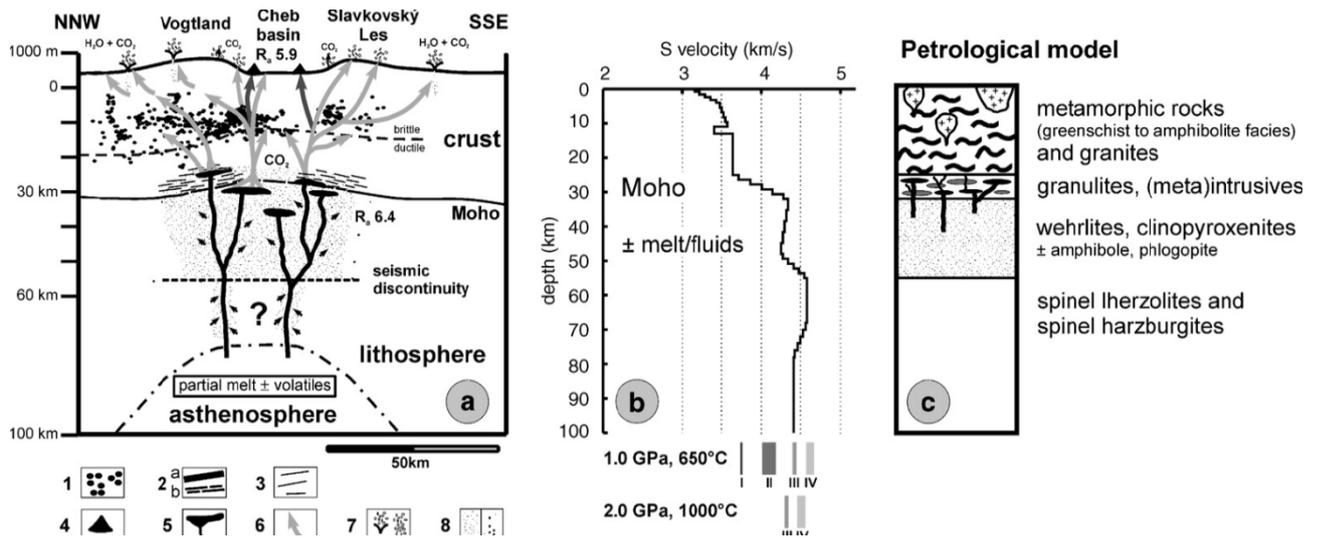


Abb. 11.5. aus Geissler et al. (2007), Fig. 8: Cartoon der Asthenosphären–Lithosphären Interaktion: (a) Modell der pleistozänen Lithosphäre unter dem westlichen Eger Rift; die Punkte im Bereich des Übergangs spröde - plastisch in der Kruste bezeichnen die Hypozentren von Erdbeben (aus Geissler et al., 2007); 1—seismogene Zonen, 2—(a) Moho, (b) zerrissene Moho, 3—Reflektoren in der unteren Kruste, 4—Schlackenkegel, 5—Fluid/Magma Reservoir; 6—CO₂ Kanäle; 7—Mineralquellen und Mofetten, 8—metasomatisch überprägter Oberer Mantel).

(b) Vorschlag eines Scherwellen-Modells unterhalb NW-Böhmens (Geissler et al., 2005). Angegeben sind auch die Bereiche der Scherwellen-Geschwindigkeiten für unterschiedliche (ultra-) mafische Gesteinstypen bei unterschiedlichen Temperatur-Druck Bedingungen. Temperaturen von etwa 650 °C nahe der Moho bei etwa 1 Gpa und 1000 °C bei 2 Gpa wurden aus der CT-Geotherme extrapoliert. I—Norite; II—Hornblende, Clinopyroxenite; III—Wehrlite, Hornblende-Peridotite; IV—Spinel-Lherzolite, Dunite.

(c) Petrologischer Krustenschnitt abgeleitet aus Xenolith Studien und lokaler Geologie.

11.4 Großtektonische Zusammenhänge

Babuška & Plomerová (2010) sehen die Ursache für die quartären Vulkane und die ungewöhnlichen CO₂ Vorkommen des Egerbeckens in der großtektonischen Lage, in der sich das Becken befindet. Ausgangspunkt für diese Überlegung ist die Kollision von drei Terranes während der variszischen Orogenese. Die kontinentalen Platten des Saxothuringikums und Moldanubikums sowie die Mikroplatte des Tepla Barrandiums bilden genau in der Position des Egerbeckens einen Tripelpunkt (Abb. 11.6), der auch heute noch als bevorzugte Mantelregion für aufsteigende Fluide wirken soll. Zwischen Saxothuringikum und Tepla Barrandium hat sich das Eger Rift mit deutlicher Grabenmorphologie entwickelt, in dem die Grenzzone der beiden Mantel Domänen den Aufstieg der tertiären Magmen begünstigt haben soll. Westlich des Egerbeckens bildet das Moldanubikum die direkte Grenze zum Saxothuringikum. Hier wird die Fortsetzung des Eger Rifts gesehen, allerdings ohne Grabenmorphologie und nur mit geringer vulkanischer Aktivität im Tertiär (Abb. 11.6).

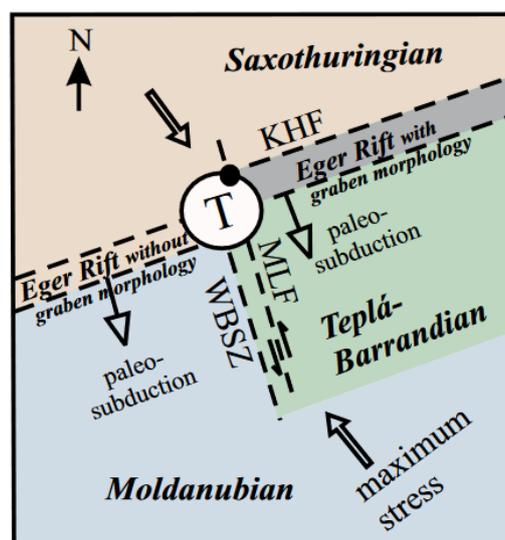


Abb. 11.6 aus Babuška & Plomerová (2010): Tektonische Skizze zur Lage des Egerbeckens am Triple (T) Punkt dreier Mantel-Lithosphären Domänen, die vermutlich Reste dreier Mikroplatten entsprechen, die während der variszischen Orogenese kollidiert waren. Die Nordwest Ecke der Tepla Barrandium Mikroplatte ist der aktivste Teil des Böhmisches Massivs, in dem u.a. die Schwarmbeben Zone von Nový Kostel liegt (schwarzer Punkt). MLF: Mariánské Lázně Fault, KHF: Krušné Hory Fault, WBSZ: West Bohemian Shear Zone.

In Kap. 6 wurde bereits erläutert, dass innerhalb des Erdmantels unter der lokalen Kruste des Vogtlandes Laufzeitanomalien von P- und S-Wellen gefunden wurden (Zhu et al. 2012). Hieraus wird abgeleitet, dass Interaktionsprozesse zwischen Erdmantel und Erdkruste bestehen, die zu einer Aufwölbung der Asthenosphäre und der Moho geführt haben (von etwa 31 km auf ca. 27 km, Abb. 11.7). Die Lithosphäre des Vogtlands wurde auf 80 km ausgedünnt, während sie im Norden im Saxothuringikum 100 km und im Süden im Moldanubikum mehr als 140 km mächtig ist (Abb. 11.8). Als eine Erklärung für die Herkunft der Magmen des Vogtlands wurde ein Mantle Plume für wahrscheinlich gehalten (u.a. Wilson & Patterson, 2001; Schmincke, 2009). Die teleseismische Tomographie der Lithosphäre und der Asthenosphäre hat aber bis zu einer Tiefe von 250 km keinen Hinweis auf einen eng begrenzten, aufsteigenden Mantle Plume ergeben (Plomerová et al. 2007). Wilson & Downes (2006) folgern, dass die eigentliche Ursache für den Vulkanismus in einer partiellen Schmelzbildung in der Asthenosphäre und an der Basis der Lithosphäre liegt, die mit einem Aufstieg der Asthenosphäre auf heute 80 km verbunden war (Abb. 11.8). Die Kruste wurde hierbei gedehnt und auf eine Mächtigkeit von weniger als 28 km reduziert (Geissler et al. 2005; Heuer, 2006; und ergänzend Babuška

& Plomerová 2010). Haase & Renno (2008) bestätigen darüber hinaus, dass die Asthenosphäre als Quelle der känozoischen Magmen im westlichen Böhmischem Massif eher in Frage kommt, als der lithosphärische Mantel. Sie konnten keinen wesentlichen Unterschied in der Zusammensetzung der känozoischen Laven über die Lithosphärengrenzen hinweg feststellen. Dies wäre zu erwarten, wenn die Magmen aus unterschiedlich metasomatisch konditionierten Lithosphärenblöcken stammten. (Die Zusammensetzung des jeweiligen lithosphärischen Mantels der beteiligten Platten sollte aufgrund unterschiedlicher Vorgeschichten variieren, der asthenosphärische Mantel dagegen einheitlich sein.)

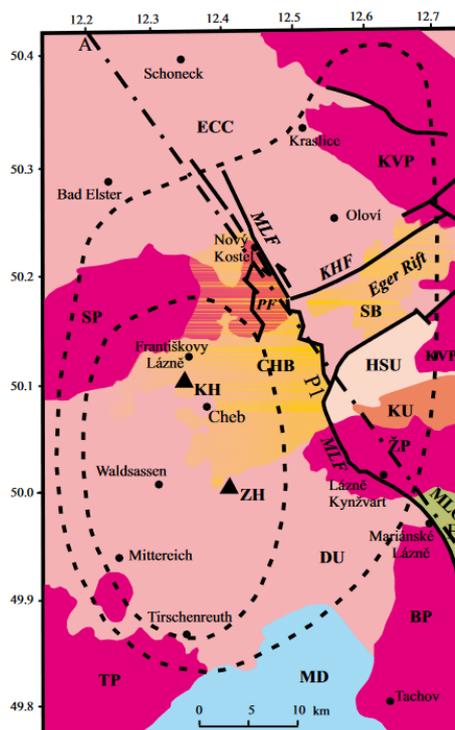


Abb. 11.7 aus Babuška & Plomerová (2010): Vereinfachte geologische Karte der drei sich treffenden Lithosphärenblöcke Saxothuringikum, Tepla Barandium und Moldanubikum im Vogtland. Saxothuringian: ECC – Erzgebirge (Krušné hory) Crystalline Complex, DU – Dyleň Unit, HSU – Horní Slavkov Unit, KU – Kladská Unit; Teplá-Barrandian: MLC – Mariánské Lázně Complex; MD – Moldanubian. Variscan granitoids: SP – Smrčiny (Fichtelgebirge) Pluton, KVP – Karlovy Vary Pluton, ŽP – Žandov Pluton, BP – Bor Pluton, TP – Tirschenreuth Pluton. CHB – Cheb Basin, SB – Sokolov Basin. KHF – Krušné Hory Fault, MLF – Mariánské Lázně Fault, PF – Plesná Fault (Schunk et al. 2005). Quartäre Vulkane: KH – Komorní hůrka und ZH – Železná hůrka. Die gestrichelten Linien zeigen die Ausdünnung der Kruste: äußere Linie 30 km und innere Linie 28 km unterhalb des Egerbeckens (Heuer 2006). Profil der Linie A-B s. Abb. 11.8. Weitergehende Erläuterungen bei Babuška & Plomerová (2010).

Die Ausdünnung der Kruste ist nach Babuška & Plomerová (2010) am stärksten im westlichen und südwestlichen Teil des Egerbeckens ausgebildet (Abb. 11.7). Ein Lobus mit Tiefen zwischen 30 und 28 km zieht sich hiervon ausgehend nach Osten und Nordosten. Der Schwerpunkt der vulkanischen Aktivität entlang der Tachov Störungszone liegt auffallend deutlich in dem Feld der geringsten Krustenmächtigkeit. Die Zentren der Gasaustritte befinden sich dagegen außerhalb, weiter östlich, in dem Lobus mit der Krustenmächtigkeit von 30 bis 28 km. Lediglich bei Marktredwitz am Westrand der ausgedünnten Krustenzone ist ein Schwarmbeben dokumentiert, das in Verbindung mit einer verstärkten CO₂-Migration gebracht werden kann. Heinicke et al. (2018) weisen darauf hin, dass Mantel Fluide nach Datierungen von Travertin seit mindestens 200 ka in der Region vorkommen müssen, für die Zeit von vor 1985 aber keine Hinweise auf seismische Aktivität in der Novy Kostel Region vorliegen. Weiterhin würden starke historische Erdbebenschwärme nur dort aufgetreten sein, wo es an der Oberfläche keine Austritte von Mantelgasen gibt. Diese gäbe es auch nicht in Quellen und Mofetten nordöstlich der MLFZ.

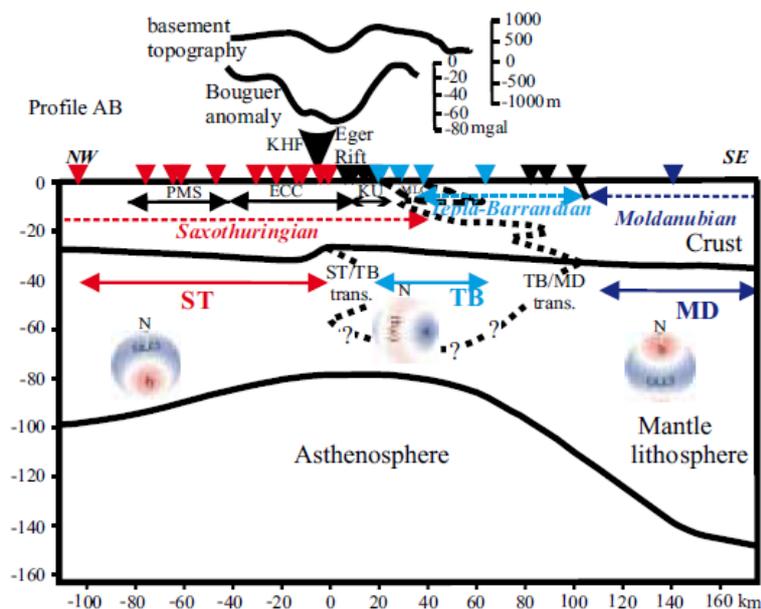
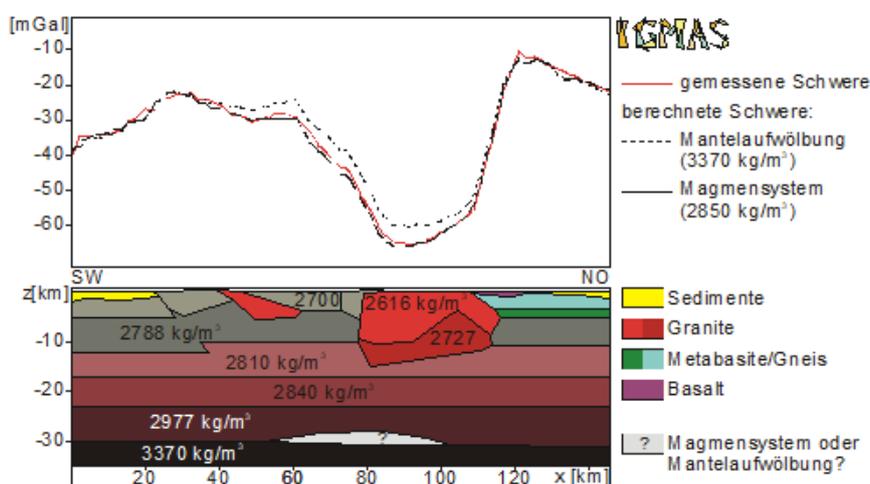


Abb. 11.8 aus Babuška & Plomerová (2010): NW – SE Profil (Lage s. Abb. 11.7) durch den Ostrand des Egerbeckens. Aufwölbung der Asthenosphäre auf -80 km, sowie der Kruste-Mantel Grenze unter dem Eger Rift auf - <28 km. KHF: Krusne hory fault, PMS: Paleozoic metasediments, ECC: Erzgebirge crystalline complex, TCC: Tepla crystalline complex, KU: Kladka unit, MLC: Marianske Lazne Complex.

Hrubcova et al. (2017) postulieren anhand von seismischen Daten, der Gasgeochemie und vulkanischer Aktivität einen magmatischen Intrusionskomplex an der Basis der Kruste im Bereich des östlichen Egerbeckens und südwestlichen Egergrabens. Bereits Hofmann (2003) stellte nach alternativer Modellierung des Schwerfeldes ein Magmensystem im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze zur Diskussion, das anhand der Messdaten eher in Frage kommt, als eine Mantelaufwölbung (Abb. 11.9, Hofmann et al., 2003).

Magmensystem oder Mantelaufwölbung?



Ebene 20 des Endmodells mit synthetischem Körper.

Abb. 11.9 aus Hofmann (2003): Alternative Modellierungen des Schwerfeldes: Ein Magmensystem im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze entspricht eher den Messdaten als eine Mantelaufwölbung.

Der auf Underplating Prozesse zurückgeführte Körper soll nach Hrubcova et al. (2017) jungkänozoisch gebildet worden sein. Sein Oberflächenprojektion (Abb. 11.10) verdeutlicht den Einflussbereich hinsichtlich der Gasaustritte und der vulkanischen Aktivität. Hierbei fällt auf, dass die quartären Vulkane knapp außerhalb der Projektionsfläche liegen und es nur eine geringe Überlappung mit dem Abschnitt der geringsten Krustenmächtigkeit gibt (s.auch Abb. 11.23). In Abb. 11.11 ist in einem NW-SE Profil durch die Lithosphäre die Situation im Bereich des Intrusionskörpers summarisch dargestellt. Im nordwestlichen Abschnitt wird von einem rezenten Magmenzstrom ausgegangen, von dem aus die Gase mit den höchsten R/Ra-Werten abstammen. Für den Südosten gibt es dagegen keinen Hinweis auf eine aktive Magmenzufuhr. Die nach oben aufsteigenden Gase haben zwar erhöhte R/Ra-Werte, der Gehalt an Mantelhelium blieb aber in den letzten Jahren fast konstant (Bräuer et al., 2018).

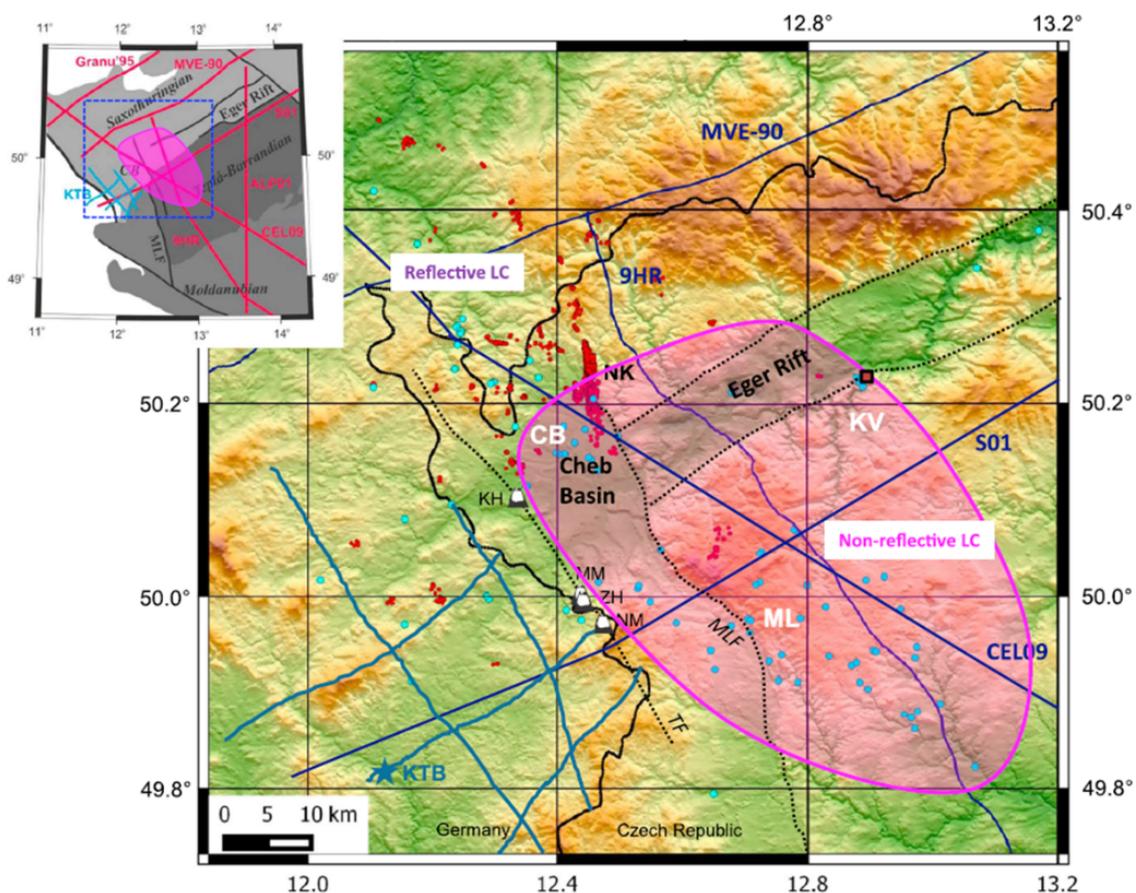


Abb. 11.10 aus Hrubcova et al. (2017): Oberflächenprojektion eines jungkänozoischen, auf Underplating zurückgeführten magmatischen Körpers in der unteren Kruste, abgeleitet aus seismischen Daten (Non-reflective LC: Unterkruste ohne Reflexionen), Gasgeochemie und vulkanischer Aktivität. Epizentren lokaler Schwarmbeben von 1995-2015 sind als rote Punkte dargestellt (Bouchaala et al., 2013), blaue Punkte repräsentieren oberflächlich austretende Gase (Geissler et al., 2005). Blaue Linien zeigen den Verlauf der seismischen Refraktions- bzw. Reflektionsprofile. Vulkane: KH, Komorní hůrka; ZH, Železná hůrka; MM, Mýtina Maar; NM, Neualbenreuth Maar. Störungszonen: MLF, Mariánské Lázně Fault; TF, Tachov Fault. Die Übersichtskarte zeigt die Lage des magmatischen Körpers in Bezug zu tektonischen Einheiten des Variszikums in West-Böhmen. Auf der postulierten Tachov Störung liegen die quartären Vulkane, sodass anzunehmen ist, dass die Störungsbahn den Aufstieg der Magmen begünstigte. Auffällig ist, dass die vulkanisch aktive Zone außerhalb der Oberflächenprojektion des postulierten Intrusionskörpers liegt.

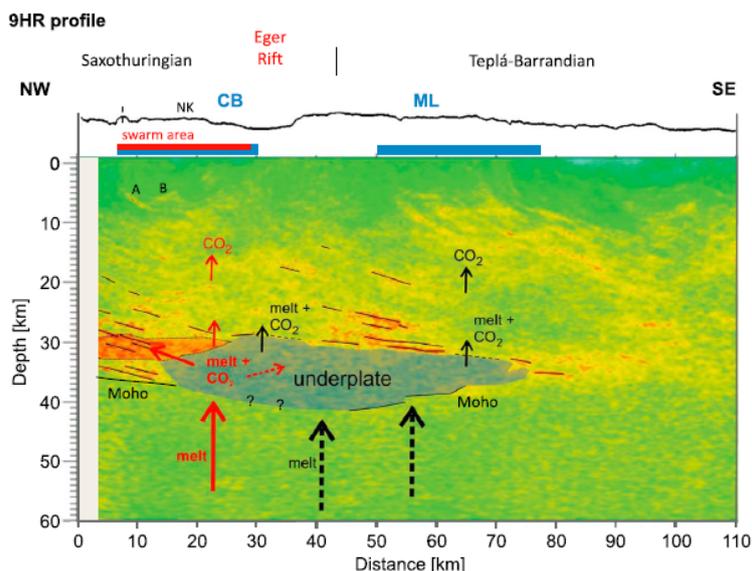


Abb. 11.11 aus Hrubcova et al. (2017): Interpretation des Profils 9HR aus Abb. 11.10. Mit „underplate“ ist der postulierte magmatische Körper dargestellt, dessen Platznahme im späten Känozoikum erfolgt sein soll. Die roten Pfeile skizzieren mögliche Pfade der Magmen und Gase als Teil der aktiven magmatischen Aktivität. Die schwarzen Pfeile zeigen die rezenten Aktivitäten, gestrichelte Pfeile die der Vergangenheit. Die blauen Balken zeigen die Ausdehnung der oberflächigen Gasaustrittszentren CB (Cheb Basin) und ML (Mariánské Lázně), der rote Balken die Region der Schwarmbeben bei Nový Kostel (NK).

11.5 Tektonischer Rahmen

Für die Betrachtung der Tektonik des Vogtlands nimmt das Egerbecken eine zentrale Rolle ein. Seine Bildung hat sich in einer komplexen tektonischen Position am Nordwestrand des Böhmisches Massivs entwickelt, die von mehreren regionalen Störungszonen bestimmt ist. Eine Zusammenfassung der neotektonischen Situation zeigen Peterek et al. (2011; Abb. 11.12), wobei allerdings die Tachov Störung fehlt, die Počátky-Plesná Störungszone etwas anders als von Bankwitz et al. (2003) angegeben ist (Abb. 11.13) und die Westböhmischescherzone (Abb. 11.6) nicht bezeichnet ist. Das Egerbecken liegt am Westende des Eger Rifts (Ohre Rift), einem 300 km langen ENE-WSW streichenden Graben, der als Teil des Europäischen Känozoischen Riftsystems (engl. abg. ECRIS) interpretiert wird. Weiterhin liegt das Egerbecken in der N-S streichenden Regensburg-Leipzig-Rostock Zone, die als sinistrale Scherzone eingestuft und mit der Albstadt Scherzone in Südwestdeutschland parallelisiert wird (Bankwitz, 2003). Durch das Eger (Cheb) Becken verläuft der NW-SE bis NNW-SSE streichende Cheb-Domazlice Graben, bzw. Halbgraben, dessen Randbegrenzungen von der Mariánské Lázně Störungszone (MLFZ, Marienbader Störungszone) im Osten und der Tachov Störungszone (TFZ) im Westen gebildet werden. Die Tachov Störung geht im Süden in die westböhmischescherzone über. In dem mehr als 100 km langen und 6 bis 12 km breiten Graben gibt es neben dem Egerbecken 10 weitere Becken, in denen es im Quartär zur Absenkung und Sedimentation kam.

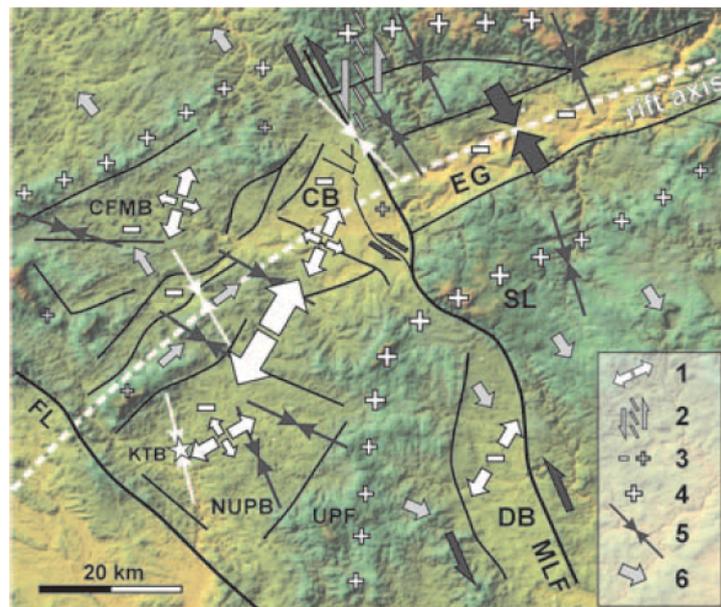


Abb. 11.12 aus Peterek et al. (2011): Neotektonisches Model des westlichen Eger Rifts mit Egergraben, Cheb (Eger) Becken und Marienbader Störung. 1 – dominierende Richtung der Extension; 2 – Lage der PPZ, hier im Unterschied zu Abb. 11.1; 3 – vertikale Blockbewegungen: (-) = Senkung, (+) = Hebung; 4 – topographische Kulmination infolge der Hebung der Flanken des Eger Rifts; 5 – Orientierung der maximalen horizontalen Hauptnormalspannung (schwarze Pfeile: nach European Stress Map; weiße Pfeile: nach Herdflächenlösungen der Schwarmbeben nach Ibs-von Seht et al., 2006); 6 – regionale Abdachung. Schwarze Linien – wichtige Störungen. CB – Cheb Becken, CFMB – Zentrales Fichtelgebirgsbecken, DB – Domazlice Becken, EG – Egergraben, FL – Fränkische Linie, KTB – Kontinentale Tiefbohrung bei Windischeschenbach, MLF – Marienbader Störung, NUPB – Nordoberpfalz Becken, SL – Slavkovský les (Kaiserwald), UPF – Oberpfälzer Wald. Die Tachov Störungszone ist nicht eingezeichnet.

Während im Egergraben seit dem Mittelmiozän Hebung und Erosion vorherrschen, setzte nach einer Sedimentations- und Abtragungsphase im Egerbecken vor rund 3 bis 4 Millionen Jahren eine verstärkte Subsidenz ein, die sich am stärksten an Abschiebungen im Übergang zur östlichen Störung (MLFZ) vollzog (Halbgraben). Die Absenkung wurde vermutlich überwiegend durch Dehnung an der gebogen verlaufenden Marienbader Störungszone verursacht. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass die unter heutigen Spannungsverhältnissen (S_H NW-SE) als sinistrale Seitenverschiebung interpretierte Störungszone in Zeiten davor mit eher Nord ausgerichteter Hauptspannungsrichtung als dextrale Störung aktiv gewesen sein kann (s. auch Andreani et al., 2014; Abb. 11.14). So gibt es zum Beispiel vom mittleren Miozän bis späten Pliozän sowohl im Egergraben als auch im südlich gelegenen Domazlice Becken eine stratigraphische Lücke, die durch Kompression und Beckeninversion begründet ist (Adamovic & Coubal, 1999). Während dieser Phase lag sicher eine andere Hauptspannungsrichtung vor, als heute (s. auch Peterek et al., 1997).

Ein Einfluss der Asthenosphärenaufwölbung und Krustenausdünnung auf die Beckenbildung kann vorausgesetzt werden, die Geometrien und Größenrelationen (s.u.) sprechen aber für einen zusätzlichen tektonischen Einfluss. Die Absenkung des Beckens beträgt insgesamt bis zu 400 m (Abb. 11.15). Während des frühen Pleistozäns setzte an der südlichen Riftflanke verstärkt Hebung ein, durch die das südlich liegende Domazlice-Teilbecken von dem nördlich davon liegenden Cheb Becken getrennt wurde. Bankwitz et al. (2003) identifizierten darüber hinaus mit der Počátky-Plesná Störungszone (PPZ, Abb. 11.13) in Richtung 169° eine für die Region bedeutende sinistrale Verwerfung (Vavryčuk, 2011), die seismisch aktiv ist und im Norden auf die Mariánské Lázně Störungszone trifft. Hier befindet sich die Nový Kostel Schwarmbeben Zone, in der in den letzten 40 Jahren 90% der seismischen Energie des Vogtlands freigesetzt wurde (Fischer et al., 2014).

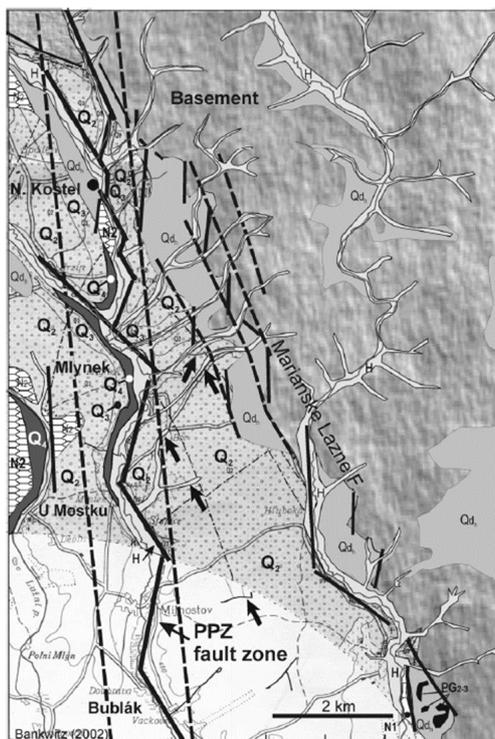


Abb. 11.13 aus Bankwitz et al. (2003): Tektonische Interpretation des nordöstlichen Egerbeckens (Bankwitz et al. 2002). Die östliche Randbegrenzung des Beckens wird durch die seismisch inaktive Marianske Lazne Störungszone gebildet. Sie wird überwiegend als sinistrale Seitenverschiebung interpretiert. Allerdings lassen sich die Verläufe der sekundären Störungen auch als Riedel Shears einer dextralen Seitenverschiebung deuten (s. auch Andreani et al. 2014). Die Kinematik hierzu ließe sich aus einer früheren Hauptspannungsrichtung in nördliche Richtung ableiten, die nachfolgend in die heutige NW-SE Richtung gewechselt hat. Die beiden parallelen durchgehend gestrichelten Linien begrenzen die neu identifizierte, seismisch aktive Počátky-Plesná Störungszone (PPZ), die als sinistrale Seitenverschiebung interpretiert wird. Die westliche gestrichelte Linie konnte allerdings bisher nicht nachgewiesen werden (s. Abb. 11.15). Die pleistozänen Sedimente (Q₂ – Q₄) werden direkt im Kern der Zone jünger (Q₄). Im Kontaktbereich der PPZ mit der Marianske Lazne Störungszone bei Novy Kostel verläuft die seismisch aktivste Schwarmbebenzone des Vogtlands.

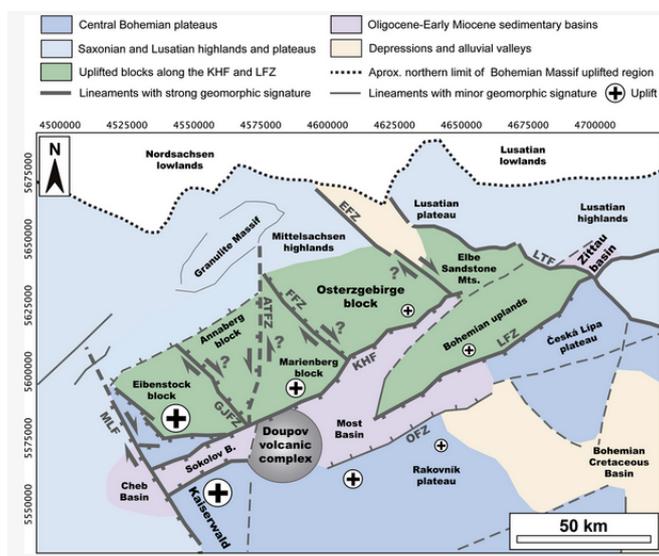


Abb. 11.14 aus Andreani et al. (2014): Interpretation der rezenten Morphologie basierend auf den Hauptdiskontinuitäten geomorphologischer Indizes. ATFZ, Annaberg-Teplá Fault Zone; EFZ, Elbe Fault Zone; FFZ, Flöha Fault Zone; GJFZ, Gera-Jáchymov Fault Zone; KHF, Krušné hory Fault; LFZ, Litoměřice Fault Zone; LTF, Lusatian Thrust Fault; MLF, Mariánské-Lázně Fault; OFZ, Ohře Fault Zone. Deutung der blockbegrenzenden Störungen des Erzgebirges als dextrale Seitenverschiebungen.

Die Počátky-Plesná Störungszone ist bei Bankwitz et al. (2003) als sinistrale Störungssystem mit zwei parallel verlaufenden Ästen in einem Abstand von mehr als 1,2 km konstruiert. Nickschick et al. (2019) konnten durch geoelektrische Messungen entlang eines W-E Profils über das Hartoušov Mofetten Feld (HMF) ein tomographisches Modell erstellen, das die Wegsamkeiten der Gase beschreibt (Abb. 11.15). Hierin ist die PPZ als wesentliches Störungselement interpretiert. Ein parallel verlaufender Ast im Westen, wie er auch in Nickschick et al. (2015) vorgeschlagen wurde, konnte nicht nachgewiesen werden. Er fehlt in dieser Darstellung entsprechend. In dem Profilschnitt wird verdeutlicht, dass aufsteigende Gase östlich der HMF durch gasdichte, tonreiche Sedimente in Richtung der Störungen (HMF und MLF) umgelenkt werden. Die Stratigraphie des Egerbeckens mit Einordnung der vulkanischen Phasen 1 bis 3 der Region ist in Abb. 11.16 dargestellt (Peterek et al., 2011).

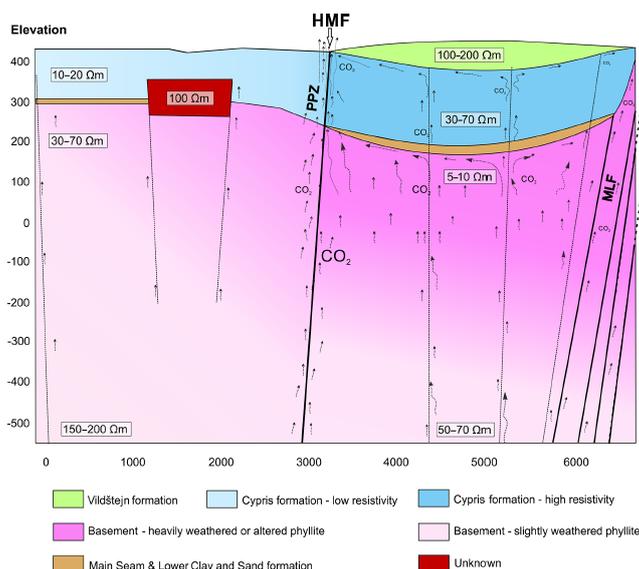


Abb. 11.15 aus Nickschick et al. (2019): Konzeptionelles W-E Model der obersten Kruste im Bereich des Hartoušov Mofetten Felds nach geoelektrischen Messungen. Der Hauptzustrom der Gase soll hiernach über die PPZ erfolgen, die auch Anteile aus dem Bereich zwischen PPZ und MLF erhält. Das hier aufsteigende CO₂ wird durch gasdichte, tonreiche Sedimentschichten gestaut und umgelenkt. Der parallel verlaufende Ast der PPZ im Westen, wie er von Bankwitz et al. (2003) und Nickschick et al. (2015) vorgeschlagen wurde, konnte nicht nachgewiesen werden.

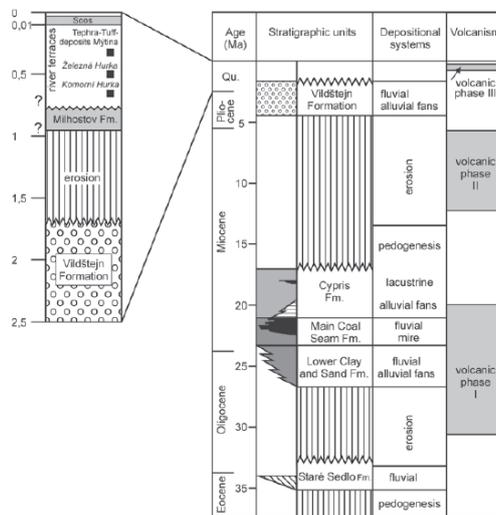


Abb. 11.16 aus Peterek et al. (2011): Stratigraphie des Cheb (Eger) Beckens (nach Šantrucek 1991, Šhrbený 1994, Ulrych et al., 1999, Špicáková et al., 2000, STD 2002, Wagner et al., 2002, Schunk et al., 2003, Kämpf et al., 2005a)

11.6 Schwarmbeben

Das Vogtland zeichnet sich durch eine spezielle Erdbebencharakteristik aus, die durch das Auftreten von Schwarmbeben gekennzeichnet ist. Sie unterscheiden sich von typischen Erdbebenclustern an tektonischen Plattengrenzen. Innerhalb weniger Wochen ereignen sich hierbei Hunderte bis Tausende kleinerer Beben, deren Magnitude selten größer als 3,5 ausfällt und ohne dass ein einzelnes großes Beben die Folge dominiert. Der Schwarm, der zum Beispiel zwischen August und Dezember 2000 stattfand, setzte sich aus mehr als 8.000 Beben mit einer Magnitude $M_L > 0.5$ zusammen (Hainzl & Fischer, 2002). Die Beben treten mit wenigen Ausnahmen in Tiefen von etwa 7 bis 15 km auf und scheinen sich wie bei dem tschechischen Dorf Nový Kostel an tief reichenden Störungen zu entwickeln. Eine Verschiebung der Epizentren mit zunehmender Tiefe ihrer Hypozentren lässt Rückschlüsse auf die Lage der Störungsfläche zu (Peterek et al., 2011; Abb. 11.17). Die Ursachen für das Auftreten der Schwarmbeben sind unbekannt. Diskutiert werden aufsteigende Magmen oder überkritisches Kohlenstoffdioxid (ükCO_2) als Auslöser. Je nach Temperaturprofil der Kruste, muss neben überkritischem CO_2 auch überkritisches Wasser berücksichtigt werden ($\text{ükH}_2\text{O}$ liegt vor ab $374,12\text{ °C}$ und einem Druck von $22,1\text{ MPa}$). Wenn Magmen oder ein starker Fluidstrom beteiligt sind, verschiebt sich durch die erhöhten Temperaturen der Übergang von überkritischem Wasser zu flüssigem Wasser zu höheren Stockwerken. Eine Trennung des in vollständiger Mischung beteiligten ükCO_2 erfolgt entsprechend weiter oberhalb, wenn die Temperatur von 374 °C unterschritten wird (Weinlich, 2014; Abb. 11.18). Inwieweit hierbei Volumenänderungen in Kavernen durch eine wesentlich höhere Migrationsgeschwindigkeit des ükCO_2 gegenüber Wasser einen Einfluss auf die Entstehung von Beben haben kann, ist unklar.

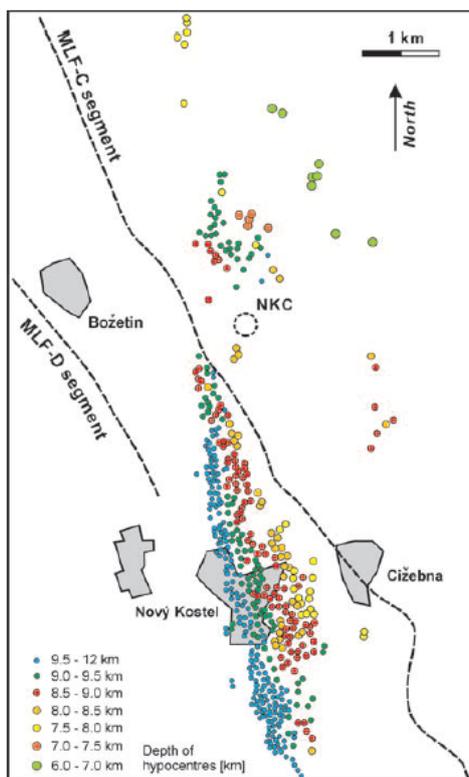


Abb. 11.17 aus Peterek et al. (2011): Verteilung der Epizentren im Schwarmbebengebiet von Nový Kostel 1985–2001 (Magnitude $M_L > 1.0$; Daten von T. FISCHER, Prag). Kennzeichnend ist die Verschiebung der Epizentren mit zunehmender Tiefe ihrer Hypozentren (vgl. Legende). Dies charakterisiert die Hauptbebenzone als nach Westen einfallende Struktur.

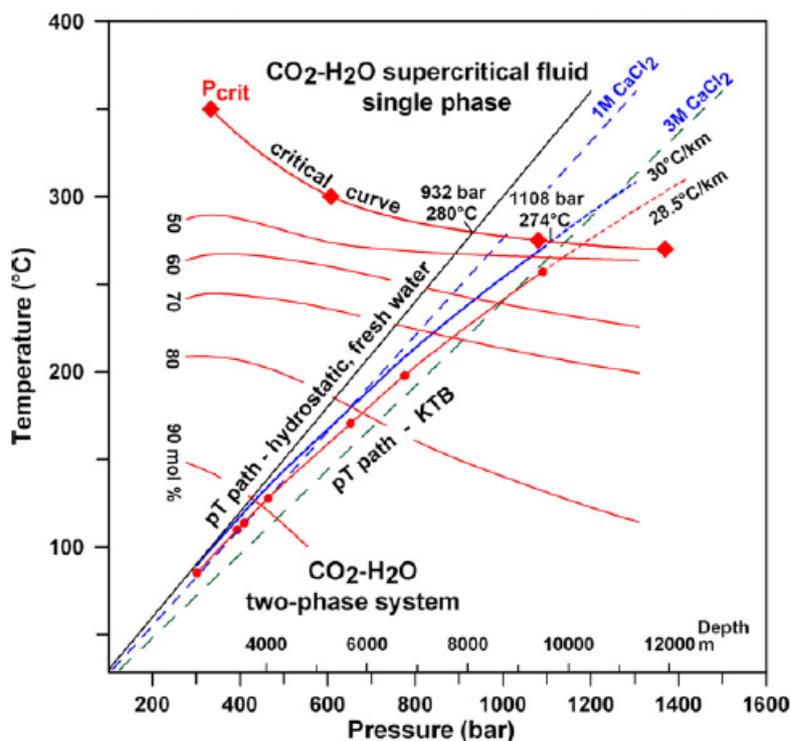


Abb. 11.18 aus Weinlich (2014): Druck-Temperatur Diagramm von H₂O-CO₂. Mit zunehmendem Druck (Tiefe) geht das System bei 274 °C und 1108 bar in ein Einphasensystem über, das aus einer vollständigen Mischung von H_2O und CO₂ besteht. Unterhalb der kritischen Kurve trennt sich CO_2 von dem dann flüssigen Wasser. Weitere Erläuterungen s. Weinlich (2014).

Aus dem Druck-Temperatur Diagramm von H₂O-CO₂ aus Weinlich (2014) wird deutlich, dass je nach Temperaturregime in der Kruste sowohl ein Einphasensystem als auch ein Zweiphasensystem im Bereich der Schwarmbebenzone vorliegen kann.

Die aufsteigenden Fluide sollen dazu führen, dass die innere Reibung in den Krustenschollen entlang der Bruchzonen herabgesetzt und die Spannungen überwiegend durch Kriechprozesse abgebaut werden. Besonders begünstigt wird dieser Prozess durch die Alteration des Nebengesteins durch Einwirken saurer Wässer, sofern das Wasser unterkritisch vorliegt. Hierdurch bilden sich Tonminerale die als Schmiermittel wirken (Weinlich, 2014; Heinicke et al., 2019) und einem tektonischen Spannungsaufbau durch Kriechen entgegenwirken (die Ionenlöslichkeit für H_2O in tieferen Krustenbereichen ist zu gering für eine effektive Tonmineralbildung). Dies wird als Ursache dafür gesehen, dass es im Egerbecken selbst nicht zur Ausbildung von Erdbeben kommt. Gleichzeitig werden im Becken große Gasvolumina entlang von hochpermeablen Störungen aus der Kruste abgeleitet. Die Schwarmbeben treten in den Randbereichen des Egerbeckens auf. Hier kommen zwar noch saure Wässer vor, es wird aber vermutet, dass die Alteration der Nebengesteine aufgrund eines geringeren bzw. erst spät eingesetzten CO₂-Flusses kaum ausgeprägt ist. Eine Alternative hierzu bieten Störungsabschnitte, die unter anderen Spannungsverhältnisse in vorangegangenen Zeiten alteriert wurden (s. Diskussion unten).

Babuška et al. (2016) führen die zu Beben führenden Spannungsakkumulationen auf eine Erosion in den Störungen zurück: Die langandauernde CO₂ Entgasung weist auf die Existenz von Fluidführenden Pfaden zwischen dem Erdmantel und der Oberen Kruste. Durch die Einwirkung der Fluide wird das Porenvolumen größer, was zu einem Kollaps und damit zu Erdbeben führt. Eine Abschätzung der Volumenreduktion ergab eine vergleichbare Größenordnung wie die Absenkung des Egerbeckens.

Demgegenüber meinen Vavryčuk & Hrubcová (2017), dass Porendruck-Variationen als Auslöser in Frage kommen.

Es zeigt sich, dass die Ursachen des Schwarmbebenphänomens noch nicht ausreichend erklärt werden können. Sicher beobachtet wurde aber bisher, dass sich die Spannungen durch viele kleine Erdbeben lösen und nur selten spürbare Beben auftreten, diese allerdings in fast regelmäßigen Abständen. Bei drei Beben wurde z.B. die Magnitude von 4 überschritten (1985/86, 2014, 2018). Eine Übersicht über die Schwarmbeben der letzten Jahre gibt das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie auf seiner Internet-Seite. Sie machen deutlich, dass im Vogtland aktive geodynamischen Prozesse ablaufen, die auch in der nächsten 1 Million Jahre nicht abgeschlossen sein werden.

Um ein Verständnis der ablaufenden Vorgänge und damit auch eine Abschätzung künftiger Entwicklungen zu erhalten, haben Kurz et al. (2003) eine numerische Modellierung der tektonischen Verhältnisse im Vogtland durchgeführt. Abb. 11.19 aus Kurtz et al. (2003) zeigt die tektonische Situation im Vogtland. Der etwa Ost-West streichende Egergraben wird von der etwa Nord-Süd verlaufenden Marienbader Störung gekreuzt, entlang der die Hypozentren der Erdbeben aufgereiht sind. Die numerische Modellierung ergab, dass die Struktur sehr stark auf Porendruckänderungen und Variationen der Temperatur mit Spannungsänderungen reagiert, die Auslöser von Erdbeben sein können (Kurz et al., 2003).

Im Vogtland ereignen sich die Erdbebenschwärme in Tiefen zwischen 7 und 15 km (Wirth et al., 2000). Es wurde die langfristige Einwirkung des regionalen Spannungsfeldes über einen Zeitraum von 10.000 Jahren allein, sowie in Verbindung mit kurzfristigen periodischen Porendruckvariationen und linearen Temperaturänderungen in einem Zeitraum von 100 Jahren untersucht. Das Finite-Element-Modell ist in Abb. 11.20 dargestellt, und als Ergebnis die unter verschiedenen Randbedingungen und Rechenschritten akkumulierten Scherspannungen s_{12} zeigt die Abb. 11.21.

In Abbildung 11.21 (Mitte) ist im Vogtland bei periodischen Porendruckvariationen mit einer Amplitude von 50 MPa und einer Periode von 10 Jahren über einen Zeitraum von 100 Jahren eine Erhöhung der Scherspannungen in der Marienbader Störungszone zu verzeichnen. Die Werte reichen von -2.2 bis +2.6 MPa. Es kommt zu einer leichten Fokussierung der Scherspannungen im Bereich des Spröd-Duktil-Übergangs im Kreuzungsbereich der Störungszonen.

Die Kombination von 50 MPa Porendruckänderung und 0.5 K Temperaturänderung innerhalb von 100 Jahren führt im Vogtland zu einer Erhöhung der Scherspannungen um den Faktor 5 (Abb. 11.21 unten). Die Werte reichen hier von -15.0 bis 10.0 MPa. Die Scherspannungsakkumulationen sind auf den Kreuzungsbereich der Störungszonen in einer Tiefe von 11 und 16 km konzentriert. Im Vergleich zu den anderen Rechnungen ist der Gradient stärker und die Maximalwerte der Scherspannungen sind auf ein kleinräumigeres Gebiet beschränkt. Die Scherspannungsakkumulationen s_{12} treten in genau dem Gebiet auf, in dem in der Realität auch die Erdbebenschwärme vorkommen (11.21). Diese tektonische Situation begünstigt den Vulkanismus, wenn entsprechende Mantelbedingungen vorliegen. Der junge Vulkanismus im Vogtland ist südwestlich der Hauptstörungs- und Bebenzonen angelegt. Der Vergleich mit älteren Vulkanfeldern im Egergraben macht aber deutlich, dass die Entwicklung eines Feldes über mehrere Millionen Jahre in weit größerem Umfang erfolgt. Es kann sich daher mit dem Kammerbühl und den anderen jungen Vulkanen um die Vorläufer eines neu entstehenden Feldes handeln, das sich im weiteren Verlauf über die seismisch aktiven Zonen ausdehnt.

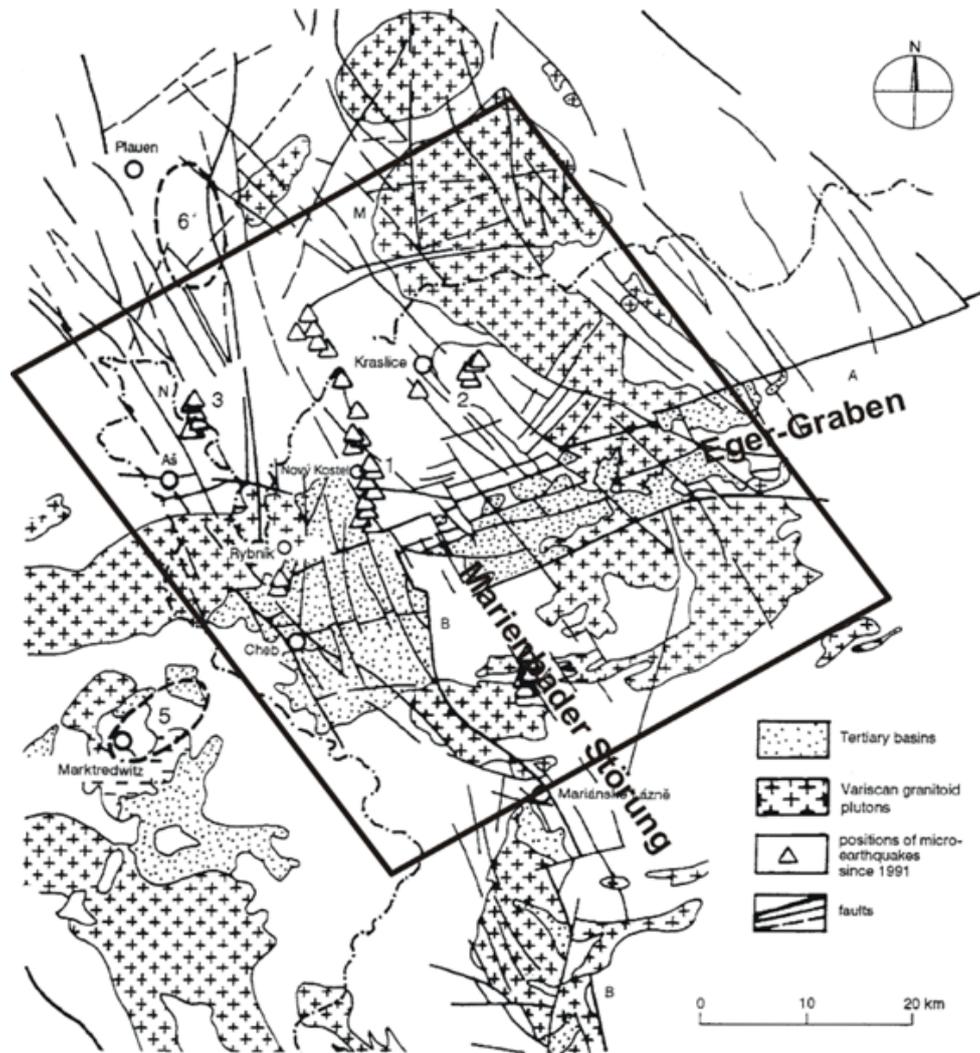


Abb. 11.19 aus Kurz et al. (2003): Geologische Struktur und Störungssystem im Bereich Vogtland (nach Vrána & Štědrá, 1997).

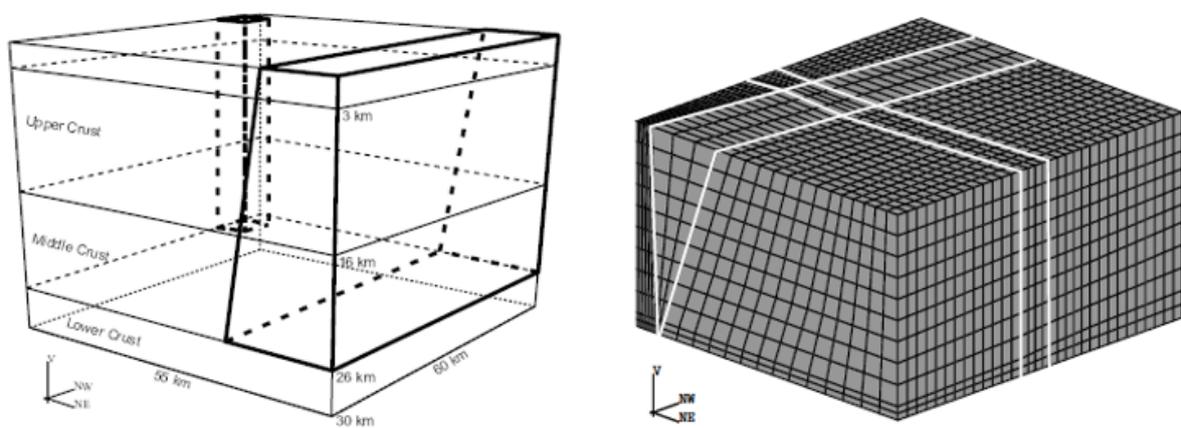
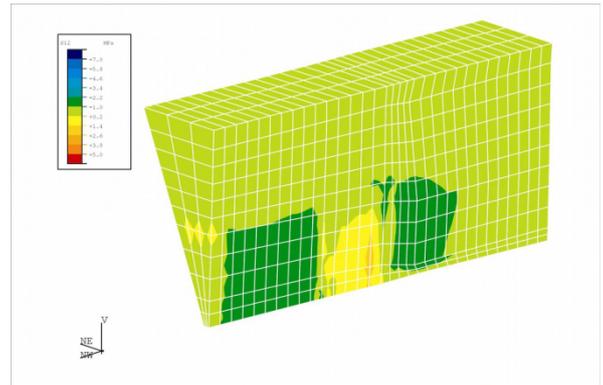


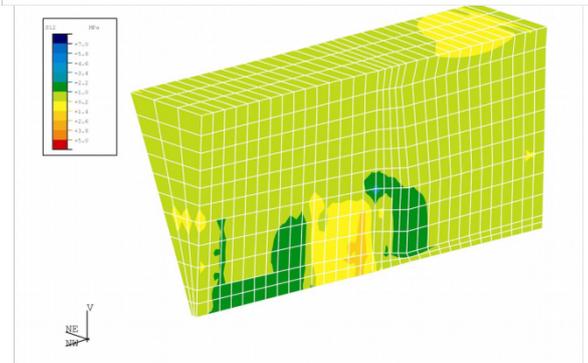
Abb. 11.20 aus Naujoks et al. (2006): Numerisches Modell der Kreuzungszone Eger-Graben und Marienbader Störung.

Vergleich:

Regionales Spannungsfeld



Regionales Spannungsfeld
und Porendruck-Variationen



Regionales Spannungsfeld
und Porendruck-Variationen
und **Temperatur-Änderungen**

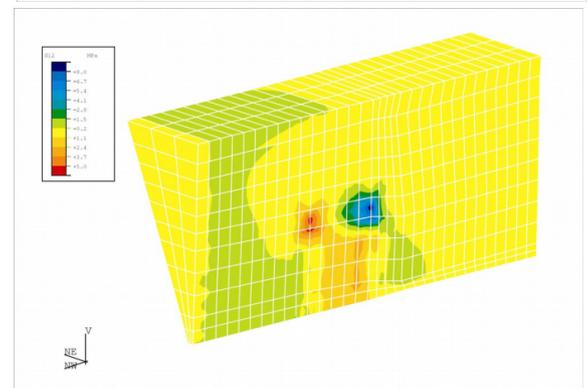


Abb. 11.21 aus Kurtz et al. (2003): Scherspannungen in Abhängigkeit des regionalen Spannungsfeldes, der Porendruck-Variationen und der Temperatur; im Bereich der Hypozentren sind die Spannungen am größten.

11.7 Diskussion

In der Osteifel werden niederfrequente Erdbeben (Deep-Low-Frequency-Beben, Hensch et al., 2019) als ein bedeutender Hinweis auf rezente magmatische Aktivität eingestuft. Derartige Beben sind im Vogtland bisher nicht beobachtet worden, auch nicht während des Anstiegs der Ra-Werte. Würden Magmen bei der Bildung der Schwarmbeben beteiligt sein, sollte es auch im Vogtland entsprechende Hinweise auf tiefe Beben geben. Weinlich (2014) beschreibt die Alteration der Störungsflächen im Egerbecken durch saure, CO₂-gesättigte Wässer. Die hierdurch gebildeten Beläge aus Tonmineralen wirken wie ein Schmiermittel und lassen Spannungen in kleinen Schritten abbauen. Größere Beben werden somit verhindert. Zu berücksichtigen ist die Möglichkeit, dass im Miozän Störungen unter einer anderen Hauptspannungsrichtung in der Kruste angelegt worden waren, die eine Wegsamkeit für Gase aus dem Mantel bereitstellten. In diesem Fall müssen die randnahen Störungsbereiche in gleicher Weise alteriert worden sein, wie es auch heute der Fall ist. Die Rotation der Hauptspannung in die heutige Richtung (NW–SE) kann das gesamte Spannungsregime vollständig verändert haben. Vormalig hoch permeablen Zonen wurden stark eingengt oder teilweise abgedichtet, sodass in Kombination mit den Tonmineralbelegen nur noch unter bestimmten Stressbedingungen der Aufstieg der Gase möglich ist. Die postulierte sinistrale Störung bei Novy Kostel zum Beispiel könnte primär als dextrale Riedel Scherfläche der MLF angelegt worden sein, was zu dieser Zeit eine Permeabilität für Gase begünstigt hätte.

Ulrych et al. (2011) beschreiben verschiedenen Stadien der geologischen Entwicklung des Eger Rifts und des Vulkanismus. Hierbei werden unterschiedliche Perioden unterschieden, von denen nur die letzte von 16 bis 0.26 Ma für die Betrachtung interessant ist. In diesem Zeitraum entstanden die heute noch sichtbaren Vulkane, die möglicherweise erneut Aktivität entwickeln können.

Die erste Periode von 79 bis 49 Ma Jahren zeichnete sich durch Kompression und – damit verbunden – durch großräumige Überschiebungen aus. Die folgende, als syn-Rift Periode bezeichnete Zeit von 49 bis etwa 16 Ma Jahren war dagegen durch Zugspannung dominiert, in der großvolumige Eruptionen im Egergraben stattfanden.

Die dritte Periode von 16 bis 0.26 Ma Jahren ist wieder in drei unterschiedliche Episoden unterteilt:

- a) Kompressionsspannung, von 16 bis 6 Ma Jahren (mittleres bis spätes Miozän);
- b) Dehnung vom späten Miozän bis frühem Pleistozän (6 bis 0.9 Ma Jahre), sowie
- c) die Kompressions-Episode im Pleistozän (0.9 bis 0.26 Ma Jahre).

Dies macht deutlich, dass es in den letzten Zehner Millionen Jahren wiederholt zu wechselnden Hauptspannungsrichtungen in der Kruste gekommen ist. Da begleitend zum Vulkanismus auch immer ein Aufstieg von Gasen zu erwarten ist, sollten einige mit Tonmineralen ausgekleidete, alte Störungsflächen vorliegen, die heute im oberen Abschnitt der Kruste durch die neuen, rezenten Spannungsverhältnisse weitgehend abgedichtet sind. Im Gegensatz zu den geöffneten Strukturen, die im Fall der Mofettenfelder z.T. bis in den Mantel reichen, werden Gase in diesen Störungen nur unter besonderen tektonischen Bedingungen aufsteigen können, was möglicherweise von Erdbeben begleitet wird.

Abgesehen von der Unkenntnis der eigentlichen Ursachen der Schwarmbeben deutet sich in allen Arbeiten ein Zusammenhang zum Aufstieg von Gasen aus dem Mantel an. Dass diese Gase wie auch die der Quellen und Mofetten im Egerbecken ihren Ursprung im Mantel haben, belegen die Isotopendaten der Spurengase und des Kohlenstoffs. Der durch gravimetrische und teleseismische Untersuchungen gefundene magmatische Körper in der Unterkruste scheint nicht die einzige Quelle für CO₂ und potentielle Magmen zu sein. Hierfür geht die Verbreitung der Gasvorkommen zu weit über seine Abgrenzung hinaus. Selbst die Positionen der jungen Vulkane liegen knapp außerhalb seiner Umgrenzung. Der von Bräuer et al. (2009) gemessene dreimonatige Anstieg der Ra-Werte im

nordöstlichen Egerbecken im Frühjahr 2006 wurde als Hinweis auf eine neue Magmenintrusion in der Unterkruste gesehen. Begleitet wurde sie von einer insgesamt stärkeren Gasführung der Quellen und Mofetten. Dass die Intrusion nicht von vulkanischer Aktivität begleitet wurde hat viele Ursachen. Neben Volumen, Temperatur und Chemie der Magmen ist es letztlich die Tektonik, die ausreichend Raum für einen Magmenaufstieg bereitstellen muss, damit es zu einer Eruption kommt. Ein weiterer Grund kann darin liegen, dass die Veränderungen der Gasmengen und Zusammensetzung eine andere, möglicherweise tektonische Ursache haben.

11.8 Festlegung des Gebietes mit einer hohen Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität in den nächsten 1 Ma für das quartäre Vogtland

Obwohl eine ausgewiesene Plumestruktur (wie für die Eifel postuliert) für das Vogtland nicht eindeutig nachgewiesen werden kann, existieren aus geophysikalischen Auswertungen Hinweise auf Mantelanomalien, die als Ursache für den quartären Vulkanismus gesehen werden können. Auffällig sind heute noch aktive Mofetten, deren Gase in der Isotopenzusammensetzung hohe Mantelhelium-Anteilen zeigen. Dies lässt für das Vogtland eine aktive Mantelzone erkennen. Weiterhin können die nahezu periodisch wiederkehrenden Schwarmbeben nach verschiedenen Modellen einen Hinweis auf Fluidbewegungen geben, die von magmatischen Prozessen gesteuert werden. Darüber hinaus unterstützen geophysikalische Modellierungen eine mögliche Existenz eines Magmenreservoirs an der Kruste/Mantel-Grenze.

Insgesamt ist festzuhalten, dass die tektonischen und magmatischen Zusammenhänge noch nicht vollständig erkannt sind und es kein allgemein akzeptiertes Bild von der geologischen Entwicklung des Vogtlands gibt. Hierfür ist die Datendichte zu uneinheitlich und z.T. zu lückenhaft. Die schlechten Aufschlussverhältnisse verhindern eine dezidierte Erfassung der tektonischen Verhältnisse, für Langzeitaussagen der Gaszusammensetzungen und Mengen fehlen Monitoringstationen und die geophysikalischen Untersuchungen erfassen immer nur Teilbereiche, die kaum die Gesamtheit der Fragestellungen abbilden können. Trotzdem haben sich anhand der verschiedenen Ergebnisse Modellvorstellungen ergeben, die eine erste Grundlage für das Verständnis der magmatischen und tektonischen Entwicklung bieten. Hiervon ausgehend und aufgrund der Alter der gefundenen (pleistozänen) Vulkane von weniger als 800 ka kann eine hohe Wahrscheinlichkeit abgeleitet werden, dass auch in den angrenzenden Bereichen von Nordostbayern und dem südlichen sächsischen Vogtland mit einer vulkanischen Gefährdung innerhalb eines Zeitraumes von 1 Ma zu rechnen ist. Die Gebiete weiter östlich sind durch Vulkanismus – entsprechend der festgelegten Kriterien – nicht gefährdet.

Als Grundlage für die Festlegung des Gebietes mit einer hohen Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität in den nächsten 1 Ma dienen die quartären Vulkane Kammerbühl, Eisenbühl und die Maare bei Mýtina und Neualbenreuth. Weiterhin sind die beiden neu entdeckten Kessel nahe Libé, die nach geophysikalischen Untersuchungen sehr wahrscheinlich Maaren entsprechen, im konservativen Ansatz berücksichtigt. Die Zentren der Schwarmbeben sowie teils linear angrenzende Bebenhäufungen, die vermutlich an Störungszonen gebunden sind, werden auf einen ungewöhnlichen Gasfluss zurückgeführt, der von magmatischen Prozessen ausgehen soll. Die Aufstiegswege der Gase können bei bestimmten Spannungszuständen der Kruste auch als Wegsamkeiten für Magmen genutzt werden, sodass diese Zentren wie Eruptionspunkte von Vulkaniten behandelt werden. Sie werden entsprechend als zusätzliche Orientierungspunkte für die Lage des Gebietes mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität herangezogen. In der Gegend nördlich Plauen, bei Zwickau, Gera und Leipzig treten vereinzelt Beben auf, die Magnituden bis 5 erreichen können (Kracke et al., 2000; Leydecker, 2011). Sie sind rein tektonisch kontrolliert und wurden daher bei der

Gebietsfestlegung nicht berücksichtigt. In Deutschland existieren drei Schwarmbebenzentren in der Nachbarschaft des Egerbeckens, die für die Festlegung berücksichtigt wurden: östlich von Marktredwitz, westlich Oelsnitz und bei Klingenthal. Das Zentrum Bad Elster liegt innerhalb des Gebietes, genau wie diejenigen von Nový Kostel und Lazy, sodass durch die großen Distanzen keine Auswirkungen zu befürchten sind (Abb. 11.21, Abb. 11.22). Lediglich in Gebiet 2 der Abb. 11.21 gibt es in Tschechien südöstlich von Klingenthal eine Bebenhäufung, die für die Lage des Gebietes bei Breitenbrunn (nordöstlich Klingenthal) berücksichtigt wurde. Die Anzahl der Beben östlich Marktredwitz ist im Vergleich zu den anderen Schwarmbebenereignissen der Region relativ gering. Hier fanden im Zeitraum zwischen dem 6. Sept. 1991 und dem 5. November 1993 an vier Tagen insgesamt 73 Erdbeben statt (bezeichnet als Haingrün events, Dalheim et al. 1997), mit 39 Beben innerhalb von 8 Stunden als stärkstes Ereignis. Trotzdem wurde es für den verfolgten konservativen Ansatz mit berücksichtigt.

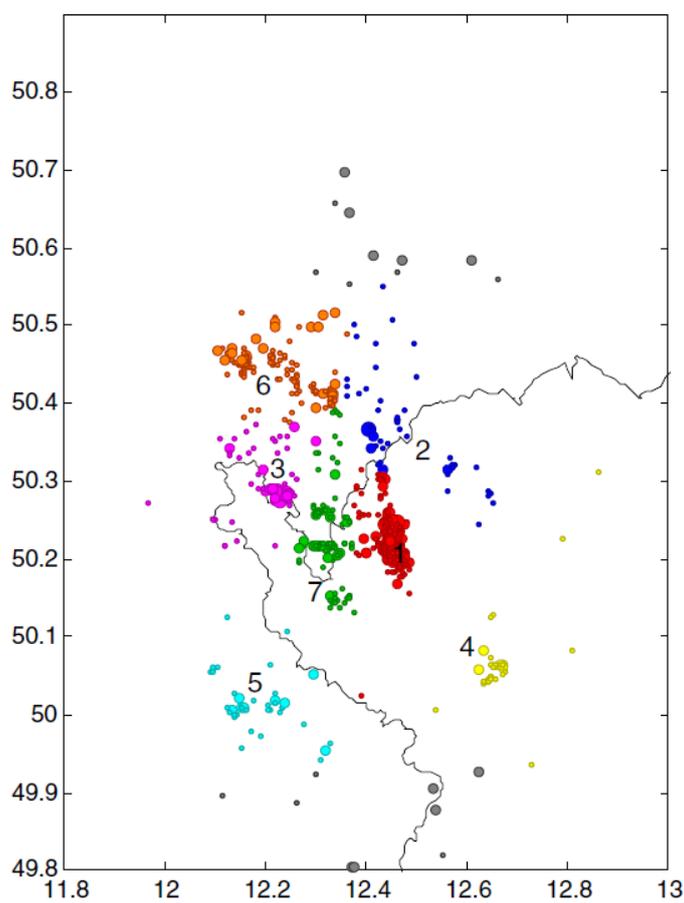


Abb. 11.22 aus Fischer et al. (2014): Epizentren in der Vogtland Region in der Periode von 1991–2012. Beben einer zugeordneten Region sind in gleicher Farbe dargestellt (1 — Nový Kostel, 2 — Klingenthal, 3 — Kopaniny — Adorf, 4 — Lazy, 5 — Marktredwitz, 6 — Schöneck, 7 — Plesná) nach Horálek et al. (2000). Graue Epizentren sind keiner Zone zugeordnet. Die Größe der Kreise ist proportional zur Magnitude. Schwarmbeben nach 2012 fanden im Gebiet Nový Kostel (1) statt.

Die Distanz für die Aussengrenze des Gebietes mit einer hohen Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität in den nächsten 1 Ma zu den quartären Vulkanen und Bebenzentren ist mit 25 km angesetzt, um die Streubreite um die existierenden Vulkane und potentiellen Aufstiegswege von 15 km und den darauf aufbauenden Sicherheitszuschlag von 10 km abzudecken (s. Diskussion der Gebietsfestlegung Eifel).

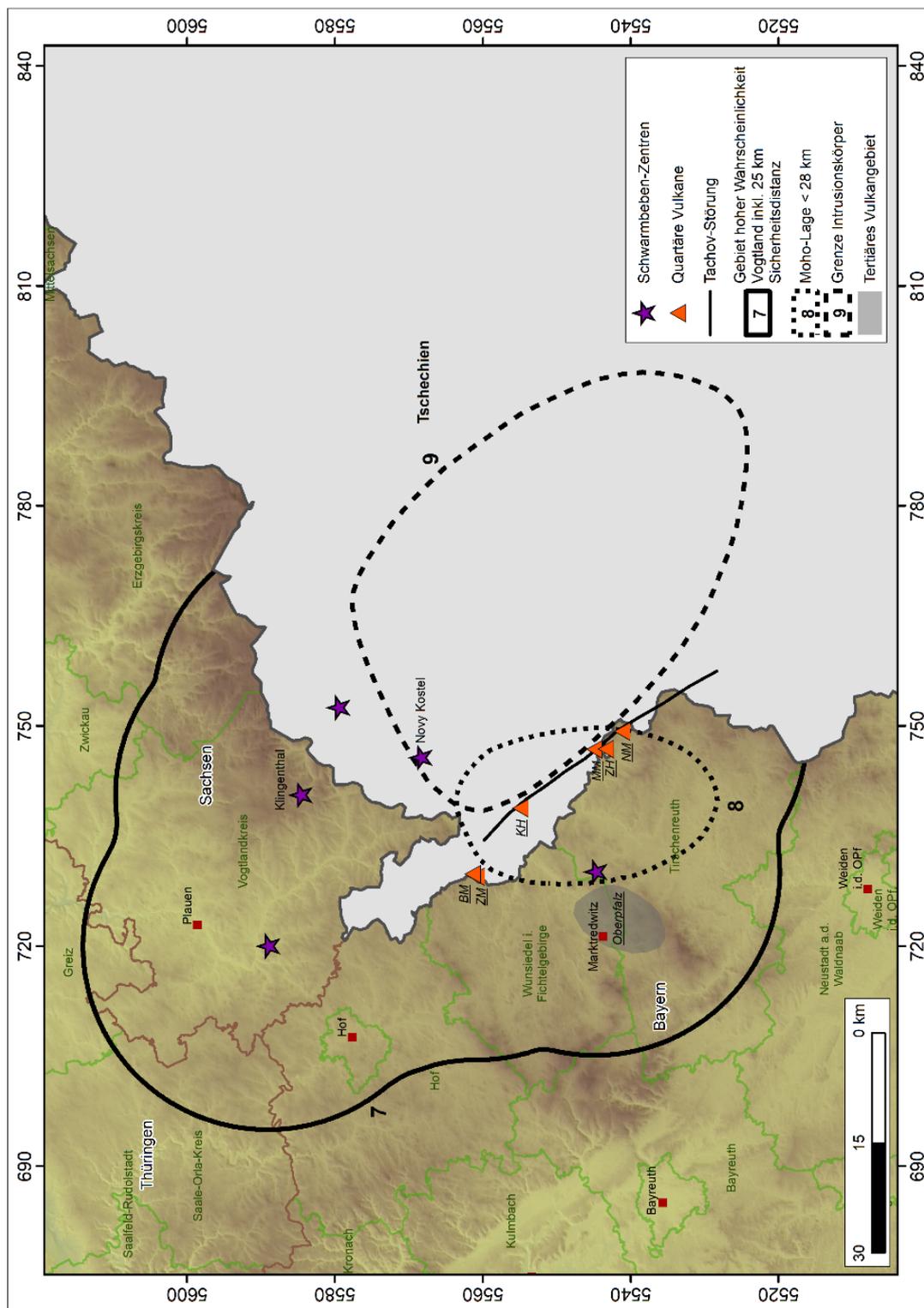


Abb. 11.23 Region des Vogtlands, für die eine hohe Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität in den nächsten 1 Ma besteht. Bezugspunkte sind quartäre Vulkane (orangefarbene Dreiecke, inklusive des Maars bei Mýtina und der beiden postulierten Maare bei Libá) sowie die Zentren der Schwarmbeben in Deutschland: östlich Marktredwitz, südwestlich Plauen und Klingenthal, sowie südöstlich Klingenthal in Tschechien (lila Sterne). Die Schwarze Linie entlang der Vulkane entspricht dem Verlauf der Tachov Störung. Gestrichelte kleine Ellipse: Oberflächendarstellung des aufgewölbten lithosphärischen Mantels mit einer Tiefenlage der Moho von weniger als 28 km nach Babuška & Plomerová (2010); großes Feld: Projektion des magmatischen Tiefenkörpers der Unterkruste auf die Oberfläche nach Hrubcova et al. (2017). Auffällig ist das Auftreten der quartären Vulkane nur im Feld der Moho Aufwölbung, randlich zur Oberflächenprojektion des magmatischen Körpers. Das graue Feld bei Marktredwitz bezeichnet die tertiären Vulkane der Oberpfalz/östliches Oberfranken.

12 Die tertiären Vulkanfelder vom Siebengebirge bis zur Lausitz

Die magmatisch/vulkanische Entwicklung der tertiären Vulkangebiete Siebengebirge, Westerwald, Vogelsberg, Hessische Senke, Rhön, Heldburger Gangschar, Oberfranken/Oberpfalz (Westliches Oberrhein Rift, České Stredohorí, Doupovské Hory), Osterzgebirge, Elbezone und Lausitz sollte aufgrund der nachweislich hohen Alter abgeschlossen sein. Dies gilt ebenso für die Hocheifel, die aber durch die quartären Vulkanfelder überlagert ist und somit keine getrennte Betrachtung erfordert (s. Kap. 10). Mit wenigen Ausnahmen in Westerwald, Vogelsberg, Hessischer Senke und den Vulkanen Ascherhübel und Sauhügel im Osterzgebirge, sind die vulkanischen Gesteine älter als 10 Ma. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass die meisten verfügbaren Altersdaten K-Ar-Alter sind, die vor mehr als 25 Jahren veröffentlicht wurden. Diese können aufgrund von Probenveränderungen, Argonverlust oder Vorhandensein von überschüssigem Argon fehlerbehaftet sein. Für eine sichere zeitliche Einordnung sind daher neue Datierungen erforderlich, die die Fehlerquellen weitgehend vermeiden. Trotz der möglichen Fehler in den älteren Bestimmungen kann eine grobe zeitliche Einschätzung der tertiären Vulkanaktivitäten, die Rückschlüsse auf die heutigen Verhältnisse erlauben, getroffen werden. Die ehemaligen asthenosphärisch/lithosphärischen Mantelquellen sind seit dieser Zeit einerseits durch Konvektion und/oder Wärmeabgabe verändert oder verlagert, andererseits durch plattentektonische Wanderung der Kontinente nicht mehr in der Position, die zur Zeit des aktiven Vulkanismus die Anbindung an die zugehörigen Vulkanfelder bot. Wenn es Hinweise und Modelle für zukünftigen Vulkanismus in diesen Gebieten gibt, handelt es sich um neue Entwicklungen, die zufällig mit den älteren Feldern überlappen.

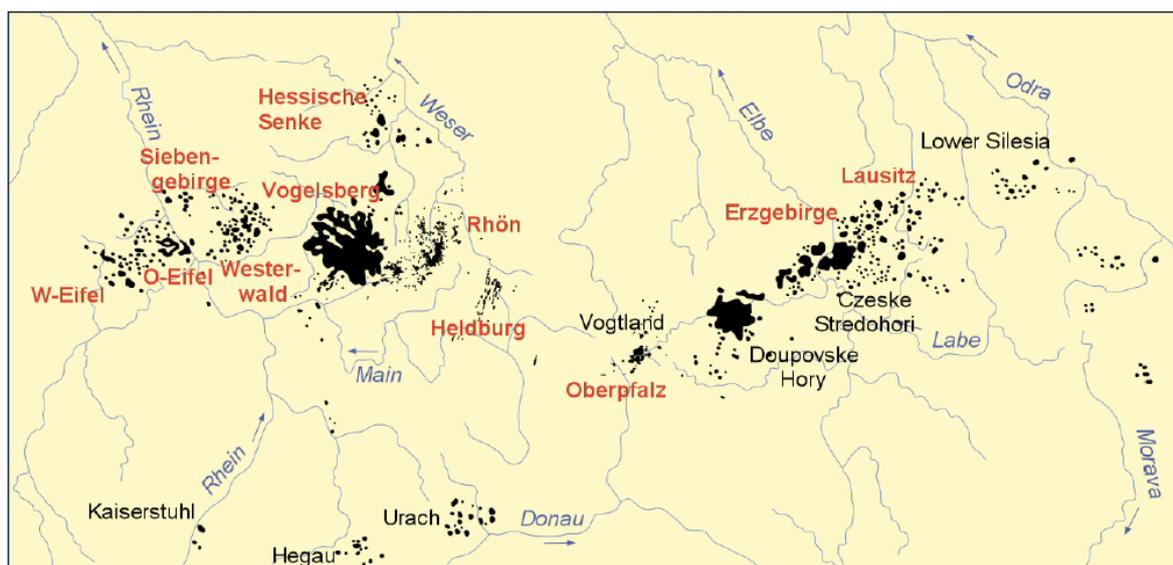


Abb. 12.1 aus Abratis et al. (2010): Lage der känozoischen Vulkanfelder in Mitteleuropa. Die Hocheifelvulkane liegen mittig zwischen W-Eifel und O-Eifel. Einzelvulkane westlich des Kaiserstuhls und im Südschwarzwald sind nicht eingetragen. Die Vulkanfelder České Středohoří, Doupovské Hory in Tschechien sowie Lower Silesia in Polen werden nicht betrachtet.

12.1 Siebengebirge

Das Gebiet des Siebengebirges umfasst eine Kernfläche von ca. 900 km², mit einer Auslängung in NW-SE Richtung. Isoliert vorkommende Vulkane im Randbereich erweitern das Vulkanfeld auf mehr als 1500 km² (Jung et al., 2012), wobei die Abgrenzungen zu Westerwald und Hocheifel nicht eindeutig sind. Die Ursachen für die magmatische Aktivität, die zur Bildung des Siebengebirges geführt hat, wird

kontrovers diskutiert. Schneider et al. (2016) sehen das Vulkanfeld des Siebengebirges als einen kleinskaligen Vertreter der känozoischen zentraleuropäischen Vulkanprovinz (s. auch Kap. 5.1).

Im Siebengebirge wurden über die gesamte Zeit der vulkanischen Aktivität (28 – 18.9 Ma) basanitische Magmen gefördert, wobei zwischen 25 und 23 Ma wenige Alkalibasalt-Vulkane entstanden (Jung et al., 2012). Weiterhin entwickelten sich zwei Gruppen höher differenzierter Laven, die unterschiedliche SiO₂-Sättigungen aufweisen. Es handelt sich hierbei um Latite und Trachyte der SiO₂-gesättigten und um Tephrite, Phonotephrite und Tephriphonolithe der SiO₂-untersättigten Reihe (Jung et al., 2012; Kolb et al., 2012). Die Altersangaben variieren je nach Methode und Jahrgang der Bestimmung. Sie liegen mit einem Alter von 29.8–18.9 Ma insgesamt in der Zeit Ober-Oligozän/Unteres Miozän (Lippolt & Todt, 1978; Todt & Lippolt, 1980; Lippolt, 1982, 1983; Vieten et al., 1988; Przybyla et al., 2018). Basanitische und tephritische Zusammensetzungen traten nach neuesten Datierungen von 29.5 Ma bis zu 22.2 Ma vor heute auf (Przybyla et al., 2018). Latite und Trachyte hatten in einer Zeitspanne zwischen 25.9 Ma und 24.7 Ma eine relativ kurze Eruptionsphase, wovon die höher differenzierten Vulkanite in die Zeit von 25.9 Ma bis 25.3 Ma fallen. Alkalibasalte bilden die jüngsten vulkanischen Produkte (23.7 Ma bis 24.8 Ma, Przybyla et al., 2018). In der relativ kurzen Zeitspanne von 0,6 Ma, in der die höher differenzierten Magmen eruptierten, entstand eine 100 bis 200 m mächtige Decke aus trachytischer-Tephra. Heute liegen noch in einer elliptischen Verbreitung von etwa 30 km in NNW- und 20 km in WE-Erstreckung bis zu 100 m mächtige Reste der Tuffdecke vor (Burre, 1933; Burghardt, 1979). Die große Menge der eruptierten Trachyt-Tephra stand vermutlich in Verbindung mit dem Einbruch einer Caldera, deren Struktur bislang aber nicht ausreichend identifiziert werden konnte (Frechen, 1976; Burghardt 1979; Meyer, 1988).

Da das Siebengebirge randlich mit dem Mantle Plume der Eifel überlappt (nach Walker, 2005), liegt es vollständig innerhalb der Zone, für die eine Eintrittswahrscheinlichkeit künftiger vulkanischer Aktivitäten postuliert wird (s. Kap. 10). Eine reliktsche, separate Mantelanomalie, die in Verbindung mit dem tertiären Vulkanismus des Siebengebirges gestellt werden könnte, ist aus den vorliegenden Daten nicht zu erkennen. Es wird daher kein gesondertes Sicherheits-Szenario für dieses Feld diskutiert.

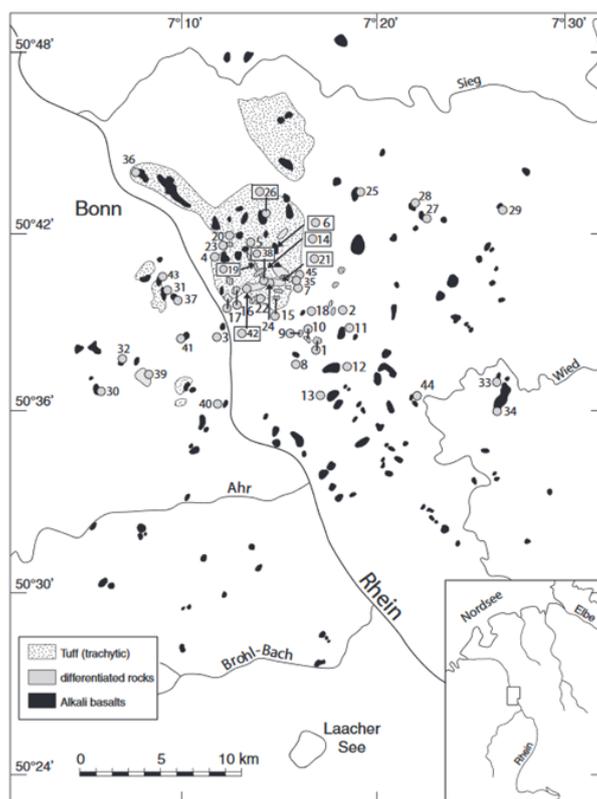


Abb. 12.2 aus Jung et al. (2012) Karte der Vulkane im Siebengebirge

12.2 Westerwald

Der vulkanische Westerwald ist durch eine auffällige Zweiteilung mit Vulkaniten unterschiedlicher chemischer und mineralogischer Zusammensetzung gekennzeichnet. Auf einer Kreisfläche von ca. 250 km² im Südwesten des vulkanischen Westerwaldes treten intermediäre und hoch differenzierte Vulkanite zusammen mit basaltischen Eruptiva auf. Hierin befinden sich in fast gleichmäßiger Verteilung Trachyte, die größtenteils als Staukuppen und Stöcke ausgebildet sind. Zum Zentrum der Kreisfläche erfolgt über eine Zunahme der Konzentration an Alkalien in den Trachyten eine Entwicklung zu phonolithischen Trachyten, wobei in dem bei Ötzingen gelegenen Zentrum zudem zwei phonolithische Staukuppen auftreten. Im Umfeld der 250 km² großen Kreisfläche treten nur sehr vereinzelt weitere Laven auf. Unter Einbeziehung dieser umfasst das südwestliche Vulkangebiet eine Fläche von insgesamt 650 km². Im Nordosten schließt sich ein ausschließlich basaltisches Feld an, mit einer größeren Fläche von ca. 800 km². Im Übergangsbereich der beiden Felder treten gehäuft amphibolreiche basische Vulkanite auf (Schreiber, 2005).

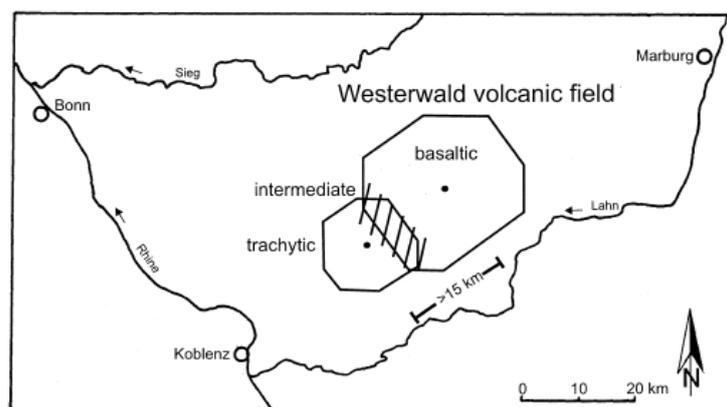


Abb. 12.3 aus Schreiber & Rotsch (1998): Geochemische Zonierung des Westerwald Vulkanfeldes. Die Zentren vom trachytischen und basaltischen Teilfeld liegen mehr als 15 km auseinander.

Der Schwerpunkt der magmatischen Aktivität des Westerwaldes fällt in den Zeitraum Oberoligozän/Unteres Miozän (Ahrens & Villwock 1966, Lippold & Todt 1978). In dieser Zeit bildeten sich nacheinander die zwei eigenständigen, benachbart zueinander liegenden Vulkanfelder. Altersbestimmungen an isolierten Basalt- und Basanitvorkommen im Gebiet von Blatt Schaumburg (südlich Montabaur) ergaben zwei Gruppen, die zwischen 19 Ma und 25 Ma bzw. 5 Mio. J und 8 Ma liegen (Fuhrmann & Lippolt, 1990). Die beiden Gruppen unterscheiden sich deutlich durch ihre Ti- und Mg-Gehalte. Aus dem basaltischen Feld des nordöstlichen Westerwaldes, das geochemisch mit der jüngeren Gruppe von Blatt Schaumburg übereinstimmt, liegen keine Daten über junge Alter vor. Zwei quartäre Alter (Kramberg und Pfahlberg, Lippolt & Todt, 1978) müssten überprüft werden, da sie keinem anstehenden Gestein zugeordnet werden können (s. Kap. 9).

Der Beginn der magmatischen Aktivität wurde von der Förderung basaltischer und intermediärer bis saurer Tuffe begleitet. Auf plinianische Eruptionen gehen trachytische Tuffe zurück, deren heute noch existierenden Erosionsreste einer ehemaligen, vermutlich weitreichenden bis zu 40 m mächtigen Decke entstammen (Ahrens, 1957). Untergeordnet treten intermediäre Tuffe auf, die überwiegend Relikte von Schloträumungsbrekzien ausbilden. Am weitesten verbreitet sind basaltische Tuffe in Form von Bomben-, Lapilli- und Aschetuffen, sowie Schweißschlacken.

Während ältere Arbeiten den Westerwaldvulkanismus (wie auch den Siebengebirgsvulkanismus) in Zusammenhang mit einem größeren Riftsystem stellten (Jung & Greiner, 1978; Sengör et al., 1978;

Dewey & Windley, 1988), das sich im Zuge der Alpenbildung entwickelt haben soll, wird in jüngeren Arbeiten ein Mantle Plume unter dem Rheinischen Schiefergebirge als Ursache postuliert (Granet et al., 1995; Hoernle et al., 1995; Goes et al., 1999; Ritter et al., 2001; Haase et al. 2004).

Wie das Siebengebirge überlappt der Westerwald randlich mit dem Eifel-Plume (nach Walker, 2005). Auch dieses Feld liegt noch innerhalb der Zone, für die für den Eifelvulkanismus eine Eintrittswahrscheinlichkeit künftiger vulkanischer Aktivitäten definiert wurde, und kann so mit dieser zusammengefasst werden. Eine eigenständige neue Aktivität ist, wie für das Siebengebirge, nicht wahrscheinlich.

Tab. 12.1 K/Ar Alter von Vulkanitproben aus dem Westerwald: Analyse Probe 12 u. 18: Krueger Enterprises, Inc., USA; Proben W: Lippolt & Todt 1978, Blatt Schaumburg: Fuhrmann & Lippolt 1990, Horn, P.: mündl. Mitt.; Quartäre Proben W3, W6 fraglich.

					(Mio. J.)
18	Malberg	Trachyt	Meudt		24.4 ± 0.6
12	Schenkelberg	Hawaiit	Selters		31.7 ± 1.0
W2	Dornberg	Basalt	Montabaur		23.1 ± 1.1
W4	Baumberg	Basalt	Montabaur		25.0 ± 1.0
W12H	Härtlingen	Basalt	Westerburg		27.4 ± 1.1
W13H	Wickertsberg	Basalt	Mengerskir.		26.8 ± 1.2
W20	Schmidthahn	Basalt	Hachenburg		25.4 ± 1.5
W21	Marienberg	Basalt	Marienberg		25.5 ± 1.5
W22	Kackenberg	Basalt	Marienberg		22.1 ± 2.5
W23H	Freilingen	Basalt	Westerburg		25.7 ± 0.8
W25	Sengelberg	Basalt	Westerburg		23.0 ± 2
W16	Weidenhahn	Trachyt	Westerburg		24.9 ± 0.8
W17	Selters	Trachyt	Selters		25.0 ± 0.8
W18	Wirges	Trachyt	Montabaur		22.5 ± 0.7
W19H	Moschheim	Latit	Meudt		24.9 ± 1.0
W24	Sengelberg	Mugearit	Westerburg		27.9 ± 1.1
W1	Piuslinde	Basalt	Montabaur		5.6 ± 0.7
W5	Mühlenberg	Basalt	Schaumburg		5.6 ± 0.4
W3	Kramberg	Basalt	Montabaur		0.43 ± 0.13
W6	Pfahlberg	Basalt	Bendorf		0.81 ± 0.26
Blatt Schaumburg:					
Basalte zwischen				19 Ma und 25 Ma (4 Proben)	
Basalte zwischen				5 Ma und 8 Ma (10 Proben)	
	Enspel	Basanit	Marienberg		30 Ma (Horn, P.)

12.3 Vogelsberg

Der Vogelsberg ist der größte känozoische Vulkankomplex in Deutschland (Abb. 12.4). Das Volumen der eruptierten Laven und Tephren umfasst ca. 600 km³, die sich auf eine Fläche von ca. 2500 km² verteilen. Die Vulkanite erreichen eine maximale Mächtigkeit von geschätzten 800 m (Ehrenberg & Hickethier, 1985). Sie bestehen aus Basaniten, Alkalibasalten, (Quarz-) Tholeiiten und wenigen höher differenzierten Vulkaniten von Hawaiit bis Trachyt (Bogaard & Wörner, 2003). Die Hauptphase der vulkanischen Aktivität begann vor 18 Ma und hatte ihren Schwerpunkt zwischen 17 und 16 Ma (Ehrenberg et al., 1981; Bogaard, 2000; Bogaard & Wörner, 2003).

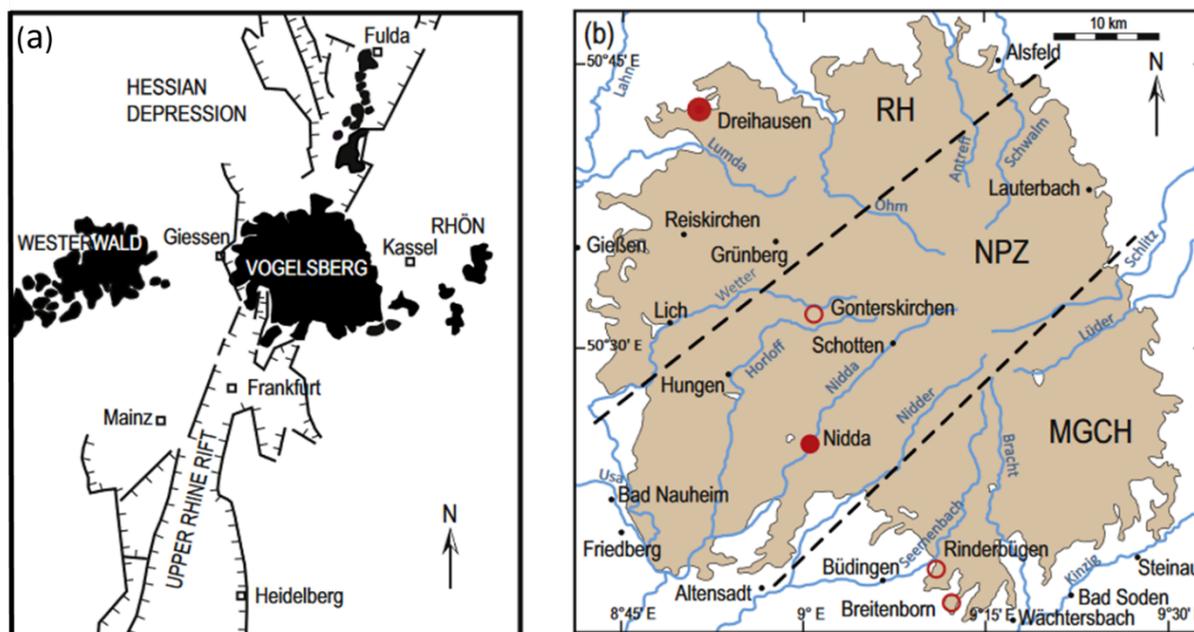


Abb. 12.4 aus Puziewicz et al. (2020): (a) Lage des Vogelsbergs am nördlichen Ende des Oberrheingraben (Darstellung nach Sissingh, 2006); (b) Ausdehnung des Vogelsberg-Vulkanfeldes (nach Martha et al., 2014). Die gestrichelten Linien trennen die variszischen Zonen des Grundgebirges: RH–Reno-Herzynische Zone, NPZ–Nördliche Phyllit Zone, MGCH–Mittel Deutsche Kristallinschwelle.

Die geophysikalischen Untersuchungen der anomalen Laufzeitgeschwindigkeiten im Mantel unter dem Vogelsberg zeigen unterschiedliche Ergebnisse. Während die ältere Arbeit von Goes et al. (1999) unter Eifel und Vogelsberg in 100 km Tiefe ein größeres Gebiet mit Abweichungen der P-Wellengeschwindigkeiten bis zu -2 % darstellt, liegen die Abweichungen von Koulakov et al. (2009) in gleicher Tiefe bei geringeren Prozentzahlen. Keyser et al. (2002) ermittelten im Rahmen des Eifel-Plume Projektes in einem Tiefenabschnitt von 100 – 170 km Abweichungen der S-Wellengeschwindigkeit von etwas unter -1 %, in einem Bereich, der nordwestlich an den Vogelsberg angrenzt (Abb. 6.2). Allerdings sind die Angaben aufgrund geringerer Stationsdichten mit einem größeren Fehler behaftet. In der jüngsten Arbeit, die auch den Vogelsbergbereich erfasst, zeigen vertikal polarisierte Scherwellen nur im Tiefenabschnitt von 275 km Geschwindigkeitsabnahmen, die in einer Größenordnung von bis zu -3 % liegen (Zhu et al. 2012). Zusätzlich liegen hier leicht erhöhte R/Ra- Werte vor, die Mantelhelium anzeigen (s. Kap. 7).

Die Daten der geophysikalischen Untersuchungen lassen keine Aussagen über eine hohe Wahrscheinlichkeit künftiger Vulkaneruptionen zu. Für die Einschätzung einer geringen Wahrscheinlichkeit sprechen die Ergebnisse der älteren geophysikalischen Untersuchungen, wobei bei diesen der Bereich mit der deutlichsten Mantelanomalie nicht direkt unter dem Vogelsberg verortet ist, sondern weiter im Nordwesten liegt (Keyser et al., 2002). Die Region ist in der Arbeit von Koulakov et al. (2009) als Randzone einer stärkeren Anomalie, die südlich anschließt, dargestellt. Daten über Heliumisotope der Mineralwässer liegen für diesen Bereich nicht vor. Ein Eintrag von Mantelhelium, wie in den östlich benachbarten Quellen in Richtung Vogelsberg, wird vermutet. Für eine weitergehende Spezifizierung müssten entsprechende Analysen in Betracht gezogen werden. Aus dem Gesamtzusammenhang heraus ist ein Gebiet mit geringer Wahrscheinlichkeit für eine künftige vulkanische Aktivität festgelegt worden, die einen Bereich nördlich des Vogelsbergs und des Westerwaldes umfasst (Abb. 12.5, Linie 5).

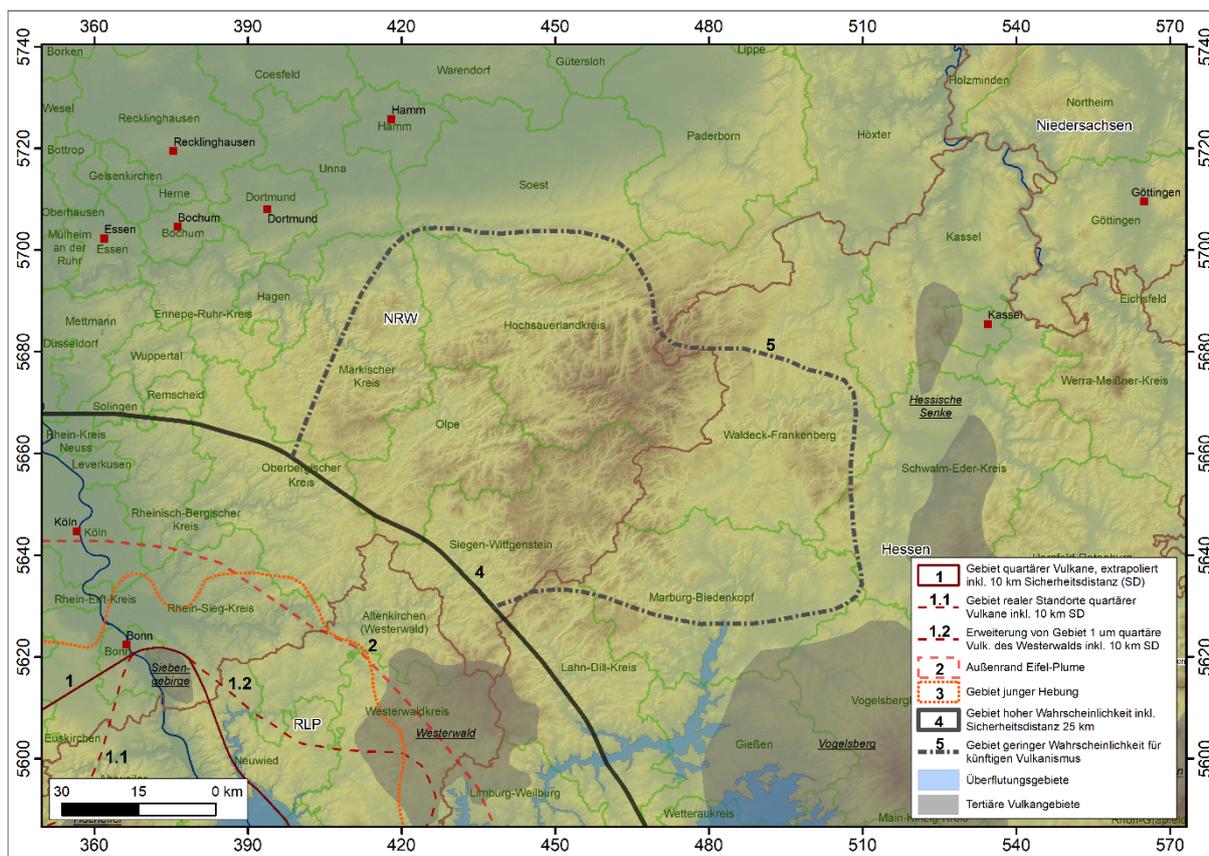


Abb. 12.5 Lage der Mantelanomalie (Oberflächenprojektion, gestrichelte Linie 5) nach Keyser et al. (2002) in einer Tiefe zwischen 100 und 170 km mit geringer Abnahme der Scherwellengeschwindigkeit nordwestlich der Vogelsbergregion bzw. nördlich des Westerwaldes und westlich der Hessischen Senke (Ausschnitt aus Abb. 10.1). Die Region ist auch in der Arbeit von Koulakov et al. (2009) als Randzone einer stärkeren Anomalie, die südlich anschließt, dargestellt. Hierfür wird eine geringe Wahrscheinlichkeit einer künftigen vulkanischen Aktivität angenommen. Nach Zhu et al. (2012) besteht in dieser Region erst in 270 km Tiefe eine Mantelanomalie, die dafür aber umfassender ist, als die von Keyser et al. (2002, Bildausschnitt Linie 5). Aufgrund der großen Tiefe wird die Anomalie von Zhu et al. (2012) nicht für eine Gefährdungsabschätzung herangezogen. Daten über Heliumisotope der Mineralwässer liegen nicht vor und müssten für eine weitere Spezifizierung hinzugezogen werden.

12.4 Hessische Senke

Nördlich des Vogelsberges treten teils isolierte, teils in kleineren Feldern zusammenhängende Vulkane auf (Abb. 12.4 a), die als Erosionsreste größerer Stratovulkane, Gänge und Lavaströme im Gelände in Erscheinung treten. Mehr als 500 Eruptionsschlote konnten für die Hessische Senke identifiziert werden (Wedepohl, 1985). Durch Hebungsprozesse bedingt, ist ein Großteil der ehemals von Vulkaniten bedeckten Fläche bereits erodiert. Trotzdem nehmen die Vorkommen zusammen mit 5.200 km² mehr als die doppelte Fläche von der des Vogelsberges ein. Die vulkanische Aktivität in der Hessischen Senke begann vor ca. 20 Ma mit Quarz-führenden Tholeiiten, die in der Hochzeit der Aktivität vor 13 – 14 Ma zu Alkaliolivin-Basalten wechselte und schließlich vor 7 Ma mit Nephelin-Basaniten und Olivin-Basaniten endete (Wedepohl, 1985, 1987). Die Genese der Vulkanite in der Hessischen Senke kann direkt mit der des Vogelsberges verglichen werden, da in beiden Gebieten tholeiitische Magmen aufgestiegen sind, die in den benachbarten Vulkanfeldern fehlen. Auffällig ist eine fast Nord-Süd – Ausrichtung dieser Vorkommen, die sich nach Süden in den Vogelsberg fortsetzt. Von Bedeutung ist ein Hinweis von Wedepohl (1987) und Harmon et al. (1987) auf die Zufuhr fluider Phasen relativ kurz vor der Bildung der Magmen, wie Spurenelement- und Isotopenanalysen ergaben. Vermutlich aufgrund geringerer Volumina der gefördertten Magmen, die über eine größere Fläche

verteilt sind, ist es in der Hessischen Senke nicht zur Entwicklung höher differenzierter Magmen gekommen. Phonolithische oder trachytische Vulkanite fehlen (Wedepohl, 1983, 1985).

Für die Hessische Senke gelten die gleichen Aussagen hinsichtlich einer zukünftigen vulkanischen Gefährdung, wie für den Vogelsberg.

12.5 Rhön Vulkanfeld

Das tertiäre Vulkanfeld der Rhön (Abb. 12.6) überdeckt eine Fläche von ca. 1500 km², innerhalb derer neben Nepheliniten, Basaniten, Alkalibasalten und tholeiitische Laven Trachyte und phonolithische Gesteine auftreten (Ehrenberg, 1994; Jung & Hoernes, 2000; Meyer et al., 2002). Sie gliedert sich mit der Kuppenrhön und der Langen Rhön in zwei unterschiedliche Gebietstypen, die im Rahmen einer postvulkanischen Schollen-Tektonik unterschiedlich stark erodiert wurden. In der Kuppenrhön sind Reste von Vulkanschloten, Domen und Stöcken trachytischer und tephritischer Zusammensetzung erhalten, die nach Ehrenberg (1994) im Ober-Oligozän bis Unter-Miozän in der Frühphase des Rhön-Vulkanismus gebildet wurden. Sie treten zeitgleich mit Trachyandesiten, Basaniten, „Hornblendebasalten“ und Alkalibasalten auf. In dieser Zeit muss es eine Vielzahl von plinianischen Eruptionen gegeben haben, die durch Reste von verschweißten und unverschweißten Ignimbriten belegt sind. Sie sind neben den differenzierten Vulkaniten Zeugen für Magmakammerprozesse in dieser Zeit. Diese erste Phase, an deren Ende trachytische Vulkankomplexe und plinianische Eruptionen dominierten, wurde durch Hebungsprozesse mit begleitender tiefgreifender Erosion abgelöst. Sie führte zum vollständigen Abtrag der Trachytvulkane an der Oberfläche.

Mit Beginn und während der zweiten Phase (noch im Unter-Miozän) traten dünnflüssige Laven entlang von kilometerlangen Störungszonen aus, die eine Decke von mehreren Hundert Meter Mächtigkeit bildeten. Sie sind in der Langen Rhön durch eine Abfolge alkalibasaltischer Laven erhalten, die heute noch eine bis zu 200 m hohe Geländestufe zum tiefer abgetragenen Vorland bildet. Gegen Ende der vulkanischen Aktivität traten erneut differenzierte Magmen in Form von Nephelin-Phonolithen auf, die in Domen und Gängen erhalten geblieben sind. Sie wurden nachfolgend von Olivin-Nepheliniten und Basaniten, die weitgehend primitiven Ausgangsmagmen entstammten, überdeckt (Ehrenberg (1994).

Für das Alter der Rhönvulkanite wurde von Lippolt (1978, 1982) anhand von 34 datierten Vulkanitproben ein Zeitraum von 26 – 11 Ma vor heute ermittelt. Es wurden Alkalibasalte, Nephelin-Basanite, Nephelinite, Phonolithe und Tephrite beprobt. Neuere Datierungen ergaben ein engeres Fenster von 20 – 18 Ma (Abratis et al., 2007), allerdings nur für 8 Proben (Tholeiite, Alkalibasalte, Basanite, Nephelinit). Eine Probe aus dem nördlichsten Teil des Feldes (Basanit) ergab ein Alter von 29 Ma, das als nicht ausreichend sicher angesehen wird, u.a. weil es zeitlich aus dem Rahmen fällt. Die Vulkanite der älteren Gruppe (nach Ehrenberg, 1994), die u.a. aus Tephriten, Trachyten und Trachybasalten besteht, wurden nicht datiert, sodass keine Aussagen hierzu getroffen werden können. Es ist auf jeden Fall mit einem früheren Beginn der vulkanischen Aktivität zu rechnen, als die neueren Bestimmungen von Abratis et al. (2007) ergeben haben. Jüngere Alter als 18 Ma sind nur durch die Arbeiten von Lippolt (1978, 1982) bislang veröffentlicht, die aber wegen methodischer Probleme aus der Frühzeit der Datierungen überprüft werden müssten. Ein jüngeres Datum von weniger als 10 Ma ist nicht bekannt. Es muss hierbei, wie bei allen datierten Vulkanfeldern, auf eine hohe statistische Unsicherheit hingewiesen werden, die allein aus dem Verhältnis vorhandener Vulkane zu Anzahl der beprobten resultiert. In der Rhön gab es mehr als 500 Eruptionspunkte, sodass die datierten Vulkanite nur einen Prozentsatz im niedrigen einstelligen Bereich repräsentieren. Wie das folgende Beispiel der Heldburger Gangschar belegt (Kap. 12.1.2), ist mit derart geringen Datensätzen leicht eine falsche zeitliche Bewertung des vulkanischen Geschehens möglich. Während Abratis et al. (2015) anhand weniger Datierungen einen Schwerpunkt der Aktivität von 16 – 14 Ma vor heute für die Heldburg

Region angeben, gab es nach Pfänder et al. (2018) vorausgehend einen wesentlich älteren Vulkanismus zwischen 39 und 25 Ma. Dies lässt vermuten, dass mit weiteren Datierungen die zeitliche Spanne der vulkanischen Aktivitäten in der Rhön ebenfalls erweitert wird. Darunter könnte dann auch das Alter von 29 Ma von Abratis et al. (2007) fallen, das bislang als Ausreißer gesehen wird.

Heute existieren nur noch Austritte von CO₂-reichen Wässern, die sich in der Bildung von Sauerlingen (Mineralwässer, Heilquellen) dokumentieren (Rutte, 1992; Rothe, 2005). Daten zu Mantelhelium aus Mineralwässern und Mofettengasen liegen nicht vor.

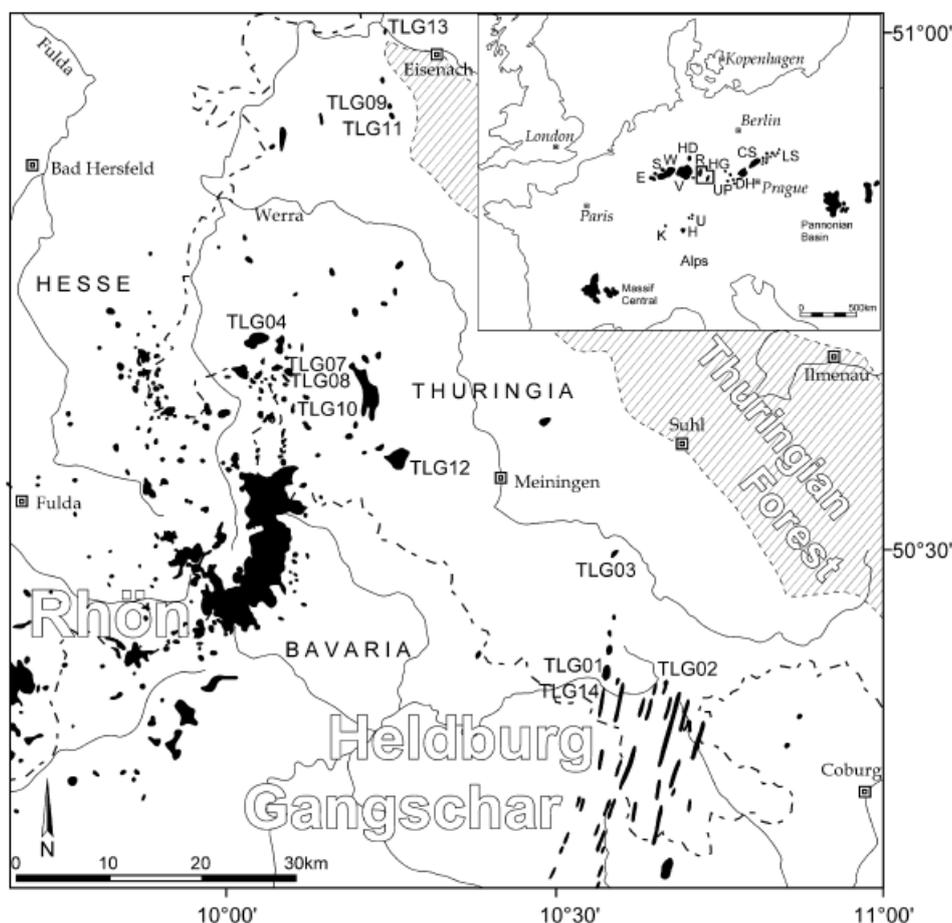


Abb. 12.6 aus Abratis et al. (2007). Vereinfachte geologische Karte der Rhön und Heldburger Gangschar mit Probenahmepunkten der datierten Vulkanite (schwarze Flächen).

Ältere teleseismische Auswertungen der Laufzeiten von Erdbebenwellen zeigen im Übergang vom Rheinischen Schiefergebirge zum Vogland in 100 km Tiefe nur schwache Verringerungen in der Geschwindigkeit der P-Wellen (Goes et al., 1999; Koulakov et al. 2009). Nach Zhu et al. (2012) ist nach teleseismischen Ergebnissen anhand vertikal polarisierter Scherwellen (β_v) unter der Rhön bis in mehr als 200 km Tiefe keine Mantelanomalie entwickelt, aus der die Bildung von Magmen abgeleitet werden könnte. Erst im Bereich von 275 km (Abb. 6.7 c) ist eine stärkere Verringerung der Scherwellengeschwindigkeit beobachtet worden. Aus dieser Tiefe ist innerhalb eines Zeitraumes von 1 Ma kein Aufstieg plumeartigen Mantelmaterials zu erwarten. Es ist somit keine Anbindung einer Mantelaktivität an die tertiären Vulkane mehr vorhanden. Eine Wiederbelebung des Vulkanismus in den kommenden 1 Ma ist nicht wahrscheinlich.

12.6 Heldburger Gangschar

Das Heldburger Vulkanfeld nimmt im Vergleich zu den mitteleuropäischen känozoischen Vulkanfeldern eine besondere Position ein. Es liegt sowohl weit ab vom Riftsystem des Rheingrabens als auch vom Ohře Rift (Eger-Ggraben) in Tschechien. Es besteht aus zahlreichen NNE-SSW-streichenden, Kilometer langen vulkanischen Gängen (Abratis et al., 2010), die tiefere Erosionsanschnitte von Förderspaltan der Vulkane darstellen (Abb. 12, 7, 12.8). Sie erreichen lediglich eine Breite von Dezimeter bis Meter. Nur vereinzelt sind mit Schlotfüllungen, kleinen Lavaseen und Deckenresten größere Vorkommen erhalten. Ein kleines Gangsystem liegt nördlich Gerolzhofen, an das sich nach einer Lücke von ca. 20 km in Richtung Norden das Hauptfeld mit einer Gangschar nördlich Hofheim anschließt (Abb. 12.7). Die Fläche umfasst für das Hauptgebiet zusammen mehr als 1000 km². Werden weit außerhalb liegende Vorkommen wie das Vulkansystem von Oberleinleiter im Südosten und vereinzelt auftretende Schlotfüllungen hinzugenommen, vergrößert sich die Fläche auf mehr als 5000 km².

Die Mehrheit der Vulkanite entstand aus wenig differenzierten, direkt aus dem Erdmantel aufgestiegenen Magmen, die als Olivin-Nephelinite, Basanite und Alkali-Basalte erstarrt sind (Huckenholz & Werner, 1990). Der Phonolith von der Veste Heldburg ist das einzig bekannte höher differenzierte Vorkommen des Heldburger Vulkanfeldes.

Die Heldburger Vulkanite lassen sich in zwei Altersgruppen einteilen. Während Abratis et al. (2015) anhand weniger Daten einen einzigen Schwerpunkt bei etwa 16-14 Ma vor heute sehen, ergaben neuere Altersbestimmungen von Pfänder et al. (2018, Tab. 12.2 und Abb. 12.7) einen weiteren, der den Zeitraum zwischen 38 - 25 Ma umfasst. Die beiden Alters-Cluster lassen sich auch geochemisch deutlich unterscheiden. Die älteren Vulkanite sind durch Nephelinite und Melilithite vertreten, während die jüngere Gruppe aus Alkalibasalten und Basaniten besteht. Durch die hohen Alter wird die fortgeschrittene Erosion verständlich, die die Ursache für die tiefen Anschnitte der Förderspaltan ist. Anhand von in Schlotbrekzien eingeschlossenen jurassischen Sedimentgesteinen lassen sich Abtragungsbeträge von bis zu 600 m nachweisen (Schroeder & Peterek, 2002).

Tab. 12.2 aus Pfänder et al. (2018): 40Ar/39Ar Gesamtgesteinsalter von der Heldburger Gangschar. Empfohlene Altersangaben sind fett, kritische Daten kursiv gedruckt. WPA: weighed plateau age, IIA: inverse isochron age. Fehlerangaben betr. 1σ.

Sample	Location	Exp.-No.	WPA [Ma]	MSWD	Steps	[%] ³⁹ Ar	IIA [Ma]	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) _i
S097511	Schwanhausen	3025	–	–	–	–	–	–
S097512	Schwanhausen	2764	–	–	–	–	33.1 ± 0.6	294.0 ± 1.7
S097513	Zimmerau	3029	–	–	–	–	29.9 ± 1.8	297.0 ± 3.6
S097514	Zimmerau	2780	–	–	–	–	37.1 ± 3.2	293.9 ± 2.6
S097515	Schwanhausen	2843	29.5 ± 0.2	0.6	17–20	35.2	28.9 ± 2.0	297.3 ± 5.2
S097519	Nassach	3042	38.0 ± 0.2	1.0	13–19	32.0	37.5 ± 1.1	373.1 ± 6.4
S107045	Wolfshügel	2807	25.4 ± 0.4	0.6	7–20	89.1	25.1 ± 2.3	298.9 ± 1.5
S107046	Baunach	2811	30.6 ± 0.3	0.2	17–20	38.8	32.6 ± 4.2	307.3 ± 6.2
S107047	Schweinsaupten	2862	<i>51.9 ± 0.2</i>	7.7	9–10	<i>50.2</i>	33.1 ± 1.5	anchored
S107048	Manau	2815	31.9 ± 0.2	0.4	10–13	30.8	32.0 ± 0.5	295.1 ± 7.8
S107051	Schwanhausen	3010	–	–	–	–	34.5 ± 3.1	298.1 ± 4.7
S107052	Fuchslöcher	2776	33.1 ± 0.2	0.4	7–12	68.3	33.1 ± 0.8	298.3 ± 1.7
S097510	Zimmerau	2839	14.1 ± 0.1	0.61	10–20	52.9	14.0 ± 0.6	296.0 ± 2.0
S097517	Alsleben	2858	17.5 ± 0.2	2.7	16–20	25.4	19.6 ± 3.8	314 ± 16
S107049	Rehsalm	2827	17.7 ± 0.2	0.7	15–20	26.6	18.1 ± 1.0	295.0 ± 1.2
S107050	Langer Grund	2799	14.8 ± 0.1	0.5	9–18	42.5	15.3 ± 0.6	294.1 ± 1.9
S107053	Vocawind	2831	15.1 ± 0.1	0.1	16–18	33.3	15.2 ± 0.9	295.0 ± 7.5
S107054	Zeilberg	2803	13.1 ± 0.2	0.2	8–12	25.1	12.9 ± 0.9	295.8 ± 1.1
S107055	Bramberg	2753	–	–	–	–	17.1 ± 0.5	292.5 ± 1.3

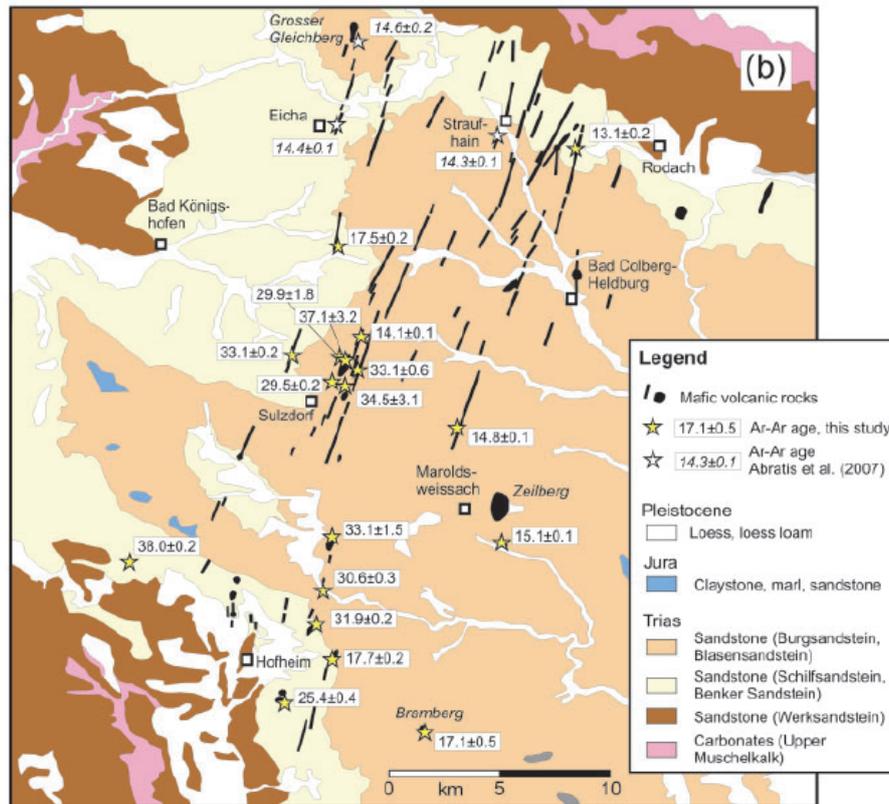


Abb. 12.7 aus Pfänder et al. (2018): Geologische Karte des Heldburger Gangschar Gebietes mit Altersangaben der beprobten Vulkanite von Pfänder et al. (2018, gelbe Sterne) und Abratis et al. (2007, weiße Sterne). Kartengrundlage: Geologische Übersichtskarte 1: 200 000, CC 6326, Bamberg, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, Bundesrepublik Deutschland, 1994).

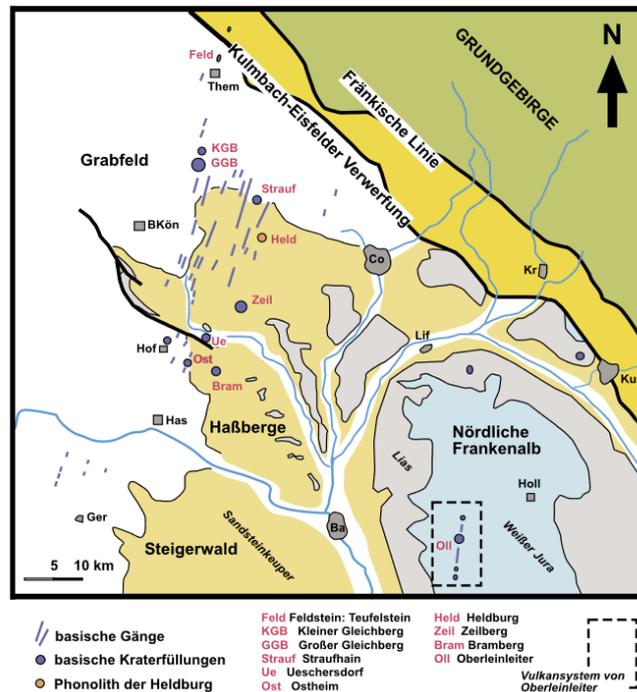


Abb. 12.8 aus Hofbauer (2008): Geol. Karte des Heldburg Vulkanfeldes mit Lage des Oberleinleiter Ganges (OLL)

Wie schon für die Rhön beschrieben zeigen die teleseismischen Auswertungen der Laufzeiten von Erdbebenwellen im Übergang vom Rheinischen Schiefergebirge zum Vogtland in 100 km Tiefe nur schwache Verringerungen in der Geschwindigkeit der P-Wellen. Gasgeochemische Analysen, die Aussagen über einen Eintrag von Mantelhelium in Mofettengase erlauben würden, liegen nicht vor. Es gibt keine Hinweise, die für ein Wiederaufleben des Vulkanismus in dieser Region im Laufe der nächsten 1 Ma Jahre sprechen.

12.7 Region Egergraben: Oberpfalz / Osterzgebirge / Lausitz

Das Egerbecken wurde in Zusammenhang mit der Existenz des quartären Vulkanismus im Vogtland behandelt. Der Schwerpunkt der känozoischen vulkanischen Aktivität im Osten des Europäischen Känozoischen Riftsystems (eng. abgek. ECRIS) liegt in Tschechien, im Egergraben und seinen Randbereichen und spielt bei der Gefährdungsabschätzung aufgrund der größeren Distanz zu möglichen Endlagerstandorten in Deutschland überwiegend keine Rolle. Nur einige Ausläufer der Vulkanfelder reichen bis in das Osterzgebirge und die Lausitz und sind entsprechend zu betrachten. Gleiches gilt für die basaltischen Vulkane der Oberpfalz, die als westliche Ausläufer des tertiären Eger Rift Vulkanismus gesehen werden.

Für die Eger Rift bezogenen Vulkangebiete wird eine Zufuhr der Magmen aus dem sublithosphärischen Mantel angenommen. Die entsprechende Mantelquelle ist vergleichbar mit denen anderer Provinzen des ECRIS, die alle einem Europäischen Asthenosphären Reservoir zugeordnet werden. Im Eger Rift sind die mit am stärksten verarmten Vulkanite des Europäischen Riftsystems vertreten (Ulrych et al., 2016). Neben Alkalibasalten und Basaniten gibt es Melilitite, ultramafische Lamprophyre und Karbonatite, sowie Phonolite und Trachyte (Brandl et al., 2015). Wie in Kap. 11.7 ausgeführt, unterscheiden Ulrych et al. (2011) drei Hauptphasen, die die magmatische Entwicklung des Eger Rifts charakterisieren, eine Prä-Rift Phase (79–49 Ma), eine Syn-Rift Phase (42–16 Ma), und die Spätphase, in die auch der quartäre Vulkanismus fällt (16–0.3 Ma). Die Spätphase lässt sich wiederum in drei unabhängige Episoden unterteilen (Tab. 12.3). Jede Phase und Episode war mit einer charakteristischen Spannungssituation in der Kruste verbunden.

Tab. 12.3 aus Ulrych et al. (2011): Geologische und petrologische Charakteristika der spät-kretazischen und känozoischen Vulkanite des Böhmisches Massifs

von Vulkanismus	Stratigraphische Position	Alter (Ma)	Regime	Gesteinsserien	Vorkommen
Prä-rift	Späte Kreide bis mittleres Eozän	79–49	Kompression	Melilit-Lamprophyr – Ol.-Melilit/Ol.-Nephelinit	Schultern des Ohře Rift, Ohře Rift (stark differenzierte
Syn-rift	Mittleres Eozän bis mittleres Miozän Mittleres Miozän bis spätes	42–16	Extension	Ol.-Nephelinit/Basanit – Trachyt. Nephelinit/Tephrit – Phonolit	Serien), Krušné hory Mts (Erzgebirge)., Labe–Odra Zone
Spät-rift	Pleistozän	16–0.26		Trachybasalt – Trachyt – Rhyolit	
Episode 1	Mittleres Miozän bis spätes Miozän	16–6	Kompression	Nephelinit – Tephrit/Basanit; Picrobasalt	Ohře Rift, Cheb–Domažlice Graben (differenzierte Serien) Cheb–Domažlice Graben,
Episode 2	Spätes Miozän bis frühes Pleistozän Frühes Pleistozän bis spätes	6–0.9	Extension	Tephrit/Basanit. Picrobasalt/Ol. Basalt	Labe–Odra Zone (N Böhmen, N Moravia, Silesia) Ohře Rift, Cheb–Domažlice
Episode 3	Pleistozän	0.9–0.26	Kompression	Ol.-Nephelinit – Ol.-Melilitit	Graben Kreuzung (W Böhmen)

In den Abbildungen 12.9 a/b ist die Verbreitung der känozoischen Vulkangebiete östlich der Heldburger Gangschar mit den für das Tertiär zu berücksichtigenden Gebieten Oberfranken/Oberpfalz (1 in Abb. 12.9a) Erzgebirge/Elbezone (3, auf der NW-Grabenschulter des Egergrabens) und Oberlausitz (4) dargestellt. Im Gebiet 3 liegen die Vulkane Aschehübel und Sauhügel (Abb. 12.12) mit einem Alter von jeweils unter 10 Ma. Wie im ersten Absatz von Kap. 12 ausgeführt, sollten hier für eine sichere zeitliche Einordnung, falls erforderlich, neue Datierungen erfolgen, da die älteren Daten mit methodischen Fehlern belastet sein können.

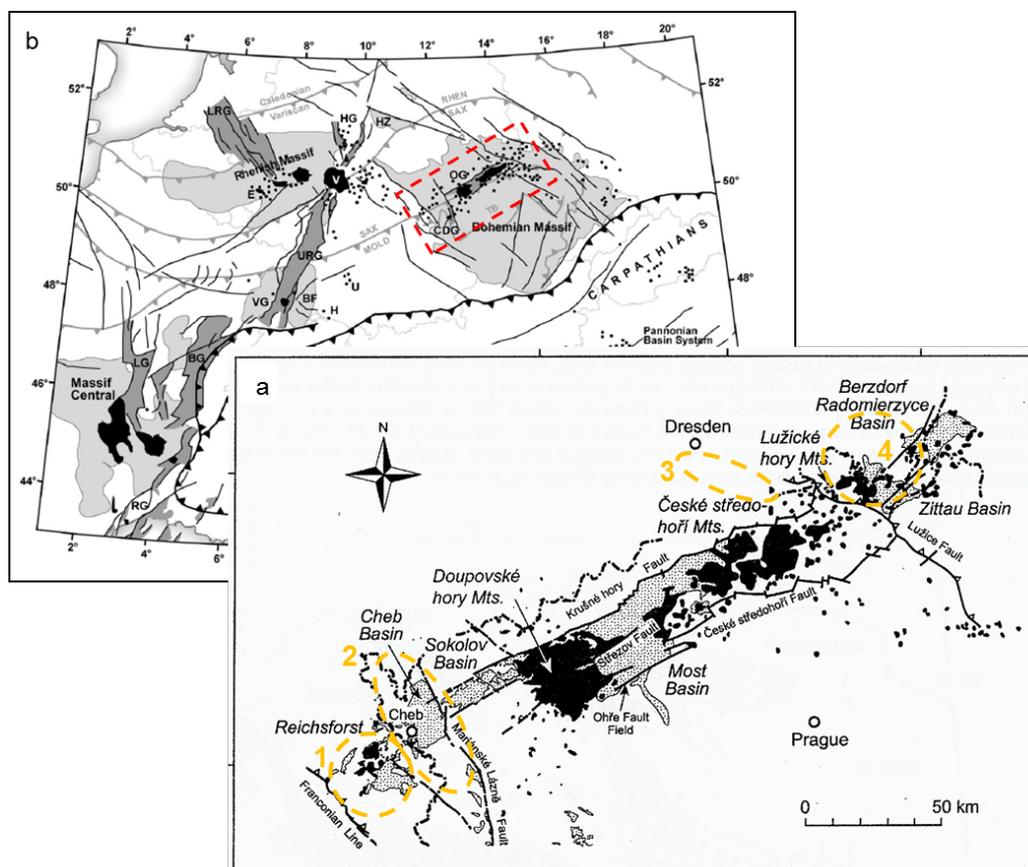


Abb. 12.9 aus Adamovič & Ulrych (2002): **a** - Gliederung der Eger- (Ohře)-Rift-Region. Betrachtete Gebiete (gelb): 1- Oberfranken/Oberpfalz, (2- Cheb-Becken, s. Kap. 11), 3- Osterzgebirge / Elbtalzone, 4- Lausitz. **b** - Übersicht zum Europäischen Känozoischen Riftsystem (ECRIS, aus Ulrych et al. 2011); rot umgrenzt ist das Gebiet von **a** (CDG- Cheb-Domažlice-Graben, OG- Ohře-Rift-Graben).

12.7.1 Oberpfalz / Südwestliches Eger Rift

Die Vulkane der Oberpfalz und des östlichen Oberfranken (Bayerische Eger Rift Region) stehen in der westlichsten Fortsetzung des känozoischen Eger Rift Vulkanismus, ohne dass sich in diesem Gebiet die Riftstruktur als Graben zeigt (Abb. 12.10). Das Gebiet wird aber von der Fortsetzung der ENE-WSW streichenden Störungen, die das Eger-Rift begrenzen, eingerahmt (Schröder & Peterek, 2001; Kämpf et al., 2005b). Die Störungen sind durch Quell- und Gasaktivitäten etwa auf den Linien Hohenberg – Bad Alexandersbad im NW (Verlängerung des Erzgebirgsabbruchs) und (Mytina/Neualbenreuth –) Kondrau – Wiesau im SE dokumentiert (Weinlich 2003b). Die Quellen von Kondrau und Wiesau liegen vermutlich auf Migrationsbahnen, die zu einer Störungsfläche in der Verlängerung der Leitmeritzer (Litoměřice) Tiefenstörung gehören (Weinlich et al. 2003a, 2003b).

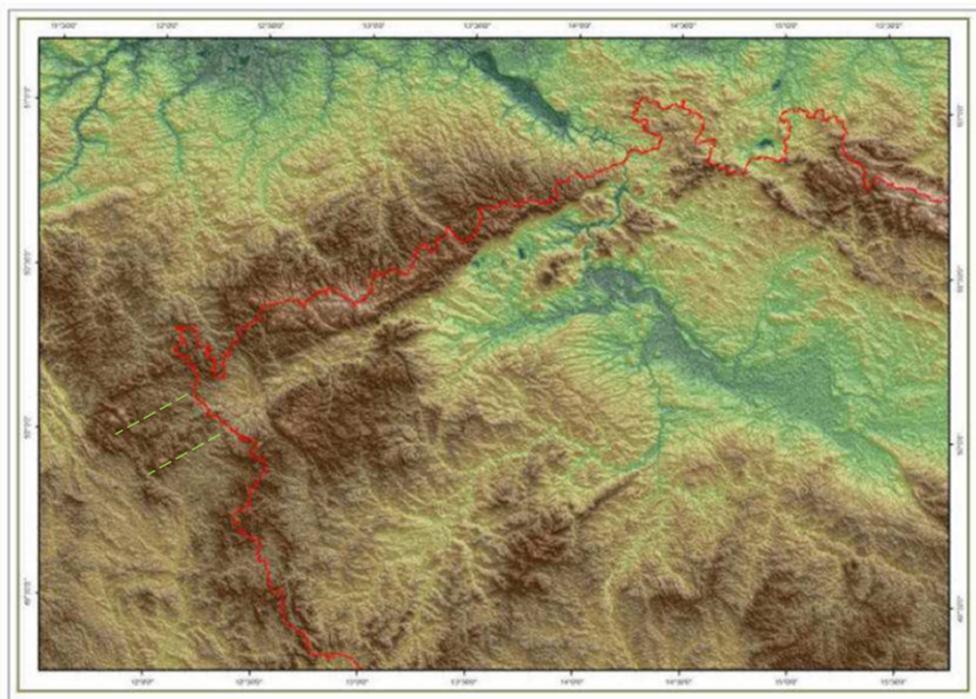


Abb. 12.10 aus Šnellerová (2011): Digitales Höhenmodell des Eger Rifts in NW Tschechien (Staatsgrenze in Rot zum Vergleich s. Abb. 12.9a). Während sich der Egergraben und das Egerbecken durch hellere Farbtöne von den höheren Gebieten im dunkleren Braun abgrenzen, ist die Extrapolation des Eger Rifts nach SW (gestrichelte Linien) über die Grenze hinweg nach Deutschland nicht mehr als morphologische Depression erkennbar. Das Original basiert auf Daten des SRTM (<http://srtm.csi.cgiar.org/>) zusammengestellt in ArcMap 9.2 R. Grygar.

Im Westen endet die Bayerische Eger Rift Region im Bereich des Fränkischen Lineamentes, im Osten nahe der Tschechischen Grenze. Sie ist in ein komplexes System aus herausgehobenen Blöcken und abgesunkenen Becken gegliedert (Peterek, 2007). Die tertiären Vulkanite wurden mehrfach datiert. Die mit neueren Methoden gewonnenen Alter liegen zwischen 29-14 Ma (Rohrmüller et al., 2005; Abb. 12.11, Tab. 12.4). Es handelt sich um Alkalibasalte, Basanite und Nephelinite, die als Kuppen der Schlot- und Spaltenfüllungen vorliegen. Reste von Lavadecken und Pyroklastika sind selten aufgeschlossen.

Wie auch für die Rhön und das Heldburger Vulkanfeld beschrieben zeigen die teleseismischen Auswertungen der Laufzeiten von Erdbebenwellen in dieser Region in 100 km Tiefe nur schwache Verringerungen in den Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen. Die stärksten Abweichungen zeigen Untersuchungen von Koulakov et al. (2009) für den Tiefenbereich von 100 km. In der neueren Arbeit von Zhu et al. (2012) sind die Anomalien in 75 km und 175 km nur schwach ausgeprägt, sodass hier eine geringe Wahrscheinlichkeit für eine Abtrennung von eruptierbaren Magmen besteht. Gasgeochemische Analysen über die Konzentration von Mantelhelium in Mofetten und Mineralbrunnen liegen nicht vor. Östlich des Vulkanfeldes fand Anfang der 90er Jahre ein Schwarmbeben mit einer relativ geringen Anzahl schwacher Beben statt (s. Kap. 11.8). Es wird in Zusammenhang mit dem quartären Vulkanismus des Vogtlands gesehen und als ein Bezugspunkt für das Vogtlandgebiet mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit definiert. Der hieraus abgeleitete Verlauf der begrenzenden Linie umschließt ein Gebiet im Westen, in dem auch die Vulkane der Oberpfalz liegen (Abb. 11.23). Da es keine Hinweise für ein Wiederaufleben des Vulkanismus im Laufe der nächsten 1 Ma Jahre in dieser Region mit Bezug zur tertiären Entwicklung gibt, findet das Vulkanfeld der Oberpfalz entsprechend keine Berücksichtigung bei der Festlegung des Gebietes mit einer Wahrscheinlichkeit für künftigen Vulkanismus.

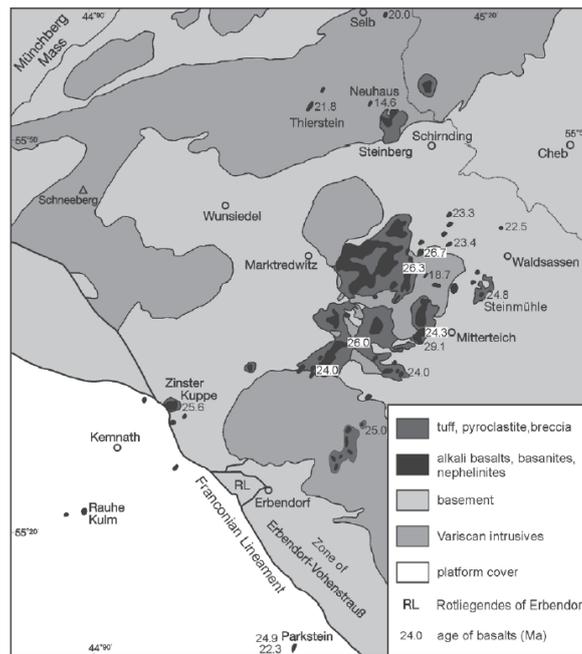


Abb. 12.11 aus Kämpf et al. (2005): Verbreitung tertiärer Vulkanite in der nördlichen Oberpfalz mit neuen Altersdaten der basaltischen Gesteine (Rohrmüller et al., 2005).

Tab. 12.4 aus Rohrmüller et al., (2005): Altersdaten der tertiären Vulkanite im östlichen Oberfranken (östl. Fichtelgebirge und Vorland) und in der angrenzenden nördlichen Oberpfalz.

Locality	Topographic map Gauss-Krüger coordinates	Age in million years (Ma) (K-Ar, HORN & ROHRMÜLLER)
Längenau abandoned quarry	GK 5839 Schönberg R:451382 H:556026	20.0 ± 1.0
Thierstein sports grounds	GK 5839 Schönberg R:450724 H:555195	21.8 ± 0.8
Neuhaus a.d. Eger abandoned quarry	GK 5839 Schönberg R:451164 H:555265	14.6 ± 0.6
Grünmühle abandoned quarry	GK 5939 Waldsassen R:451761 H:554419	23.3 ± 0.9
Konnsberg, Konnersreuth abandoned quarry	GK 5939 Waldsassen R:451800 H:554180	23.4 ± 0.8
Kappel, S Münchenreuth abandoned quarry	GK 5939 Waldsassen R:452112 H:554352	22.5 ± 0.8
Zinster Kuppe quarry	GK 6037 Ebnath R:449610 H:552939	25.6 ± 1.0
Plößberg abandoned quarry	GK 6038 Waldershof R:450737 H:553197	24.0 ± 1.2
Sattlerin, scientific drill-hole core-depth 21.4 m	GK 6038 Waldershof R:450964 H:553412	26.0 ± 1.2
Steinmühle abandoned quarry	GK 6039 Mitterteich R:452014 H:553830	24.8 ± 1.0
Hirschentanz, quarry I: vertical columns	GK 6039 Mitterteich R:451446 H:553938	26.3 ± 0.8
Hirschentanz, quarry II: small subhoriz. columns	GK 6039 Mitterteich R:451446 H:553938	26.7 ± 0.8
Suhllache abandoned quarry	GK 6039 Mitterteich R:451591 H:553956	18.7 ± 1.9
Oberteich 1, scientific drill-hole core-depth 101 m	GK 6039 Mitterteich R:451507 H:553397	29.1 ± 1.4
Oberteich 2, scientific drill-hole core-depth 7 m	GK 6039 Mitterteich R:451509 H:553444	24.3 ± 1.2
Triebendorf abandoned quarry	GK 6039 Mitterteich R:451285 H:553216	24.0 ± 0.8
Passbühl, Muckenthal rock	GK 6138 Erbendorf R:451071 H:552796	25.0 ± 0.8
Bayerhof, Siegritz, "Altes Schloß"	GK 6138 Erbendorf R:450679 H:552554	22.5 ± 0.8
Parkstein 1, west horizontal columns	GK 6238 Parkstein R:450513 H:551048	24.9 ± 1.0
Parkstein 2, centre "Meiler"	GK 6238 Parkstein R:450517 H:551050	22.3 ± 0.9

12.7.2 Osterzgebirge /Lausitz

Die tertiären Vulkane der Lausitz werden als eigenständiges Feld betrachtet (Abb. 12.12), obwohl sie an die Felder des Eger Rifts anschließen und mit einem Altersspektrum von 35 bis 27 Ma zu der durch Extension geprägten Syn-Rift Phase gehören. Im gleichen Zeitraum waren einzelne Vulkane im Osterzgebirge aktiv, von denen einige jüngere der kompressiven Episode der dritten Phase der Riftentwicklung zugeordnet werden können. Sie befinden sich südwestlich Dresden am Rand zur Elbtalzone (Basaltoid-Vorkommen Ascherhübel, 9,4 Ma und Landberg, 11,3 Ma; Pfeiffer et al., 1984; Kaiser & Pilot, 1986), sowie südöstlich Dresden, direkt an der tschechischen Grenze (Sauhügel, 8,3 Ma; Kaiser & Pilot, 1986; Abb. 12.13).

Die sächsischen Vulkane des Erzgebirges und der Lausitz (inklusive des angrenzenden Gebiets in SW Polen) bilden typische kontinentale Intraplattenvulkane mit einem bimodalen Chemismus (basaltisch und phonolithisch). Bei den basaltischen Eruptiva treten überwiegend Basanite und Tephrite auf, untergeordnet auch Nephelinite. Die basaltischen Eruptionen bildeten in den meisten Fällen Schlackenkegelvulkane, seltener erloschen die Aktivitäten bereits im Maarstadium. Letztere sind aufgrund ihres hohen geologischen Alters vollständig verfüllt und sind daher landschaftlich an der Erdoberfläche nicht sichtbar. Die sächsischen Maare sind nur aus Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen (Kleinsaubernitz, Baruth) bekannt (Lindner et al., 2006), lediglich aus dem Steinbruch Hammerunterwiesental im Erzgebirge existiert ein Übertageaufschluss. Von den Schlackenkegelvulkanen treten besonders die massiven Schlotfüllungen in der Landschaft in Erscheinung. Sie entsprechen den tieferen Zonen der Schlotte, in denen basaltische Schmelzen stecken geblieben sind und erstarrten. In Abb. 12.13 sind zwei rote Kreise eingezeichnet, die die Vulkane Ascherhübel und Sauhügel umgrenzen, die mit jeweils unter 10 Ma als einzige dieser Gruppe als potentielle Gefährdungszonen in Betracht gezogen werden könnten.

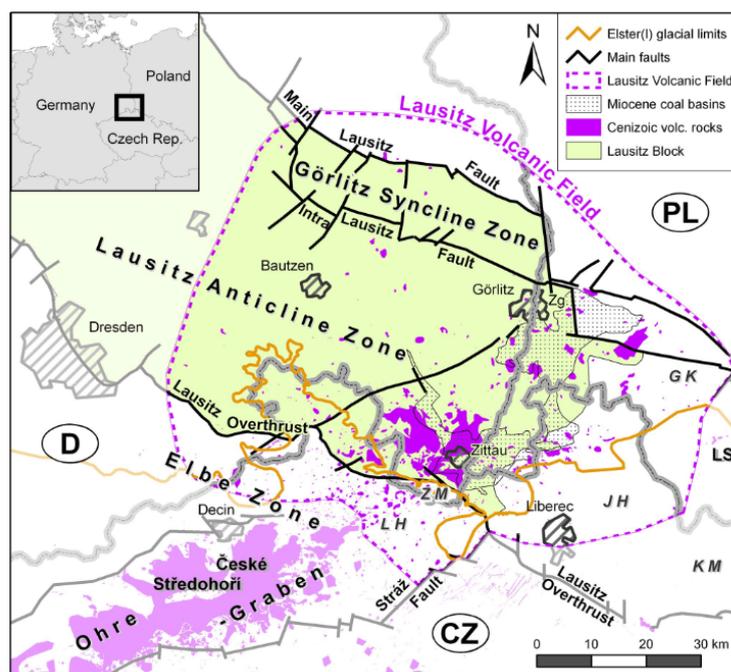


Abb. 12.12 aus Büchner et al. (2015): Vulkangebiet der Lausitz mit Darstellung der regionalen Tektonik im östlichen Teil des europäischen Vulkangürtels. GK: Góry Kaczawskie, JH: Jizerské hory, KM: Krkonoše Mountains, LH: Lužické hory, LS: Lower Silesia Vulkangebiet, Zg: Zgorzelec, ZM: Zittau Mountains. Elster(I) Vereisungsgrenze nach Badura & Przybylski (2002) und Višek & Nývlt (2006).

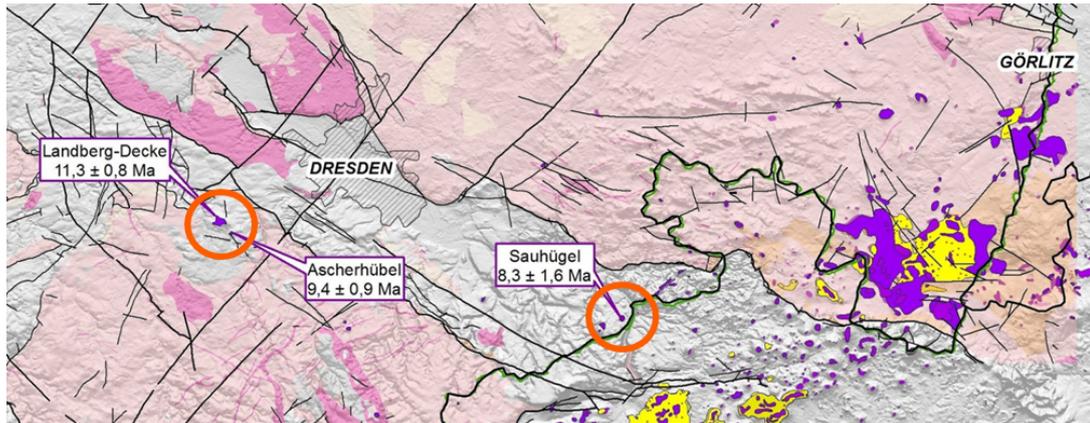


Abb. 12.13 Ausschnitt aus der geologischen Karte von Sachsen (LfULG, 2012/13); rot umkreist **durch die Verfasser** die beiden Vorkommen Ascherhübel und Sauhügel

Die seismologischen Untersuchungen des Mantels bieten keine Hinweise auf eine rezente Anomalie in dem östlichsten Teil des Mitteleuropäischen Vulkangürtels, sodass aufgrund des hohen Alters und fehlender weiterer Hinweise (Gasisotopie, Schwarmbeben) eine Gefährdung für die nächsten 1 Ma nicht wahrscheinlich ist.

13. Die südlichen Vulkangebiete

- Urach, Hegau, Kaiserstuhl, Südlicher Schwarzwald, Unterer Neckar -

Die Vulkanfelder und Einzelvulkane in Südwestdeutschland (Abb. 13.1) lassen sich getrennt vom Mitteleuropäischen Vulkangürtel als eine eigenständige Entwicklung beschreiben, die mit einer Kombination aus Prozessen der Alpenorogenese und der Bildung des Oberrheingraben zusammenhängt (s. Kap. 5.1). So wird zum Beispiel die Entstehung der Uracher Melilithite auf ein separates Mantel Reservoir in der Asthenosphäre zurückgeführt (Hoernle et al., 1995; Granet et al., 1995; Hegner et al., 1995). Das Alter der Vulkane liegt, bis auf wenige zu prüfende Ausnahmen für den Hegau, deutlich über 10 Millionen Jahre, sodass die magmatische Entwicklung wie im Fall der nördlichen Vulkanfelder als abgeschlossen gelten kann. Untersuchungsergebnisse, die rezente Mantelanomalien erkennen lassen und leicht erhöhte Mantel-Helium Werte sind demnach auf jüngere Verhältnisse im sich ständig verändernden Mantel zurückzuführen. Die daraus abgeleitete Einschätzung der Wahrscheinlichkeit einer möglichen vulkanischen Aktivität in den nächsten 1 Ma betrifft eine Region in Südwestdeutschland, in der nur das Uracher Vulkanfeld liegt (Abb. 14.1).

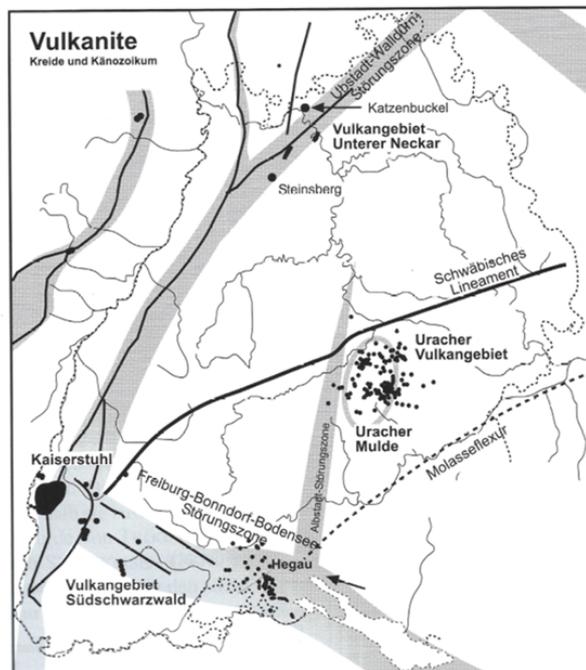


Abb. 13.1 aus Geyer et al. (2011): Lage der Vulkangebiete Baden-Württembergs, Kaiserstuhl, Südschwarzwald, Hegau, Urach und Unterer Neckar

13.1 Vulkanfeld der Schwäbischen Alb – Uracher Vulkangebiet

Das Uracher Vulkanfeld im Gebiet der Mittleren Schwäbischen Alb (Abb. 13.1) nimmt eine Fläche von ca. 1.600 km² ein, auf der mehr als 350 Maar-Diatrem-Vulkane kartiert wurden (Mäussnest, 1974). Sie haben im Miozän (17 – 11 Ma vor heute, Tab. 13.1; Lippolt et al., 1973; Kröcher et al., 2009) die mesozoische Schichtenfolge der Schwäbischen Alb durchschlagen. Meier (1990) weist bereits darauf hin, dass die Hauptaktivitätsphase nicht länger als vermutlich 2 Ma gedauert haben kann. Die neueren Datierungen, die von Kröcher et al. (2009) an Olivin-Melilithen durchgeführt wurden, bestätigen ein sehr enges Zeitfenster, das sich auf eine kurze Spanne 13 Ma vor heute einengen lässt. Lorenz (1986) weist darauf hin, dass die meisten der heute bekannten Vulkane in Tälern liegen, die vermutlich

hydraulisch aktive Bruchzonen darstellen. Er erklärt die Entstehung der Diatrem-Vulkane über phreatomagmatische Prozesse, bei denen olivin-melilithische Magmen (Keller et al., 1990; Wilson & Downes, 2006) während des Aufstieges mit Grundwasser in Kontakt kamen. Die Folge waren thermohydraulische Explosionen, die sich während der Eruptionsphase zur Tiefe verlagerten (s. Kap. 9.1.1). Durch das hohe Alter der Vulkane sind nur noch die tieferen Abschnitte der Diatreme vorhanden, die teilweise nur über geophysikalische Verfahren identifiziert werden konnten. Bei den Vulkaniten handelt es sich um Olivin-Melilithe und Olivin-Nephelinit Melilithe.

Tab. 13.1 Physikalisch bestimmte Alter von Vulkaniten des Urach Vulkangebietes (aus Geyer et al., 2011)

Vorkommen	Alter (Ma)	Stufe	Literatur
Urach			
Buckleter Kapf	(30)	wahrscheinlich verfälscht	Lippolt et al. (1973)
Götzenbrühl	(27)	wahrscheinlich verfälscht	Lippolt et al. (1973)
Sternberg	16	Burdigalium	Lippolt et al. (1973)
Eisenrüttel	16	Burdigalium	Lippolt et al. (1973)
Bölle	16	Burdigalium	Lippolt et al. (1973)
Gelbenhalde	16	Burdigalium	Lippolt et al. (1973)
Dietenbühl	13	Serravalium	Kröchert et al. (2009)
Grabenstetten	11	Tortonium	Lippolt et al. (1973)
Hohenbohl	11	Tortonium	Lippolt et al. (1973)

13.2 Hegau

Westlich des Bodensees liegt das miozäne Vulkanfeld des Hegaus (Abb. 13.1), das die Reste von mehr als 50 ehemaligen Vulkanbauten umfasst. Ursprünglich waren Tuffe mit einer Mächtigkeit von über 100 m verbreitet, von denen nur noch Relikte in von jüngeren Laven und Stöcken geschützten Positionen erhalten geblieben sind (Schreiner, 1992, 2008). Auch zeugen eingeschaltete Tufflagen in der benachbarten Oberen Süßwassermolasse von explosiver Tätigkeit gerade zu Beginn der vulkanischen Entwicklung. Bei den massigen Vulkaniten handelt es sich um Olivin Melilithite und Olivin-Nephelinit Melilithite, die in der gesamten aktiven Zeit von ca. 13 bis ca. 6 Ma gefördert wurden (Tab. 13.2), sowie um Phonolithe (Dunworth & Wilson, 1998). Die Phonolithe bildeten erst in der letzten Phase der vulkanischen Aktivität Stöcke (ca. 8 – 6 Ma¹, Weiskirchner, 1975; Schreiner, 1992), die in die älteren Tuffdecken eingedrungen sind.

Das Vulkanfeld des Hegaus wird häufig mit der besonderen Lage im Kreuzungsbereich von zwei weitreichenden Scherzonen in Verbindung gebracht (Geyer et al., 2011), der Hegau-Albstadt-Scherzone (HASZ) und der Freiburg-Bonndorf-Bodensee Störungszone (FBBSZ). Die HASZ ist sinistral angelegt und verläuft in NNE–SSW Richtung, parallel zum Oberrheingraben. In ihrem Bereich treten die markantesten Vulkanschote des Hegau auf. Die NW–SE verlaufende Freiburg-Bonndorf-Bodensee Störungszone bildet hierzu das konjugierte dextrale Schersystem (Abb. 13.2). Beginnend vom Bodensee setzt sie sich über den Bonndorfer Graben und das Zartener Becken im Südschwarzwald bis zum südlichen Oberrheingraben fort. Die FBBSZ quert hier die östlichen Bruchstrukturen des Oberrheingrabens und verläuft bis zum Vulkankomplex des Kaiserstuhls.

¹ [Daten müssten überprüft werden]

Die tektonischen Strukturen können nicht als Ursache für die Entwicklung des Hegau-Vulkanismus in diesem Raum gelten, der Aufstieg der Magmen und die Richtung der Gänge wurden aber durch das existierende Störungssystem beeinflusst.

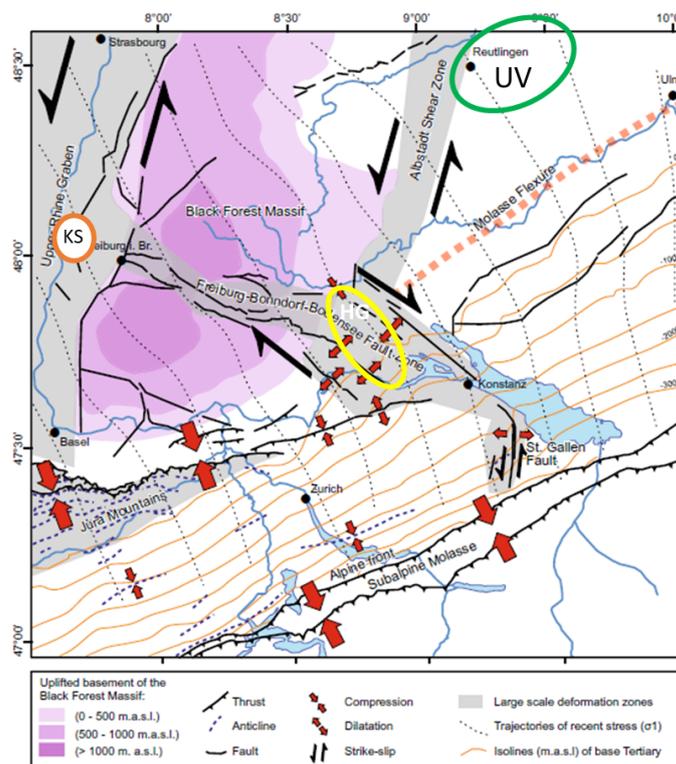


Abb. 13.2 aus Egli et al. (2017). Tektonische Strukturen zwischen Oberrheingraben (ORG) und Bodensee mit sinistralen Seitenverschiebungen im ORG und der Hegau-Albstadt Scherzone (HASZ). Fast rechtwinklig hierzu verläuft die dextrale Freiburg-Bonnendorf-Bodensee Störungszone (FBBSZ). Im Kreuzungsbereich von HASZ und FBBSZ liegt das Vulkanfeld des Hegaus (HG), am nördlichen Teil der HASZ das Uracher Vulkangebiet (UV) und im Übergangsbereich von FBBSZ und ORG der Kaiserstuhl (KS).

Tab. 13.2 Physikalisch bestimmte Alter des Hegau Vulkangebietes (aus Geyer et al., 2011)

Vorkommen	Alter (Ma)	Stufe	Literatur
Hegau			
Hohenkrähen	6,9	Messinimum	Weiskirchner (1972)
Gönnersbohl	8	Tortonium	Weiskirchner (1972)
Wartenberg	8,5	Tortonium	Horn et al. (1972)
Höwenegg	11,8 - 10,8	Serravalium - Tortonium	Weiskirchner (1972), Baranyi et al. (1976)
Höwenegg	12,4 - 9,4	Serravalium - Tortonium	Lippolt et al. (1963), Weiskirchner (1972)
Hohenstoffeln	12,5	Serravalium	Lippolt et al. (1963)
Hohenstoffeln	12,9	Serravalium	Baranyi et al. (1976)

13.3 Kaiserstuhl

Die Vulkanite des Kaiserstuhls wurden im Miozän in einem Zeitraum zwischen $19 \pm 1,8$ bis 15 Ma im südlichen Oberrheingraben gefördert (Tab. 13.3). Sie bedecken eine Fläche von ca. 92 km² (Baranyi et al., 1976; Keller et al., 2002; Wimmenauer, 2003; Kraml et al., 2006; Abb. 13.1). Der durch verschiedene Ausbruchszentren komplex aufgebaute Stratovulkan befindet sich in einer tektonischen Vergitterungszone, die durch die NNE-SSW streichende östliche Hauptabschiebung des ORG und der NW-SE verlaufenden Freiburg-Bonndorf-Bodensee Störungszone gebildet wird. Neben Tuffen und Tuffbrekzien sind Laven aufgeschlossen, die bis zu 10 m Mächtigkeit erreichen können. Es handelt sich hierbei überwiegend um Leucittephrite, Basanite sowie untergeordnet um Olivin-führende Tephrite und Olivin-führende Nephelinite oder phonolithische Nephelinite. In Richtung des inneren Vulkangebäudes häufen sich jüngere Gänge und Stöcke, die die älteren Tuffe und Laven durchschlagen haben. Im Zentrum selbst herrschen gröberkörnige subvulkanische Gesteine vor. Es sind Stöcke und Gänge, die die letzte Aktivitätsphase des Kaiserstuhl-Vulkanismus dokumentieren. Es handelt sich um Essexite, Theralithe und stockförmige Phonolithe. Hinzu kommen Alkalisyenite und grobkörnige Nephelinsyenite, die den plutonischen Gesteinstypen entsprechen. Im zentralen Teil des Vulkankomplexes ist ein Karbonatit aufgedrungen, der für die Mitteleuropäischen Vulkanfelder eine Besonderheit darstellt (Schleicher et al., 1990; Geyer et al., 2011; Ulianov et al., 2007).

Der Vulkanismus des Kaiserstuhl wird mit dem Anstieg der Kruste-Mantelgrenze erklärt, der als Beleg für ein passives Rift gilt. Die Dehnung soll mit der Aktivität der Rhone-Bresse-Oberrhein Störungszone in Zusammenhang stehen, durch die sich ein Mantelkissen unter dem Rift entwickeln konnte (u.a. Illies, 1972). Teleseismische Untersuchungen von Kirschner et al. (2011) im mittleren Teil des ORG ergaben allerdings keinen Nachweis einer entsprechenden Ausbildung des Mantels. Nach Brun et al. (1992) besteht im nördlichen Graben eine Aufwölbung der Moho um bis zu 6 Kilometer. Im südlichen Teil ist die Situation weniger deutlich. Hier wird von einem Ausgleich der Krustenausdünnung durch magmatische Intrusionen ausgegangen (Edel et al., 1975; Thybo & Artemieva, 2013; Abb. 13.3).

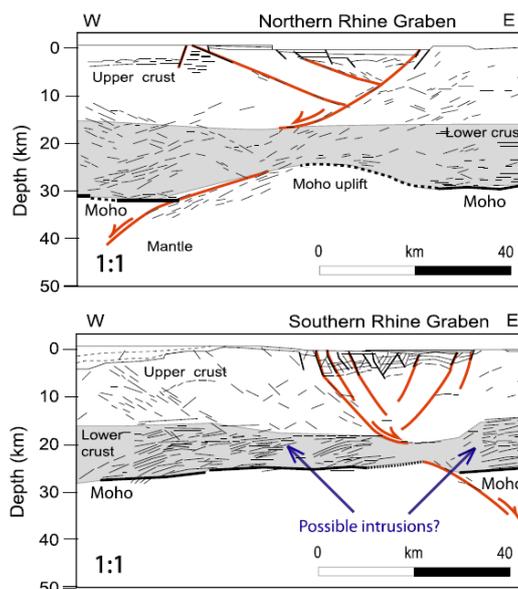


Abb. 13.3 aus Thybo & Artemieva (2013): Seismische E-W Profile des nördlichen und südlichen Oberrheingrabens (nach Brun et al. 1992). Während das nördliche Profil eine deutliche Moho-Aufwölbung unter dem Graben zeigt, ist diese im südlichen Profil nur flach ausgebildet. Das Reflektionsvermögen in der unteren Kruste ist am stärksten im Süden entwickelt, was als Hinweis auf die Existenz von mafischen Sills gesehen werden kann und vermuten lässt, dass es zu einer magmatischen Kompensation im Zuge der Krustenausdünnung gekommen ist. (Interpretation der Strukturen in Rot nach Brun et al., 1992, die der blauen Einträge nach Wenzel & Sandmeier, 1992).

Tab. 13.3 Physikalisch bestimmte Alter von Vulkaniten des Kaiserstuhls (aus Geyer et al., 2011)

Vorkommen	Alter (Ma)	Stufe	Literatur
Kaiserstuhl			
Niederrotweil	15,1	Langhium	Lippolt et al. (1963)
Oberschaffhausen	15,6	Langhium	Lippolt et al. (1963)
Oberbergen	16,1 - 15,7	Langhium	Lippolt et al. (1963)
Bischoffingen	16,2	Langhium	Lippolt et al. (1963)
Limberg	16,2	Langhium	Lippolt et al. (1963)
Oberrotweil	16,2	Langhium	Lippolt et al. (1963)
Limberg	16,5	Burdigalium	Lippolt et al. (1963)
Schelingen	16,6	Burdigalium	Lippolt et al. (1963)
Föhrenberg	16,6	Burdigalium	Kraml et al. (1995)
Niederrotweil	17,2	Burdigalium	Geyer et al. (2011)
Oberbergen	17,3	Burdigalium	Lippolt et al. (1963)
Niederrotweil	17,4	Burdigalium	Lippolt et al. (1963)
Schelingen	17,5	Burdigalium	Kraml et al. (1995)

13.4 Südlicher Schwarzwald

Im südlichen Schwarzwald treten zwischen Kaiserstuhl und Hegau eine größere Zahl von solitären Vulkanen auf (Abb. 13.1), deren Alter vom Apt und der Oberkreide bis in das Miozän streuen (Tab. 13.4). Zu ihnen gehören weitere Vorkommen in der Vorbergzone und der Freiburger Bucht (Baranyi et al., 1976), wobei zusätzliche, bisher nicht entdeckte Vulkane unter den Sedimentschichten des südlichen ORG vermutet werden können. Bei den Vulkanen handelt es sich alters- bzw. erosionsbedingt nur noch um Tuffschlote und Gänge, die die Zufuhrkanäle der Austrittsstellen an der Oberfläche darstellen. Die Gänge bestehen aus melilithführenden Olivin-Nepheliniten. Weiterhin treten Olivin-Nephelinite und ein Lamprophyr mit miozänem Alter auf (Gunzert, 1962). Westlich des ORG existieren in den Vogesen Erosionsreste ehemaliger Vulkane mit gleicher Zusammensetzung und ähnlichen Altern wie im Südschwarzwald (Geyer, 2011). Aus der Verteilung der Vulkane lässt sich eine Entwicklung im Mantel ablesen, die von mehreren Faktoren beeinflusst wurde. Hierzu gehören die tektonischen Prozesse in den Alpen, die Ausbildung der kontinentalen Störungszone vom Rhonegraben über Bressgraben zum Oberrheingraben sowie die Mantelaufwölbung im südlichen ORG, in der die Entwicklung eines passiven Rifts gesehen wird (Wilson & Downes, 2006). Die vulkanische Entwicklung hatte ihren Höhepunkt mit der Förderung der Kaiserstuhl-Vulkanite, nach deren Ende die Aktivität in diesem Raum erlosch. Lediglich im Hegau setzte sie sich in den nachfolgenden ca. 8 – 10 Millionen Jahren fort. Hierbei gilt aber zu beachten, dass die Aussagen und Diskussionen über die Alterstellung der Vulkane in diesem Raum nur als Näherungswerte genommen werden können. Die Altersbestimmungen stammen aus der Anfangszeit der physikalischen Gesteinsdatierung und waren mit größeren Fehlern behaftet. Neue Bestimmungen mit moderneren Verfahren sind hier für weitergehende Betrachtungen wünschenswert.

Tab. 13.4 Physikalisch bestimmte Alter von Vulkaniten des Südschwarzwalds und Kraichgau (aus Geyer et al., 2011)

Vorkommen	Alter (Ma)	Stufe	Literatur
Südschwarzwald			
Uhlberg I	117	Aptium	Baranyi et al. (1976)
Schlauderberghof	88	Coniacium	Baranyi et al. (1976)
Reutebacher Hof	86	Coniacium	Baranyi et al. (1976)
Uhlberg II	83	Campanium	Baranyi et al. (1976)
Attental	81	Campanium	Horn et al. (1972), Lippolt et al. (1974)
Bollschweil	75	Campanium	Baranyi et al. (1976)
St. Georgen	70	Maastrichtium	Horn et al. (1972)
Hirzberg	69	Maastrichtium	Baranyi et al. (1976)
Diesentobel	64	Danium	Baranyi et al. (1976)
Tannengrund	60	Seelandium	Baranyi et al. (1976)
Hinterhauenstein	44	Lutetium	Horn et al. (1972)
Hochkopf	42	Lutetium	Horn et al. (1972), Lippolt et al. (1974)
Joostal	33	Rupelium	Baranyi et al. (1976)
Langental	31	Rupelium	Baranyi et al. (1976)
Durenbachtal	18	Burdigalium	Baranyi et al. (1976)
Mahlberg bei Lahr	16	Burdigalium	Lippolt et al. (1963), (1974)
Kraichgau			
Katzenbuckel	68 - 70	Maastrichtium	Schmitt et al. (2007)
Neckarbischofsheim	65	Maastrichtium - Danium	Horn et al. (1972)
Neckarelz	60	Seelandium	Horn et al. (1972)
Steinsberg	>55	(Paleozän ?)	Horn et al. (1972)

13.5 Unterer Neckar/nördlicher Kraichgau

Eine mit dem Südschwarzwald/Kaiserstuhl ähnliche Situation liegt für den nördlichen Teil des ORG auf der Höhe von Heidelberg vor (Abb.13.1). Im Gebiet des unteren Neckars befinden sich im nördlichen Kraichgau und südlichen Odenwald vier Vulkane, deren Alter mit 70 bis > 55 Ma in die Zeit Maastrichtium/Paläozän fällt (Tab. 13.4). Der bekannteste Vulkan dieser Gruppe ist der Katzenbuckel, der eine phononephelinitische Schlotfüllung besitzt. Eine nachfolgende Stockintrusion ist durch ein plutonisches Gefüge geprägt, die in der Zusammensetzung einem Melteigit entspricht. Zwei weitere Vulkane sind Hauyn-führende Nephelinite und der jüngste (Steinsberg) ist ein Basanit. Wie im südlichen ORG gibt es auf der Westseite des Grabens, bei Forst an der Weinstraße, ebenfalls ein Vulkanvorkommen, das in die gleiche Bildungsphase wie die östlichen Vorkommen gehört. Es ist der Pechsteinkopf, ein Olivinnephelinit, der zum Gebirgszug der Haardt am Ostrand des Pfälzerwaldes gehört. Weiterhin ist die tektonische Situation mit der des ORG im Freiburger Raum vergleichbar. Im so genannten „Heidelberger Loch“ ist mit seismischen Verfahren die mächtigste Abfolge an quartären und pliozänen Sedimenten des gesamten Oberrheingrabens nachgewiesen worden. Seit Jungtertiär (Hottenrott, 1988) sind vermutlich in einem pull-apart Becken ca. 1.000 Meter Sediment akkumuliert worden. Es handelt sich hier wie im südlichen ORG um eine lokal starke Dehnung der Kruste, die auf eine insgesamt für den Grabenbereich reduzierte Krustenmächtigkeit trifft. Die Gesamtmächtigkeit der Sedimente beträgt mehr als 3.000 m. Allerdings ist die Entwicklung (eines passiven Rifts) im Norden nicht so weit fortgeschritten, wie im südlichen ORG. Einerseits sind die Grabenschultern (Pfälzer Wald,

Odenwald) weniger stark angehoben, andererseits ist die Reduktion der Krustenmächtigkeit 1 bis 2 km geringer (Gutscher, 1995) als im Süden. Ein dem Kaiserstuhl vergleichbarer Vulkankomplex innerhalb des Graben fehlt. Es ist nicht ausgeschlossen, dass in der geologischen Zukunft die Riftentwicklung weiter fortschreitet und sich die Verhältnisse im Norden denen des Südens angleichen. Hierfür ist ein weit größerer Zeitraum als 1 Ma anzusetzen, sodass eine vulkanische Aktivität innerhalb dieses Zeitraums unwahrscheinlich ist.

14. Die rezente Situation in Südwestdeutschland und Festlegung eines Gebietes mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität

Die teleseismischen Untersuchungen des Mantels unter Südwestdeutschland zeigen, ausgehend von verschiedenen Untersuchungskampagnen widersprüchliche Ergebnisse. Während die älteren Arbeiten anomale Verhältnisse in der Lithosphäre bis mindestens 100 km Tiefe östlich des Schwarzwaldes erkennen lassen (Goes et al., 1999, Abb. 6.1 A; Koulakov et al., 2009, Abb. 6.5, Profil 10), liegt für die Region Urach nach Zhu et al. (2012) erst in einer Tiefe von 275 km eine deutliche Mantelanomalie vor. Sie gehört hier zu einer Randzone eines postulierten größeren Bereichs, der sich nach Norden unter die Eifel und den Vogelsberg ausbreitet. Eine Fortsetzung der Anomalie in tiefere Mantelbereiche ist schon ab 475 km nicht mehr zu erkennen. Mit den für die Eifel diskutierten Aufstiegsgeschwindigkeiten anomal heißen Mantelmaterials von bis zu 6 cm pro Jahr (Ritter 2005) aus Tiefen von mehr als 200 km ist die Wahrscheinlichkeit für vulkanische Aktivitäten in den nächsten 1 Ma sehr gering. Unter dem Oberrheingraben und südlichem Schwarzwald treten nach Auswertung der teleseismischen Untersuchungen aller Bearbeiter nur schwache Mantelanomalien in 100 bzw. 75 km Tiefe auf, die bei Zhu et al. (2012) zu größeren Tiefen ganz aussetzen.

Gasmessungen aus Quellen des Urach-Gebietes südlich Stuttgart ergaben für Helium R/Ra-Werte von 0,2 bis 0,9 (Ufrecht, 2006). Sie dokumentieren einen geringen Eintrag an Mantelhelium (3 – 11 %) in die freie Gasphase und lassen allein keine Aussagen über künftigen Vulkanismus zu.

Aufgrund der hohen Alter von mehr als 10 Ma bei den meisten Vulkanen und bei ausschließlicher Betrachtung der Untersuchungsergebnisse von Zhu et al. (2012), ist eine Gefährdung in den nächsten 1 Ma allein durch die Existenz der tertiären Vulkanfelder unwahrscheinlich. Eine Unsicherheit bleibt bei Berücksichtigung der älteren teleseismischen Untersuchungen und dem allerdings geringen Gehalt an Mantelhelium in den Quellen Südwestdeutschlands. Hinzu kommt die rezent aktive Scherzone südlich Stuttgart und Albstadt (HASZ), die Wegsamkeiten für einen geringvolumigen Magmenstransport zur Erdoberfläche bereitstellen kann. Um diesen Einschränkungen gerecht zu werden, wird ein Gebiet mit niedriger Wahrscheinlichkeit für einen künftigen Vulkanismus südlich Stuttgart und östlich des Schwarzwaldes festgelegt (Abb. 14.1), dessen Grenzen im Westen an die Kartendarstellungen der Mantelanomalie aus Koulakov et al. (2009, P-Wellen in 100 km Tiefe) angelehnt sind (Abb. 6.2, 6.5) und im Osten das Urach Vulkanfeld einschließen. Die Randzone ist durch eine breitere, in Grautönen abgestufte Linie dargestellt, die die Unschärfe in der Möglichkeit, eine genauen Abgrenzung angeben zu können, verdeutlichen soll.

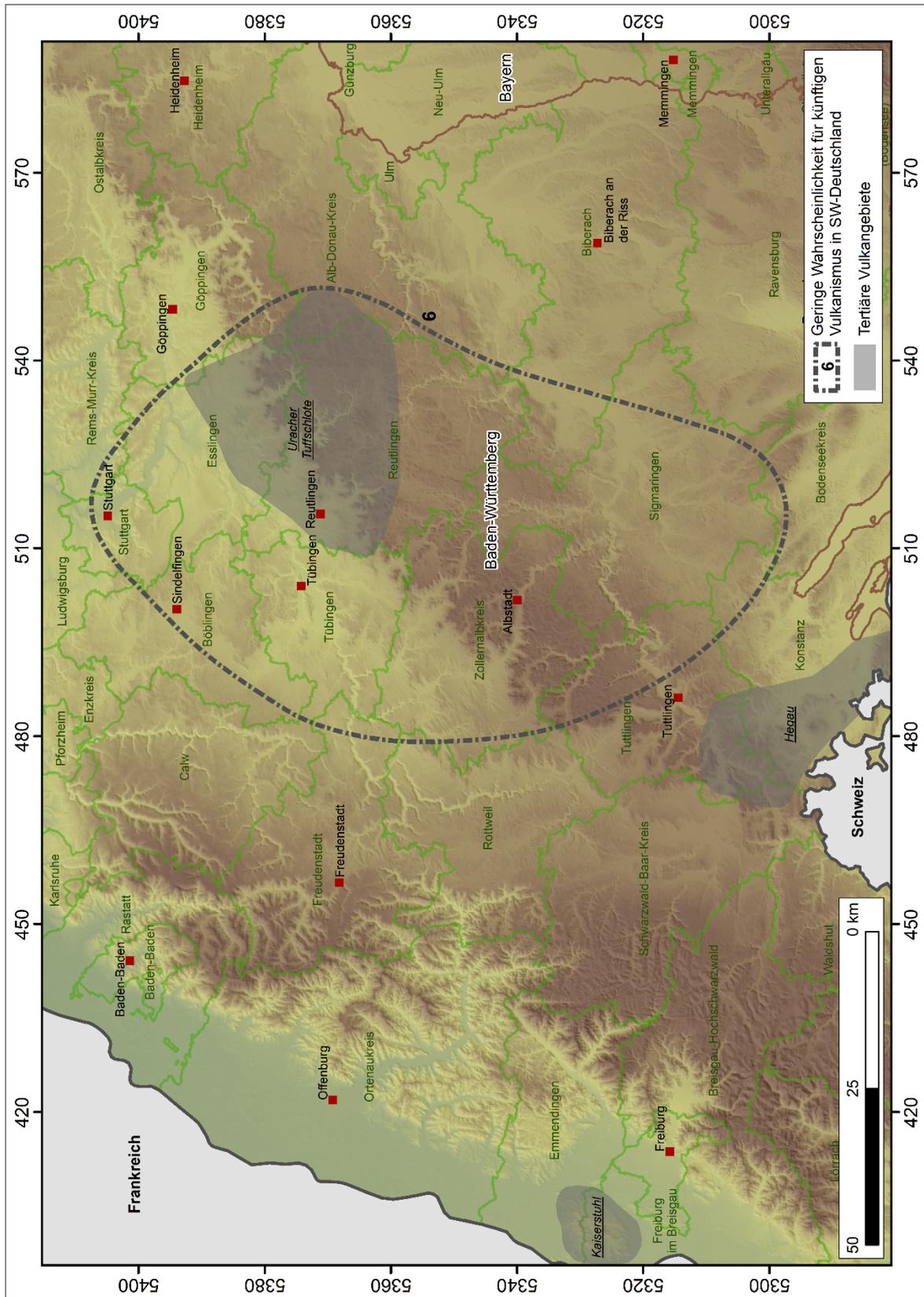


Abb. 14.1 Lage der Region mit geringer Wahrscheinlichkeit für eine künftige vulkanische Aktivität in den nächsten 1 Ma zwischen Stuttgart und Bodensee. Die Linie umschließt einen Bereich, in dem die Mantelhelium Gehalte in einigen Quellen leicht erhöht sind und nach älteren teleseismischen Auswertungen anomale P- und S- Laufzeiten im lithosphärischen und sublithosphärischen Mantel auftreten (Goes et al., 1999; Koulakov et al., 2009). Wegsamkeiten für aufsteigende Magmen können durch die zwischen Stuttgart und Tuttlingen verlaufende Albstadt Scherzone bereitgestellt werden (s. Abb. 13.2). Die Breite der Umgrenzungslinie entspricht der Unsicherheit, eine genauere Festlegung zu treffen.

15. Zusammenfassung

Über die Ursachen des känozoischen Vulkanismus in Mitteleuropa gibt es unterschiedliche Vorstellungen. Sicher ist, dass der Ursprungsort der Magmen im Mantel liegt, der durch lokale Temperaturerhöhung, Druckreduzierung oder Fluidzufuhr eruptierfähige Schmelzen bereitstellt. Hierbei ist die Herkunft sowohl aus dem asthenosphärischen als auch aus dem lithosphärischen Mantel möglich. Diskutiert werden Mantle Plumes in unterschiedlichen Dimensionen, lokale Dehnung und/oder Scherung der Kruste mit der Entwicklung von Rifts oder plattentektonische Prozesse im Zuge der Alpenorogenese, die zur Einengung und weitgespannten Wellung der Lithosphäre geführt haben. Chemische Konditionierung des Mantels, die während älterer Subduktionsprozesse stattgefunden haben, oder Variationen in der Zusammensetzung des lithosphärischen Mantels sollen zu Unterschieden in den Magmen beigetragen haben. Die Spannungsverhältnisse in der Kruste schufen weitere Rahmenbedingungen, die zu höher entwickelten Magmen führten. Der quartäre Vulkanismus wird als Nachfolger einer langen vulkanischen Entwicklung in Mitteleuropa gesehen, die mindestens bis in die Kreide zurückreicht, ihre Hauptphase aber seit Eozän im Tertiär besaß.

Geochemische Zusammenhänge, die die Vulkanite betreffen, sind nur zum Teil angesprochen. Sie dienen der Klassifizierung, dem Versuch, die Herkunft genauer zu erfassen und die Vorgeschichte der Mantelquellen zu klären (metasomatische Überprägung, Verarmung an Spurenelementen, Isotopenzusammensetzung) und hängen nur sekundär mit den eigentlichen Ursachen des Vulkanismus zusammen (z.B. Mantle Plumes, Riftingprozesse). Durch sie lässt sich ableiten, ob die Magmen eher aus dem asthenosphärischen oder lithosphärischen Mantel stammen.

Die Isotopenverhältnisse der Gase aus Quellen und Mofetten geben Hinweise auf ihre Herkunft und lassen abschätzen, in welchem Maße der Mantel zur Zusammensetzung beiträgt. Zusammen mit den geophysikalisch ermittelten Mantelanomalien und der Altersstellung der Vulkane liefern sie die Basis für die Festlegung der Gebiete, für die es eine Eintrittswahrscheinlichkeit vulkanischer Aktivität geben kann.

Für Eifel und Vogtland, die Regionen, die durch quartären Vulkanismus ausgewiesen sind, besteht eine hohe Wahrscheinlichkeit, dass es zu einem Wiederaufleben der vulkanischen Aktivität kommt. In der Eifel existieren mit dem Ost- und Westeifel-Vulkanfeld zwei aktive Teilgebiete, die in der Betrachtung zu einem Gebiet zusammengefasst werden. Die äußeren Vulkane des gemeinsamen Feldes bieten Bezugspunkte für eine erste Abschätzung der Region, für die es eine Eintrittswahrscheinlichkeit gibt. Zu einem Vulkan wird an der Oberfläche pauschal eine Streubreite mit einem Radius von 15 km festgesetzt, innerhalb derer es durch tektonische Randbedingungen oder bestimmte Verhältnisse in der Schichtenfolge (Grenzflächen unterschiedlicher Lithologien) zum Ausweichen des Magmas während eines erneuten Aufstiegs kommen kann. Zusätzlich hierzu wird der Sicherheitsabstand von 10 km addiert, sodass eine Distanz von 25 km vom quartären Ausbruchspunkt nach außen gewährleistet ist.

Die Distanz von 15 plus 10 km als alleinige Grundlage zu den bestehenden Vulkanen ist allerdings für die Eifel zu knapp bemessen, da weitere Faktoren berücksichtigt werden müssen. Im Unterschied zum Vogtland zeigt der Mantel unter dem Rheinischen Schiefergebirge lokal stärkere Abweichungen in den Laufzeiten der P- und S-Wellen, die als wichtiges Indiz für den vergleichsweise umfangreichen quartären Vulkanismus gesehen werden. Die auf die Oberfläche projizierte Randzone der Anomalie, die von einigen Autoren als Mantle Plume interpretiert wird, reicht in einem Fall weit über die Verbreitung der quartären Vulkane auch unter Berücksichtigung eines zusätzlichen Sicherheitsabstands von 25 km hinaus. Ein Gebiet stärkerer Hebung von rezent bis zu 1 mm pro Jahr mit Schwerpunkt in der Eifel umfasst ebenso eine größere Fläche, als durch die jungen Vulkanfelder abgedeckt wird. In einem konservativen Ansatz wurde daher als Bezugslinie die Grenze der Oberflächenprojektion des Plume Modells gewählt, das die größte Ausdehnung hat. Addiert wurde hierzu der Abstand von 15 km, für den hypothetischen Fall, dass an der betreffenden Außengrenze ein Vulkan aktiv werden könnte, sowie 10 km für den geforderten zusätzlichen Sicherheitsabstand. Im Ergebnis liegen innerhalb des derart festgelegten Gebietes die quartären Vulkanfelder, der postulierte

Mantle Plume, das Gebiet der stärksten rezenten Hebung, sowie Mineralquellen und Mofetten mit deutlichen Mantelhelium Anteilen.

Ein Sekundäreffekt durch einen Vulkanausbruch kann durch Abdämmung des Rheins in seinem Engtal durch Lavaströme und Tephren entstehen. Eine längerfristige Aufstauung des Rheins würde zu weitreichenden Überflutungen im oberen Mittelrheintal, Oberrheingraben und angrenzenden Tälern führen. Eine hypothetische Möglichkeit ist die Aufstauung von 180 m über NHN, wie sie entlang der entsprechenden Höhenlinie in der Karte skizziert ist (Abb. 15.1).

Die Situation im Vogtland unterscheidet sich hinsichtlich der Anzahl der quartären Vulkane im Vergleich zur Eifel deutlich. Sie liegt bei weniger als 2 Prozent. Darüber hinaus sind die Laufzeitunterschiede der P- und S-Wellen im Mantel schwächer und nicht so deutlich abgrenzbar, dass ein Mantle Plume als Ursache für die magmatische Aktivität eindeutig identifiziert werden kann. Auf der anderen Seite gibt es eine hohe Seismizität, die sich in fast regelmäßig wiederkehrenden Schwarmbeben äußert. Sie werden mit dem Aufstieg von Fluiden (überwiegend CO₂) in Verbindung gebracht, die dazu beitragen sollen, dass Spannung in der Kruste oberhalb 15 km Tiefe durch eine hohe Anzahl kleinerer Beben abgebaut werden. Das in Mineralquellen und Mofetten mit austretende Helium besitzt hohe R/Ra Werte, die auf magmatische Intrusionen im oberen Mantel und der unteren Kruste zurückgeführt werden. Zusammengenommen gibt es ausreichend Belege, die für das Vogtland auch für die nächste Zeit eine vulkanische Aktivität erwarten lassen.

Die Festlegung des Gebietes mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit für Vulkanismus beruht auf den gleichen Grundlagen wie für die Eifel. Das bedeutet, dass für jeden Vulkan eine Distanz von 15 km für die mögliche Streuung des Aufstiegsweges angesetzt wird. Hinzu kommen die erforderlichen 10 km Sicherheitsabstand. Allerdings müssen die Gebiete, in denen Schwarmbeben auftreten, ebenfalls berücksichtigt werden. Hier steigen vermutlich größere Mengen CO₂ in der Kruste auf, die an tektonisch induzierte Strukturen gebunden sind. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass innerhalb der nächsten 1 Ma durch Spannungsänderungen in der Kruste, diese schon vorhandenen Strukturen/Störungszonen als Schlotte für aufsteigende Magmen genutzt werden. Die Magmen sind nach Ergebnissen geophysikalischer und gasgeochemischer Untersuchungen im oberen Mantel anzunehmen. Aus diesem Grund wurden die Zentren der Schwarmbeben mit den Vulkanen gleichgesetzt und die Größe des Gebietes mit der Eintrittswahrscheinlichkeit für vulkanische Aktivitäten entsprechend angepasst. Die derart festgelegte Linienführung ergibt einen ausreichenden Abstand zur Kernzone der Moho-Aufwölbung unter dem Egerbecken, in dem die quartären Vulkane auftreten, und dem östlich angrenzenden Krustenabschnitt, für den an der Kruste/Mantelgrenze magmatische Intrusionen postuliert werden.

Neben den quartären Vulkanfeldern Eifel und Vogtland gibt es in Deutschland zwei Regionen, für die eine geringe Wahrscheinlichkeit eines Vulkanausbruchs innerhalb der nächsten 1 Ma gesehen werden. Die erste grenzt nördlich des Westerwaldes direkt an das Gebiet mit der hohen Eintrittswahrscheinlichkeit der Eifel an. Die Daten verschiedener geophysikalischer Untersuchungen im Bereich von Vogelsberg und nördliches Rheinisches Schiefergebirge sind widersprüchlich, sodass keine eindeutigen Aussagen über die Wahrscheinlichkeit künftiger Vulkaneruptionen möglich sind. Für die Einschätzung einer geringen Wahrscheinlichkeit sprechen ältere teleseismische Untersuchungen, die für eine konservative Betrachtung herangezogen werden. Aus dem Gesamtzusammenhang heraus ist eine Grenzlinie mit geringer Wahrscheinlichkeit für eine künftige vulkanische Aktivität festgelegt worden, die einen Bereich nördlich des Vogelsbergs und des Westerwaldes umfasst. Eine Mantelanomalie direkt unter dem Vogelsberg, wie in einigen Arbeiten diskutiert, ist von der Datenlage dagegen weniger wahrscheinlich. Hier liegen nur leicht erhöhte Mantelheliumwerte in den Mofettengasen und Mineralwässern vor.

Das zweite Gebiet mit geringer Wahrscheinlichkeit für eine künftige vulkanische Aktivität in den nächsten 1 Ma liegt zwischen Stuttgart und der Bodenseeregion. Hierin befinden sich das tertiäre Urach-Vulkanfeld und das Randgebiet des ebenfalls tertiären Hegaus. Die Linie umschließt einen Bereich, der sich nach älteren Untersuchungen durch anomale P- und S- Laufzeiten im lithosphärischen

und sublithosphärischen Mantel auszeichnet. Diese fehlen in der jüngeren Arbeit von Zhu et al. (2012). Dort sind für den Tiefenbereich von 75 km nur im westlich angrenzenden Schwarzwald schwache Abweichungen der S-Wellen Laufzeiten dargestellt. Unter dem ausgewiesenen Gebiet südlich Stuttgart tritt dieser Effekt erst in einer nicht mehr zu berücksichtigen Tiefe von 275 km auf. Die Gehalte an Mantelhelium sind in der Region um und südlich Stuttgart in einigen Quellen leicht erhöht. Die Festlegung des Gebietes, für das eine geringe Eintrittswahrscheinlichkeit angenommen wird, wird daher anhand der leicht erhöhten R/Ra Werte und unter Berücksichtigung der älteren teleseismischen Untersuchungsergebnisse festgelegt. Gleichzeitig besteht in dieser Region mit der Albstadt-Störungszone ein rezent aktives Schersystem, das zu möglichen Wegsamkeiten für aufsteigende Magmen beitragen kann.

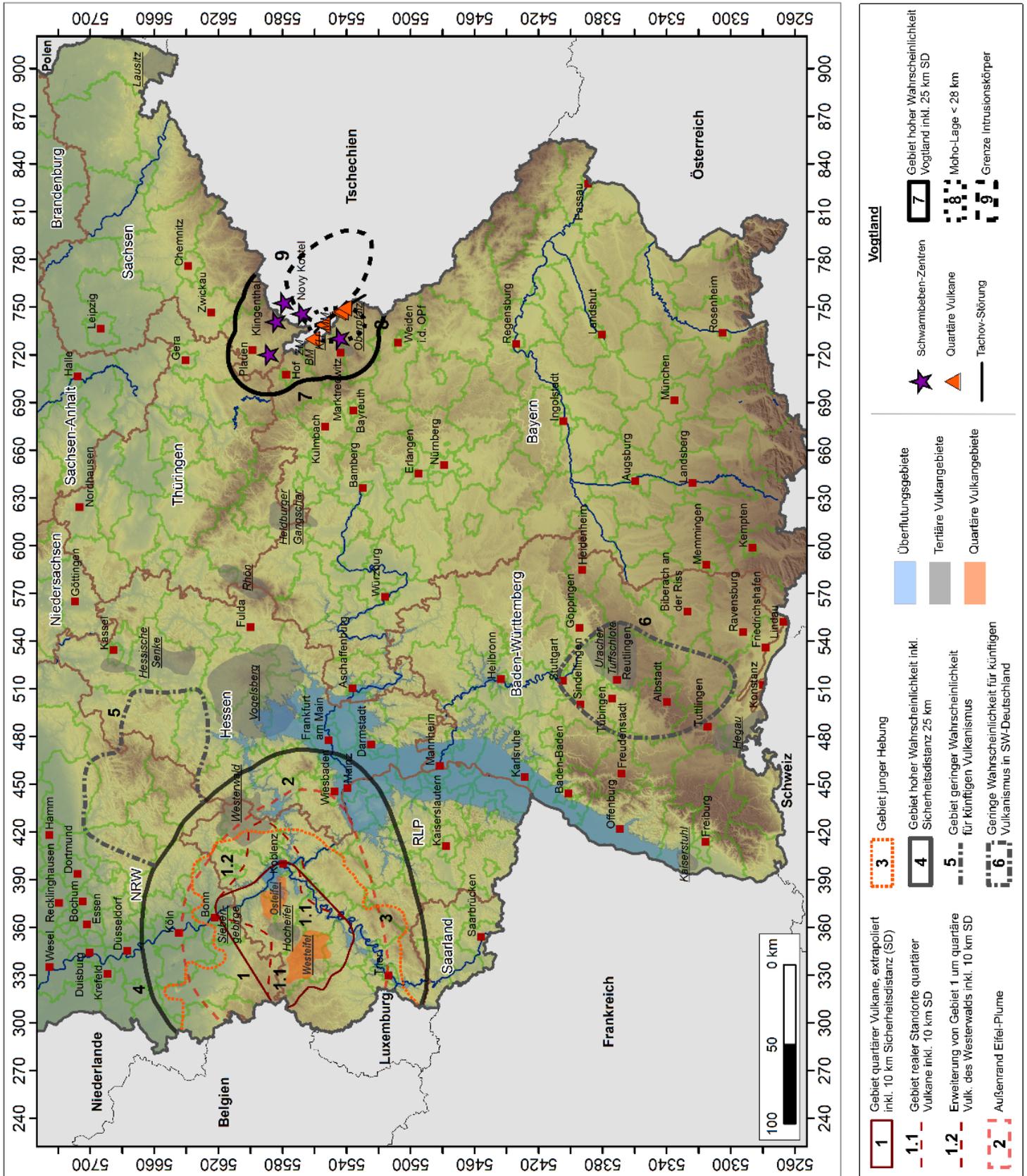
Für die verbleibenden tertiären Vulkanfelder in Deutschland ist aufgrund der hohen Alter und fehlender Hinweise aus dem Mantel und den Gaszusammensetzungen keine vulkanische Aktivität in den nächsten 1 Ma anzunehmen.

Abb. 15.1 (nächste Seite) Zusammenfassende Übersichtskarte der Gebiete mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit mit unterschiedlicher Wertigkeit: schwarze durchgezogene Linien stellen Gebiete mit hoher Wahrscheinlichkeit einer vulkanischen Aktivität in den nächsten 1 Ma dar. Gestrichelte Linien umgrenzen Gebiete mit geringer Wahrscheinlichkeit eines Ausbruches in den nächsten 1 Ma. In Blau sind Überflutungsgebiete in einer maximalen Ausdehnung bei einer Abdämmung bis zu 180 m NHN im Mittelrhein ausgehalten, die durch Lava innerhalb der nächsten 1 Ma als sekundäre Auswirkung erfolgen kann. Erläuterungen zu weiteren Grenzen innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges s. Abb. 10.1

Vulkanische Gefährdung in Deutschland

Autoren: Prof. Dr. Ulrich Schreiber, Bonn und Prof. Dr. Gerhard Jentzsch, Bonn

Stand: 29.03.2021



Literatur

- Abratis, M., Mädler, J., Hautmann, S., Leyk, H.-J., Meyer, R., Lippolt, H.J., Viereck-Götte, L. (2007): Two distinct Miocene age ranges of basaltic rocks from the Rhön and Heldburg areas (Germany) based on $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ step heating data. *Chemie der Erde* 67, 2, 133-150.
- Abratis, M., J. Büchner, O. Tietz, Viereck-Götte, L. (2010): Abschlussbericht des WAK der DVG: Die erweiterte Deutsche Vulkanstraße Mendig, 2010.
- Abratis, M., L. Viereck, J. Büchner, Tietz O. (2015): Route to the Volcanoes in Germany– conceptual model for a geotourism project interconnecting geosites of Cenozoic volcanism. *Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geol.)*, 166, 2, 161–185.
- Achauer, U., Plomerová, J., Babuška, V., Vecsey, L., Granet, M., BOHEMA Working Group (2005): Upper mantle structure in the western Bohemian Massif - results of isotropic tomography and seismic anisotropy (BOHEMA project). *Geophys. Res. Abstr.* 7, 04262.
- Adamovic, J., Coubal, M. (1999): Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. *GeLines* 9, 5–14.
- Adamovič, J., Ulrych, J. (2002): Introduction. In: HIBSCH 2002, Symposium 3-8 June 2002 Czech Republik, Excursion guide and abstracts: 10–11, Praha.
- Ahorner, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major faults in Western Europe. *Tectonophysics*, 29, 233–249.
- Ahorner, L. (1983): Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish Massif, Central Europe. In: Fuchs, K., Von Gehlen, K., Mälzer, M., Murawski, H., Semmel, A. (Eds.), *Plateau Uplift, The Rhenish Shield—A Case History*. 198– 221; Berlin (Springer).
- Ahorner, L., Budny, M., Ochmann, N., Wohlenberg, J. (1986): Integrated seismic prospection of a potential geothermal deposit in the volcanic area of the western Eifel. Final report. P 191 Integrierte seismologische Prospektion einer möglichen geothermischen Wärmelagerstätte im Vulkangebiet der Westeifel. Schlussbericht DE-88-012035; EDB-88-183263.
- Ahrens, W. (1957): Exkursion im südwestlichen Westerwald, Exkursionsführer zur 34. Jahrestagung der DMG in Marburg/Lahn *Fortschr. Miner.*, 35, 109-120.
- Ahrens, W., Villwock, R. (1966): Exkursion in den Westerwald am 6. Sept. 1964, *Fortschr. Miner.*, 42, 2, 303-320.
- Annen, C. (2011): Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism–volcanism relationships. *Tectonophysics*, 500, 3–10.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S. (2006): The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47, 505–539.
- Babuška, V., Plomerová, J. (2006): European mantle lithosphere assembled from rigid microplates with inherited seismic anisotropy. *Phys. Earth and Planetary Interiors*, 158, 2-4, 264–280.
- Babuška, V., Plomerová, J. (2010): Mantle lithosphere control of crustal tectonics and magmatism of the western Ohře (Eger) Rift. *J. Geosci.* 55, 171–186.
- Babuška, V., Fiala, J., Plomerová, J. (2010): Bottom to top lithosphere structure and evolution of western Eger Rift (central Europe). *Int. J. Earth Sci.* 99, 891–907.
- Babuška, V., B. Růžek, Dolejš D. (2016): Origin of earthquake swarms in the western Bohemian Massif: Is the mantle CO_2 degassing, followed by the Cheb Basin subsidence, an essential driving force? *Tectonophysics*, 668, 42– 51, doi:10.1016/j.tecto.2015.12.008.
- Badura, J., Przybylski, B. (2002): Stadiał warty w swietle stuletniej historii badan' Wału Slaskiego (Warta stage in the context of one hundred years' history of the Silesian Rampart research). *Biuletyn Panstwowego Instytutu Geologicznego*, 402, 5–26.

- Ballentine, C.J., Burnard, P.G. (2002): Production and Transport of Noble Gases in the Continental Crust. In: Porcelli, D.P., Ballentine, C.J. (Eds.): Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry, Rev. Mineral., Geochem., 47, 482-538.
- Bankwitz, P., Kämpf, H., Störr, M., Schneider, G. (2002): Shear faults in Tertiary clay formation of the Eger Basin (Czech Republic) and their role for the degassing of the uppermost mantle. Mitt. Naturwiss. Vereins f. Steiermark, 104, Graz.
- Bankwitz, P., G. Schneider, H. Kämpf, E. Bankwitz (2003): Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). J. of Geodyn., 35, 1 – 3; 5 – 32.
- Barberi, F., Chelini, W., Marinelli, G., Martini, M. (1989): The gas cloud of Lake Nyos (Cameroon, 1986): Results of the Italian Technical Mission. J. Volcanol. Geotherm. Res., 39, 125-134.
- Baranyi, I., Lippolt, H.J., Todt, W. (1976): Kalium-Argon- Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes: II Die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen. Oberrhein. geol. Abh. 25, 41-62.
- Barth, A., Jordan, M., Ritter, J. (2007): Crustal and upper mantle structure of the French Massif Central plume. In: Ritter, J.R.R., Christensen, U.R. (Eds.), Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach. 159–184, Springer.
- Bergerat, F. (1987): Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. Tectonics, 6, 99–132, Washington D. C. (American Geophys. Union).
- Besse, J., Courtillot, V. (1991): Revised and synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true wander since 200 Ma. - Jour. Geophys. Res., 96, 4092-4050.
- Besse, J., Courtillot, V. (2002); korr. Version (2003): Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. J. of Geophys. Res., 107, B11, 2300.
- Betz, D., Führer, F., Greiner, G., Plein, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. Tectonophysics, 137, 127-170.
- Bilgili, F., Götze, H.-J., Pašteka, R., Schmidt, S., Hackney, R. (2009): Intrusion versus inversion-a 3D density model of the southern rim of the Northwest German Basin. International Journal of Earth Sciences, 98, 571-583.
- Blanchard, H. (2002): Neue Erkenntnisse zur Eruptions- und Landschaftsgeschichte des Rodderbergs bei Bonn. Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 112 S.
- Blusztajn, J., Hart, S.R. (1989): Sr, Nd, and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53 (10), 2689–2696.
- Blusztajn, J., Hegner, E. (2002): Osmium isotopic systematics of melilitites from the Tertiary Central European Volcanic Province in SW Germany. Chemical Geology 189, 91–103.
- Bogaard, vd P. (1983): Die Eruption des Laacher See Vulkans. Diss. Ruhr Univ. Bochum. 340 S.
- Bogaard, vd P. (1995): 40 Ar/39 Ar ages of sanidine phenocrysts from Laacher See Tephra (12,900 years BP): chronostratigraphic and petrological significance. Earth Planet. Sci. Lett. 133, 163-174.
- Bogaard, vd P., Schmincke, H.-U. (1984): The eruptive center of the late Quaternary Laacher See Tephra. Geol. Rdsch. 73, 935–982.
- Bogaard, vd P., Schmincke H.-U. (1985): Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and Northern Europe. Geol. Soc. Am. Bull. 96, 1554–1571.
- Bogaard, vd P., Hall, C.M., Schmincke, H.U., York, D. (1989): Precise single-grain 40Ar/39Ar dating of a cold to warm climate transition in Central Europe. Nature 342, 523–525.
- Bogaard, vd P., Schmincke, H.U. (1990a): The 700,000-year eruption and paleoclimate record of the east Eifel volcanic field-warm climate because of eruptions, or eruptions because of warm climate? Abstr. vol. Int. Volcanol. Congr., Mainz (FRG), IAVCEI (Int. Assoc. Volcanol. Chem. Earth's Inter.).

- Bogaard, vd P., Schmincke, H.-U. (1990b): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. in: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. W. Schirmer, Ed., 166-190, Dtsch. Quartärver., Hannover, 1990.
- Bogaard, vd P., Schmincke H.-U. (1990c): Vulkanologische Karte der Osteifel, 1:25.000, Pluto Press, Witten/Kiel.
- Bogaard, P.J.F. (2000): Temporal evolution of the Vogelsberg volcano, central Germany. Mantle sources, melting processes and magma differentiation, reconstructed from the 'Forschungsbohrung Vogelsberg 1996'. Ph.D. Thesis, Georg-August Universität, Göttingen.
- Bogaard, P.J.F., Wörner, G. (2003): Petrogenesis of Basanitic to Tholeiitic Volcanic Rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany. *J. of Petrology*, 44, 3, 569-602.
- Bonatti, E. (1985): Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during the transition from a continental to an oceanic rift. *Nature* 316, 33-37.
- Bouchaala, F., Vavryčuk, V., Fischer, T. (2013). Accuracy of the master-event and double-difference locations: Synthetic tests and application to seismicity in West Bohemia, Czech Republic. *Journal of Seismology*, 17(3), 841–859. <https://doi.org/10.1007/s10950-013-9357-4>
- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, C., Le Carlier de Veslud, M., Gerbault, R., Pik, N. (2007): Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW - Alpine foreland. *Int. J. Earth Sci.*, 96, 1003-1031. doi:10.1007/s00531-007-0202-2
- Bräuer, V., Jentzsch, G. (2005): Abgrenzung von Gebieten mit offensichtlich ungünstigen geologischen Verhältnissen. *K MAT 12-09*, 8 S.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., Strauch, G., Weise, S.M., (2004): Evidence for a nitrogen flux directly derived from the European subcontinental mantle in the Western Eger Rift, central Europe. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 4935–4947.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., Strauch, G. (2005): Evidence for ascending upper mantle - derived melt beneath the Cheb basin, central Europe. *Geophysical Research Letters* 32 (8), doi.org/10.1029/2004GL022205.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., Strauch, G., Tesař, J. (2008): The natural laboratory NW Bohemia - Comprehensive fluid studies between 1992 and 2005 to trace geodynamic processes. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 9, Q04018. doi:10.1029/2007GC001921.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. (2009): Earthquake swarms in non-volcanic regions: What fluids have to say. *Geophysical Research Letters*, 36, L17309. doi: 10.1029/2009GL039615.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Koch, U., Strauch, G. (2011): Monthly monitoring of gas and isotope compositions in the free gas phase at degassing locations close to the Nový Kostel focal zone in the western Eger Rift, Czech Republic. *Chem. Geol.* 290,163–176.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann S., Strauch, G. (2013): Indications for the existence of different magmatic reservoirs beneath the Eifel area (Germany): A multi-isotope (C, N, He, Ne, Ar) approach. *Chem. Geol.*, 356, 193–208. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.08.013>
- Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G. (2014). Seismically triggered anomalies in the isotope signatures of mantle-derived gases detected at degassing sites along two neighboring faults in NW Bohemia, Central Europe. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 5613– 5632. <https://doi.org/10.1002/2014JB011044>
- Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., Strauch, G. (2018): Monitoring of helium and carbon isotopes in the western Eger Rift area (Czech Republic): relationships with the 2014 seismic activity and indications for recent (2000–2016) magmatic unrest. *Chem. Geol.*, 482, 131–145. doi: 10.1016/j.chemgeo.2018.02.017
- Brandl, P.A., Genske, F.S., Beier, C., Haase, K.M., Sprung, P., Krumm, S.H. (2015): Magmatic evidence for carbonate metasomatism in the lithospheric mantle underneath the Ohře (Eger) rift. *J. Petrol.* 56, 1743–1774. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egv052>

- Brauer, A., Endres, C., Negendank, J.F.W. (1999): Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Intern.* 61, 17–25.
- Brun, J.P., Gutscher, M.A., Blum, R., et al. (1992): Deep crustal structure of the Rhine Graben from Dekorp–Ecors seismic-reflection data—a summary. *Tectonophysics* 208, 139–147.
- Budweg, M., Bock, G., Weber, M. (2006): The Eifel Plume - imaged with converted seismic waves. *Geophy. J. Intern.*, 166, 2, 579-589. DOI: <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02778.x>
- Büchel, G. (1994): Vulkanologische Karte, West- und Hocheifel. *Inst.f. Geowiss. Univ. Mainz*.
- Büchel, G., Mertes, H. (1982): Die Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes. *Z. dt. geol. Ges.*, 133, 409-429.
- Büchel, G., Czerwek, D., Köppen, K-H., Viereck, L. (1997): Riedener Caldera (Osteifel): Grundwasservorkommen mit regionaler Bedeutung. *Schriftenreihe Dt. geol. Ges.*, 2, 36f.
- Büchner, J., Tietz, O., Viereck, L., Abratis, M., Suhr, P. (2015): Volcanology, geochemistry and age of the Lausitz volcanic field. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 2057–2083.
- Buikin, A., Trieloff, M., Hopp, J., Althaus, T., Korochantseva, E., Schwarz, W.H., Altherr, R. (2005): Noble gas isotopes suggest deep Mantle Plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 230, 143–162.
- Burghardt, O. (1979): Siebengebirge - Landschaft im Wandel. Ed.; 64 pp., Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- Burre, O. (1933): Die prätrachytische Oberflächengestaltung am Südrande der Niederrheinischen Bucht und ihre Veränderungen durch Eruptionsmechanismus und jüngere Schichtenverschiebungen. *Jb. preuß. Geol. L.-A.*, 53, 324-338, 701.
- Camelbeeck, T., Vanneste, K., Alexandre, P., Verbeeck, K., Petermans, T., Rosset, P., Everaerts, M., Warnant, R., Van Camp, M. (2007): Relevance of active faulting and seismicity studies to assess long term earthquake activity in Northwest Europe. In: Stein, S., Mazzotti, S. (Eds.), *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*, Special Paper 425. GSA, Boulder, CO, 193–224.
- Campbell, J., Kümpel, H.-J., Fabian, M., Fischer, D., Görres, B., Keysers, C.J., Lehmann, K. (2002): Recent movement pattern of the Lower Rhine Basin from tilt, gravity and GPS data. *Neth. J Geosc./Geologie en Mijnbouw*, 81,2, 223–230.
- Conrad, C.P., Bianco, T.A., Smith, E.I., Wessel, P. (2011): Patterns of intraplate volcanism controlled by asthenospheric shear. *Nature Geoscience*, 4, 317–321. doi:10.1038/ngeo1111
- Dahlheim, H.-A., H. Gebrande, E. Schmedes, Soffel, H. (1997): Seismicity and stress field in the vicinity of the KTB location. *J. Geophys. Res.* 102, 18493-18506.
- Dahm, T, Stiller, M., Mechie, J., Heimann, S., Hensch, M., Woith, H., Schmidt, B., Gabriel, G., Weber, M. (2020): Seismological and Geophysical Signatures of the Deep Crustal Magma Systems of the Cenozoic Volcanic Fields Beneath the Eifel, Germany. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21, e2020GC009062. <https://doi.org/10.1029/2020GC009062>
- DEKORP Research Group (1994): The deep reflektion seismic profiles DEKORP 3 / MVE-90. *Zeitschrift für Geol. Wissenschaften*, 22, 6, 624 – 824.
- Demoulin, A. (2004): Reconciling geodetic and geological rates of vertical crustal motion in intraplate regions. *Earth and Planetary Science Letters*, 221, 91-101.
- Demoulin, A., Campbell, A., Wulf, A. De., Muls, A, Arnould, R., Görres, B., Fischer, D., Kötter, T., Brondeel, M., Damme, D. van, Jacqmotte, J.M. (2005): GPS monitoring of vertical ground motion in northern Ardenne–Eifel: five campaigns (1999–2003) of the HARD project. *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)* 94: 515–524. Doi 10.1007/s00531-004-0450-3
- Demoulin, A., Hallot, E. (2009): Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). *Tectonophysics*, 474, 696-708.

- Dewey, J.F.; Windley, B.F. (1988): Palaeocene-Oligocene tectonics of NW Europe. In: Morton, A.C. & Parson, L. M. (eds): Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. Geol. Society, London, Special Publications, 39, 25-31.
- Dunworth, E.A., Wilson, M. (1998): Olivine melilitites of the SW German Tertiary volcanic province: mineralogy and petrogenesis. *J. Petrol.* 39, 1805–1836.
- Edel, J.B., Fuchs, K., Gelbke, C., Prodehl, C. (1975): Deep structure of the Southern Rhinegraben Area from seismic refraction investigations. *J. Geophys.*, 41, 333–356.
- Egli, D., Mosar, J., Ibele, T., Madritsch, H. (2017): The role of precursory structures on Tertiary deformation in the Black Forest - Hegau region. *International Journal of Earth Sciences.* 106 (7), 2297– 2318. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1427-8>
- Ehrenberg, K.H., Harre, W., Kreuzer, H. (1981): K–Ar-Datierungen an den Vulkaniten des Hohen Vogelsbergs. In: Ehrenberg, K.H., Fromm, K., Grubbe, K., Harre, W., Hentschel, G., Hoelting, B., Holtz, S., Kreuzer, H., Meisl, S., Noering, F., Plaumann, S., Pucher, R., Strecker, G., Susic, M., Zschau, H.-J. (Eds.): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen); Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2a (Hasselborn). *Geol. Abh. Hessen*, 81, 1–166.
- Ehrenberg, K.-H., Hickethier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg: Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. *Geol. Jb. Hessen* 113, 97-135.
- Ehrenberg, K.H., Hickethier, H. (1994): Tertiärer Vulkanismus der Wasserkuppenrhön und Kuppenrhön. (Exkursion D1 am 7. und Exkursion D2 am 8. April 1994). *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, 76, 83–146.
- Emeleus, C.H., Gyopari, M.C. (1992): *British Tertiary Volcanic Province*. 259 S.; London (Chapman & Hall).
- Fekiacova, Z., Mertz, D.F., Hofman, A.W., (2007): Geodynamic setting of the Tertiary Hocheifel volcanism, Germany. Part II: geochemistry and Sr, Nd and Pb isotopic compositions. In: Ritter, R., Christensen, U. (Eds.), *Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach*. Springer, Heidelberg, 207–240.
- Fischer, T., Horálek, J., Hrubcová, P., Vavryčuk, V., Bräuer, K., Kämpf, H. (2014): Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: a review. *Tectonophysics* 611, 1-27.
- Fitton, J. (1987): The Cameroon Line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In Fitton, J. G., Upton, B. G. J., eds. *Alkaline igneous rocks*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 30:273–291.
- Fitton, J.G., Dunlop, H.M. (1985): The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planet. Sci. L.*, 72, 23-38.
- Förster, M.W., Sirocko, F. (2016): The ELSA tephra stack: volcanic activity in the Eifel during the last 500,000 years. *Global and Planetary Change*, 142: 100–107.
- Förster, M.W., Zemlitskaya, A., Otter, L.M., Buhre, S., Sirocko, F. (2019): Late Pleistocene Eifel eruptions: insights from clinopyroxene and glass geochemistry of tephra layers from Eifel Laminated Sediment Archive sediment cores. *J. Quaternary Sci.*, 35, 186-198. [doi:10.1002/jqs.3134](https://doi.org/10.1002/jqs.3134)
- Frechen, J. (1976): Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel. *Sammlg. Geol. Fü.*, 56, 3. Ed., 1-209 (Gebrüder Borntraeger).
- Freundt, A., Schmincke, H.-U. (1986): Emplacement of small-volume pyroclastic flows at Laacher See (East-Eifel, Germany). *Bull. Volcanol.* 48, 39-59.
- Fuhrmann, U., Lippolt, H.J. (1990): Tertiärer Vulkanismus. - In: REQUAD, H. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt 5613, Schaumburg. – 212 S., Mainz.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C. (1992): Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature* 358, 57–59.

- Ganerød, M., Smethurst, M.A., Rouse, S., Torsvik, T.H., Prestvik, T. (2008): Reassembling the Paleogene-Eocene North Atlantic igneous province: New paleomagnetic constraints from the Isle of Mull, Scotland. *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 464-475.
- Garcia-Castellanos, D., Cloetingh, S., Balen, R. van (2000): Modelling the middle Pleistocene uplift in the Ardennes-Rhenish Massif: thermo-mechanical weakening under the Eifel. *Global Planet. Changes*, 27: 39–52.
- Gautheron, C., Moreira, M., Allégre, C. (2005): He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle. *Chem. Geol.*, 217, 97–112. doi:10.1016/j.chemgeo.2004.12.009
- Geissler, W.H. (2005): Seismic and petrological investigations of the lithosphere in the swarm-earthquake and CO₂ degassing region Vogtland/NW-Bohemia. Scientific Technical Report STR05/06, GeoForschungsZentrum Potsdam, 126 pp.
- Geissler, W.H., Kämpf, H., Bankwitz, P., Bankwitz, E. (2004): Das quartäre Tephra-Tuff-Vorkommen von Mytina (Südrand des westlichen Eger-Grabens/Tschechische Republik): Indikationen für Ausbruchs- und Deformationsprozesse. *Z. geol. Wiss.* 32, 31–54.
- Geissler, W.H., Kämpf, H., Kind, R., Bräuer, K., Klinge, K., Plenefisch, T., Horálek, J., Zednik, J., Nehybka, V. (2005): Seismic structure and location of a CO₂ source in the upper mantle of the western Eger (Ohre) rift. *Cent. Eur. Tectonics* 24, TC5001. doi:10.1029/2004TC001672
- Geissler, W.H., Kämpf, H., Seifert, W., Dulski, P. (2007): Seismic and petrological studies of the lithosphere in the earthquake swarm region Vogtland/NW-Bohemia, Central Europe. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 159, 33–69.
- Geyer, M., Nitsch, E., Simon, T. (2011): *Geologie von Baden-Württemberg* (5. Aufl.). Schweizerbart-Verlag, Stuttgart.
- Goepel, A., Lonschinski, M., Viereck, L., Büchel, G., Kukowski, N. (2015): Volcano-tectonic structures and CO₂-degassing patterns in the Laacher See basin, Germany. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 104, 1483–1495.
- Goes, S., Spakman, W., Bijwaard, H. (1999): A lower mantle source for Central European volcanism. *Science*, 286, 1928–1931.
- Goes, S., Govers, R., Vacher, P. (2000): Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 11153–11169.
- Granet, M., Wilson, M.; Achauer, U. (1995): Imaging a Mantle Plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 281-296.
- Griesshaber, E. (1990): Helium and Carbon Isotope Systematics in Groundwaters from W. Germany and E. Africa. Diss. Univ. Cambridge, 211 S.; Cambridge.
- Griesshaber, E., O’Nions, R.K., Oxburgh, E.R. (1992): Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine Graben and Black Forest, F.R.G. *Chemical Geology*, 99, 213- 235.
- Gripp, A.E., Gordon, R.G. (2002): Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.* 150, 321–361.
- Grünthal, G., Stromeyer, D. (1992): The recent crustal stress field in central Europe: Trajectories and finite element modelling., *J. Geophys. Res.*, 97 (B8), 11, 805-11,820.
- Gunzert, G. (1962): Zur Frage des Diapirismus in der tertiären Salzlagerstätte des südlichen Oberrheintals. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 116, 69-88.
- Gutscher, M.-A. (1995): Crustal structure and dynamics in the Rhine Graben and the Alpine foreland. *Geophys. J. Int.*, 122, 617-636.
- Haase, K.M., Goldschmidt, B., Garbe-Schonberg, C.-D. (2004): Petrogenesis of Tertiary continental intra-plate lavas from the Westerwald Region, Germany. *J. Petrol.* 45, 883–905.
- Haase, K.M., Renno, A.D. (2008): Variation of magma generation and mantle sources during continental rifting observed in Cenozoic lavas from Eger Rift, Central Europe. *Chemical Geology* 257, 192-202.

- Hainzl, S., Fischer, T. (2002): Indications for a successively triggered rupture growth underlying the 2000 earthquake swarm in Vogtland/NW Bohemia, *J. geophys. Res.*, 107, 2338.
- Hansen, H., Pedersen, A.K., Duncan, R.A., Bird, D.K., Brooks, C.K., Fawcett, J.J., Gittins, J., Gorton, M., O'Day, P. (2002): Volcanic stratigraphy of the southern Prinsen af WalesBjerge region, East Greenland. In: Jolley, D.W., Bell, B.R. (Eds.): *The North Atlantic Igneous Province: stratigraphy, tectonic, volcanic and magmatic processes*. The Geological Society, London, 183–218.
- Harmon, R.S., Hoefs, J., Wedepohl, K.H. (1987): Stable isotope (O, H, S) relationships in Tertiary basalts and their mantle xenoliths from the northern Hessian Depression, W. Germany. *Contr. Miner. Petrol.* 95, 350-69.
- Harms, E., Schmincke, H.-U. (2000): Volatile composition of the Laacher See Phonolite magma (12 900 yr BP): implications for syneruptive degassing of S, F, Cl, H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 138, 84–98.
- Harms, E., Gardner, J.E., Schmincke, H.-U. (2004): Phase equilibria of the Laacher See Tephra (East Eifel, Germany): constraints on pre-eruptive storage conditions of a phonolithic magma reservoir. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 134, 125-138.
- Hegner, E., Walter, H. J., Satir, M. (1995): Pb-Sr-Nd isotopic compositions and trace element geochemistry of megacrysts and melilitites from the Tertiary Urach volcanic field: source composition of small volume melts under SW Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122, 322–335.
- Heinicke, J., T. Stephan, C. Alexandrakis, R. Gaupp, S. Buske (2019): Alteration as possible cause for transition from brittle failure to aseismic slip: the case of the NW-Bohemia / Vogtland earthquake swarm region. *Journal of Geodynamics*, 124, 79-92. doi: 10.1016/j.jog.2019.01.010
- Hensch, M., Dahm, T., Ritter, J., Heimann, S., Schmidt, B., Stange, S., Lehmann, K. (2019): Deep low-frequency earthquakes reveal ongoing magmatic recharge beneath Laacher See Volcano (Eifel, Germany). *Geophys. J. Int.*, 216, 3, 1, 2025–2036. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy532>
- Heuer, B., Geissler, W.H., Kind, R., Kämpf, H. (2006): Seismic evidence for asthenospheric updoming beneath the western Bohemian Massif, central Europe. *Geoph. Res. Lett.* 33, L05311. doi:10.1029/2005GL025158
- Hinzen, K.-G. (2003): Stress field in the Northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions. *Tectonophysics*, 377, 325–356.
- Hoernle, K., Zhang, Y.-S., Graham, D. (1995): Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature* 374, 34-39.
- Hofbauer, G. (2008): Der Vulkan von Oberleinleiter: Zeugnisse eines Maars in der Nördlichen Frankenalb. *Jahresmitt. Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.*, 2007, 69-88.
- Hofbauer, G. (2016): *Vulkane in Deutschland*. WBG, Darmstadt, 224 S.
- Hofmann, Y. (2003): Gravimetrische und geodynamische Modellierungen in der Schwarmbebenregion Vogtland/NW-Böhmen. *Jenaer Geowiss. Schriften*, 3, 152S.
- Horn, P., Lippolt, H.J., Todt, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben I. *Gesamtgesteinsalter. Eclogae geol. Helv.*, 65, 131-156.
- Horálek, J., Fischer, T., Boušková, A., Jedlicka, P. (2000): The Western Bohemia/Vogtland region in the light of the WEBNET network. *Stud. Geophys. Geod.* 44, 107–125.
- Hottenrott, M. (1988): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. *Geol. Jb. Hessen*, 116, 113–168.
- Huckenholz, H.G., Werner, C.D. (1990): Die tertiären Vulkanite der Heldburger Gangschar (Bayerisch-thüringisches Grabfeld). *Berichte der Dt. Mineral. Ges.*, 2, 1-42.
- Illies, J.H. (1972): The-Rhine-Graben rift system – plate tectonics and transform faulting. *Geophys. Surv.*, 1, 27–60.

- Illies, J. H., Greiner, G. (1978): Rhinegraben and the Alpine system. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 89, 770–782.
- ISC data. *Geophys. J. Int.* (2009/179): 345–366, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04279.x
- Jentzsch, G. (2001): Vulkanische Gefährdung in Deutschland. Entwicklung eines Kriteriums zum Ausschluss von Gebieten für die weitere Untersuchung hinsichtlich der Eignung als Standort eines Endlagers für radioaktive Abfälle. Zuarbeit zum Bericht des AKEnd des BMU, 2002, 48 S.
- Jung, S., Masberg, P. (1998): Major- and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (central Germany): Constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86 (1-4), 151–177.
- Jung, S., Hoernes, S. (2000). The major- and trace-element and isotope (Sr, Nd, O) (Germany): petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere-lithosphere interaction. *J. Volc. Geotherm. Res.* 99, 27-53.
- Jung, S., Pfänder, J. A., Brüggmann, G., Stracke, A. (2005): Sources of primitive alkaline volcanic rocks from the Central European Volcanic Province (Rhön, Germany) inferred from Hf, Os and Pb isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 546–559.
- Jung, S., Vieten, K., Romer, R.L., Mezger, K., Hoernes, S., Satir, M. (2012): Petrogenesis of Tertiary alkaline magmas in the Siebengebirge, Germany. *J. Petrol.* 53, 2381–2409.
- Jung, W. (1965): Zum subsalinaren Schollenbau im südöstlichen Harzvorland. Mit einigen Gedanken zur Äquidistanz von Schwächezonen. *Geologie* 14, 3, 254-271.
- Justen, A., Köppen, K.-H., Dreher, T. (2004): Kohensäureführende Grundwässer in der Caldera von Weibern-Rieden, Osteifel. Symposium der International Association of Hydrogeologists, Andernach 25. bis 26. Nov.
- Juvigné, E., Pouclet, A. (2009): The Eltville tephra, a late Pleistocene widespread tephra layer in Germany, Belgium and The Netherlands; symptomatic compositions of the minerals. *Geol. Belg.* 12 (1–2), 93–103.
- Kämpf, S., Niedermann, G., Strauch (2005a): Evidence for ascending upper mantle-derived melt beneath the Cheb basin, central Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08303. doi: 10.1029/2004GL022205.
- Kämpf, H., Peterek, A., Rohrmüller, J., Kümpel, H.J., Geissler, W.H. (2005b): The KTB deep crustal laboratory and the western Eger Graben. In: Koch, R., Röhling, H.G. (eds) *GeoErlangen 2005/Exkursionsführer*, Schriftreihe der Deutschen Ges. für Geowissenschaften, 40, 37– 108.
- Kämpf, H., Geissler, W.H., Bräuer, K. (2007): Combined Gas-geochemical and Receiver Function Studies on the Vogtland/NW Bohemia Intraplate Mantle Degassing Field, Central Europe. In: Ritter, J.R., Christensen, U.R. (2007): *Mantle Plumes*. Springer, 501 S.
- Kämpf, H., Bräuer, K., Schumann, J., Hahne, K., Strauch, G. (2013): CO₂ discharge in an active, non-volcanic continental rift area (Czech Republic): Characterisation ($\delta^{13}\text{C}$, $3\text{He}/4\text{He}$) and quantification of diffuse and vent CO₂ emissions. *Chem. Geol.*, 339, 71–83.
- Kaiser, G., Pilot, J. (1986): Weitere K-Ar-Datierungen an jungen Vulkaniten. *Z. geol. Wiss.*, 14, 121–124, Berlin.
- Keller, J., Brey, G., Lorenz, V., Sachs, P. (1990): Volcanism and petrology of the Upper Rhinegraben (Urach-Hegau-Kaiserstuhl). *JAVCEI 1990 pre-conference excursion 2A*: 63 S., JAVCEI Internat. Congr. Mainz.
- Keller, J., Kramel, M., Henjes-Kunst, F. (2002): ⁴⁰Ar/³⁹Ar single crystal dating of early volcanism in the Upper Rhine Graben and tectonic implications. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 82, 121–130.
- Keyser, M., Ritter, J.R.R., Jordan, M. (2002): 3D shear wave velocity structure of the Eifel plume, Germany. *Earth planet. Sci. Lett.*, 203, 59–82.

- Kipfer, R. (1991): Primordiale Edelgase als Tracer für Fluide aus dem Erdmantel. Diss. ETH Zürich, Nr. 9463, 223 S.; Zürich.
- Kirschner, S., Ritter, J., Wawerzinek, B. (2011): Teleseismic wave front anomalies at a Continental Rift: no mantle anomaly below the central Upper Rhine Graben. *Geoph. J. Intern.*, 186, 2, 447–462. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05071.x>
- Klostermann, J., Dassel, W. (1987): Tektonik und ihre Auswirkungen auf die Erstreckung von Würgeböden und Keilstrukturen. *ZDGG*, 138, 33 – 44.
- Köhler, C. (2005): Gravimetrische Untersuchungen am Südrand des Laacher Sees zur Auflösung der Untergrundstruktur im Randbereich des Vulkans. Diplomarbeit, Technische Universität Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie.pp.77.
- Kolb, M., Paulick, H., Kirchenbaur, M., Münker, C. (2012): Petrogenesis of mafic to felsic lavas from the Oligocene Siebengebirge volcanic field (Germany): implications for the origin of intracontinental volcanism in Central Europe. *J. Petrol.*, 53, 2349–2379.
- Kracke, D., Heinrich, R., Jentzsch, G., Kaiser, D. (2000): Seismic Hazard assessment of the East Thuringian Region / Germany – case study. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 44/4, 537–548.
- Kraml, M., Keller, J., Henjes-Kunst, F. (1995): New K-Ar, 40Ar-39Ar step heating and 40Ar-39Ar laser fusion dates for the Kaiserstuhl volcanic complex. *Eur. J. Mineral. (Ber. Dt. Mineral. Ges.)*, 7; Stuttgart.
- Kraml, M., Pik, R., Rahn, M., Selbekk, R., Carignan, J., Keller, J. (2006): A new multi - mineral age reference material for 40Ar/39Ar, (U - Th)/He and fission track dating methods: The Limberg t3 Tuff, *Geostand. Geoanal. Res.*, 30, 73-86. doi:10.1111/j.1751 - 908X.2006.tb00914.x
- Kreemer, C., Blewitt, G., Davis, P.M. (2020): Geodetic evidence for a buoyant Mantle Plume beneath the Eifel volcanic area, NWEurope. *Geophys. J. Int.*, 222, 1316–1332.
- Kröcher, J., Schmieder, M., Theye, T., Buchner, E. (2009): Considerations on the age of the Urach volcanic field (Southwest Germany). *Z. Dtsch. Ges. Geowiss.* 160, 325–331.
- Krüger, J.C., Romer, R.L., Kämpf, H. (2013): Late Cretaceous ultramafic lamprophyres and carbonatites from the Delitzsch Complex, Germany. *Chem. Geol.* 2013, 353, 140–150.
- Kurz, J., Jahr, T., Jentzsch, G. (2003): Geodynamic modelling of the recent stress and strain field in the Vogtland swarm earthquake area using the finite-element method. *J. Geodyn.*, 35, 1-2, 247 – 258.
- Kurz, M.D., Jenkins, W.J., Schilling, J.G., Hart, S.R. (1982): Helium isotopic variations in the mantle beneath the North Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 1-14.
- Kustowski, B., Ekström, G., Dziewonski, A.M. (2008): Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model. *J. Geophys. Res.*, 113, B06306.
- Lange, T. (2018): Die geomorphologische Entwicklung des Alfbachtals im quartären Vulkangebiet der Westeifel seit dem Denekamp-Interstadial – Vulkanismus als Ursache für die Entstehung glazigener Depozentren. Diss., Chem.-Geowiss. Fak. Univ. Jena, 226 S.
- Latin, D., Waters, F.G. (1992): Basaltic magmatism in the North Sea and its relationship to lithospheric extension. *Tectonophysics*, 208, 77-90.
- Leibecker, J., Gatzemeier, A., Honig, M., Kuras, O., Soyer, W. (2002): Evidence of electrical anisotropic structures in the lower crust and the upper mantle beneath the Rhenish Shield. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 202, 289–302.
- Letouzey, J. (1986): Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine foreland and structural interpretation in a platform basin. *Tectonophysics*, 132, 215–231.
- Leydecker, G. (2011): Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008 (Earthquake catalogue for Germany and adjacent areas for the years 800 to 2008). *Geologisches Jahrbuch*, E 59, 1-198. Hannover. cf. www.bgr.de/quakecat_en.

- LfULG, (2012/13): Geologische Karte von Sachsen. Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg.
- Lindner, H., Gabriel, G., Götze, H.-J., Kaeppler, R., Suhr, P. (2006): Geophysical and geological investigation of maar structures in the Upper Lusatia region (East Saxony). *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 157, 355–372.
- Lippolt, H.J. (1978): K-Ar-Untersuchungen zum Alter des Rhön-Vulkanismus. *FortschrMineral* 56, Bh. I: 85.
- Lippolt, H.J. (1982): K/Ar age determinations and the correlation of Tertiary volcanic activity in Central Europe. *Geol. Jahrb.*, D52, 113–135.
- Lippolt, H.J. (1983): Distribution of volcanic activity in space and time. In: Fuchs, K. (ed) *Plateau uplift*. Springer, Berlin, 112–120.
- Lippolt, H.J., Todt, W. (1978): Isotopische Alterbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, 6, 332–352.
- Lippolt, H.J., Gentner, W., Wimmenauer, W. (1963): Altersbestimmungen nach der Kalium-Argon-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands. *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ.*, 6, 507-538, Freiburg.
- 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, 101-102.
- Lippolt, H.J., Todt, W., Horn, P. (1974): Volcanism of the Rhinegraben: Potassium-argon ages, local setting, petrology, and gravity anomalies. In: Illies, J.-H., Fuchs, K. (eds), *Approaches to Taphrogenesis*, 213-221, Schweizerbart.
- Litt, T., Schmincke, H.-U., Kromer, B. (2003): Environmental response to climate and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quaternary Science Reviews* 22, 7–32.
- Lohr, U. (1982): Ergebnisse magnetotellurischer Messungen im Gebiet des Laacher Sees. – Diss. TU-Braunschweig, 95 Seiten, Braunschweig.
- Loos J., Juch D., Ehrhardt, W. (1999): Äquidistanzen von Blattverschiebungen: neue Erkenntnisse zur Lagerstättenbearbeitung im Ruhrkarbon. *Z. f. angew. Geol.*, 45, 26–36.
- Lorenz, V. (1973): On the formation of maars. *Bull. Volcanol.*, 37, 183-204.
- Lorenz, V. (1986): On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology* 48, 265-274.
- Lorenz, V., Büchel, G. (1980a): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel. *Mitt. Pollichia*, 68, 29-100.
- Lorenz, V., Büchel, G. (1980b): Die Kesseltäler der vulkanischen Eifel – Nachweis ihrer Maargenese. *Mainzer geowiss. Mitt.*, 8, 173-191.
- Lustrino, M., Wilson, M. (2007): The Circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews* 81, 1–65.
- Mälzer, H., Hein, G., Zippelt, K. (1983): Height changes in the Rhenish Massif: determination and analysis. In: Fuchs, K., Von Gehlen, K., Mälzer, M., Murawski, H., Semmel, A. (Eds.), *Plateau Uplift, The Rhenish Shield— A Case History.*, 165–176. Berlin (Springer).
- Mäussnest, O. (1974): die Eruptionspunkte des Schwäbischen Vulkans. *Z. dt. geol. Ges.* 125, 23–54; 277-352.
- Martha, S., Zulauf, G., Dörr, W., Nesbor, H., Petschick, R., Prinz-Grimm, P., Gerdes, A., (2014): The Saxothuringian-Rhenohercynian boundary underneath the Vogelsberg volcanic field: evidence from basement xenoliths and U-Pb zircon data of trachyte. *German J. Geol. (Z. Dt. Ges. Geowiss.)* 165, 373–394.
- Marzoli, A., Piccirillo, E.M., Renne, P.R., Bellieni, G., Iacumin, M., Nyobe J.B., Tongwa, A.T. (2000): The Cameroon Volcanic Line revisited: petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources. *J. Petrol.* 41, 87–109.

- Mathar, J.P., Ritter, J.R.R., Friederich, W. (2006): Surface waves image the top of the Eifel plume. *Geophys. J. Int.*, 164, 377–382. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02835.x
- May, F. (2002): Säuerlinge der Vulkaneifel und der Südeifel. *Mainzer geowiss. Mitt.*, 31, 7–57.
- May, F. (2019): Möglichkeiten der Prognose zukünftiger vulkanischer Aktivität in Deutschland – Kurzbericht zur Standortauswahl, Hannover (BGR).
- Mechie, J., Prodehl, C., Fuchs, K. (1983): The long-range seismic refraction experiment in the Rhenish Massif. In: Fuchs, K., von Gehlen, K., Mälzer, H., Murawski, H., Semmel, A. (Eds.), *Plateau Uplift*. Springer, Heidelberg, pp. 260–275.
- Meier, R., (1990): Mathematisch-statistische Untersuchungen zum Vulkanismus des Urach-Kirchheimer Vulkangebiets. *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart* 85, 1–102.
- Merle, O., Michon, L. (2001): The formation of the West-European Rift: a new model exemplified by the Massif Central area. *Bull.Soc. Geol. Fr.* 172, 213–221.
- Mertz, D.F., Renne, P.R. (2005): A numerical age for the Messel fossil deposit (UNESCO world natural heritage site) from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 255, 67-75.
- Mertz, D.F., Löhnertz, W., Nomade, S., Pereira, A., Prelevic, D., Renne, P.R. (2015): Temporal spatial evolution of low-SiO₂ volcanism in the Pleistocene West Eifel volcanic field (West Germany) and relationship to upwelling asthenosphere. *J. Geodyn.* 88, 59-79.
- Meyer, R., Abratis, M., Viereck-Goette, L., Mädler, J., Hertogen, J., Romer, R.L. (2002): Mantelquellen des Vulkanismus in der thüringischen Rhön. *Beitr. Geol. Thüringen* 9, 75-105.
- Meyer, W. (1988): Die Entstehung der Trachyttuffdecke und einer Caldera im Siebengebirge. – *Fortschr. Mineral.*, 66 Beiheft 2, 27-30.
- Meyer, W., Stets, J. (2002): Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). *Neth. J. Geosci.*, 81, 217– 221.
- Moundi, A., Wandji, P., Bardintzeff, J.M., Ménard, J.J., Okomo Atouba, L.C., Mouncherou, O.F., Reusser, E., Bellon, H., Tchoua, F.M. (2007): Les basaltes éocènes à affinité transitionnelle du plateau Bamoun, témoins d'un réservoir mantellique enrichi sous la Ligne Volcanique du Cameroun. *C. R. Geosciences*, 339, 396–406.
- Mrlina, J., Kämpf, H., Geissler, W.H., Bogaard, vd P. (2007): Assumed Quaternary maar structure at the Czech/German boundary between Mýtina and Neualbenreuth (western Eger Rift, Central Europe): geophysical, petrochemical and geochronological indications. *Z. geol. Wiss.*, 35, 4-5, 213-230.
- Mrlina, J., Kämpf, H., Kroner, C., Mingram, J., Stebich, M., Brauer, A., Geissler, W.H., Kallmeyer, J., Matthes, H., Seidl, M. (2009): Discovery of the first Quaternary maar in the Bohemian Massif, Central Europe, based on combined geophysical and geological surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182, 97–112.
- Mrlina, J., H. Kämpf, V. Polák and M. Seidl, (2019). Indikace dvou neznámých kvartérních maarových vulkánů u Libé v západních Čechách na základě gravimetrického průzkumu, *Mineralogie a Geologie*.
- Nadin, P.A., Kusznir, N.J., Cheadle, M.J. (1997): Early Tertiary plume uplift of the North Sea and Faeroe-Shetland Basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, 109–127.
- Naujoks, M, Jahr, T., Jentzsch, G., Kurz, J., Hofmann, Y. (2006): Geodynamic and gravimetric modelling of earthquake swarm areas and processes. IAG General Ass., Cairns, August 2005.
- Nickschick, T., Kämpf, H., Flechsig, C., Mrlina, J., and Heinicke, J. (2015): CO₂ degassing in the artoušov mofette area, western Eger Rift, imaged by CO₂ mapping and geoelectrical and gravity surveys, *Int. J. Earth Sci.*, 104, 2107–2129. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1140-4>
- Nickschick, T., Flechsig, C., Mrlina, J., Oppermann, F., Löbig, F., Günther, T. (2019): Large-scale electrical resistivity tomography in the Cheb Basin (Eger Rift) at an International Continental

- Drilling Program (ICDP) monitoring site to image fluid-related structures. *Solid Earth*, 10 (6), 1951-1969. 10.5194/se-10-1951-2019
- Ochmann, N. (1988): Tomographische Analyse der Krustenstruktur unter dem Laacher See Vulkan mit Hilfe von teleseismischen Laufzeitresiduen. Diss. RWTH Aachen, 105 S., Aachen.
- Peterek, A. (2007): Känozoische Reliefentwicklung und Tektonik des zentralen Fichtelgebirges. In: MAIER, J. (ed.): *Das geographische Seminar – spezial: Exkursionsführer Oberfranken*, 253–269.
- Peterek, A., Rauche, H., Schröder, B., Franzke, H.-J., Bankwitz, P. & Bankwitz, E. (1997): The late- and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian massif (WBZ). *Geol. Rundsch.* 86, 191–202.
- Peterek, A., Reuther, C.-D., Schunk, R. (2011): Neotectonic evolution of the Cheb Basin (Northwestern Bohemia, Czech Republic) and its implications for the late Pliocene to recent crustal deformation in the western part of the Eger Rift. *Z. geol. Wiss.*, 39, 335–365.
- Pfaender, J. A., Jung, S., Kluegel, A., Muenker, C., Romer, R. L., Sperner, B., Rohrmüller, J. (2018): Recurrent local melting of metasomatised lithospheric mantle in response to continental rifting: Constraints from basanites and nephelinites/melilitites from SE Germany. *Journal of Petrology*, 59, 667–694. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy041>
- Pfeiffer, L., Kaiser, G., Pilot, J. (1984): K-Ar-Datierung von jungen Vulkaniten im Süden der DDR. *Freiberger Forschungshefte*, C 389, 93–97.
- Pflug, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens - Erträge der Forschung 184, 145 S., Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Pilet, S., Baker, M.B., Stolper, E.M. (2008): Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science* 320, 916–919.
- Pirrung, M., Büchel, G., Köppen, K.H., (2007): Hochauflösende fluviolakustrine Sedimente des jüngeren Pleistozän aus dem Alfbachtal bei Gillenfeld (Westeifel)—erste Ergebnisse. *Mainz. Geowiss. Mitt.*, 35, 51–80.
- Plomerová, J., Achauer, U., Babuška, V., Vecsey, L., Bohema Working Group (2007): Upper mantle beneath the Eger Rift (Central Europe): plume or asthenosphere upwelling? *Geophys. J. Int.* 169, 675–682.
- Poucllet, A., Juvigné, E., Pirson, S. (2008): The rocourt tephra, a widespread 90–74,000 stratigraphic marker in Belgium. *Quat. Res.* 70 (1), 105–120.
- Przybyla, T., Pfänder, J., Münker, C., Kolb, M., Becker, M., Hamacher, U. (2018): High-resolution ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of volcanic rocks from the Siebengebirge (Central Germany)—Implications for eruption timescales and petrogenetic evolution of intraplate volcanic fields. *Int. J. Earth. Sci. (Geol Rundsch)*, 107, 1465–1484. DOI 10.1007/s00531-017-1553-y
- Pucher, R. (1992): Magnetfeldanomalien in der Eifel. *Geol. Rundsch.*, 81, 429–443.
- Puziewicz, J., Matusiak-Małek, M., Ntaflos, T., Grégoire, M., Kaczmarek, M.-A., Aulbach, S., Ziobro, M., Kukuła, A. (2020): Corrigendum to “Three major types of subcontinental lithospheric mantle beneath the Variscan orogen in Europe” [*Lithos*, 362-363 (2020) 105467] *Lithos*, 364–365, July 2020, 105548.
- Reicherter, K., Froitzheim, N., Jarosinski, M. et al. (2008): Alpine tectonics north of the Alps. – In: McCann, T. (Hrsg.): *The geology of Central Europe*, vol. 2: Mesozoic and Cenozoic, 1233–1285, London.
- Ring, U., Bolhar, R. (2020): Tilting, uplift, volcanism and disintegration of the South German block. *Tectonophysics*, 795, 228611.
- Ritchie, G.L., Swallow, J.L., Mitchell, J.G., Morton, A.C. (1988): Jurassic ages from intrusives and extrusives within the Forties igneous province. *Scott. J. Geol.* 24, 81-88.
- Ritter, J.R.R., (2005): Small-scale Mantle Plumes: imaging and geodynamic aspects. In: Wenzel, F.(Ed.), *Perspectives in Modern Seismology, Lecture Notes in EarthSciences*, 105, 69–91.

- Ritter, J.R.R., (2007): The seismic signature of the Eifel Plume. In: Ritter, R., Christensen, U. (Eds.), *Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach*. 379–404.
- Ritter, J.R.R., Achauer, U., Christensen, U.R., The Eifel Plume Team (2000): The teleseismic tomography experiment in the Eifel Region, Central Europe: Design and First Results. *Seism. Res. Lett.*, 71, 437-443.
- Ritter, J.R.R., Jordan, M., Christensen, U.R., Achauer, U. (2001): A Mantle Plume below the Eifel volcanic fields, Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 7-14.
- Rölling, G. (1990): The ultramafic lamprophyres and carbonatites of Delitzsch/GDR. *Z. angew. Geol.* 36/2, 49-54.
- Rohrmüller, J., Horn, P., Peterek, A., Teipel, U. (2005): Specification of the Excursion Stops First day: Geology and structure of the lithosphere. In: Kämpf et al - *The KTB Deep Crustal Laboratory and the western Eger Graben*, 46-63.
- Rohrmüller, J., Kämpf, H., Geiß, E., Großmann, J., Grun, I., Mingram, J., Mrlina, J., Plessen, B., Stebich, M., Veress, C., Wendt, A., Nowaczyk, N. (2018): Reconnaissance study of an inferred Quaternary maar structure in the western part of the Bohemian Massif near Neualbenreuth, NE-Bavaria (Germany). *Intern. J. Earth Sci.*, 107, 4, 1381-1405. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1543-0>
- Rothe, P. (2005): *Die Geologie Deutschlands*. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt: 240 S.
- Rutte, E. (1992): *Bayerns Erdgeschichte – Der geologische Führer durch Bayern*. 2. Aufl. Verlag Ehrenwirth, München: 304 S.
- Šantrucek, P. (ed.) (1991): *Geological map of Czech Republic, sheet 11–14*, Cheb, 1:50.000. Czech Geological Survey, Prague.
- Saunders, A.D., Fitton, J.G., Kerr, A.C., Norry, M.J., Kent, R.W. (1997): The North Atlantic Igneous Province. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (Eds.): *Large Igneous Provinces*. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, 45–93.
- Schleicher, H., Keller, J., Kramm, U (1990): Isotope studies on alkaline volcanoes and carbonatites from the Kaiserstuhl, Federal Republic of Germany. In: A.R. Woolley and M. Ross (Editors), *Alkaline igneous rocks and carbonatites*. *Lithos*, 26, 21-35.
- Schmincke, H.-U. (2007): The Quaternary Volcanic Fields of the East and West Eifel (Germany) In: Ritter, R., Christensen, U. (Eds.) (2007): *Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach*. 241-322.
- Schmincke, H.-U. (2009): *Vulkane der Eifel*. Spektrum, Heidelberg.
- Schmincke, H.-U., Mertes, H. (1979): Pliocene and Quaternary volcanic phases in the Eifel volcanic fields. *Naturwiss.*, 66, 614-615.
- Schmitt, A.K., Marks, M.A.W., 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. *European Journal of Mineralogy*, 19 (6), 849–857. doi: <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1776>
- Schmitt, A.K., Wetzell, F., Cooper, K.M., Zou, H., Wörner, G. (2010): Magmatic longevity of Laacher See Volcano (Eifel, Germany) indicated by U–Th dating of intrusive carbonatites. *Journal of Petrology*, 51, 1053–1085.
- Schneider, K.P., Kirchenbaur, M., Fonseca, R.O.C., Kasper, H.U., Münker, C., Froitzheim, N. (2016): Role of crustal assimilation and basement compositions in the petrogenesis of differentiated intraplate volcanic rocks: a case study from the Siebengebirge volcanic field, Germany. *Contrib. Mineral. Petr.*, 171, 1–30.
- Schnepp, E. (1996): Geomagnetic paleointensities derived from volcanic rocks of the Quaternary East Eifel volcanic field, Germany. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 94, 23– 41.
- Schnepp, E., Hradetzky, H. (1994): Combined paleointensity and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum data from volcanic rock of the West Eifel field (Germany): Evidence for an early Brunhes geomagnetic excursion. *J. geophys. Res.*, 99, 9061-9076.

- Schouten, H., Klitgord, K.D., Whitehead, J.A. (1985): Segmentation of mid-ocean ridges. *Nature* 317: 225-229.
- Schreiber, U. (1996): Tertiärer Vulkanismus des Westerwaldes. *Terra Nostra* 96, 7, 187–212.
- Schreiber, U. (2005): Tertiärer Vulkanismus des Westerwaldes. *Geologie von Rheinland-Pfalz*, 233-238, Schweizerbart.
- Schreiber, U., Rotsch, S. (1998): Cenozoic block rotation according to a conjugate shear system in central Europe. Indications from paleomagnetic measurements. *Tectonophysics*, 299, 111–142.
- Schreiber, U., Berberich, G. (2012): Monitoring geogener Gase in der West-, Ost- und Südeifel sowie im Mittelrhein-/Lahngebiet. On behalf of the Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Mainz. 37. Unpublished. Mainz.
- Schreiber, U., Berberich, G. (2013a): Why does the Size of the Laacher See Magma Chamber and its Caldera Size not go together? New Findings. EGU Gen. Assembly 2013 Poster EGU 2013-5908, https://www.uni-due.de/imperia/md/content/fb10_geologie/egu2013-5908_poster_ls_hp.pdf.
- Schreiber, U., Berberich, G. (2013b): New Findings on Gas Migration and Active Tectonics in the East Eifel Volcanic Field. In proceedings of the Cenozoic Magmatism in Central Europe. 24th to 28th April 2013, Görlitz, Germany, 76-77.
- Schreiber, U., Anders, D., Koppen, J. (1999): Mixing and chemical interdiffusion of trachytic and latitic magma in a subvolcanic complex of the Tertiary Westerwald (Germany). *Lithos*, 46, 695-714.
- Schreiner, A. (1992): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte 1:50.000, Blatt Hegau und westlicher Bodensee. 290 S., Stuttgart.
- Schreiner, A. (2008): Hegau und westlicher Bodensee. *Sammlung Geol. Führer*, 62, 3. Aufl.
- Schröder, B., Peterek, A. (2001): Känozoische Hebungs- und Abtragungsgeschichte im Umfeld des westlichen Egergrabens. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 152, 387–403.
- Schröder, B., Peterek, A., (2002): Känozoische Morphotektonik und Abtragung zwischen Hochröhn und Heldburger Gangschar. *Z. geol. Wiss., Berlin*, 30 (4/5), 263-276.
- Schunk, R., Peterek, A., Reuther, C.-D. (2003): Untersuchungen zur quartären und rezenten Tektonik im Umfeld der Marienbader Störung und des Egerer Beckens (Tschechien) - erste Ergebnisse. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 87, 19–46.
- Schwarz, H.-U. (2012): Das Schwäbisch-Fränkische Bruchmuster. *Zeitschr. Deutsch. Gesell. Geowissen.*, 163, 411-446. 10.1127/1860-1804/2012/0163-0411
- Schwarzkopf, L.M., Tobschall, H. J. (1997): Železná Hůrka (Eisenbühl) - volcanology and geochemistry of a Quaternary scoria and lapilli cone in the Ohře (Eger) Rift. *Journal of GEOsciences*, 42, 73.
- Seiberlich, C.K.A., Ritter, J.R.R., Wawerzinek, B. (2013): Topography of the lithosphere–asthenosphere boundary below the Upper Rhine Graben Rift and the volcanic Eifel region, Central Europe. *Tectonophysics*, 603, 222–236.
- Sengör, A. M. C., Burke, K., Dewey, J. F. (1978): Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the upper Rhine Graben as an example. *American Journal of Science*, 278, 24-40.
- Shaw, C.S.J. (2004): The temporal evolution of three magmatic systems in the West Eifel volcanic field, Germany. *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 3–4, 213-240.
- Šrbený, O. (1994): Tertiary of the Bohemian Massif. In: Klomínský, J. (ed.): *Geological Atlas of the Czech Republic. Stratigraphy*. Czech Geological Survey, Prague.
- Sigurdsson, H., Devine, J.D., Tschua, F.M., Presser, T.S., Pringle, M.K. and Evans, W.C. (1987): Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, 1-16.
- Singer, B.S., Hoffman, K.A., Schnepf, E., Guillou, H. (2008): Multiple Brunhes Chron excursions recorded in the West Eifel (Germany) volcanics: support for long-held mantle control over the non-axial dipole field. *Phys. Earth planet. Int.*, 169(1–4, Special Issue SI), 28–40.

- Sirocko, F., Seelos, K., Schaber, K., Rein, B., Dreher, F., Diehl, M., Lehne, R., Jager, K., Krbetshek, M., Degering, D. (2005): A late Eemian aridity pulse in Central Europe during the last glacial inception. *Nature*, 436 (7052), 833–836.
- Sirocko, F., Dietrich, S., Veres, D., Grootes, P.M., Schaber-Mohr, K., Seelos, K., Nadeau, M.-J., Kromer, B., Rothacker, L., Röhner, M., Krbetschek, M., Appleby, P., Hambach, U., Rolf, C., Sudo, M., Grim, S. (2013): Multi-proxy dating of Holocene maar lakes and Pleistocene dry maar sediments in the Eifel, Germany. *Quat. Sci. Rev.*, 62, 56–76.
- Sirocko, F., Knapp, H., Dreher, F., Förster, M.W., Albert, J., Brunck, H., Veres, D., Dietrich, S., Zech, M., Hambach, U., Röhner, M., Rudert, S., Schwibus, K., Adams, C., Sigl, P. (2016): The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of Landscape Evolution Zones (LEZ) from laminated Eifel maar sediments of the last 60 000 years. In: Förster M.W., Sirocko F. (2016): The ELSA tephra stack: volcanic activity in the Eifel during the last 500,000 years. *Global and Planetary Change*, 142, *Glob. Planet. Chang.*
- Sissingh, W., (2006): Syn-kinematic palaeographic evolution of the west European Plat-form: correlation with Alpine plate collision and foreland deformation. *Netherlands J. Geosci.* 85, 131–180.
- Šnellerová, Z. (2011): *Pikritické Horniny Českého Středohoří*. Bachelor thesis, Praha.
- Špicáková, L., Ulicný, D., Koudelková, G. (2000): Tectonosedimentary evolution of the Cheb Basin (NW Bohemia, Czech Republic) between the Late Oligocene and Pliocene: a preliminary note. *Studia geoph. et geod.* 44, 556–580.
- Stadler, G., Teichmüller, R. (1971): Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, 18, 547–564.
- Standortauswahlgesetz vom 5. Mai 2017 (BGBl. I S. 1074), das zuletzt durch Artikel 1 des Gesetzes vom 7. Dezember 2020 (BGBl. I S. 2760) geändert worden ist.
- STD (= Deutsche Stratigraphische Kommission) (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*. Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt a. Main.
- Teichmüller, M., Teichmüller, R., Bartenstein, H. (1984): Inkohlung und Erdgas eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westfalen*, 32, 11-34.
- Tesauro, M., Hollenstein, C., Egli, R., Geiger, A., Kahle, H.-G. (2005): Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps. *Int. J. Earth Sci.*, 94, 525-537.
- Todt, W., Lippolt, H. J. (1980): K-Ar age determinations on Tertiary volcanic rocks: V: Siebengebirge, Siebengebirgsgraben. *J. of Geophys. R.*, 48, 18-27.
- Tolstikhin, I., Lehmann, B.E., Loosli, H.H., Gautschi, A. (1996): Helium and argon isotopes in rocks, minerals and related groundwaters: A case study in northern Switzerland. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 60 (9), 1497-1514.
- Ufrecht, W. (2006): Zusammensetzung und Herkunft der Gase in den Sauerlingen von Stuttgart-Bad Cannstatt und –Berg. *Hydrogeologie des Stuttgarter Mineralwassersystems – Schriftenreihe des Amtes für Umweltschutz*, 3, 103 – 114.
- Ulianov, A., Muntener, O., Ulmer, P., Pettke, T. (2007): Entrained macrocryst minerals as a key to the source region of olivine nephelinites: Humberg, Kaiserstuhl, Germany. *Journal of Petrology*, 48, 1079–1118.
- Ulrych, J., Pivec, E., Lang, M., Balogh, K., Kropáček, V. (1999): Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: a review. *Geolines* 9, 123–129.
- Ulrych, J., Dostal, J., Adamovič, J., Jelínek, E., Špaček, P., Hegner, E., Balogh, K. (2011): Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic), *Lithos*, 123, 133–144.

- Ulrych, J., Krmíček, L., Tomek, Č., Lloyd, F.E., Ladenberger, A., Ackerman, L., Balogh, K. (2016): Petrogenesis of Miocene alkaline volcanic suites from western Bohemia: whole rock geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopic signatures. *Chemie der Erde, Geochemistry* 76, 77–93.
- Van Balen, R.T., Houtgast, R.F., Van Der Wateren, F.M., Vandenberghe, J., Bogaart, P.W. (2000): Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer valley Rift system. *Global Planetary Change* 27, 113–129.
- Vavryčuk, V., Hrubcová, P. (2017): Seismological evidence of fault weakening due to erosion by fluids from observations of intraplate earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 3701–3718. <https://doi.org/10.1002/2017JB013958>
- Viereck, L. (1984): Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden, Ost-Eifel. *Bochumer geol. geotechn. Arbeiten* 17.
- Viereck, L.G., Bogaard, vd P. (1986): Magma- und Wärmeinhalt der Magmakammer des Laacher See und des Riedener Vulkans. *Forschungsbericht T 86-174*. Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT).
- Vieten, K., Hamm, H.-M., Grimmeisen, W., (1988): Tertiärer Vulkanismus des Siebengebirges. *Fortschr. Miner.*, 66, 2, 1-42.
- Visek, J., Nyvlt, D. (2006): Leitgeschiebestatistische Untersuchungen im Kontinentalvereisungsgebiet Nordböhmens. *Arch. Geschiebekunde* 5 (1–5), 229–236.
- Vrána, S., Štědrá, V. (1997): Geological model of western Bohemia related to the KTB borehole in Germany. *Sbor geol Věd, Geol.*, 47, 1–240.
- Vylita, T., Zak, K., Cilek, V., Hercman, H. (2007): Evolution of hot spring travertine accumulation in Karlovy Vary/Carlsbad (Czech Republic) and its significance for the evolution of Tepla valley and Ohre/Eger rift. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, 51, 427–42.
- Wagner, G.A., Gögen, K., Jonckheere, R., Wagner, I., Woda, C. (2002): Dating of the Quarternary volcanoes Kumorni Hurka (Kammerbühl) and Zeleзна Hurka (Eisenbühl), Czech Republic, by TL, ESR, alpha-recoil and fission track chronometry. *Z. geol. Wiss.*, 30, 191–200.
- Walker, K. T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L., Bock, G. (2005): Shear-wave splitting around the Eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling. *Geophys. J. Int.*, 163, 962–980.
doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02636.x
- Wall, M., Cartwright, J., Davies, R., McGrandale, A. (2010): 3D seismic imaging of a Tertiary dyke swarm in the southern North Sea, UK. *Basin Research*, 22, 181–194.
doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00416.x .
- Wedepohl, K.H. (1982): K-Ar-Altersbestimmungen an basaltischen Vulkaniten der nördlichen Hessischen Senke und ihrer Umgebung. *Geol. Jb. Hessen*, 111, 261-302.
- Wedepohl, K.H. (1983): Die chemische Zusammensetzung der basaltischen Gesteine der nördlichen Hessischen Senke und ihrer Umgebung. - *Geol. Jb. Hess.*, 111, 261-302.
- Wedepohl, K.H. (1985): Origin of the tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian depression. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 122-143.
- Wedepohl, K.H. (1987): Kontinentaler Intraplatten-Vulkanismus am Beispiel der tertiären Basalte der Hessischen Senke. *Fortschr. Miner.*, 65, 1, 19-47.
- Wedepohl, K. (2000): The composition and formation of Miocene tholeiites in the Central European Cenozoic plume volcanism (CECV). *Contrib. Min. Petr.*, 140, 180–189.
<https://doi.org/10.1007/s004100000184>
- Wedepohl, K.H., Baumann, A. (1999): Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136 (3), 225–239.

- Weinlich, F.H. (2005): Isotopically light carbon dioxide in nitrogen-rich gases: the gas distribution pattern in the French Massif Central, the Eifel and the western Eger Rift. *Annals of Geophysics*, 48, 19–31.
- Weinlich, F. H. (2014): Carbon dioxide controlled earthquake distribution pattern in the NW Bohemian swarm earthquake region, western Eger Rift, Czech Republic –gas migration in the crystalline basement, *Geofluids* 14, 143–159.
- Weinlich, F.H., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesar, J., Weise, S.M. (1999): An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C, and N) and compositional fingerprints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 3653 – 3671.
- Weiskirchner, W. (1972): Einführung zur Exkursion in den Hegau. *Fortschr. Mineral.*, 50, 70-84.
- Weinlich, F.H., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesar, J., Weise, S.M. (2003a): Geochemie und Verteilung der Quellgase und tektonische Struktur des Eger-Rifts in der Oberpfalz und in Oberfranken, Bayern. *Zeit. Deutschen Geol. Gesel.*, 154, 67–83.
- Weinlich, F.H., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesar, J., Weise, S.M. (2003b): Gas flux and tectonic structure in the western Eger Rift, Karlovy Vary – Oberpfalz and Oberfranken, Bavaria. *Geolines* 15, 181–187.
- Weiskirchner, W. (1975): Vulkanismus und Magmaentwicklung im Hegau. *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. 57, 117-134.
- Wenzel, F., Sandmeier, K.J. (1992): Geophysical evidence for fluids in the crust beneath the Black-Forest, SW Germany. *Earth-Science Reviews* 32, 61–75.
- Westaway, R. (2001): Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of the Rhenish Massif, north-west Europe. In: Maddy, D., Macklin, M., Woodward, J. (Eds.), *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*. Balkema, Abingdon, England, 87-167.
- White, N., Latin, D. (1992): Lithospheric thinning from subsidence analyses in the North Sea 'triple-junction'. *J. Geol. Soc. London*, 150, 473-488.
- Will, P., Lüders, V., Wemmer, K., Gilg, H.A. (2013): Pyrophyllit-Lagerstätte Ueffeln und Tongrube „Am Frettberg“ (N'Osnabrück, Norddeutschland): Vergleichende mineralogisch-geochemische Untersuchung und K-Ar-Datierung der Metapelite. *Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V.*, 13, Beiträge zur Jahrestagung München, 37-38.
- Wilson, M. (1991): *Igneous petrogenesis*. 2. Aufl., 466 S.; London (Academic).
- Wilson, M., Downes, H., (1991): Tertiary–Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe. *J. Petrol.*, 32, 811–849.
- Wilson, M., Downes, H. (1992): Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, 173-182.
- Wilson, M., Patterson, R. (2001): Intra-plate magmatism related to hot fingers in the upper mantle: Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. In: Ernst, R., Buchan, K. (Editors) *Mantle Plumes: Their identification through time*. Geological Society of America Special Paper, 352, 37-58.
- Wilson, M., Downes, H. (2006): Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. *Geol. Soc., London, Memoirs*, 32, 147-166. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.09>
- Wilson, M., Rosenbaum, J.M., Dunworth, E.A. (1995): Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3), 181–196.
- Wimmenauer, W. (2003): *Geologische Karte von Baden-Württemberg Blatt Kaiserstuhl, mit Erläuterungen*. Landesamt für Geol., Rohst. und Bergbau Baden-Württ., Freiburg i. Br., 280 S.
- Wirth, W., Plenefisch, T., Klinge, K., Stammler, K., Seidl, D. (2000): Focal mechanisms and stress field in the region Vogtland/Western Bohemia. *Studia geoph. et geod.* 44, 2, 126–141.

- Wörner, G. (1982): Geochemisch-mineralogische Entwicklung der Laacher See Magmakammer. Diss., 331 S.; Bochum.
- Wörner, G., Schmincke, H.-U. (1984a): Mineralogical and chemical zonation of the Laacher See Tephra Sequence (East Eifel, W. Germany). *J. Petrol.*, 25, 805–835.
- Wörner, G., Schmincke, H.-U. (1984b): Petrogenesis of the zoned Laacher See Tephra. *J. Petrol.*, 25, 836–851.
- Wörner, G., Wright, T.L. (1984): Evidence for magma mixing within the Laacher See magma chamber (East Eifel, Germany). *J. Volcan. Geotherm. Research*, 22, 301–327.
- Wörner, G., Schmincke, H.-U., Schreyer, W. (1982): Crustal xenoliths from the Quaternary Wehr volcano (East Eifel). *N. Jb. Miner. Abh.*, 144, 29-55.
- Wörner, G., Staudigel, H., Zindler, A. (1985): Isotopic constraints on open system evolution of the Laacher See magma chamber (Eifel, West Germany). *Earth and Planetary Science Letters*, 75, 37–49.
- Wörner, G., Zindler, A., Staudigel, H., Schmincke, H.-U. (1986): Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany. *Earth and Planet. Sci. L.*, 79, 107-119.
- Wörner G, Viereck L, Plaumann S, Pucher R, Bogaard vd P, Schmincke, H-U. (1988): The Quaternary Wehr volcano: a multiphase evolved eruption centre in the east Eifel volcanic field (FRG). *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen* 159: 73–99.
- Woodhall, D., Knox, R.W. (1979): Mesozoic volcanism in the northern North Sea and adjacent areas. *Bull. Geol. Surv. G.B.* 70, 34-56.
- Zhu, H., Bozdog, E., Peter, D., Tromp, J. (2012): Structure of the European upper mantle revealed by adjoint tomography. *Nat. Geosci.*, 5, 493-498.
- Ziegler, P.A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. *Tectonophysics*, 137, 389-420.
- Ziegler, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe-2nd ed.*. Shell International Petroleum Maatschappij B.V., Geol. Soc. Lond., Amsterdam.
- Ziegler, P.A. (1992a): European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, 91-111.
- Ziegler, P.A. (1992b): North Sea rift system. *Tectonophysics*. 208, 55-75.
- Zöller, L., Blanchard, H. (2009): The partial heatolongest plateau technique: testing TL dating of middle and Upper Quaternary volcanic eruptions in the Eifel Area, Germany. *Eiszeitalter und Gegenwart* 58, 86-106.
- Zolitschka, B., Negendank, J.F.W., Lottermoser, B.G. (1995): Sedimentological proof and dating of the early Holocene volcanic eruption of Ulmener Maar (Vulkaneifel, Germany). *Geol.Rundsch.* 84, 1, 213–219.
- Zolitschka, B. (1998): A 14,000-year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. *Geomorphology*, 22, 1, 1–17.