



Geologische Abhandlungen Hessen, Band 107

# Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996

## Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex



ANDREAS HOPPE & RÜDIGER SCHULZ (Hrsg.)

HLUG

Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Geologische Abhandlungen Hessen, Band 107: 215 Seiten, 69 Abb., 21 Tab., 4 Taf., Wiesbaden 2001  
ISBN 3-89531-809-4  
ISSN 0341-4043

# **Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996**

**Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex**

Andreas Hoppe & Rüdiger Schulz (Herausgeber)

---



Hessisches Landesamt  
für Umwelt und Geologie

Schriftleitung  
Dr. Roland E. Becker  
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie,  
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 : Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex / HLOG, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie. Andreas Hoppe & Rüdiger Schulz (Hrsg.). - Wiesbaden : HLOG, 2001  
(Geologische Abhandlungen Hessen ; Bd. 107)  
ISBN 3-89531-809-4

Titelbild:  
Der Vogelsberg im Rahmen der Geologie Mitteleuropas  
(aus Hans Cloos, 1955)

#### Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998.  
Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstraße 3A, D-70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie,  
Wiesbaden 2001  
ISBN 3-89531-809-4  
ISSN 0341-4043

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autorinnen und Autoren allein verantwortlich.

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without permission of the publisher.

Redaktion: Martina Peter, Dr. Adalbert Schraft, Dagmar Tangermann

Herstellung: mww.druck und so GmbH  
Greifstraße 6  
D-65199 Wiesbaden  
gedruckt auf chlor- und säurefreiem Papier

Herausgeber,  
© und Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie  
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden  
Telefon: 06 11/70 1034; e-mail: vertrieb@hlog.de  
Telefax: 06 11/97 40 813

## Inhaltsverzeichnis

Hoppe, A. & Schulz, R. Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einführung und Ergebnisse	5
Kött, A., Nesbor, D. & Ehrenberg, K.-H. Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996	15
Wonik, T., Bücker, C. & Gorling, L. Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten vulkanischen Gesteine	49
Bogaard, P.J.F., Wörner, G. & Henjes-Kunst, F. Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill core “Forschungsbohrung Vogelsberg 1996”	69
Bogaard, P.J.F., Jabri, L. & Wörner, G. Chemical alteration of basalts from the drill core “Forschungsbohrung Vogelsberg 1996”, Germany	101
Pucher, R., Wonik, T. & Schulz, R. Eine dreidimensionale Modellierung der magnetischen Anomalien des Vogelsberges	119
Buness, H. & Wonik, T. Seismische Reflektoren im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996	141
Schnepp, E., Rolf, C. & Struck, J. Paläo- und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Kernen der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996	151
Hottenrott, M., Martini, E., Grimm, K., Pross, J. & Radtke, G. Fossilführende Rupelton-Klasten (Mittel-Oligozän) aus dem Untergrund des Hohen Vogelsberges bei Ulrichstein (Forschungsbohrung Vogelsberg 1996)	171
Feist-Burkhardt, S. & Hottenrott, M. Ein fossilführender Klast des Oberen Muschelkalks (Trias) aus dem Untergrund des Hohen Vogelsberges bei Ulrichstein (Forschungsbohrung Vogelsberg 1996)	189
Fetissow, I. Fotolineationskarte des Vogelsberges	197
Leßmann, B., Scharpff, H.-J. & Wiegand, K. Hydrogeologie der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996	201
Sabel, K.-J. Die Bodenlandschaften des Vogelsberges	209

# Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einführung und Ergebnisse

Andreas Hoppe<sup>1</sup> & Rüdiger Schulz<sup>2</sup>

Hoppe, A. & Schulz, R. (2001): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einführung und Ergebnisse. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 5–14, 2 Abb.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

Auf der berühmten Zeichnung von Hans Cloos (1955; siehe Titelbild) ist der Vogelsberg so etwas wie der Schönheitsfleck im geologischen Antlitz Mitteleuropas. Er ist Teil der känozoischen Zentraleuropäischen Vulkanprovinz, die nördlich der Alpen mit Riftprozessen einhergeht (Ziegler 1982, Wilson & Downes 1991) und aus aufströmender Asthenosphäre gespeist wird (Hoernle et al. 1995, Goes et al. 1999). Dabei liegt der Vogelsberg (Abb. 1) etwa im Schnittpunkt eines Ost-West-verlaufenden Gürtels mit känozoischen Vulkanzentren zwischen Schlesien und der Eifel sowie einer in NNE-Richtung aufgereihten Häufung von Vulkanbauten, die dem Rheingraben folgen und nach Norden bis in die Hessische Senke reichen (vgl. HlFB 1989 sowie Horn et al. 1972, Lippolt 1982, Wedepohl 1987).

Morphologisch fällt der Vogelsberg eher weniger auf. Dabei ist er immerhin am Taufstein 773 m hoch, hat eine Ausdehnung von etwa 2 300 km<sup>2</sup>, wird aus teils mehr als 650 m mächtigen Abfolgen aufgebaut, umfasst mindestens 500 km<sup>3</sup> vulkanisch gefördert Material und ist so das größte Vulkangebiet Mitteleuropas. Er überdeckt einen teils komplex zerbrochenen Untergrund aus paläozoischen bis tertiären Gesteinen (vgl. HlFB 1989), auf dem sich prä-vulka-

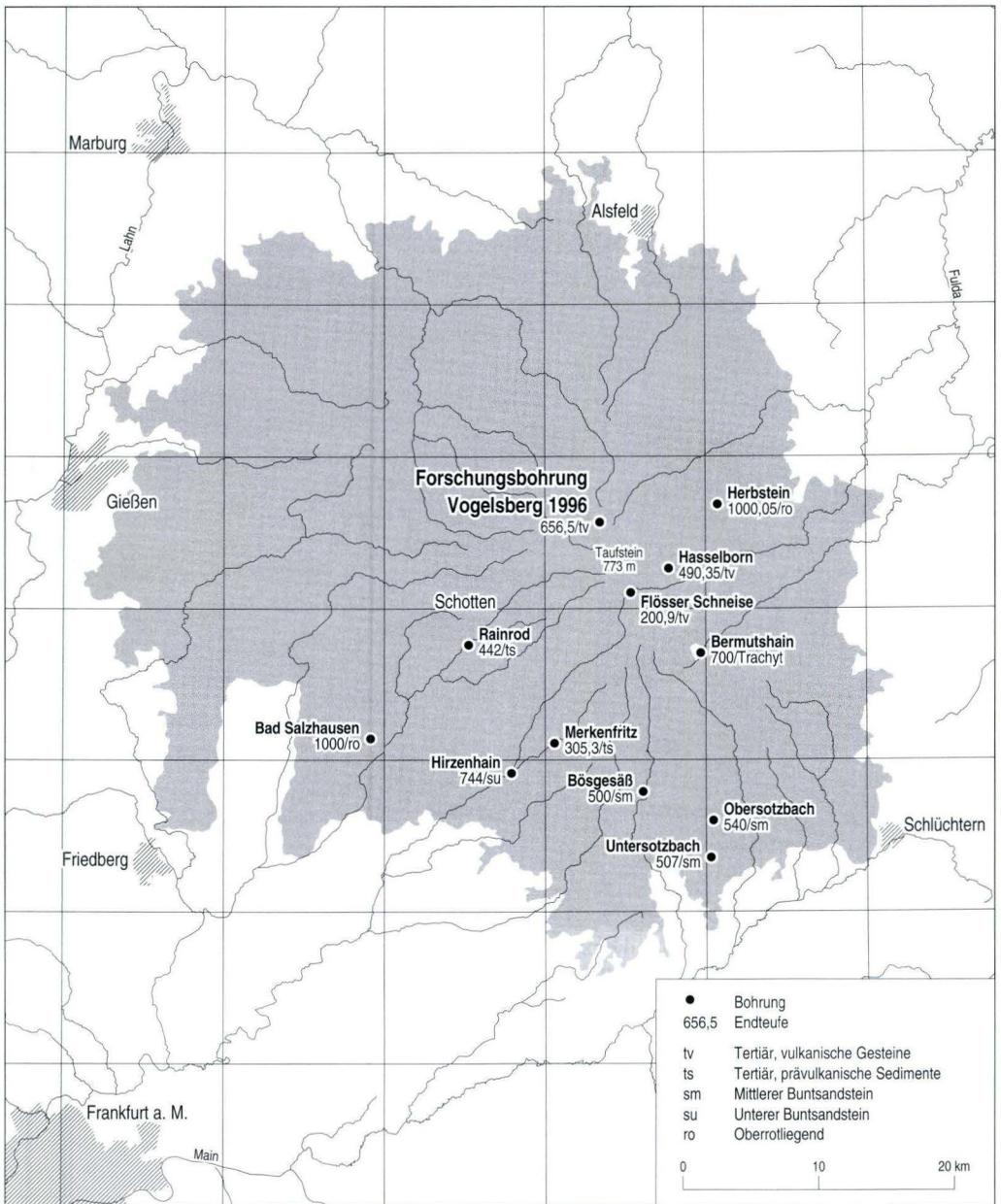
nisch eine flache Fluss- und Seenlandschaft entwickelt hatte. Während des Miozän wurden in zahlreichen Förderphasen alkalibasaltische, teils auch tholeiitische Schmelzen gefördert. Stellenweise haben erstere Mantelxenolithe mitgebracht, deren peridotitische Zusammensetzung auf Ausgangsschmelzen im oberen Mantel zwischen 50 und 100 km sowie auf eine rasche Förderung an die Oberfläche verweisen. Ein anderer Teil der Schmelzen hat sich in Magmenkammern während unterschiedlich langer Zwischenaufenthalte in der Kruste durch Kristallisation und/oder Assimilation von Nebengestein oder auch Magmenmischung bis hin zu Trachyten verändert. Die Schmelzen flossen als Laven aus oder wurden explosiv, teils wohl auch phreatomagmatisch, gefördert. So entstanden häufig schichtig aufgebaute Wechselfolgen aus Lavaströmen und Tufflagen. Das komplexe Vulkangebiet wurde während intra- und postvulkanischer Bruchtektonik weiter zergliedert. Flächenhafte Abtragung schuf ausgedehnte Verbnungsflächen, in die sich ab dem Pliozän die heutigen Täler einschneiden (vgl. Ehrenberg et al. 1981, Ehrenberg & Hickethier 1985, Dersch-Hansmann et al. 1999, Ebhardt et al. 2001).

Einer detaillierten und flächenhaften geologischen Erkundung gegenüber verhält sich das

---

<sup>1</sup> Prof. Dr. A. Hoppe, Institut für Angewandte Geowissenschaften der Technischen Universität, Schnittpahnstraße 9, D-64287 Darmstadt.

<sup>2</sup> Dr. R. Schulz, Dir. u. Prof., Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Stilleweg 2, D-30655 Hannover.



**Abb. 1.** Lage der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 und weiterer tiefer Bohrungen im Vogelsberg; mit Angabe von Endteufe und Endformation (vgl. Ehrenberg & Hickethier 1985).

aufschlussarme Gebiet eher spröde. Das liegt daran, dass die Lavaströme im Gelände teils nur schwer zu unterscheiden sind und meist weitflächig von mächtigen quartären Überlagerungen einschließlich ausgedehnter Basaltblockschuttdecken verdeckt werden. Die Kartierung ist daher aufwendig. Zahlreiche Dünnschliffuntersuchungen, geochemische Analysen, geophysikalische Profile und Sondierungen sind notwendig, um ein modernen Ansprüchen genügendes Kartenblatt erarbeiten zu können. Fünf der Messtischblätter des Vogelsberges gehören noch zu den letzten acht sogenannten „weißen“ Blättern (von insgesamt 163 Blättern) in Hessen, die noch nicht im Maßstab 1:25 000 geologisch aufgenommen wurden (drei davon werden derzeit bearbeitet; vgl. letzte Seite in diesem Band). Zur Entschlüsselung seiner Geschichte sind daher bereits schon früher Bohrungen im Vogelsberg abgeteuft und zusammenschauend ausgewertet worden, zumal tiefe Taleinschnitte, die einen Einblick in den Untergrund geben könnten, vor allem im Hohen Vogelsberg fehlen und auch die Wasserversorgungsunternehmen diesen Bereich mittels Boh-

rungen noch nicht erkundet hatten (vgl. Ehrenberg et al. 1981, Ehrenberg & Hickethier 1985).

Nachdem der Vogelsberg wegen anderer Schwerpunktsetzungen im Geologischen Landesdienst für einige Jahre aus dem Blickfeld geraten war, wurde Mitte der neunziger Jahre die geologische und hydrogeologische Kartierung dort intensiviert. Über den Direktorenkreis der Staatlichen Geologischen Dienste Deutschlands konnte 1994 eine Forschungsbohrung eingeworben werden, die geophysikalisch von den Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben in Hannover begleitet und überwiegend auch finanziert wurde (300 000 DM). Weitere finanzielle Mittel wurden vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung (175 000 DM) sowie von der Gemeinde Ulrichstein (40 000 DM) zur Verfügung gestellt. Nach der Einbindung weiterer an der Auswertung interessierter Forschungseinrichtungen (insbesondere dem Geochemischen Institut der Universität Göttingen sowie dem Referat „Altersbestimmungen“ der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) wurde die Seilkernbohrung von Mai bis August 1996 im Hohen Vogelsberg, 2,5 km südöstlich von Ulrich-

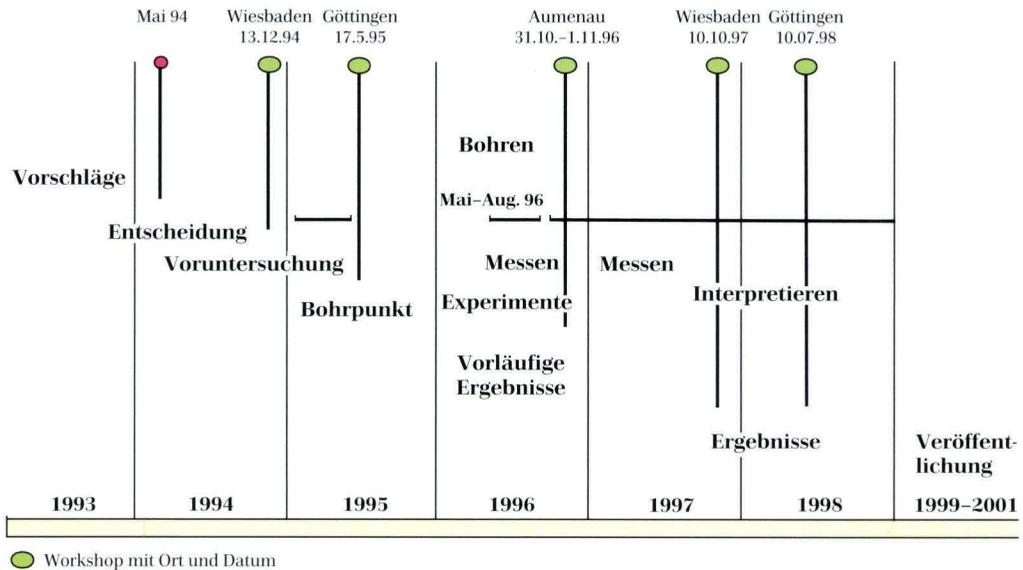


Abb. 2. Ablaufdiagramm für die Untersuchungen an der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996.

stein bei 670 m ü. NN beginnend, von der Firma Celler Brunnenbau abgeteuft (vgl. Abb. 2).

Erwartet worden waren dabei Erkenntnisse zu Fragen der Vulkanologie, Petrographie/Petrologie, Geophysik und Hydrogeologie, wie z.B. stoffliche und zeitliche Entwicklung des Vulkangebäudes, Eruptionsmechanismen, Genese der vulkaniklastischen Ablagerungen, Magmenbildung, Aufschmelzraten und Differentiationsprozesse, zeitliche und stoffliche Entwicklung der Mantelquelle, Paläomagnetik und Geothermie des Vulkangebäudes, Lage und Aufbau sowie Mächtigkeit und Anzahl der grundwasserführenden Gesteinseinheiten (Grundwasserstockwerke) in der vulkanischen Abfolge (vgl. Hoppe & Schulz 1997). Diese Fragen müssen auch beantwortet werden, um die reichen Grundwasservorkommen im Vogelsberg, die ihn weit über sein Verbreitungsgebiet hinaus auch für die außerhalb gelegenen Siedlungsräume bedeutsam machen, beurteilen zu können. Immerhin werden hier jährlich etwa 200 Mio. m<sup>3</sup> gewinnbares Grundwasser gebildet, wovon derzeit etwa ein Drittel genutzt wird (vgl. Leßmann et al. 2001; weitere Nutzungspotenziale zeigt in kleinmaßstäbiger Darstellung der Geowissenschaftliche Atlas von Hessen, Hoppe & Mittelbach 1999). Ein Hauptziel des Geologischen Landesdienstes war daher bei allen Arbeiten zum Vogelsberg in den letzten Jahren die Nutzbarmachung der gewonnenen Daten auch für mögliche quantitative Betrachtungen der Grundwasserreserven, denn bei vielen seiner Bewohner hatte sich in den letzten Jahrzehnten erheblicher Unmut angesammelt: Sie waren in Sorge, die Versorgung der Ballungsräume mit Wasser aus dem Vogelsberg führe zu negativen ökologischen und ökonomischen Folgen in ihrem Lebensraum mit temporärem Trockenfallen von Gewässern, Absinken der Grundwasserspiegel und damit einhergehenden Gebäudeschäden (Schutzgemeinschaft Vogelsberg 1997).

Mit der Forschungsbohrung sollte auch die Mächtigkeit der vulkanischen Abfolge im Hohen Vogelsberg erkundet sowie die stratigraphische Zuordnung des Liegenden ermöglicht wer-

den. Leider konnten diese Ziele nicht erreicht werden. Die Bohrkronen war in groben Vulkaniklastiten bei 656,5 m u. Gel. abgerissen. Weitere finanzielle Mittel standen nicht zur Verfügung, und so musste die Bohrung eingestellt werden. Die durchgehend gekernt und geologisch von Kött, Nesbor & Ehrenberg aufgenommene sowie geophysikalisch von Wonik, Bücker & Goring vermessene Bohrung erbrachte aber eine Fülle von neuen Daten und teils auch neuen Erkenntnissen, die dieser Band beschreibt. Er wird ergänzt mit einer Karte von Fetissow mit den aus Luft- und Satellitenbildern gewonnenen Informationen sowie einer Übersicht von Sabel zu den Böden des Vogelsberges. Hottenrott, Martini, Grimm, Pross & Radtke beschreiben aus einem Tonmergel-Klast in einer vulkaniklastischen Einheit aus dem unteren Teil der Bohrung Mikrofossilien und können somit erstmals mitteloligozänen Rupelton im Untergrund des Vogelsberges nachweisen; ein Kalkstein-Klast lieferte Mikroflora aus dem Oberen Muschelkalk (Feist-Burkhardt & Hottenrott). Die Hydrogeologie des Vogelsberges ist an anderer Stelle ausführlich dargelegt (Leßmann, Wiegand & Scharpff 2001); in diesem Band behandeln Leßmann, Scharpff & Wiegand hydrogeologische Einzelinformationen aus der Bohrung, darunter eine Kamerabefahrung der obersten 246,5 Meter.

Die Bohrung hat zu annähernd gleichen Teilen Vulkanite und Vulkaniklastite geliefert. Besonders auffällig sind zwischen 286 m und 374 m u. Gel. eine Trachylava und zwischen 442 m und 455 m u. Gel. ein „composite lava flow“ aus Hawaiiit und Latit. Die Vulkaniklastite weisen auf unterschiedliche Förder- und Transportmechanismen, die von primären Fall- (u.a. mächtige Schlackenagglomerate/Agglutinate) und Fließablagerungen (u.a. „base surges“) bis – vor allem im unteren Teil der Bohrung – zu Schutt- und Schlammstromablagerungen reichen (Kött, Nesbor & Ehrenberg).

Geochemisch lässt sich die Bohrung mit Hilfe von Haupt- und Spurenelementgehalten sowie der Sr- und Nd-Isotopie in drei Abschnitte untergliedern, wie Bogaard, Wörner & Henjes-

Kunst in ihrem Beitrag darlegen: Ein unterer Abschnitt (656–270 m) enthält mehrere differenzierte Laven. Dabei sind zwei mächtige Basaltströme mit höheren Ti-Gehalten in seinem tieferen Teil die primitivsten Gesteine dieser Differentiationsserie. Der mittlere Abschnitt zwischen 270 m und 100 m ist überwiegend aus Alkalibasalten und Tholeiiten aufgebaut. Der obere Abschnitt ab 100 m umfasst dagegen fast ausschließlich basanitische Gesteine. Diese geochemische Einteilung koinzidiert mit den von Schnepf, Rolf & Struck festgestellten Wechseln in der magnetischen Polarität, die von Bogaard, Wörner & Henjes-Kunst als Pausen zwischen Phasen magmatischer Aktivität bzw. als Hinweis auf aufeinanderfolgende Magmenschübe („magma batches“) interpretiert werden. Die geochemischen Unterschiede zwischen den einzelnen Schüben lassen sich durch Variationen in den Mantelquellen und dem Grad der Aufschmelzung sowie diese Variationen überlagernde Differentiations- und Assimilationsprozesse erklären. Die gemessenen  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von fünf Lavaströmen zeigen unter Berücksichtigung der magnetischen Polaritätswechsel und der Polaritätszeitskala, dass fast die gesamte in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 angebrochene Abfolge zwischen ca. 17,6 und 15,2 Ma gebildet wurde. Für diesen Abschnitt konnten drei Umkehrungen des erdmagnetischen Feldes nachgewiesen werden. Schnepf, Rolf & Struck leiten aus der mittleren Inklination der charakteristischen magnetischen Remanenz eine Paläobreite des Vogelsberges von  $45,7^\circ\text{N}$  ab; dies entspricht einer Verschiebung von etwas mehr als 500 km nach Norden seit der Entstehung des Vogelsberges.

Die vulkanische Abfolge ist in vielen Abschnitten auch sekundär verändert worden, wie dies drei von Bogaard, Jabri & Wörner untersuchte Verwitterungsprofile zeigen, die sich auf basaltischen Lavaströmen entwickelt hatten. Oberflächenverwitterung zeigt sich dabei in dem Abbau von primärem Olivin, Pyroxen, Plagioklas, Apatit und Mesostasis. Chemische Veränderungen, wie sie aus tropischen und subtropischen Roterden bekannt sind, wurden

allerdings nicht festgestellt. Hydrothermale Alterationen, die sich durch Zeolithbildung auf Klüften und in Blasen manifestieren, sind dagegen deutlich. Analcim bildete sich während der Abkühlung eines Lavaströmes. Vor allem das untere Profil zwischen etwa 560 m und 530 m enthält große Mengen an Zeolith und Analcim, die sich vermutlich infolge der Wärme der sich rasch aufstapelnden Lavaströme und Pyroklastika entwickelt hatten.

Geophysikalisch zeichnet sich der Vogelsberg durch eine sehr markante magnetische Anomalienhäufung aus (BGR 1976). Dagegen wird er in den anderen geophysikalischen Feldern nicht sichtbar. Weder in der Schwere noch im Temperaturfeld zeichnet sich das Vulkangebiet ab (Blundell et al. 1992). Im Gebiet des Vogelsberges ist eine natürliche Seismizität nicht nachweisbar; das Gebiet ist als aseismisch anzusehen (Leydecker 1986).

In der Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes für Deutschland ist der Vogelsberg die auffallendste Anomalie. Dies trifft allerdings nur für Höhen bis ca. 1000 m ü. NN zu; dies ist die Messhöhe für die aeromagnetische Karte (BGR 1976). In größeren Messhöhen nimmt die Vogelsberg-Anomalie stark ab; bei einer Feldfortsetzung auf 3000 m ü. NN ist sie vergleichsweise klein, z.B. im Vergleich mit der Anomalie von Kelberg in der Eifel (Wonik & Hahn 1989). Die starke Abnahme der magnetischen Anomalien des Vogelsberges mit zunehmender Höhe ist ein deutliches Indiz für die relativ oberflächennahe Lage der magnetisierten Gesteine. Ein tiefreichender magnetischer Körper scheint nicht nachweisbar zu sein, vielmehr handelt es sich um eine dünne, aber weit ausgedehnte Decke vulkanischer Gesteine. Im SW des Vogelsberges existiert eine Anomalie, die zu einem größeren, tiefer liegenden magnetischen Körper gehören könnte. Dies schließt die Möglichkeit ein, dass diese Anomalie das tertiäre Förderzentrum des Vogelsberges widerspiegelt. Wenn man aber andererseits versucht, diese Anomalie in das überregionale Bild der Magnetikanomalien einzuordnen, so fällt die SW–NE-Streichrichtung auf. Diese varis-

kische Richtung parallel zur Odenwald-Spessart-Anomalie im Süden und der Westerwald-Lahn/Dill-Anomalie im Norden lässt einen unterlagernden Magnetikkörper mit paläozoischem Alter unter dem Vogelsberg eher wahrscheinlich erscheinen.

Die Vielzahl der gesteinsmagnetischen Untersuchungen der vergangenen Jahre erbrachte eine sehr große Heterogenität der Gesteinsmagnetisierung sowohl in der Größe wie in der Polarität. Dies trifft nicht nur lateral, sondern auch vertikal zu, wie die Ergebnisse der Forschungsbohrungen zeigen. In der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 wurden die magnetischen Eigenschaften sowohl an Kernen als auch anhand von Bohrlochmessungen untersucht. Für die magnetisierten Gesteine maßen Schnepf, Rolf & Struck eine hohe mittlere Magnetisierung, in den basaltischen Lavaströmen beträgt die Magnetisierung abschnittsweise sogar bis zu 100 A/m; eingeschaltet sind auch Bereiche mit geringer Magnetisierung. Berücksichtigt man die Polarität, so hebt sich die Wirksamkeit der normal und invers magnetisierten Bereiche fast auf.

Wegen dieser großen Heterogenität entzieht sich der Vogelsberg fast völlig einer magnetischen Modellierung. Erst wenn man die Magnetfeldanomalien in größeren Höhen betrachtet und gewisse Vereinfachungen über die Magnetisierung annimmt, gelingt es, einige Grundaussagen über den magnetischen Modellkörper des Vogelsberges zu treffen. Aus den vorliegenden Gesteinsuntersuchungen leiten Pucher, Wonik & Schulz ab, dass der Vogelsberg-Körper am besten mit einer mittleren Magnetisierung von 2,5 A/m charakterisiert werden kann. Aus den geometrischen Randbedingungen – die obere Begrenzungsfläche des vulkanischen Vogelsberg-Körpers entspricht der Topographie, im Unteren Vogelsberg ist die Basaltbasis bekannt – gelingt es dann, die grundsätzliche Form des Körpers durch vergleichende Modellrechnungen zu modellieren. Damit ergibt sich ein relativ dünner magnetischer Körper. Die maximale Mächtigkeit des Körpers dürfte 1000 m nur an einzelnen Stellen übersteigen.

Allerdings sei an dieser Stelle noch einmal angemerkt, dass bei einer magnetischen Modellierung das Produkt aus Magnetisierung und Mächtigkeit nicht aufgelöst werden kann und jede Tiefenabschätzung damit relativiert werden muss.

Im Schwerefeld liefert die Karte der Bouguer-Anomalien (Plaumann 1991) keine Hinweise auf den Vogelsberg und seinen tieferen Untergrund. Das liegt vor allem daran, dass die Dichte des Basalts nicht wesentlich von der mittleren Gesteinsdichte von 2,67 g/cm<sup>3</sup> abweicht, die auch für die Reduktion der Bouguer-Karten verwendet wird. An Kernen der Bohrungen 1972/73 wurden Werte zwischen 2,08 und 3,05 g/cm<sup>3</sup> bestimmt, wobei die Mittelwerte zwischen 2,6 und 2,9 g/cm<sup>3</sup> lagen (Plaumann 1981); bei den Bohrlochmessungen in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (Teufenbereich 180–360 m u. Gel.) maßen Wonik, Bücken & Gorling Werte zwischen 2,34 und 2,80 g/cm<sup>3</sup>. Zwar zeichnen sich der Trachyt und die Vulkaniklastite durch geringere Werte (2,15 bzw. 1,90 g/cm<sup>3</sup>) aus, die über den gesamten Bereich des Vogelsbergs gemittelte Dichte wird dadurch aber kaum verringert.

Die Messung der natürlichen Temperaturverteilung in Bohrungen im Hohen Vogelsberg erweist sich wegen der hydrogeologischen Verhältnisse als schwierig. Da die Bohrungen häufig schwebende Grundwasserhorizonte miteinander verbinden, kommt es in den Bohrungen zu einem Abfluss aus oberflächennahen Grundwasserstockwerken in tiefere klüftige Basalte, wobei die natürlichen Temperaturverhältnisse nachhaltig gestört sind; so geschehen in der Forschungsbohrung 2/2A (Hasselborn) bis zu einer Tiefe von 360 m (Grubbe 1981) und in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (Wonik, Bücken & Gorling). Eine Bestimmung der Wärmestromdichte ist daher dort nicht möglich. Die regionale Wärmestromdichte im Vogelsberggebiet, ermittelt aus den Bohrungen Haselborn (unterer Teil), Hirzenhain und Böß-Gesäß, beträgt 67 ± 10 mW/m<sup>2</sup>, d.h. eine Wärmestromdichteanomalie liegt nicht vor (Grubbe 1981). Wie zu erwarten, ist die Erwärmung durch den miozänen Vulkanismus längst abge-

klungen; theoretisch würde die Erwärmung nur noch in der Größenordnung von 0,02 % liegen.

Auch den geophysikalischen Tiefenerkundungsverfahren scheint sich der Vogelsberg zu verschließen. Geoelektrische Verfahren erreichen aufgrund der großen Heterogenität in der Oberfläche nur geringe Eindringtiefen. Gesicherte Aussagen über die Verteilung des spezifischen Widerstandes sind nur für die obersten 100 m zu erwarten (vgl. Zschau 1981). Die in den 80er Jahren durchgeführten reflexionsseismischen Messungen der Industrie (z.B. BEB 1985) erbrachten nur unbefriedigende Ergebnisse. Die Inhomogenität der vulkanischen Gesteine und die dadurch erschwerten statischen Korrekturen lassen eine Abbildung möglicher tiefer Reflektoren nicht zu.

Nachdem die Basis des vulkanischen Vogelsberges in der Forschungsbohrung nicht durchörtert werden konnte, wurde die Bestimmung ihrer Basis mit geophysikalischen Methoden versucht. Dazu wurde von Bunes & Wonik ein vertikales seismisches Profil (VSP) in der Bohrung vermessen. Die qualitativ sehr guten Ersteinträge der VSP-Messung erlauben dabei die Bestimmung von seismischen Durchschnitts- und Intervallgeschwindigkeiten, die relativ gleichförmig bei 3000 m/s liegen. In der Bohrung selbst sind zwei Reflektoren mit erbohrten lithologischen Schichtgrenzen korrelierbar. Ein weiterer Reflektor bei  $830 \pm 25$  m Tiefe, d.h. rund 170 m unterhalb der Endteufe der Bohrung, wurde zunächst als Basis der vulkanischen Abfolge gedeutet. Zur Überprüfung dieser Hypothese wurde ein 1,5 km langes reflexionsseismisches Profil über die Forschungsbohrung gelegt, wobei ein neuer „Mini-Vibrator“ als hochfrequente Anregung eingesetzt wurde. Die seismische Sektion zeigt eine Vielzahl von flachliegenden Horizonten, die keine einheitliche Strukturaussage zulassen. Der Reflektor in ca. 830 m Tiefe ist zwar gut zu erkennen, aber er ist lateral nicht durchgängig und kann daher nicht als Unterkante des vulkanischen Körpers angesprochen werden. Ein weiterer Reflektor in ca. 1100 m Tiefe konnte ebenfalls nicht über das Profil verfolgt werden und spiegelt deshalb ebenso wenig die Auflage-

rungsfläche der vulkanischen Gesteine wider. Unter der Voraussetzung, dass die vulkanischen Gesteine relativ eben und der Impedanzkontrast zwischen den in der vulkanischen Abfolge vorherrschenden Basalten und den Sedimenten im Liegenden hinreichend groß ist, schließen Bunes & Wonik aus dem Fehlen eines deutlichen Reflektors in den VSP-Messungen zwischen der Endteufe und 830 m, dass die Unterkante des Basaltes tiefer als 830 m u. Gel., d.h. tiefer als 160 m u. NN, liegt.

Die unterschiedlichen durchteuften lithologischen Einheiten – einerseits Vulkaniklastite, andererseits eine Abfolge von Lavaströmen basanitischer, alkaliolivinbasaltischer und tholeiitischer Zusammensetzung sowie eine mächtige Trachyt-Einschaltung – lassen sich durch die Anwendung von mathematisch-statistischen Verfahren auf die geophysikalischen Bohrlochmessungen sehr gut nachweisen. Die einzelnen Lavaströme können in jeweils vier charakteristische Zonen gegliedert werden, die sich durch ihren unterschiedlichen Blasenanteil deutlich in ihren physikalischen Eigenschaften unterscheiden (vgl. Abb. 6 in Wonik, Bücken & Gorling): Die Dachzone ist gekennzeichnet durch eine hohe Anzahl von großen Blasen, deren Größe in einer Übergangszone merklich abnimmt; in der Kernzone sind fast keine Blasen mehr vorhanden; in der Basiszone nehmen aufgrund von Alterationen die Anzahl von Klüften und Störungszonen wieder zu. Insbesondere die Dichte ist ein guter Indikator für diesen internen Aufbau der Lavaströme (Wonik, Bücken & Gorling).

Kehren wir noch einmal zum Grundwasser zurück: Sind – wie oben behauptet – die hier angewendeten Methoden für eine Nutzung dieses für Hessen so wichtigen Geopotenzials „Grundwasser des Vogelsberges“ überhaupt bedeutsam? Sinnvolle Bewirtschaftungen solcher Ressourcen setzen voraus, dass die insgesamt vorhandenen sowie die jährlich genutzten und über Niederschlag erneuerten Wassermengen bekannt sind. Während diese Mengen für die beiden letztgenannten Bereiche an der Oberfläche gemessen werden können, entzieht sich

die im Untergrund vorhandene Menge einer einfachen Betrachtung. Der Vogelsberg enthält eine Reihe von Kluftgrundwasserleitern sowie Grundwassergeringleitern. Notwendig ist also zunächst eine entsprechende Klassifizierung der vulkanischen Einheiten sowie eine anschließende Regionalisierung der Architektur des Vulkangebildes. Hier hatte der Geologische Landesdienst in den vergangenen Jahrzehnten das Konzept eines Grundwasserstockwerkbaus entwickelt, das mit einer detaillierten hydrogeologischen Kartierung in den letzten Jahren bestätigt werden konnte (vgl. Leßmann et al. 2001). Es beschreibt die Lavaströme als Kluftgrundwasserleiter und die Aschenlagen als Grundwassergeringleiter. Das erklärt, dass sich im topographisch höheren Vogelsberg auf solchen Geringleitern schwebende Grundwasserstockwerke bilden können, die durch Niederschlag gespeist werden, während längerer Trockenzeiten aber auch trocken fallen können. Das unterhalb des morphologischen Vogelsbergfußes gelegene Hauptgrundwasserstockwerk ist dagegen nachgewiesenermaßen ganzjährig wassergesättigt; ihm wird deutlich weniger Wasser entnommen als sich jährlich über den Niederschlag neu bildet.

Nun sind andererseits vom Vogelsberg tertiäre Verwitterungsbildungen – wie Basalteisenstein, Roterden und Bauxitknollen – bekannt, und die Eisenerze sowie die Bauxite des nordwestlichen Vogelsberges sind auch wirtschaftlich genutzt worden (vgl. Harrassowitz 1921, Schellmann 1966, Wirtz 1972, Schricke 1975, Schwarz 1997). Sie stehen im Zusammenhang mit einem Klimaoptimum im Miozän (vgl. Mai 1995), das sich beispielsweise in Palmwedeln des untermiozänen Münzenberger Blättersandsteins der Wetterau widerspiegelt (vgl. Dersch-Hansmann et al. 1999, Ebhardt et al. 2001) oder palynologisch im Vogelsberg und seiner Umgebung nachweisen lässt (Hottenrott 1985). Bei den in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 auftretenden Rotherizonten war also zunächst die Frage zu klären, ob es sich dabei um Verwitterungsbildungen oder um thermische Effekte

durch überfließende Lavaströme handelt. Letzteres konnten Bogaard, Jabri & Wörner mit mineralogischen und chemischen Untersuchungen belegen. Auch die radiometrischen Altersbestimmungen zeigen deutlich, dass der weitaus größte Teil der Vulkanite vor dem miozänen Klimaoptimum gefördert worden war. Verwitterung hat also die Laven des Vogelsberges kaum so intensiv verändert, dass sie zu Grundwassergeringleitern wurden. Die Vorstellung von grundwasserleitenden Vulkaniten und Grundwasser gering leitenden Vulkaniklastiten konnte so belegt werden. Allerdings zeigen im Bereich der Tuffite die Bohrlochkalibermessungen starke Ausbrüche; zusammen mit den gemessenen Temperaturanomalien deutet sich an, dass es an diesen Stellen zum Wasseraustausch zwischen Gebirge und Bohrung kommt (Wonik, Bücker & Gorling). Entsprechende Anomalien konnten in den Lavaströmen durch die Bohrlochmessungen nicht festgestellt werden. Die unterschiedliche Dichteverteilung innerhalb eines Lavastroms (Abb. 6 in Wonik, Bücker & Gorling) zeigt aber die hohe Porosität, und damit vermutlich auch die erhöhte Permeabilität, an der Oberseite des Lavastroms.

Eine genauere Kenntnis der Architektur des Vogelsberges, die wiederum Voraussetzung für einen erfolgversprechenden Versuch einer modellierenden Quantifizierung ihrer Grundwasservorkommen ist, erfordert selbstverständlich die großmaßstäbige geologische Kartierung aller Teilgebiete sowie die Auswertung und Parallelisierung der zahlreichen Bohrungen. Erst in einer Zusammenschau der geologischen, bodenkundlichen und hydrogeologischen Karten, der Bohrungen sowie der Ergebnisse der Petrographie, Geochemie, Geochronologie, Paläontologie und Geophysik wird diese Parallelisierung und Quantifizierung gelingen können. Dazu wird auch künftig eine Zusammenarbeit des Geologischen Landesdienstes mit anderen Forschungseinrichtungen und Wasserversorgungsunternehmen notwendig sein. Der vorliegende Band zeigt, wie wir hoffen, dass solche Zusammenarbeit fruchtbar und zielführend sein kann.

# Schriftenverzeichnis

- BEB, Brigitta-Elwerath Betriebsgesellschaft (1985): Bericht über reflexionsseismische Messungen im Gebiet Vogelsberg 1984. – Archiv Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch. **99309**; Hannover (unveröff.).
- Blundell, D., Freeman, R. & Mueller, St., eds. (1992): *A Continent Revealed – The European Geotraverse*. – Cambridge (Cambridge University Press).
- BGR, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1976): Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1:500 000. – Hannover.
- Cloos, H. (1955): Ein Blockbild von Deutschland. – Geol. Rundschau, **44**: 480f.; Stuttgart.
- Dersch-Hansmann, M., Ehrenberg, K.-H., Heggemann, H., Hottenrott, M., Kaufmann, E., Keller, T., Königshof, P., Kött, A., Nesbor, H.-D., Theuerjahr, A.-K. & Vorderbrügge, T. (1999): Geotope in Hessen. – Schriftenreihe Dt. Geol. Ges., **8**: 69–126; Hannover.
- Ebhardt, G., Ehrenberg, K.-H., Hottenrott, M., Kött, A., Lefsmann, B. & Nesbor, H.-D. (2001): Geologie und Hydrogeologie des südwestlichen Vogelsberges und seiner Umrahmung. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. **83**: 65–87; Stuttgart.
- Ehrenberg, K.-H., Fromm, K., Grubbe, K., Harre, W., Hentschel, G., Hölting, B., Holtz, S., Kreuzer, H., Meisl, S., Nöring, F., Plaumann, S., Pucher, R., Strecker, G., Susic, M. & Zschau, H.J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen). Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2a (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**: 166 S.; Wiesbaden.
- Ehrenberg, K.-H. & Hicketier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 97–135; Wiesbaden.
- Goes, J., Spakman, W. & Bijwaard, H. (1999): A lower mantle source for central European volcanism. – Science, **286**: 1928–1931; Washington.
- Grubbe, K. (1981): Die terrestrische Wärmestromdichte im Gebiet des Vogelsberges. – In: K.-H. Ehrenberg et al.: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn). Geol. Abh. Hessen, **81**: 150–158; Wiesbaden.
- Harrassowitz, H. (1921): Die Bauxitlagerstätten des Vogelsberges. – Metall u. Erz, Z. Metallhüttenwesen u. Bergbau **18**, N.F. **9**: 567–577; Halle.
- HLfB, Hessisches Landesamt für Bodenforschung (1989): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000. – 4. Aufl.; Wiesbaden.
- 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; London.
- Hoppe, A. & Mittelbach, G. (1999): Geowissenschaftlicher Atlas von Hessen. Mit Beiträgen von H. Abel, G. Aderhold, W. Barth, R. Blum, K. Friedrich, H. Heggemann, M. Hemfler, M. Hoffmann, T. Kirnbauer, W. Liedmann, U. Mattig, M. Peter, W. Pöschl, F. Rosenberg, K.-A. Sabel, A.-K. Theuerjahr, T. Vorderbrügge. – Geologie in Hessen, **4**: 61 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.). [ISBN 3-89531-601-6].
- Hoppe, A. & Schulz, R. (1997): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – Die Geowissenschaften, **15**: 172–173; Essen.
- Horn, P., Lippolt, H.J. & Todt, W. (1972): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. – Eclogae geol. Helv., **65**: 131–156; Basel.
- Hottenrott, M. (1985): Palynologie und Stratigraphie im Vogelsberg unter besonderer Berücksichtigung der Tiefbohrung Salzhäusen. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 75–82; Wiesbaden.
- Leßmann, B., Wiegand, K. & Scharpf, H.-J. (2001): Die Hydrogeologie des vulkanischen Vogelsberges – Geol. Abh. Hessen, **108**: 144 S.; Wiesbaden.
- Leydecker, G. (1986): Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 1000–1981. – Geol. Jb., **E 36**: 3–83; Hannover.
- Lippolt, H.-J. (1982): K/Ar age determinations and the correlation of Tertiary volcanic activity in Central Europe. – Geol. Jb., **D 52**: 113–135; Hannover.
- Mai, D.H. (1995): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse. – 691 S.; Jena-Stuttgart-New York (Spektrum Akad. Verl.). [ISBN 3-8274-0643-9].
- Plaumann, S. (1981): Dichtebestimmung an den Bohrkernen. – In: K.-H. Ehrenberg et al.: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn). Geol. Abh. Hessen, **81**: 144–150; Wiesbaden.
- Plaumann, S. (1991): Die Schwerkarte 1:500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Mitte. – Geol. Jb., **E 46**: 3–16; Hannover.
- Schellmann, W. (1966): Die Bildung von Roterde und Bauxitknollen im Vogelsberg. – N. Jb. Miner. Mh., **11**: 321–341; Stuttgart.
- Schricke, W. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5319 Londorf. – 192 S.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- Schutzgemeinschaft Vogelsberg (1997): Ausgetrocknet. Von der Umgestaltung einer Landschaft:

- Der Vogelsberg und sein Wasser. - 103 S.; Schotten.
- Schwarz, T. (1997): Lateritic bauxite in Central Germany and implications for Miocene paleoclimate. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **129**: 37-50; Amsterdam.
- Wedepohl, K.-H. (1987): Kontinentaler Intraplattenvulkanismus am Beispiel der tertiären Basalte der Hessischen Senke. - *Fortschr. Mineralogie*, **65**: 19-47; Stuttgart.
- Wilson, M. & Downes, H. (1991): Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe. - *J. Petrology*, **32**(4): 811-849.
- Wirtz, R. (1972): Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. - *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **61**: 159 S.; Wiesbaden.
- Wonik, T. & Hahn, A. (1989): Karte der Magnetfeldanomalien  $\Delta F$ , Bundesrepublik Deutschland, Luxemburg, Schweiz und Österreich (westlicher Teil) 1:1000 000. - *Geol. Jb.*, **E 43**: 3-21; Hannover.
- Ziegler, P.A. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. - 130 S. + 40 enclos.; Amsterdam (Elsevier).
- Zschau, H.-J. (1981): Geoelektrik. - In: K.-H. Ehrenberg et al.: *Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn)*, *Geol. Abh. Hessen*, **81**: 20-25; Wiesbaden.

# Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996

Anne Kött<sup>1</sup>, Heinz-Dieter Nesbor<sup>2</sup> & Karl-Heinz Ehrenberg<sup>3</sup>

Kött, A., Nesbor, H.-D. & Ehrenberg, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 15–47, 18 Abb.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Vorbemerkungen

Der makroskopischen Kernbeschreibung wurden – soweit Dünnschliffe vorlagen – petrographische Ergänzungen zu den lithologisch-vulkanologischen Einheiten jeweils hinzugefügt. Fotos charakteristischer Kernabschnitte sollen die Beschreibung verdeutlichen.

Das Säulenprofil der Bohrung ist auf Abb. 1 dargestellt. Es entspricht in den Grundzügen dem schon 1996 von den o.a. Autoren aufgestellten und seitdem allen Beteiligten und Interessierten zugänglichen Profil.

Die Klassifikation und Nomenklatur der Vulkanite erfolgte – soweit chemische Analysen vorlagen (s. hierzu Bogaard et al. 2001) – weitgehend nach

dem Gesamtalkali ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )- $\text{SiO}_2$ -Diagramm (TAS; Le Bas et al. 1986).

Die Klassifikation und Nomenklatur der erbohrten vulkaniklastischen Gesteine (Vulkaniklastite) basiert vor allem auf dem Korngrößenschema von Schmid (1981), enthalten in den Vorschlägen der „IUGS-Subkommission für die Systematik der Magmatite“ (Le Maitre 1989).

Angaben zu vermuteten Bildungsweisen werden teilweise in Klammern ergänzt.

Eine ausführlichere Bearbeitung der Vulkaniklastite des Vogelsberges (auch dieser Bohrung) ist in Arbeit (Kött, in Vorbereitung).

## Beschreibung der Bohrkern- und petrographische Ergänzungen zu den lithologischen Einheiten

**-0,20 m Mutterboden**  
durchwurzelt

5,60–6,30 m dunkelgrau  
**-7,00 m Kernverlust**

**-2,30 m Lehm**  
braun, ± mit Basaltsteinen (feste Klaster)

**-8,20 m Basanit (Lavastrom)**  
porphyrisch (Olivin), mit einzelnen Mantelxenolithen

**-6,30 m Basaltzersatz**  
grusig, sandig, lehmig, mit einzelnen festeren Relikten und einzelnen zersetzten Mantelxenolithen (cm-groß)

-7,30 m feinblasig bis blasig, Blasen meist mit Zeolithen gefüllt

5,10–6,30 m feinblasig bis blasig, braun, weiß gesprenkelt

-7,60 m größere Blasen (< 2 cm Ø), oval bis länglich, Zeolithe als Wandbelag bzw. als Blasenfüllung

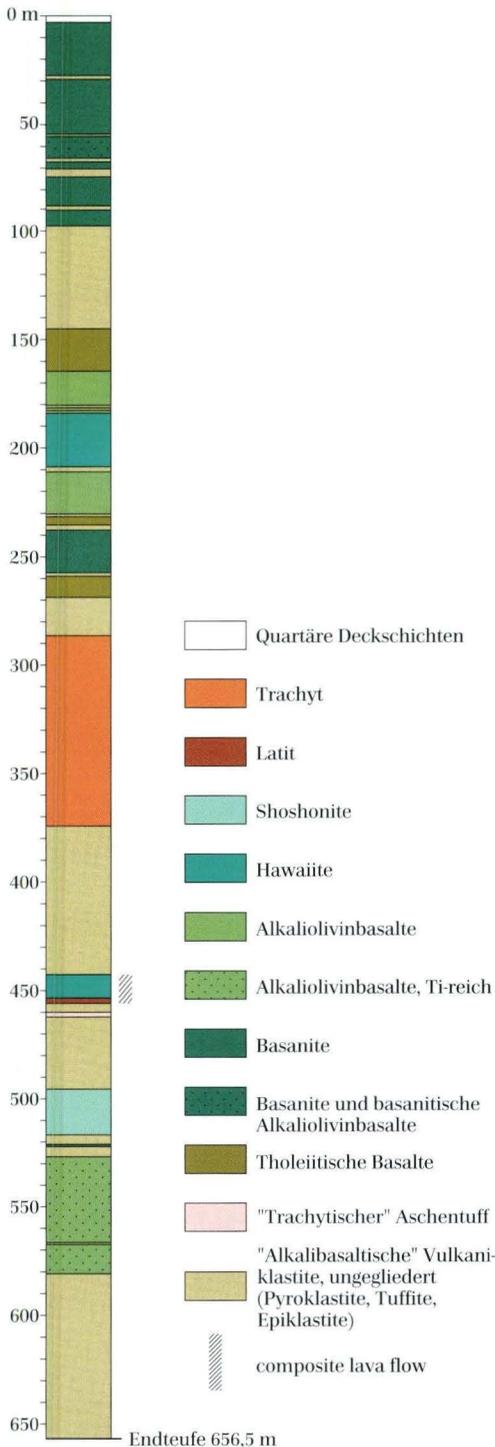
5,10–5,60 m rotbraun

-7,90 m wenige Blasen (bis 1,5 cm Ø), Blasen mit Zeolithbestegen oder -füllungen

<sup>1</sup> Dipl.-Geol. A. Kött, Oberstr. 6, 55452 Rummelsheim.

<sup>2</sup> Dr. H.-D. Nesbor, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65023 Wiesbaden.

<sup>3</sup> Dr. K.-H. Ehrenberg, Parkstr. 101, 65191 Wiesbaden.



-7,95 m blasenreicher, Blasen länglich, z.T. mit Zeolithfüllung

-8,20 m abnehmender Blasenanteil (< 1 cm Ø), z.T. mit Zeolithfüllung, dunkelbraungrau, einzelne zersetzte Mantelxenolithe

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (± serial)

Einsprenglinge: Olivin, bis 2,2 mm Ø, randlich bzw. kleinere Kristalle vollständig iddingsitisiert  
Grundmasse: Klinopyroxen, schwach bräunlich; Olivin, meist iddingsitisiert; Plagioklas, xenomorph, z.T. mit Apatitnadelchen; Titanomagnetit; ? Analcim

### -9,40 m Phäno-Basanit (Lavastrom)

-8,70 m Dachzone: brekziös, blasige Basaltfragmente, rötlichbraun bis rostfarben, mit cm-großen zersetzten Mantelxenolithen

-9,40 m Kern- und Basiszone: dunkelbraungrau, kleine Blasen, z.T. horizontal gestreckt, aber auch steilstehend, wenige längliche Hohlräume (bis 5 cm lang), nicht vollständig mit Zeolithen gefüllt

### -12,95 m Basanit (Lavastrom)

porphyrisch (Olivin), mit einzelnen Mantelxenolithen

-10,00 m Dachzone: brekziös, braunviolettgrau, grusig zersetzt

-12,95 m Kern- und Basiszone:

-10,50 m dunkelbraungrau

-10,85 m violettstichig grau, unregelmäßig geklüftet, einzelne zersetzte Mantelxenolithe, wenige große Hohlräume (bis 6 cm Ø), rundlich, mit Zeolithbestegen, kleinere zeolithgefüllte Blasen

-12,95 m dunkelgrau, kompakter, mit frischeren Mantelxenolithen

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (± serial)

Einsprenglinge: Olivin, bis 1 mm Ø, randlich bzw. kleinere Kristalle vollständig iddingsitisiert  
Xenokristalle: Olivin, drucklamelliert, bis 4 mm Ø, Ränder iddingsitisiert

**Abb. 1.** Bohrprofil der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (R 35 15 83, H 56 02 26, 670 m ü. NN).

Grundmasse: Klinopyroxen, schwach bräunlich; Olivin, meist iddingsitisiert; Plagioklas, xenomorph, z.T mit eingeschlossenen Apatitnadelchen; Titanomagnetit

Chemische Analyse: Probe VB96-01

#### **-14,60 m Phäno-Basanit (Lavastrom)**

-13,55 m Dachzone: brekziös, Basaltfragmente rotbraun, stark feinblasig, meist grusig zersetzt

-14,60 m Kern- und Basiszone:

-14,10 m dunkelgraubraun, stark blasig, Blasen bis 2 cm Ø, mit weißen Zeolithbestegen oder z.T. mit rotem Tonmineralzement gefüllt

-14,60 m dunkelbraungrau, Blasenanteil und -größe abnehmend, mit weißer und rötlicher Füllung, einige längliche Blasenschnüre

#### **-27,40 m Basanit (Lavastrom)**

porphyrisch (Olivin > Klinopyroxen), mit einzelnen Mantelxenolithen (< 1cm Ø)

-17,10 m Dachzone: brekziös, Basaltfragmente (< 10 cm Ø) stark kleinblasig, fleckig rotbraun

-27,40 m Kern- und Basiszone:

-21,50 m violettstichig dunkelgrau, zwischen 18,20 und 18,80 m beginnender Sonnenbrandzerfall

-26,70 m dunkelgrau, blasenfrei

-27,30 m violettstichig dunkelgrau, einzelne Blasen

-27,40 m kleinblasig, rötlichbraun; zwischen 27,10 und 27,40 m steilstehende, mit Karbonat gefüllte Kluft

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (serial)

Einsprenglinge: Olivin, bis 1 mm Ø, randlich bzw. kleinere Kristalle vollständig iddingsitisiert; Klinopyroxen, bis 1,5 mm Ø, ± zoniert, Kerne lichtbraun, Säume meist braun

Xenokristalle: Olivin, drucklamelliert, bis 2,3 mm Ø, Ränder iddingsitisiert

Grundmasse: Klinopyroxen, schwach bräunlich; Olivin, meist iddingsitisiert; Plagioklas, xenomorph, z.T mit eingeschlossenen Apatitnadelchen; Analcim, mit Apatitnadelchen; Titanomagnetit; Biotit

Hohlraumfüllungen: Zeolithe, Karbonate

Chemische Analyse: Probe VB96-08

#### **-27,60 m Lapilli-Aschentuff**

rotbraun, geschichtet

#### **-36,40 m Basanit (Lavastrom)**

porphyrisch (Olivin >> Klinopyroxen)

-29,30 m Dachzone mit eingesedimentiertem **Aschentuff**: brekziös, ± blasenarme Basaltklasten in ziegelroter Aschentuff-Matrix, Aschentuff-Anteil nach unten stark abnehmend

-36,40 m Kern- und Basiszone:

-33,00 m ± schwach blasig, Blasen bizarr geformt, bis 1 cm Ø, z.T. mit Zeolithen gefüllt

-36,00 m weitgehend blasenfrei, dunkelgrau, einzelne Krustenxenolithe (< 2 cm Ø)

-36,40 m kleinblasig, Blasen meist gestreckt

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (hiatal)

Einsprenglinge: Olivin, bis 2 mm Ø, idiomorph, wechselnd korrodiert, nur randlich iddingsitisiert; Klinopyroxen, bis 1,2 mm Ø, ± zoniert, Kerne lichtbraun, vereinzelt mit Einschlüssen, Säume z.T. lilastichig

Xenokristalle: vereinzelt Alkalifeldspat, bis 2 mm Ø, resorbiert, Randbereiche z.T. reich an Einschlüssen

Grundmasse: Klinopyroxen, schwach bräunlich; Plagioklas (Leisten >> xenomorph); Olivin, iddingsitisiert; Titanomagnetit

Chemische Analyse: Probe VB96-10

#### **-40,10 m Basanit (Lavastrom)**

fein- bis feinkörnig, mikroporphyrisch (Olivin, Klinopyroxen)

-36,65 m Dachzone mit eingesedimentiertem **Aschentuff**: brekziös, braune, blasenarme Basaltklasten in rotbrauner Aschentuff-Matrix

-40,10 m Kern- und Basiszone:

-37,75 m graubraun, vereinzelt bis dm-große, bizarr geformte bis rundliche Hohlräume, Blasen meist horizontal ausgelenkt, mit hell-durchsichtigen Kristallbestegen; bei 37,75 m Geopetalgefüge (horizontale „Wasserwaagen“ in Drusen)

-40,10 m mittel- bis dunkelgrau, weitgehend blasenfrei, einzelne cm-große Blasen, z.T. mit Zeolithen gefüllt

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: mikroporphyrisch (serial); Grundmasse fein- bis feinkörnig, intergranular

Einsprenglinge: Olivin, bis 2,1 mm Ø, randlich iddingsitisiert; Klinopyroxen, bis 0,7 mm Ø, ± zoniert, z.T. sternförmig agglomeriert

Grundmasse: Plagioklas (Leisten bis 0,7 mm Länge), Klinopyroxen; Olivin, ± iddingsitisiert; Titanomagnetit

Chemische Analyse: Probe VB96-11

#### **-44,90 m Basanit (Lavastrom)**

-40,50 m Dachzone: blasig-brekziös, blasige Basaltfragmente, dicht gelagert

-44,90 m Kern- und Basiszone:

-41,20 m stärker blasig (< 5 cm Ø), Blasen rund bis oval, meist horizontal ausgelenkt, z.T. mit rotbraunen Tonmineralen gefüllt

-43,00 m einzelne Blasen (< 5 cm Ø), rundlich bis länglich, horizontal ausgelenkt, Kristallbestege

-44,90 weitgehend blasenfrei, vereinzelte Blasen (bis 0,5 cm Ø)

Chemische Analyse: Probe VB96-12

#### **-47,85 m Basanit (Lavastrom)**

-46,10 m Dachzone: brekziös, Basaltfragmente blasenarm bis großblasig, stückig zerbohrt, zwischen 45,30 und 45,60 m Kernverlust

-47,85 m Kern- und Basiszone:

-46,50 m violettstichig braungrau, Hohlräume bis 7 cm Ø, rundlich bis oval, horizontal ausgelenkt, weiße und rostbraune Bestege

-47,00 m Blasenanteil abnehmend

-47,85 m weitgehend blasenfrei, wenige gestreckte Blasen, im untersten Teil etwas braungelbe Tonmineralfüllung

Chemische Analyse: Probe VB96-13

#### **-50,50 m Basanit (Lavastrom)**

feinkörnig, mikroporphyrisch (Olivin, Klinopyroxen), einzelne Mantelxenolithe

-48,50 m Dachzone: violettstichig graubraun, großblasig (Hohlräume meist bis 2 cm, vereinzelt bis 10 cm Ø, rundlich bis oval, hellbraune bis durchsichtige Bestege), oberste 10 cm reichlich braungelbe Tonmineralfüllung

-50,30 m Kernzone:

-49,10 m leicht violettstichig graubraun, Blasenanteil nach unten abnehmend

-50,30 m weitgehend blasenfrei, nur sehr vereinzelt kleine rundliche Blasen, bei 50,25 m Mantelxenolith (1 cm Ø)

-50,50 m Basiszone: brekziös, stark blasig

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: mikroporphyrisch (serial); Grundmasse feinkörnig

Einsprenglinge: Olivin, bis 1,2 mm Ø; Klinopyroxen, bis 0,8 mm Ø, oft sternförmig agglomeriert

Grundmasse: Klinopyroxen; Plagioklas, leistenförmig, z.T. xenomorph; Olivin; Titanomagnetit

Chem. Analysen: Proben VB96-13 und VB96-14

#### **-54,25 m Basanit (Lavastrom)**

fein- bis feinkörnig, mikroporphyrisch (Olivin, Klinopyroxen), einzelne Mantelxenolithe (cm-groß)

-51,20 m Dachzone:

-50,80 m violettstichig graubraun, sehr stark blasig, Blasen < 1 cm Ø, rund bis oval, untergeordnet mit graubraunen Tonmineralen gefüllt

-51,20 m abnehmend blasig (cm-groß), violettstichig braungrau

-54,25 m Kern- und Basiszone:

-51,80 m nach unten abnehmender Blasenanteil, vereinzelt bizarr geformte Blasen und Hohlräume (bis 7 cm Ø), zwischen 51,40 und 51,75 m deutlich kleinerblasig und Blasen mit farblosen und weißen Kristallbestegen

-53,50 m weniger und kleinere Blasen, meist mit weißen Kristallbestegen

-54,25 m stark blasig (bis 0,5 cm Ø), Blasen meist horizontal gestreckt

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: mikroporphyrisch (serial); Grundmasse fein- bis feinkörnig, intergranular

Einsprenglinge: Olivin, bis 1,6 mm Ø, randlich iddingsitisiert; Klinopyroxen, bis 0,7 mm Ø, ± zoniert, meist sternförmig agglomeriert

Grundmasse: Plagioklas, Leisten und größere Tafeln; Klinopyroxen, violettstichig; Olivin, ± iddingsitisiert; Titanomagnetit

Chemische Analyse: Probe VB96-15

**-56,65 m (Basanitischer) Alkaliolivinbasalt (Lavastrom)**

-55,20 m Dachzone mit eingesedimentiertem **Aschentuff**: brekziös, graubraune, kleinblasige Basaltklasten in rotbrauner Aschentuff-Matrix, Aschentuff-Anteil nach unten abnehmend, ab 54,80 m keine Aschentuff-Matrix mehr vorhanden

-56,65 m Kern- und Basiszone: weitgehend blasenfrei, bis auf einzelne kleinere sowie größere Blasen (< 3 cm Ø), z.T. Kristallbestege, vereinzelt Mantelxenolithe (cm-groß)

Chemische Analyse: Probe VB96-16

**-57,70 m Phäno- (Basanitischer) Alkaliolivinbasalt (Lavastrom)**

fast durchgehend stark blasig (Blasen meist < 1 cm Ø), ± violettstichig braungrau, einzelne Mantelxenolithe (cm-groß)

**-58,95 m (Basanitischer) Alkaliolivinbasalt (Lavastrom)**

porphyrisch (Olivin ≫ Klinopyroxen)

-57,90 m Dachzone: brekziös, violettstichig graubraun, Basaltfragmente stark kleinblasig

-58,95 m Kern- und Basiszone: wechselnd stark blasig, Blasen oft gestreckt (bis 4 cm lang), z.T. größere unregelmäßige Blasen Hohlräume (bis 7 cm Ø)

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (serial); Grundmasse feinkörnig, intergranular

Einsprenglinge: Olivin, bis 2,8 mm Ø, randlich iddingsitisiert; Klinopyroxen, bis 0,25 mm Ø

Grundmasse: Plagioklas (kleine Leisten); Klinopyroxen; Olivin, iddingsitisiert; Titanomagnetit

Chemische Analyse: Probe VB96-17

**-65,35 m (Basanitischer) Alkaliolivinbasalt (Lavastrom)**

porphyrisch (Olivin ≫ Klinopyroxen)

-60,90 m Dachzone: brekziös, braun bis braungrau, Basaltfragmente (bis 20 cm Ø) wechselnd blasig, Blasen mit blaugrauen Bestegen

-65,35 m Kern- und Basiszone: grau

-64,80 m weitgehend blasenfrei, lagig kleinblasig

-65,35 m mit horizontal gestreckten größeren Blasen (0,5–1 cm lang)

Chemische Analyse: Probe VB96-18

**-66,10 m Lapilli-Aschentuff**

rotbraun bis ziegelrot (wechselnd intensiv gefärbt), mit hellbraunen Aschentuffklasten, keine Schichtung erkennbar

**-68,85 m Basanit (Lavastrom)**

glasführend, porphyrisch (Olivin ≫ Klinopyroxen), mit Mantelxenolithen (cm-groß Ø)

-66,90 m Dachzone mit eingesedimentiertem **Aschentuff**: brekziös, wechselnd stark blasige Basaltklasten (bis 15 cm Ø) in rotbrauner Aschentuff-Matrix, Aschentuff-Anteil nach unten abnehmend

-68,85 m Kern- und Basiszone: grau

-68,15 m wechselnd groß- bis kleinblasig, Blasen meist unregelmäßig geformt

-68,85 wenige, bis 6 cm lange horizontal gestreckte Blasen

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (serial); Grundmasse dicht bis feinkörnig, intergranular bis intersertal

Einsprenglinge: Olivin, bis 1,3 mm Ø, meist frisch; Klinopyroxen, bis 0,8 mm Ø

Grundmasse: Klinopyroxen, Olivin, Titanomagnetit, Glas, ? Plagioklas (xenomorph)

Chemische Analyse: Probe VB96-19

**-70,30 m Phäno-Basanit (Lavastrom)**

mit Mantelxenolithen (cm-groß)

-69,05 m Dachzone: brekziös, blasige Basaltklasten, graubraun

-70,30 m Kern- und Basiszone: violettstichig braungrau

-69,60 m stark blasig, Blasen cm-groß, meist rundlich, wenige große, unregelmäßig geformte Blasen (< 7 cm Ø), blaßgraue Bestege

-70,30 m weniger blasig

**-70,45 m Aschentuff**

braunrot bis orange

**-72,30 m Lapillituff**

-71,75 m gelbbraunlich, geschichtet, z.T. reich-

lich Aschentuff-Matrix, Lapilli z.T. bis 3 cm Ø und meist rundlich

-71,90 m mittelbraun, geschichtet, stärker korn- gestützt, Klastenspektrum größer, Klasten kan- tengerundet

-71,94 m dunkelgrüngrau, korngestützt

-72,30 m hellgrau, korngestützt

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: meist blasenarme Glas- und Tachylit-Lapilli mit wechselnden Gehalten an Einsprenglingen von Klinopyroxen (z.T. mit Grünkern, vereinzelt agglomeriert), Olivin (z.T. randlich iddingsitisiert), Amphibol (u.a. auch kleine Amphibol-Klinopyroxen-Aggregate), Pla- gioklas, vereinzelt Titanit; wenige Klinopyroxen- und Amphibol-Kristalle und -Kristallbruch- stücke.

Lithoklasten: unterschiedliche Anteile an Vulkani- t-Klasten aus porphyrischem Alkaliolivinba- salt (Olivin, Klinopyroxen); körnigem Alkalioli- vinbasalt (feinkörnig, mikro-serialporphyrisch); porphyrischem Basanit (Olivin, Klinopyroxen);

porphyrischem Olivinbasalt (Olivin); selten Sedi- mentgesteins-Klasten (Sandstein, Tonstein, Quarzkörner)

Interpartikelraum: lagenweise auch reichlicher Aschentuff-Matrix (wechselnd stark tonig zer- setzt)

Sortierung: meist gut

**-73,00 m Aschentuff**

mittelbraun, mit helleren Aschentuffklasten (mehrere cm-groß)

**-76,20 Basanit (Lavaström)**

mikroporphyrisch (serial), (Olivin  $\gg$  Klinopyro- xen), vereinzelt kleine Mantelxenolithe

-73,90 m Dachzone mit einsedimentiertem

**Aschentuff:** brekziös, wechselnd stark blasige, bizarr geformte graue Basaltklasten (bis 20 cm Ø) mit braunem Rand in gelbbrauner Aschentuff- Matrix, Aschentuff-Anteil nach unten abnehmend

-76,20 m Kern- und Basiszone:

-74,70 m wechselnd blasig, Blasen rundlich



**Abb. 2.** Kernfolge zwischen 64 und 69 m u. Gel.: Zwei basanitische Lavaströme mit zwischengeschaltetem, thermisch beeinflusstem (rotgefärbtem) Aschentuff, der auch in die Dachbrekzie des liegenden Lavaströms einsedi- mentiert ist.

bis oval (< 3 cm Ø)

-74,90 m weitgehend blasenfrei, nur einzelne Blasen bis 1 cm Ø, stärker geklüftet (keine Vorzugsrichtung)

-76,20 m blasig, Blasen basisparallel gestreckt

#### Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: mikroporphyrisch (serial); Grundmasse feinkörnig, intergranular

Einsprenglinge: Olivin, bis 0,9 mm Ø, randlich iddingsitisiert; Klinopyroxen, bis 0,8 mm Ø, z.T. agglomeriert

Grundmasse: Plagioklas (Leisten bis 0,4 mm Länge), Klinopyroxen, Olivin, Titanomagnetit, Glas

Chemische Analyse: Probe VB96-22

#### -78,20 m Basanit (Lavastrom)

einzelne Mantelxenolithe

-76,80 m Dachzone: brekziös, Basaltfragmente blasig (mm bis 2 cm Ø), stark stückig zerbrochen, Blasen horizontal und vertikal ausgerichtet, rund bis bizarr geformt, vereinzelt mit Zeo-

lithen gefüllt

-77,60 m Kernzone: grau, zunehmend weniger

Blasen, jedoch noch durchgehend mäßig blasig

-78,20 m Basiszone: graubraun, stückig zerbrochen, stark klein- bis mittelblasig, Blasen gestreckt

Chemische Analyse: Probe VB96-23

#### -80,10 m Basanit (Lavastrom)

ganz vereinzelt Mantelxenolithe (bis cm-groß)

-78,75 m Dachzone: brekziös, rundliche Blasen (bis 1 cm Ø), stark zerbrochen

-80,10 m Kern- und Basiszone: grau bis dunkelgrau, weitgehend blasenfrei, meist nur wenige Blasen (bis 1,5 cm Ø), im untersten Bereich grobstückig zerbrochen, Blasen basisparallel gestreckt

Chemische Analyse: Probe VB96-24

#### -88,45 m Basanit (Lavastrom)

porphyrisch (Olivin), ganz vereinzelt Mantelxenolithe (bis cm-groß)

-80,80 m Dachzone: brekziös, Basaltfragmente



Abb.3. Kernfolge zwischen 70 und 75 m u. Gel.: Aschen- und Lapillituff-Folge zwischen zwei basanitischen Lavastromen; die Dachbrekzie des liegenden Lavastroms ist mit eingesedimentiertem Aschentuff durchsetzt.

graubraun, blasenreich (Blasen bis 0,5 cm Ø); stückig zerbrochen

-87,20 m Kernzone: grau bis dunkelgrau, vorherrschend blasenfrei, bereichsweise Blasen, z.T. mit Zeolithen gefüllt

-83,00 m violettstichig grau, zahlreiche Klüfte und Haarrisse, mit Zeolithbestegen bzw. -füllungen, vereinzelt bizarr geformte Hohlräume (bis 3 cm Ø), z.T. hellgraue Sonnenbrandfleckung

-87,20 m dunkelgrau, blasenfrei

-88,45 m Basiszone: brekziös, stark blasig, violettstichig grau, Blasen in den Basaltklasten zur Bohrkernachse schräg gestreckt, in den unteren ca. 25 cm durchsetzt mit bizarr geformten Zeolithrümchen und größeren Hohlräumen mit Zeolithbestegen; wechselnd stark stückig zerbrochen

**Mikroskopische Ergänzungen**  
Gefüge: porphyrisch (serial); Grundmasse feinkörnig, intergranular

Einsprenglinge: Olivin, randlich iddingsitisiert

Xenokristalle: Olivin, drucklamellierte

Grundmasse: Plagioklas (Leisten bis 0,25 mm Länge, zurücktretend xenomorph); Klinopyroxen, lilastichig; Olivin, ± iddingsitisiert; Titanomagnetit

Chemische Analyse: Probe VB96-25

#### -88,80 m Aschentuff

braunrot, bei 88,65 m übergehend in braunorange

#### -93,20 m Phäno-Basanit (Lavastrom)

-90,30 m Dachzone mit einsedimentiertem **Aschentuff**: brekziös, wechselnd stark blasig, z.T. angerundete, bis 30 cm große Basaltfragmente in rotbrauner Aschentuff-Matrix, Aschentuffanteil nach unten stark abnehmend

-93,20 m Kern- und Basiszone: weitgehend blasenfrei, grau, an der Basis schwach blasig

#### -97,70 m Basanit (Lavastrom)

porphyrisch (Olivin), einzelne Mantelxenolithe (cm-groß)

-94,15 m Dachzone: kleinblasig, Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt

-96,10 m Kernzone: weitgehend blasenfrei,

grau, nur wenig geklüftet

-97,70 m Basiszone: violettstichig graubraun, stark blasig, Blasen oft gestreckt und zonenweise mit Zeolithen gefüllt

**Mikroskopische Ergänzungen**

Gefüge: porphyrisch (serial)

Einsprenglinge: Olivin, randlich iddingsitisiert, bis 1,4 mm Ø

Xenokristalle: Olivin, drucklamellierte, bis 2,5 mm Ø

Grundmasse: Klinopyroxen; Plagioklas (Leisten und xenomorph); Olivin, iddingsitisiert; Titanomagnetit; Mesostasis

Chemische Analyse: Probe VB96-26

#### -98,20 m Lapilli- bis Aschentuff

geschichtet, z.T. gradiert, Lapilli bis 4 mm Ø

-98,10 m rötlichbraun

-98,20 m gelbbraun

**Mikroskopische Ergänzungen** (zu Lapillituff)

Juvenile Pyroklasten: fast ausschließlich meist blasenarme Glas- und Tachylit-Lapilli mit wechselnden Gehalten an Olivin-Einsprenglingen (bis 2 mm Ø)

Lithoklasten: ganz vereinzelt porphyrische Basanite (Olivin)

Interpartikelraum: Tonmineralzement, lagenweise auch reichlicher Aschentuff-Matrix (wechselnd stark tonig zersetzt)

Sortierung: meist gut

#### -99,25 m Lapillituff

gelblichbraun-orange

**Mikroskopische Ergänzungen**

Juvenile Pyroklasten: ausschließlich blasenarme bis mäßig blasige Glas-, untergeordnet Tachylit-Lapilli, z.T. mit Einsprenglingen von Olivin und/oder Klinopyroxen (vereinzelt mit Grünkern)

Interpartikelraum: Aschentuff-Matrix (stark tonig zersetzt)

Sortierung: mäßig

#### -101,30 m Aschentuff

mit einzelnen Schlackenfragmenten, Schlackenanteil nach unten zunehmend, dunkelbraun bis rotbraun

#### -143,40 m Schlackenagglomerat

dunkelgrau, dunkelbraun, rötlichbraun, bräunlichgelb; überwiegend ungeschichtet, in geschichteten Bereichen Lagen schräg einfallend; Sortierung stark wechselnd, mit entsprechend unterschiedlichen Matrix-Gehalten; Gesteinspektrum reicht von meist mehrere m mächtigen matrixfreien Schlackenagglomeraten (Bombentuffe) bis hin zu wenige cm mächtigen Aschen-Lapillituffen, Bomben bis 30 cm Ø, z.T. spindelförmig, Lapilli meist hochblasig, selten mit Zeolithen gefüllt; ganz vereinzelte Lithoklasten aus Basalt, rotem Sandstein, gelblichem Tonstein und Mantelperidotiten

#### Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: mäßig bis stark blasige Glas- und Tachylit-Fragmente mit Einsprenglingen von Klinopyroxen (z.T. mit Grünkern; vereinzelte Klinopyroxen-Kumulate) und Olivin; Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt

Interpartikelraum: stark tonig zersetzte Aschentuff-Matrix oder Tonmineral-Zement

#### -146,60 m Phäno-Tholeiitischer Basalt (Lavastrom)

-145,95 m Dachzone, im oberen brekziösen Teil mit einsedimentiertem **Aschentuff**

-144,90 m brekziös, bräunlichgraue, abgerundete, wechselnd stark blasige Basaltfragmente (< 30 cm Ø) in graubrauner Aschentuff-Matrix, Aschentuffanteil nach unten stark abnehmend

-145,95 m stark blasig, Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt, braune Verwitterungsbänder

-146,50 m Kernzone: blasenfrei, stark zersetzt, dunkelbraun, mit hellbrauner Bänderung

-146,60 m Basiszone: blasig, stark zersetzt, dunkelbraun

#### -150,15 m Phäno-Tholeiitischer Basalt (Lavastrom)

durchgehend wechselnd blasig und stark zersetzt, dunkelbraun, z.T. rotbraun gebändert

#### -160,60 m Tholeiitischer Basalt (Lavastrom)

feinkörnig, mikroporphyrisch (Olivin)



Abb. 4. Kernfolge zwischen 110 und 115 m u. Gel.: Schlackenagglomerat mit angedeuteter, schräg (zum Bohrkern) einfallender Schichtung.

-156,0 m Dachzone: grau, meist grobblasig, untergeordnet feinblasige Zonen, Blasen bis 1,5 cm Ø, meist rundlich

-160,30 m Kernzone: grau

-158,1 m ± feinblasig

-160,3 m ± blasenfrei, z.T. mit basisparallel ausgezogenen Blasen

-160,60 m Basiszone: feinblasig, rötlich grau

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: mikroporphyrisch (serial); Grundmasse feinkörnig, intergranular, subparallel texturiert

Einsprenglinge: Olivin, meist stark iddingsitisiert

Grundmasse: weit vorherrschend Plagioklas (Leisten bis 0,3 mm lang); Klinopyroxen; Olivin, ± iddingsitisiert; Ilmenit (Leisten bis ca. 0,2 mm lang)

Chemische Analyse: Probe VB96-27

#### -162,50 m Phäno-Tholeiitischer Basalt

(Lavastrom)

-161,25 m Dachzone: hochblasig, Hinweise auf z.T. seilförmig ausgebildete Lavoerflächenbereiche, rötlichgrau

-162,10 m Kernzone: stark blasig, Blasengröße zwischen groß- und kleinerblasig wechselnd

-162,50 m Basiszone: weniger blasig, Blasen häufig ausgelängt

#### -164,30 m Phäno-Tholeiitischer Basalt

(Lavastrom)

± durchgehend blasig (wechselnd groß- und kleinblasig), grau, z.T. violettstichig

#### -180,15 m Alkaliolivinbasalt (Lavastrom)

porphyrisch (Olivin >> Klinopyroxen)

-173,60 m Dachzone: brekziös, Basaltklasten cm bis 50 cm groß, wechselnd blasig oder blasenfrei, extrem schlecht sortiert

-178,40 m Kernzone: vorwiegend blasenfrei, einzelne mit Tonmineralen gefüllte Blasen, 174,10-174,55 m brekziös, unregelmäßige Hohlräume

-180,15 m Basiszone: brekziös, Basaltklasten wechselnd blasig, groß- und kleinblasig, violettstichig dunkelrot

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (serial); Grundmasse feinkörnig, intergranular, subparallel texturiert

Einsprenglinge: Olivin, meist stark iddingsitisiert, bis 1,9 mm, meist < 0,6 mm Ø; Klinopyroxen, zoniert, ± lichtbraun, bis 0,9 mm, meist < 0,3 mm Ø

Grundmasse: Plagioklas (Leisten bis 0,3 mm Länge); Klinopyroxen; Olivin, ± iddingsitisiert; Titanomagnetit > Ilmenit (Leisten)

Hohlraumfüllung: einzelne Blasen mit Tonmineralen gefüllt



Abb. 5. Kernfolge zwischen 137 und 141 m u. Gel.: Matrixarmes grobes Schlackenagglomerat.

Chemische Analyse: Probe VB96-28

**-180,65 m Aschentuff**

lapilliführend, mäßig sortiert, ± invers gradiert

-180,35 m ziegelrot, mit eingestreuten blasenarmen basaltischen Lapilli (< 2 cm Ø)

-180,65 m zunehmend bräunlich orange, etwas besser sortiert, nur wenige Lapilli

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: fast ausschließlich blasenarme Glas- und Tachylitfragmente, z.T. mit Einsprenglingen von Olivin und Klinopyroxen; wenige Kristalle und Kristallbruchstücke von Klinopyroxen und Olivin

Lithoklasten: wenige Vulkanit-Klasten (porphyrischer Alkaliolivinbasalt); einzelne Quarzkörner

Interpartikelraum: Feinaschentuff-Matrix (stark vertont)

**-182,70 m Phäno-Alkaliolivinbasalt (Lavastrom)**

-181,20 m Dachzone mit eingesedimentiertem **Aschentuff**: brekziös, wechselnd blasig, graubraune Basaltklasten in rotbrauner Aschentuff-Matrix, Aschentuff-Anteil nach unten abnehmend

-182,05 m Kernzone: blasenfreie und blasige Bereiche, violettstichig grau

-182,70 m Basiszone: brekziös, grau

**-183,00 m Lapillituff**

-182,75 m rotbraun, gut sortiert, basaltische Pyroklasten blasig, braun, gerundet, 0,5–1 cm Ø

-182,95 m hell graugelb, schlecht bis mäßig sortiert, Pyroklasten u.a. braun, blasig, bis 0,5 cm Ø, kantengerundet bis gerundet

-183,00 m graubraun, feingeschichtet, mäßig bis gut sortiert, komponentengestützt, Klasten < 0,5 cm Ø

**-183,50 m Aschentuff**

dunkelbraun, z.T. hellbraun

**-208,50 m Hawaiiit (Lavastrom)**

porphyrisch (Olivin > Klinopyroxen)

-183,70 m Dachzone mit eingesedimentiertem

**Aschentuff**: brekziös, feinblasig (Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt) Basaltfragmente in hellbrauner Aschentuff-Matrix, Aschentuffanteil nach unten stark abnehmend

-207,35 m Kernzone: mittel- bis dunkelgrau, weitgehend blasenfrei, wenige unregelmäßige Blasen Hohlräume (bis 5 cm Ø) mit weißen Zeolithbestegen, zonenweise Häufung von unregelmäßig geformten Zeolithrümchen und stärkerer hellgrauer Sonnenbrandfleckung; einzelne Xenokristalle von Amphibol und Plagioklas sowie Klinopyroxen-Kumulate (bis 2,5 cm, meist < 4 mm Ø)

-208,50 m Basiszone: brekziös, Basaltklasten wechselnd stark blasig, Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt, braungrau, fleckig rotbraun

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (± serial); Grundmasse intergranular, ± subparallel texturiert

Einsprenglinge: Olivin, meist stark iddingsitisiert, bis 1,2 mm Ø; Klinopyroxen, bis 1,2 mm Ø, zoniert (z.T. mit großem grün gefärbtem Kern und nur schmalem lichtbraunem Rand)

Xenokristalle: ganz vereinzelt: Plagioklas (bis 1,4 mm); Amphibol, völlig opacitisiert, mit Einschlüssen von gedrungenen, getrübbten Apatit-Säulen bis 1,4 mm Länge; Klinopyroxen-Kumulate (bis 2,8 mm Ø); Erz (bis 6 mm Ø)

Grundmasse: Plagioklas (Leistchen); Klinopyroxen; Analcim (in Nestern angereichert); Olivin, ± iddingsitisiert; Titanomagnetit

Hohlraumfüllung: einzelne Blasen mit Tonmineralen gefüllt

Chemische Analyse: Proben VB96-33 und VB96-36

**-209,65 m Aschentuff**

wechselnd lapilliführend, schwach kristallführend (Klinopyroxen und Amphibol), wenige bis zahlreiche Quarzkörner; mäßig, lagenweise auch gut sortiert, dunkelziegelrot, nach unten in braunrot übergehend, einzelne cm-große Lithoklasten, kantengerundet bis gerundet, u.a. hellgraue Trachyte sowie einzelne Sandsteine und Tonsteine

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: einzelne blasenarme Glas-

fragmente; Kristalle bzw. Kristallbruchstücke von Klinopyroxen, Olivin (iddingsitisiert) und Amphibol

Lithoklasten: Trachyt, Alkaliolivinbasalte (Klinopyroxen > Olivin), porphyrischer Olivinbasalt (Olivin); Sand-, Silt- und Tonsteine, Quarzkörner  
Interpartikelraum: Feinanteil der oben beschriebenen Komponenten

#### -210,50 m Aschen-Lapillituff

quarkornführend, rötlich braun, meist nur mäßig sortiert, lagenweise auch gut sortiert, wechselnd lithoklastenreich (vorwiegend < 1 cm, vereinzelt bis 3,5 cm Ø), u.a. hellgrauer Trachyt, rötliche Sand- und Siltsteine, Basalte (porphyrischer Alkaliolivinbasalt (Klinopyroxen > Olivin), porphyrischer Olivinbasalt (Olivin))

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: blasenarme Glas- und Tachylit-Lapilli, z.T. mit Einsprenglingen von Klinopyroxen, Amphibol und Apatit; Kristalle bzw. Kristallbruchstücke von Klinopyroxen (z.T. mit Grünkern) und Amphibol

Lithoklasten: Trachyt; Basalte [porphyrische Alkaliolivinbasalte (Klinopyroxen > Olivin), Olivinbasalte (Olivin)]; Sand-, Silt- und Tonsteine, Quarzkörner

Interpartikelraum: Aschentuff-Matrix oder Tonmineral-Zement

#### -210,55 m Aschentuff

dunkelziegelrot, gut sortiert

#### -215,00 m Alkaliolivinbasalt (Lavastrom)

fein- bis feinkörnig, mikroporphyrisch (Olivin >> Klinopyroxen)

-210,70 m Dachzone mit eingesedimentiertem **Aschentuff**: brekziös, wechselnd blasige (Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt) Basaltklasten (vereinzelt > 10, meist < 10 cm Ø) in ziegelroter Aschentuff-Matrix, Aschentuffanteil nach unten stark abnehmend

-214,90 m Kern- und Basiszone:

-213,00 m leicht violettstichig braungrau, zahlreiche mit weißen Zeolithen gefüllte Blasen (wenige mm bis 4 cm Ø)

-213,75 m grünstichig grau, weitgehend bla-

senfrei, nur vereinzelte mit weißen Zeolithen gefüllte Blasen (bis 2 mm Ø)

-213,85 m zahlreiche mit weißen Zeolithen gefüllte Blasen (bis 2 mm Ø), z.T. horizontal perlschnurartig angeordnet

-214,90 m leicht violettstichig grau, bis auf einzelne kleine Blasen (< 5 mm Ø) blasenfrei

-215,00 m mit weißen Zeolithen gefüllte Blasen, z.T. ausgelängt, an Basis rostbraune Grenze

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: schwach mikroporphyrisch; Grundmasse fein- bis feinkörnig, intergranular bis intersertal

Einsprenglinge: Olivin, randlich iddingsitisiert, bis 0,9 mm Ø

Grundmasse: Plagioklas (Leisten bis 0,7 mm Länge); Klinopyroxen, z.T. lilastichig; Olivin, ± iddingsitisiert; viriditisiertes Glas; Titanomagnetit; ? Ilmenit

Hohlraumfüllung: einzelne Blasen mit Tonmineralen gefüllt

Chemische Analyse: Probe VB96-38

#### -221,60 m Alkaliolivinbasalt (Lavastrom)

porphyrisch (Olivin >> Klinopyroxen)

-216,0 m Dachzone: brekziös, rötlichgrau bis braun, Basaltklasten mit zahlreichen zeolithgefüllten Blasen

-221,60 m Kern- und Basiszone:

-216,60 m grau, fleckig, relativ viele zeolithgefüllte Blasen

-216,90 m blasenfrei, grau, violettstichig

-217,15 m weitgehend blasenfrei, grau, vereinzelt Hohlräume (bis 3 cm Ø) mit Zeolithkriställchen

-221,60 m vorherrschend blasenfrei, überwiegend dunkelgrau, zonenweise rundliche zeolithgefüllte Blasen

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch; Grundmasse feinkörnig, intergranular,

Einsprenglinge: Olivin, randlich bis vollständig iddingsitisiert, bis 2,5 mm Ø; Klinopyroxen, zoniert, lichtbraun, bis 0,8 mm Ø

Grundmasse: Plagioklas (Leisten bis 0,25 mm

Länge); Klinopyroxen; Olivin, ± iddingsitisiert; Titanomagnetit; Mesostasis  
 Chemische Analyse: Probe VB96-39

**-230,10 m Alkaliolivinbasalt (Lavastrom)**  
 porphyrisch (Olivin, Klinopyroxen)

-224,20 m Dachzone: brekziös, graubraun, fleckig dunkelgrau, wechselnd blasige Basaltklusten

-223,30 m zahlreiche bizarr geformte Hohlräume (< 5 cm Ø), z.T. mit weißen Zeolithbestegen oder -füllungen

-230,07 m Kernzone: meist dunkelgrau, weitgehend blasenfrei, nur vereinzelte mit Zeolithen gefüllte Blasen und Risse

-230,10 m Basiszone: bräunlichgrau, blasig, Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt

**Mikroskopische Ergänzungen**

Gefüge: porphyrisch (± serial); Grundmasse feinkörnig, intergranular,

Einsprenglinge : Olivin, randlich bis vollständig iddingsitisiert, bis 1,8 mm Ø; Klinopyroxen, zoniert, meist lichtbraune Kerne, vereinzelt grüne

Kerne, lilastichige Ränder, bis 0,8 mm Ø  
 Grundmasse: Plagioklas (Leistchen bis 0,25 mm Länge); Klinopyroxen; Olivin, ± iddingsitisiert; Titanomagnetit; Mesostasis

Chemische Analyse: Probe VB96-40

**-230,35 m Aschentuff**

wechselnd intensiv rotbraun, mäßig bis gut sortiert, geschichtet

**Mikroskopische Ergänzungen**

Juvenile Pyroklasten: meist sehr blasenarme Glas- und vereinzelt Tachylitfragmente mit Einsprenglingen von Klinopyroxen (oft mit Grünkern) und Olivin (zersetzt)

Lithoklasten: vereinzelte Quarzkörnchen

Interpartikelraum: Tonmineral- und Zeolithzeiment

**-235,10 m Tholeiitischer Basalt (Lavastrom)**  
 schwach porphyrisch (Plagioklas > Klinopyroxen)

-232,30 m Dachzone, im oberen Teil mit einsedimentiertem **Aschentuff**:



**Abb. 6.** Kernfolge zwischen 229 und 234 m u. Gel.: Thermisch beeinflusste (rotgefärbte) Aschentuffe zwischen Lavaströmen aus Alkaliolivinbasalt (oben) und Tholeiitischem Basalt (unten), in dessen Dachzone von oben Aschentuff einsedimentiert ist.

-231,30 m brekziös, bräunlichgraue, eckige bis angerundete blasige (Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt) Basaltfragmente (bis 10 cm Ø) in rotbrauner Aschentuff-Matrix, Aschentuffanteil nach unten abnehmend

-232,30 m brekziös, wechselnd blasige Klaster, Blasen oft horizontal gestreckt (bis 1,5 cm lang), z.T. mit Zeolithen gefüllt; von violettstichig rötlichgrau nach unten allmählich in dunkelbraungrau übergehend

-235,00 m Kernzone: reativ blasenarm, mit einzelnen, z.T. schräg verlaufenden Blasen zonen und gestreckten, unregelmäßig geformten größeren Blasen (bis 2 cm lang); 234,25-234,90 m senkrecht stehende ovale Hohlräume (< 12 cm Ø) mit unregelmäßigen Umrissen, Zeolithkristallbesteige und braune Tonmineralfüllungen

-235,10 m Basiszone: blasig, Blasen mit Zeolithen gefüllt, leicht gewellte bräunliche Untergrenze

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (Plagioklas > Klinopyroxen); Grundmasse feinkörnig, intergranular

Einsprenglinge: Plagioklas (z.T. Xenokristalle, ? Oligoklas), bis 5,5 mm Ø; Klinopyroxen, bis 1,7 mm Ø

Grundmasse: Plagioklas (Leisten bis 0,2 mm Länge); Klinopyroxen; Ilmenit (Leisten); Mesostasis

Chemische Analyse: Probe VB96-41

#### -235,80 m Aschentuff

rotbraun, zum Liegenden hin übergehend in braun

#### -257,05 m Basanit (Lavastrom)

stark porphyrisch [Olivin, Klinopyroxen (⇒ Amphibol)]

-239,90 m Dachzone, im oberen Teil mit eingesedimentiertem **Aschentuff**:

-238,0 m brekziös, braungraue bis dunkelgraue, eckige bis angerundete blasige (Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt) Basaltfragmente (bis > 10 cm Ø) in brauner Aschentuff-Matrix

-239,90 m brekziös, wechselnd blasige Kla-

sten, Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt; von violettstichig grau, fleckig hellbraun bis hellbraun graufleckig, stark zersetzt, Zeolith-Zement

-256,90 m Kernzone: dunkelgrau, im unteren Meter violettstichig, vorherrschend blasenfrei, vereinzelte ± bizarr geformte zeolithgefüllte Hohlräume (meist bis 2 cm Ø, einzeln bis 6 cm Ø), zonenweise hellgraue Sonnenbrandfleckung; bei 256,45 m hellgefärbter Xenolith (5 cm Ø)

-257,05 m Basiszone: rötlichgrau, blasig, Blasen flach, bis 1 cm lang, mit Zeolithen gefüllt

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: stark porphyrisch; Grundmasse feinkörnig, intergranular bis intersertal

Einsprenglinge: Olivin, meist frisch, wechselnd schwach viriditisiert; Klinopyroxen, zoniert, bis 1,3 mm Ø; 1 x opacisierter Amphibol nachgewiesen

Xenokristalle: Olivin, drucklamelliert, bis 3,1 mm Ø

Grundmasse: Klinopyroxen; Plagioklas (Leisten bis 0,1 mm Länge); Olivin, z.T. viriditisiert; Titanomagnetit; Mesostasis

Xenolithe: Dunit (bis 5,5 mm Ø), Pyroxenit (bis 4,5 mm Ø)

Chemische Analyse: Probe VB96-52

#### -257,20 m Aschentuff

schwach lapillführend (Lapilli < 1 cm Ø, blasig), ziegelrot

-258,70 m **Tholeiitischer Basalt (Lavastrom)** porphyrisch (Plagioklas, Klinopyroxen > Olivin)

-257,70 m Dachzone mit eingesedimentiertem **Aschentuff**: brekziös, graurötliche, wechselnd blasige (Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt) Basaltklaster (vereinzelte >, meist < 10 cm Ø) in braunroter Aschentuff-Matrix

-258,70 m Kern- und Basiszone: rotviolettstichig grau, ± durchgehend stark blasig, Blasen mit Zeolithen gefüllt, rundlich und gestreckt, vor allem in den untersten 10 cm basisparallel gesteckt

-268,45 m **Tholeiitischer Basalt / olivinführender Basalt (Lavastrom)**

porphyrisch (Plagioklas, Klinopyroxen  $\gg$  Olivin)  
-259,40 Dachzone, im oberen Teil mit einsedi-  
mentiertem **Aschentuff**:

-259,20 m brekziös, rötliche, blasige (Blasen  
mit Zeolithen gefüllt) Basaltklasten in hell-  
roter Aschentuff-Matrix

-259,40 m brekziös, blasige Klasten, Blasen  
meist mit Zeolithen gefüllt; einzelne grob-  
körnige Xenolithe

-268,00 m Kernzone:

-262,90 m nach unten abnehmend blasig,  
hell rötlichgrau bis graubraun

-265,85 m grüngrau, einzelne Blasen

-267,65 m hell rötlichgrau bis grünbraun,  
einzelne Blasen, z.T. mit brauner Tonmine-  
ralfüllung

-268,00 m braungrau, violettstichig

-268,45 m Basiszone: brekziös, rötlichbrau-  
ne bis violettstichig dunkelgraue, wechselnd  
blasige Basaltklasten in braungelbem Ton-  
mineral-Zement; schräge und wellige Unter-  
grenze

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (Plagioklas, Klinopyroxen  
 $\gg$  Olivin); Grundmasse fein- bis feinkörnig, in-  
tergranular bis intersertal

Einsprenglinge: Plagioklas, bis 1,8 mm lang; Kli-  
nopyroxen, oft agglomeriert, bis 1,4 mm  $\emptyset$ ; Oli-  
vin, meist viriditisiert, bis 0,7 mm

Grundmasse: vorherrschend Plagioklas (Leisten  
bis 0,7 mm lang); Klinopyroxen; Titanomagne-  
tit; ? Ilmenit; Mesostasis

Chemische Analyse: Probe VB96-57

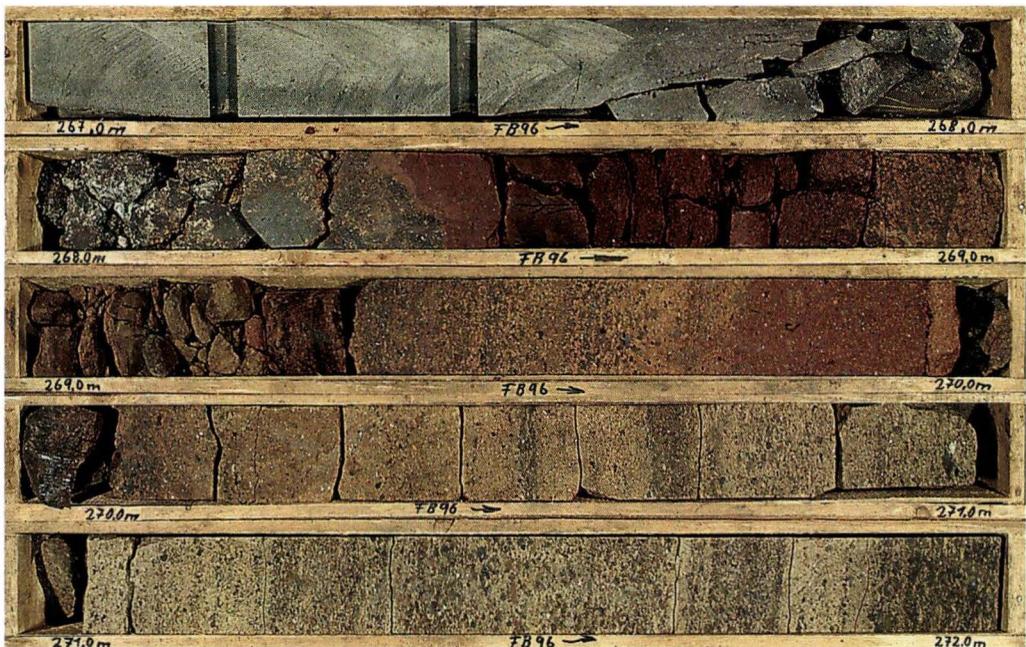
**-268,95 m Aschentuff**

schwach lapilliführend (Lapilli < 1 cm  $\emptyset$ , braun-  
grau), unregelmäßig geschichtet,  $\pm$  rotbraun,  
Farbintensität nach unten abnehmend

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: fast ausschließlich mächtig  
blasige Glas- und Tachylitfragmente mit Ein-  
sprenglingen von Klinopyroxen > Olivin (häma-  
titisiert); Klinopyroxen- und zersetzte Olivin-Kri-  
stalle und -Kristallbruchstücke

Lithoklasten: wenige Alkaliolivinbasalt-Klasten;  
vereinzelt Quarzkörner



**Abb. 7.** Kernfolge zwischen 267 und 272 m u. Gel.: Tholeiitischer Basalt-Lavastrom über Aschen-/Lapillituff-Folge, deren oberster Bereich thermisch beeinflusst (rotgefärbt) ist.

Interpartikelraum: Aschentuff-Matrix (hämatitisiert)

#### **-274,15 m Lapillituff**

geschichtet, z.T. gradiert, blasenfreie und blasige Lapilli (braun bis grau gefärbt, bis 2 cm Ø), lagenweise wechselnd reichlich Aschentuff-Matrix

-273,30 m vorherrschend gelblichbraun

-274,15 m graugrün bis grüngrau

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: fast ausschließlich mäßig blasige basaltische Glas- und Tachylit-Fragmente mit Einsprenglingen von Klinopyroxen (z.T. mit Grünkern), Olivin (meist hämatitisiert), Amphibol sowie Xenokristalle von Alkalifeldspat (bis 2,5 mm Ø) und Plagioklas (bis 4 mm Ø) in einer z.T. Plagioklasmikrolithe führenden, ehemals glasigen Grundmasse; Kristalle und Kristallbruchstücke von Klinopyroxen, Amphibol sowie von Xenokristallen aus Alkalifeldspat, Plagioklas oder Titanit

Lithoklasten: einzelne Syenitoide (bis 2,5 mm Ø) und ganz selten Pyroxenite (bis 4 mm Ø) als Einschlüsse in den Glas/Tachylit-Lapilli

Interpartikelraum: Aschentuff-Matrix

#### **-274,60 m Aschentuff**

schwach lapilliführend (Lapilli bis 0,5 cm Ø), rotbraun, schlecht bis mäßig sortiert

#### **-275,50 m Lapillituff**

-274,95 m, hellbraun, Klasten bis 0,5 cm Ø, gerundet, mäßig sortiert

-275,50 m graugrün, braunfleckig

#### **-277,50 m Aschentuff**

dunkelbraun, mit wechselnden Anteilen von größeren Basalt-Lithoklasten

-276,70 m dunkelbraun, hellbraun-orange fleckig, gut sortiert, bei 275,6 m blasiger Basaltklast von 10 cm Ø

-277,50 m mit Basaltklasten > 10 cm Ø, kleinblasig, z.T. mit bizarr geformten Hohlräumen bis 5 cm Ø, Klasten eckig bis kantengerundet

#### **-281,75 m Block-Bomben-Aschentuff (Tuffbrekzie)**

grüngrau bis rotbraun, meist schlecht sortiert, mit deutlichen Anteilen von größeren hochblasigen Basaltschlacken (< 20 cm Ø), Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt, Einsprenglinge von Klinopyroxen, Amphibol und Olivin; vereinzelte Lithoklasten aus hellgrauen Trachyten [porphyrisch (Alkalifeldspat); < 9 cm Ø] und Basalten (< 10 cm Ø)

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: mäßig, z.T. stark blasige Tachylit- und ehemalige Glas-Fragmente mit Einsprenglingen von Klinopyroxen, Amphibol, Olivin (völlig zersetzt), Alkalifeldspat und Plagioklas; Pyroklasten z.T. durch Tonminerale flächig verdrängt; Klinopyroxen-, Amphibol-, zersetzte Olivin-, Alkalifeldspat- und Plagioklas-Kristalle und -Kristallbruchstücke

Interpartikelraum: Tonmineral-Zement

#### **-286,10 m Schlackenagglomerat**

vorherrschend rötlichviolett, meist stark blasige Schlackenfragmente (z.T. > 10 cm Ø), Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt; bereichsweise (u.a. zwischen 282,30 und 282,60 m sowie zwischen 283,0 und 283,50 m) vermehrt eckige bis kantengerundete Lithoklasten aus hellgrauem Trachyt (z.T. feinblasig, Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt) sowie vereinzelt von dunkelgrauem blasenfreiem Basalt; wechselnde Gehalte an Aschentuff-Matrix

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: klein- bis großblasige tachylitische Schlackenfragmente mit Einsprenglingen von Klinopyroxen > Amphibol, Plagioklas und Olivin (zersetzt); Blasen mit Zeolithen gefüllt; in der Grundmasse Plagioklas-Mikrolithe

Interpartikelraum: Zeolith-Zement

#### **-373,85 m Trachyt (Lavastrom oder exogener Dom)**

porphyrisch [Alkalifeldspat und Plagioklas (bis cm-groß) >>> Amphibol (bis 7 mm lang) und Klinopyroxen], hellgraue bis graue, fein- bis feinkörnige Grundmasse

-288,70 m Dachzone: brekziös, blasenfreie Tra-

chytoklasten (bis 40 cm Ø, eckig bis angerundet, hellgrau), Interpartikelraum überwiegend offen (bizarre Hohlräume teils > 10 cm max. Ø), mit Kristallbestegen; im oberen Teil (-286,30 m) steile Spaltenfüllung aus rotbraunem Aschentuff/Schlackenagglomerat in größerem hellgrauem Trachytblast, bei 287,10–287,45 m und bei 287,85 m Beimengung rotbrauner, blasiger basaltischer Schlackenfragmente in hier auffällig hohlraumreicher Trachytgesteinsbrekzie

-373,85 m Kern- und Basiszone: blasenfrei, massig, überwiegend fast ungeklüftet, Einsprenglinge zum Liegenden hin zunehmend horizontal eingeregelt, scharfer Kontakt an Basis (keine Brekzierung vorhanden);

nachgewiesene Xenolithe: bei 337,10 m und bei 358,70 m Syenit; bei 372,50 m Camptonit, porphyrisch (2,3 cm Ø)

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (Alkalifeldspat, Plagioklas >> Amphibol, Klinopyroxen, Apatit) Grundmasse fluidal texturiert

Einsprenglinge: Alkalifeldspäte in mindestens zwei Generationen: a) großtafelig, bis 5 mm Ø, mit Mikroklingitterung, z.T. Felderung (meist wohl Anorthoklas), z.T. im Kern mit Einschlüssen von lichtgrünlichem Klinopyroxen und Magnetit (z.T. auch Verdrängung durch Zeolith), oft agglomeriert (u.a. auch mit Plagioklas-Einsprenglingen); b) Sanidin, leistenförmige Tafeln, einfache Verzwilligung, meist < 2 mm lang; Plagioklas, bis 3,5 mm, meist feine polysynthetische Zwillingslamellierung, z.T. zoniert; Amphibol, gelegentlich ganz oder im Kern noch frisch, meist jedoch vollständig opacitiert, bis 1,5 mm lang; einzelne grünliche Klinopyroxene, bis 1,5 mm Ø, z.T. agglomeriert; ganz vereinzelt Apatit, getrübt, säulig, bis 0,3 mm lang

Grundmasse: überwiegend Alkalifeldspat, leistenförmig (Sanidin), fluidal eingeregelt; stark zurücktretend kleine, fast farblose bis lichtgrünliche Klinopyroxen-Säulchen; Magnetit, kleine Oktaeder; Akzessorien: Apatit

Xenolithe: bei 337,10 m und bei 358,70 m Syenit;



Abb. 8. Kernfolge zwischen 285 und 290 m u. Gel.: Basaltisches Schlackenagglomerat überlagert die brekziöse Dachzone eines fast 90 m mächtigen Trachytkörpers (Lavastrom oder exogener Dom).

bei 372,50 m Camptonit, porphyrisch (2,3 cm Ø), mit folgendem Mineralbestand: Einsprenglinge: Amphibol (± zoniert, frisch, bis 2,3 mm lang) > Klinopyroxen (zoniert, ± lichtbräunlich, bis 1,5 mm Ø, meist agglomeriert), Olivin (vollständig zersetzt, bis 2,4 mm Ø); Grundmasse: Plagioklas, Amphibol (frisch), Klinopyroxen, Titanomagnetit  
 Chemische Analysen: Proben VB96-58, VB96-59, VB96-62, VB96-63, VB96-64, VB96-65, VB96-66, VB96-67, VB96-68, VB96-69

**-375,00 m Aschentuff**

ziegelrot, gut sortiert, mafische Minerale, Quarzkörner, an Basis einzelne weiße, sandige Klasten bis 2 cm Ø, kantengerundet

**-375,50 m Aschen-Lapillituff**

ziegelrot, schlecht sortiert, viele blasige Lapilli, bis 7 cm Ø, keine Schichtung sichtbar

unscharf übergehend in



**Abb. 9.** Kernfolge zwischen 372 und 380 m u. Gel.: Unterer Grenzbereich des Trachytkörpers mit deutlicher thermischer Beeinflussung (Rotfärbung) der liegenden basaltischen Aschen-/Lapillituff-Folge.

### **-379,35 m Lapillituff**

kontinuierlich von rotbraun nach braun übergehend, ± gut sortiert, ausschließlich aus blasigen Lapilli (< 3 cm Ø; z.T. mit Einsprenglingen von Klinopyroxen und/oder Olivin)

#### Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: blasenarme bis mäßig blasige basaltische Glas- und Tachylit-Lapilli, mit Einsprenglingen von Olivin (zersetzt) und/oder Klinopyroxen (bis 3 mm Ø); Kristalle und Kristallbruchstücke von Klinopyroxen und Olivin (zersetzt)

Interpartikelraum: Aschentuff-Matrix, untergeordnet Zeolith- und Calcit-Zement

### **-383,70 m Lapillituff**

dunkelgraugrün, relativ gut sortiert, Mafitkristalle bis 0,5 cm Ø

### **-384,50 m Aschentuff, mit einzelnen feinkörnigen Lapillitufflagen**

beige bis hellbraun, unterschiedliche Lagen ± gut sortiert; blasenarme basaltische Glas- und Tachylit-Pyroklasten, Mafitkristalle (Klinopyroxen, Amphibol), reichlich unterschiedliche Vulkanit-Lithoklasten (dunkel- bis hellgrau), meist reich an Quarzkörnern

#### Mikroskopische Ergänzungen

Komponentenspektrum: Überwiegend Lithoklasten, zurücktretend juvenile Pyroklasten

Juvenile Pyroklasten: blasenarme basaltische Glas- und Tachylit-Lapilli, z.T. mit Klinopyroxen- und/oder Amphibol-Einsprenglingen in einer Plagioklas-Mikrolithen führenden Glasmatrix (oft zersetzt); Amphibol- und Klinopyroxen-Kristalle/-Kristallbruchstücke (häufiger in den Aschentuffen)

Lithoklasten: stark vorherrschend Vulkanite: Hawaiiit, Alkaliolivinbasalt, Basanit (porphyrisch: Klinopyroxen > Olivin), olivinführender Tephrit, Trachyt; Tonstein und wenig Sandstein; sehr reichlich Quarz-/Quarzitkörner, ganz selten Alkalifeldspat

Interpartikelraum: Feinanteil der oben beschriebenen Komponenten

Sortierung: meist gut

### **-386,50 m Lapillituff**

meist kleinstückig bis grusig zerbohrt, dunkelbraun-grün, Klasten bis 3 cm Ø (vereinzelt evtl. auch aus Trachyt oder Sandstein bestehend), eckig bis kantengerundet, schlecht sortiert

### **-388,80 m Aschentuff, lapilliführend**

rötlichbraun bis graubraun, Mafitkristall führend, Vulkanitlithoklasten führend (hellgrau bis dunkelgrau), einzelne Quarzkörner; Klasten meist < 0,3 cm, vereinzelt bis 0,7 cm Ø, kantengerundet bis gut gerundet

#### Mikroskopische Ergänzungen

Komponentenspektrum: zu gleichen Teilen juvenile Pyroklasten und Lithoklasten

Juvenile Pyroklasten: blasenarme basaltische Glas- und Tachylit-Fragmente, z.T. mit Einsprenglingen von Klinopyroxen und/oder Amphibol (bis 4 mm Ø) und vereinzelt auch von Plagioklas in einer z.T. Plagioklasmikrolithen führenden Glasmatrix (oft zersetzt); Amphibol-, Klinopyroxen- und Plagioklas-Kristalle/-Kristallbruchstücke

Xenokristalle: selten Alkalifeldspat

Lithoklasten: fast nur Vulkanite: Hawaiiit, Alkaliolivinbasalt, olivinführender Tephrit, Trachyt; einzelne Quarzkörner

Interpartikelraum: Feinanteil der oben beschriebenen Komponenten

### **-389,60 m Grobaschen/Feinlapillituff**

grüngrau, Mafitkristall führend, Vulkanitlithoklasten führend, gut sortiert, Klasten meist < 0,3 cm, vereinzelt bis 1,5 cm Ø

#### Mikroskopische Ergänzungen

Komponentenspektrum: mehr juvenile Pyroklasten als Lithoklasten

Juvenile Pyroklasten: blasenarme basaltische Glas- und Tachylit-Fragmente, z.T. mit Einsprenglingen von Amphibol, Klinopyroxen und zurücktretend auch von Plagioklas in einer fluidal texturierten Plagioklas-Mikrolithen führenden Glasmatrix (oft zersetzt); Amphibol-, Klinopyroxen- und Plagioklas-Kristalle/-Kristallbruchstücke

Xenokristalle: selten Alkalifeldspat

Lithoklasten: fast nur Vulkanite: Hawaiiit; Alka-

liolivinbasalt, porphyrisch; Alkaliolivinbasalt, körnig; olivinführender Tephrit; Trachyt; vereinzelte Quarz-/Quarzitkörner  
Interpartikelraum: Tonmineral-Zement

**-389,85 m Aschentuff, lapilliführend**  
hellbraun bis beige, Komponenten meist < 0,3 cm, vereinzelt bis 1,5 cm Ø

**-390,80 m Aschen-Lapillituff**  
dunkelgraugrün und braungrün, kristallreich [Amphibol (bis 0,5 cm, vereinzelt bis 2 cm Ø), Klinopyroxen (bis 0,4 cm Ø) > Plagioklas (bis 0,5 cm Ø)], Aschenmatrix reich, Lapilli-Pyroklasten, blasig-schlackig, bis 6 cm Ø

Mikroskopische Ergänzungen  
Komponentenspektrum: wesentlich mehr juvenile Pyroklasten als Lithoklasten  
Juvenile Pyroklasten: nahezu ausschließlich aus mäßig blasigen basaltischen Tachylit-Fragmenten mit reichlich Einsprenglingen von Amphibol (bis 0,5 cm, vereinzelt bis 2 cm Ø, z.T. auch kumuliert), Klinopyroxen (bis 0,4 cm Ø) und zurücktretend von Plagioklas (bis 0,5 cm Ø); Blasen mit Zeolithen gefüllt; Amphibol-, Klinopyroxen- und Plagioklas-Kristalle/-Kristallbruchstücke  
Lithoklasten: ganz vereinzelt Basanit, porphyrisch (Klinopyroxene > Olivin) und Syenit; einzelne Quarzkörner  
Interpartikelraum: Aschenmatrix (z.T. vertont); Zeolith-Zement

**-415,60 m Schlackenagglomerat (Bomben-Lapilli-Aschentuff)**  
meist schlecht sortiert, mit stark wechselnden Anteilen von braungrauen bis braunroten, wechselnd intensiv blasigen (Blasen z.T. mit Zeolithen gefüllt), ± einsprenglingführenden (Amphibol, Klinopyroxen, Plagioklas) Schlackenfragmenten von Lapilli- bis Bombengröße (bis 30 cm Ø), Kristallpyroklasten (Amphibol, Klinopyroxen, Plagioklas; meist < 0,5 cm, vereinzelt bis 2 cm Ø) und von brauner bis rotbrauner Aschenmatrix

Mikroskopische Ergänzungen  
Komponentenspektrum: überwiegend juvenile

Pyroklasten, wenige Lithoklasten  
Juvenile Pyroklasten: mäßig und stark blasige Tachylit-Fragmente mit zahlreichen Einsprenglingen von Amphibol (braun, zoniert), Klinopyroxen (schwach bräunlich oder grünlich, mit violettstichigem Rand) und untergeordnet Plagioklas (± durch Zeolithe verdrängt); Blasen mit Zeolithen gefüllt; Amphibol-, Klinopyroxen-, Plagioklas-Kristalle und -Kristallbruchstücke  
Lithoklasten: Hawaiite: Einsprenglinge von Amphibol (braun, zoniert), Klinopyroxen (schwach bräunlich oder grünlich, mit violettstichigem Rand) und untergeordnet Plagioklas (± verdrängt, z.T. korrodiert); Trachyte: Einsprenglinge von Alkalifeldspat und Plagioklas > Titanit > Amphibol (± opacitisiert) > Ägirinaugit und Magnetit, in einer Grundmasse überwiegend aus Alkalifeldspat, wenig Klinopyroxen und Erz  
Interpartikelraum: Zeolith-Zement

fließend übergehend in

**-442,20 m Agglutinat**  
wechselnd intensiv verschweißtes Schlackenagglomerat aus ± identischen (wie bis 415,60 m) einsprenglingsreichen Schlacken- und Kristallpyroklasten (Amphibol, Klinopyroxen, Plagioklas), fleckig rotbraun, braun, grau, dunkelgrau; Verschweißung nach unten zunehmend; trotz z.T. fast lavaartig kompaktem und massigem Habitus meist noch deutliche Hinweise auf blasige Schlackenfragmente erkennbar; bei 418,4 m gerundeter, weißlicher Syenit-Xenolith (5 x 2,5 cm groß) in einem Schlackenfragment mit bizarr geformten, zeolithgefüllten Blasen

Mikroskopische Ergänzungen  
Juvenile Pyroklasten: mäßig blasige, zum Liegenden hin zunehmend blasenärmere Partikel mit zahlreichen Einsprenglingen von Amphibol (opacitisiert), Klinopyroxen (schwach bräunlich oder grünlich, mit violettstichigem Rand) und untergeordnet Plagioklas (± durch Zeolithe verdrängt), in einer feinkristallinen Grundmasse aus Plagioklas, Klinopyroxen, Amphibol (opacitisiert) und Titanomagnetit

undeutlich übergehend in

**-455,40 m Lavastrom aus Hawaiiit (oben) und Latit (unten) (composite lava flow)** (Abb. 11 und 12)

-453,10 m Hawaiiit, stark porphyrisch [Amphibol > Klinopyroxen > Plagioklas; z.T. kumuliert (z.B. 1,6 cm großes Kumulat aus Plagioklas > Amphibol bei 452,80 m)], mittel- bis dunkelgrau, hellgrau gefleckt, 451,40–451,90 m deutlicher Sonnenbrand mit beginnendem kleinknolligem Zerfall; bei 449,15 m ca. 2 cm großer und bei 449,40 m bis 5 cm großer hellgrauer Xenolith aus Syenit

-453,35 m Mischbereich Hawaiiit/Latit: bei 453,10 m Hawaiiit ohne Grenzmerkmale unmittelbar auf Latit (deutlicher Wechsel in der Farbe von mittel- bis dunkelgrau nach hellgrau und in der Einsprenglingsführung), im Latit bis 453,35 m einzelne Einschlüsse und Laminae von Hawaiiit

-455,40 m Latit, porphyrisch (Plagioklas > Amphibol > Klinopyroxen), hellgrau; an der Basis schlierenförmige Einschlüsse von ziegelrotem Aschentuff

Mikroskopische Ergänzungen

**Hawaiiit:**

Gefüge: stark porphyrisch (Amphibol > Klinopyroxen > Plagioklas); Fluidaltextur

Einsprenglinge: reichlich Amphibol, braun, randlich opacitisiert, bis 4 mm lange Säulchen; Klinopyroxen, meist zoniert, bräunlicher oder grünlicher Kern, bis 2 mm Ø; Plagioklas, meist stark korrodiert, bis 5 mm Ø; wenig Apatit, bis 1 mm lange Säulchen; Magnetit, bis 0,5 mm große Oktaeder

Grundmasse: vorwiegend Plagioklas, leistenförmig, subparallel eingeregelt; kleine Klinopyroxen-Säulchen; Magnetit, kleine Oktaeder; viriditisierte Mesostasis

Xenolithe: Syenit aus Alkalifeldspat, Plagioklas, Amphibol, akzessorisch Apatit

Chemische Analysen: Proben VB96-70, VB96-74, VB96-75, VB96-76

**Latit:**

Gefüge: porphyrisch (Plagioklas >> Amphibol > Klinopyroxen); Fluidaltextur



**Abb. 10.** Kernfolge zwischen 452 und 457 m u. Gel.: Unterer Teil des composite lava flow aus Hawaiiit (oben) und Latit (unten) über thermisch beeinflusster (rotgefärbter) Aschen-/Lapillituff-Folge; zum Grenzbereich bei 453,10 m u. Gel. s. Abb. 11 und 12.

Einsprenglinge: reichlich Plagioklas, tafelig bis leistenförmig, z.T. agglomeriert, bis 3,5 mm Ø; Amphibol, braun, bis 2,7 mm lange Säulchen, Apatit-Einschlüsse; Klinopyroxen, z.T. leicht grünlich, größere Kristalle zoniert (grünlicher Rand), bis 1,5 mm Ø; wenig Apatit, schwach pigmentiert, bis 0,8 mm lange Säulchen; Magnetit, z.T. agglomeriert, bis 0,4 mm große Oktaeder, Apatit-Einschlüsse;

Grundmasse: vorwiegend Plagioklas und Alkalifeldspat, leistenförmig, subparallel eingeregelt; wenige kleine Klinopyroxen-Säulchen; winzige Magnetit-Oktaeder

Chemische Analyse: Probe VB96-78

#### -458,55 m Aschen- und Lapillituff-Folge

ziegelrot, zum Liegenden hin graufleckig braunrot

-455,85 m Aschentuff, schwach Lapilli führend, Mafitkristall führend (bis 3 mm Ø), Quarzkorn führend; ziegelrot

-456,00 m Aschen-Lapillituff, Lapilli bis 1 cm Ø, im Hangenden schlecht, zur Basis hin besser sortiert

-456,20 m Lapillituff, viele Basaltlithoklasten, eckig bis kantengerundet, < 0,6 cm Ø, zahlreiche blasige Fragmente, Mafitkristalle; gut sortiert

-456,65 m Lapilli-Aschentuff, invers gradiert

-457,30 m Aschentuff, gelblich bis braunrot

-457,40 m Lapilli-Aschentuff, Lapilli bis 0,3 cm Ø, schlecht sortiert, viele Mafitkristalle

-457,70 m Aschen-Lapillituff, ziegelrot, gradiert, unebene (erosive?) Grenze zum Liegenden, viele Mafitkristalle

-458,55 m Lapilli-Aschentuff, schlecht sortiert, Komponenten eckig bis gerundet, < 0,3 cm Ø, Anteil der Lapilli zur Basis hin abnehmend, viele Mafitkristalle

Mikroskopische Ergänzungen

Komponentenspektrum: fast ausschließlich juvenile Pyroklasten

Juvenile Pyroklasten: mäßig blasige Tachylit-Lapilli, z.T. mit Einsprenglingen von Klinopyroxen > Amphibol, Olivin (zersetzt); Einsprenglingsphasen vereinzelt auch als Kristalle und Kristallbruchstücke

Lithoklasten: einzelne Quarzkörner

Interpartikelraum: Aschenmatix (z.T. vertont); Zeolith-Zement

#### -459,20 m Lapillituff

dunkelrotbraun, lithoklastenreich, hellgraue, braune und rötliche Lithoklasten (< 6,5 cm Ø) unsortiert eingestreut, vorwiegend Sedimentgesteinsklasten (graue, braune und beige Sandstei-

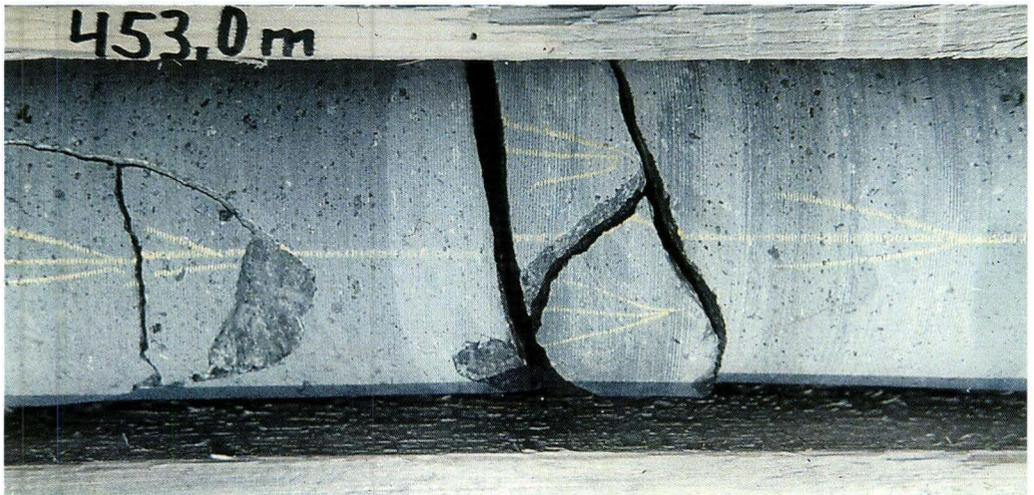


Abb. 11. Grenzbereich des Hawaiiit (links=oben) zum Latit (rechts=unten) zwischen 453,0 und ca. 453,25 m u. Gel.; im Latit unterhalb 453,10 m u. Gel. einzelne Einschlüsse und Laminae von Hawaiiit erkennbar.

ne, untergeordnet rote Tonsteine), schlackige Fragmente, einzelne Mafitkristalle; Klasten eckig bis kantengerundet

#### **-460,10 m „Trachytischer“ Aschentuff**

kristallreich [Alkalifeldspat (bis 0,5 mm lang) >> Plagioklas > Amphibol], einzelne Trachyt-Lithoklasten (bis 3 mm Ø) und Quarz-/Quarzitkörner; rotbraun, invers gradiert

#### **Mikroskopische Ergänzungen**

Juvenile Pyroklasten: Kristalle-/Kristallbruchstücke aus Alkalifeldspat (bis 0,5 mm lang) >> Plagioklas > Amphibol

Lithoklasten: einzelne Trachyte (bis 3 mm Ø) und Quarz-/Quarzitkörner (bis 0,5 mm Ø);

#### **-461,45 m Aschen-Lapilli-Tuff**

graubraun, zum Liegenden hin in grünstichig bis dunkelgrau übergehend, geschichtet, z.T.



**Abb. 12.** Grenz- und Mischbereich bei 453,10 m u. Gel. von Amphibol > Klinopyroxen > Plagioklasporphyrischem Hawaiiit (dunkel) und Plagioklas > Amphibol > Klinopyroxen porphyrischem Latit (hell) im Dünnschliff (|| Pol.).

gradiert, einzelne Lagen 6-7 cm mächtig, schlechte Sortierung, eckige bis gut gerundete Klasten (< 1,5 cm Ø)

#### **-462,90 m Lapillituff**

grüngrau, Lapilli bis 4,5 cm, meist < 1 cm Ø, komponentengestützt, stark blasige Fragmente vorherrschend, mäßig sortiert, Klasten eckig bis kantengerundet

#### **-463,00 m Lapilli-Aschentuff**

gradiert, Klasten bis 0,8 cm Ø, kantengerundet bis gerundet

#### **-464,20 m Aschen-/Lapillituff-Folge**

grüngrau bis braungrau, deutlich geschichtet, z.T. schwach gradiert, einzelne Lagen gut sortiert, Partikel < 1 cm Ø, hell- bis dunkelgrau, eckig bis kantengerundet, hochblasige Lapilli vorherrschend, wechselnd reichlich Mafitkristalle (Klinopyroxen > Amphibol) und Quarz-/Quarzitkörner eingestreut

#### **Mikroskopische Ergänzungen**

Juvenile Pyroklasten: fast blasenfreie bis blasige „latitische“ Glas- (zersetzt) und Tachylitpartikel (bis 7 mm Ø) mit meist reichlich, fluidal texturierten Mikroeingsprenglingen von Plagioklas > Amphibol; Kristalle und Kristallbruchstücke von Klinopyroxen >> Amphibol > Plagioklas

Lithoklasten: vorherrschend „Latit“, mikroporphyrisch (Plagioklas > Amphibol), fluidal texturiert; reichlich bis sehr reichlich Quarz-/Quarzitkörner bis 1 mm Ø (vor allem in Aschentufflagen); vereinzelt Alkaliolivinbasalt und Limburgit, porphyrisch (Klinopyroxen, Olivin); ganz selten roter Tonstein

Interpartikelraum: Tonmineral-Zement in den Lapillilagen

#### **-464,50 m Lapilli-Aschentuff**

braungrau, an Basis rötlich braun, schlecht sortiert, in feiner Matrix einzelne Lapilli eingestreut, Partikel 0,3-1 cm Ø, rot, grau, eckig bis gerundet, Mafitkristalle

#### **-465,15 m Aschen-Lapillituff**

graubraun, matrixgestützt, schlecht sortiert, Ma-

fitkristall führend (Klinopyroxen > Amphibol), mittel- bis dunkelgraue, blasenfreie Lapilli vorherrschend, < 1,5 cm Ø, kantengerundet bis gerundet

#### Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: stark vorherrschend fast blasenfreie Tachylitpartikel mit Einsprenglingen von Klinopyroxen (bis 2,5 mm lang, z.T. grünlich, bzw. mit Grünkern) > Amphibol (bis 4 mm lang) >> Plagioklas sowie fast blasenfreie Tachylitpartikel nur mit Plagioklas-Mikrolithen; Kristalle und Kristallbruchstücke von Klinopyroxen (z.T. mit Grünkern) > Amphibol >> Plagioklas

Lithoklasten: vereinzelt: Basanit, porphyrisch (Klinopyroxen, Olivin); Alkaliolivinbasalt; Syenit; Sandstein; Quarz-/Quarzitkörner

Interpartikelraum: Tonmineral-Zement in den Lapillilagen

#### -466,35 m Aschen-Lapillituff

graugrün, grau, meist matrixgestützt, schlecht sortiert; z.T. komponentengestützt, besser sortiert; Klasten bis 1,5 cm, meist < 0,5 cm Ø, eckig bis gerundet; Mafitkristall führend (Amphibol, Klinopyroxen); vereinzelt Lithoklasten aus Basalt, ?Trachytoiden, Sandstein, Quarz-/Quarzitkörner

#### Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: vorherrschend helle, meist stark blasige (z.T. bimsartige), vertonte Glaspartikel (? latitisch/trachytisch), bis 1,2 cm Ø; schwarze, schwach blasige aphyrische ?basaltische Tachylit- und braune blasige Glasklasten mit Einsprenglingen von Klinopyroxen (z.T. mit Grünkern) und Amphibol (bis 2,5 mm Ø); Kristalle und Kristallbruchstücke von Klinopyroxen und Amphibol

Lithoklasten: reichlich vorhanden in der Lapillifraktion, meist angerundet; Alkaliolivinbasalt, mikroporphyrisch (Olivin, Klinopyroxen); Hawaiiit, „Latit“, aphyrisch, fluidal texturiert; roter Sandstein, Schluffstein und Tonstein, Quarz-/Quarzitkörner

Interpartikelraum: Aschenmatrix mit reichlich Quarz-/Quarzitkörnern; Tonmineral-Zement

#### -470,05 m Aschen-Lapillituff-Folge

dunkelgrau bis graubraun

-468,80 m Aschentuff, mittel- bis dunkelgrau, fein- bis grobkörnig, Wechsellagerung im cm-Bereich, einzelne Lapillilagen (Lapilli bis 0,5 cm Ø), Lagen meist gut sortiert

-469,40 m Lapilli-Aschentuff, dunkelgrau, Lapilli vorwiegend dunkelgrau (z.T. hellgrau zersetzt), deutlich blasig

-469,60 m Lapilli-Aschentuff, grau, schlecht sortiert, Lapilli eingestreut, meist < 1 cm Ø, eckig, hell graubraun; an Basis 5 cm dicke Lapillituff-Lage

-470,05 m Aschentuff, graubraun, einzelne Lapilli eingestreut

#### Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: ausschließlich ± stark blasige basaltische Glas- und Tachylitlapilli (bis 2 cm Ø), z.T. mit Einsprenglingen von Klinopyroxen und einem Pyroxenit-Xenolith (3,5 mm Ø)

Interpartikelraum: Zeolithe >> Karbonate

#### -473,35 m Aschen- und Lapillituff-Folge

vulkanitlithoklastenreich, graubraun bis dunkelgrau-grünlich, geschichtet, z.T. andeutungsweise gradiert

-470,20 m Aschentuff, grau, einzelne Lapillilagen

-473,35 m Aschen- und Lapillituff, geschichtet; Lapillilagen, gut sortiert, komponentengestützt, Zeolithzement; Aschenlagen, matrixgestützt, schlechter sortiert, mit eingestreuten Lapilli

#### Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: meist blasenarme, seltener auch deutlicher blasige basaltische Glas- und Tachylitlapilli, vereinzelt mit Einsprenglingen von Amphibol >>> Klinopyroxen in einer dichten Grundmasse mit fluidal texturierten Plagioklas-Mikrolithen

Lithoklasten: reichlich vorhanden und meist angerundet, bis 0,7 mm Ø; bis auf wenige Quarz-/Quarzitkörner ausschließlich Vulkanitklasten: Hawaiiit, aphyrisch, fluidal; Alkaliolivinbasalt, mikroporphyrisch (Klinopyroxen, Olivin); Basanit, porphyrisch (Olivin, Klinopyroxen)

Interpartikelraum: Zeolithe

**-494,80 m Lapilli- und Aschentuff-Folge  
(Surge-Ablagerungen)**

vulkanitlithoklastenreich, grüngrau, geschichtet

-473,95 m Wechselfolge aus Aschen- und Lapillituffen, Schichtung undeutlich, Lithoklasten vorwiegend graue, aphyrische Basalte < 3 cm Ø (meist < 1 cm Ø), eckig; weiterhin graue oder rötliche, hochblasige Schlacken, rötliche Siltsteine, mäßig bis gut gerundete Milchquarze

-475,40 m Wechselfolge aus Lapilli- und Aschentuffen, mäßig bis schlecht sortiert, undeutliche bzw. meist fehlende Schichtung, Partikel kantengerundet bis gerundet, selten eckig, Aschenlagen dunkelgrau, Lapillilagen hellgrau, grünstichig, basaltische Lithoklasten meist < 2 cm (einzelne < 8 cm) Ø, sehr gut gerundet

-481,85 m Wechselfolge aus Aschen- und Lapillituffen, deutlich geschichtet, z.T. gradiert, Lagen

relativ gut sortiert, wenige mm bis 10 cm mächtig, Mafitkristall führend, Aschenlagen dunkeloliv, Lapillilagen grüngrau, Basaltlithoklasten bis 5 cm, vereinzelt > 10 cm Ø, eckig bis kantengerundet, bei 475,65-475,70 m (Abb. 14) und 477,65- 477,85 m Akkretionäre Lapilli in Aschentuff

-494,85 m Wechselfolge aus Lapilli- und Aschentuffen, grau bis braun, deutlich geschichtet, z.T. gradiert (häufig invers), meist schlecht sortiert, Basaltklasten bis 7 cm Ø, vereinzelt rote Sandstein- und Tonsteinklasten

**Mikroskopische Ergänzungen**

Juvenile Pyroklasten: meist angerundete und nur schwach blasenführende, selten auch stärker blasige (Blasen mit Tonmineralen gefüllt), meist zersetzte basaltische Glas- und Tachylitlapilli, vereinzelt mit Einsprenglingen von Amphibol >> Klinopyroxen in einer dichten Grundmas-



**Abb. 13.** Kernfolge zwischen 471 und 477 m u. Gel.: Gut geschichtete Surge-Ablagerungen in Form vulkanitlithoklastenreicher Lapilli- und Aschentuffe; Aschentuff-Lagen z.T. mit Akkretionären Lapilli (s. Abb. 14).

se mit fluidal texturierten Plagioklas-Mikrolithen; Kristalle und Kristallbruchstücke von Amphibol und Klinopyroxen

Lithoklasten: reichlich vorhanden und meist abgerundet, bis 2,4 cm Ø; weit vorherrschend Vulkanitklasten: Tephrit, olivinführend; Hawaiiit, aphyrisch, fluidal; Alkaliolivinbasalt, mikroporphyrisch (Klinopyroxen, Olivin); Alkaliolivinbasalt, feinkörnig; Basanit, porphyrisch (Olivin, Klinopyroxen); Limburgit, porphyrisch (Klinopyroxen, Olivin); in den Lapillilagen einzelne, in den Aschentufflagen etwas reichlicher Quarz-/Quarzitkörner, ganz selten roter Ton-, Silt- und Sandstein, Kalkstein

Interpartikelraum: Tonminerale, Zeolithe, selten Karbonate

**-502,05 m Shoshonit (Lavastrom)**

porphyrisch (Amphibol > Klinopyroxen; < 7 mm Ø), mittelgrau, dunkelgrau

-497,70 m Dachzone: schlackig-brekziös, grau, hell rotbraun-fleckig, Fragmente intensiv blasig, Blasen mit Zeolithen gefüllt, zum Liegenden hin kompaktere Bereiche

übergehend in

-502,00 m Kernzone: blasig, Blasengehalt zum Liegenden hin abnehmend, Blasen (< 3,5 cm, meist < 1cm Ø) mit weißen Zeolithen gefüllt oder mit Zeolithbestegen, Blasen abgeplattet und eingeregelt

-502,05 Basiszone: intensiv blasig, Blasen relativ klein

Chemische Analyse: Probe VB96-80

**-516,00 m Shoshonit (Lavastrom)**

porphyrisch (Amphibol > Klinopyroxen), mittelgrau, dunkelgrau

-503,00 m Dachzone mit eingesedimentiertem **Aschentuff**: schlackig-brekziös, intensiv blasige Basaltfragmente (1-33 cm Ø) in z.T. deutlich geschichteter roter Aschentuff-Matrix

-515,15 m Kernzone: blasig, Blasengehalt zum Liegenden hin abnehmend, Blasen (< 3 cm, meist < 1cm Ø) mit weißen Zeolithen gefüllt oder mit Zeolithbestegen, Blasen z.T. abgeplattet und eingeregelt, einzelne größere Hohlräume (bis 10 cm Ø) mit Kristallbestegen; bei 514,50 m



**Abb. 14.** Akkretionäre Lapilli (Querschnitte elliptisch und mit dunkleren Säumen) in der Aschentuff-Lage bei 475,67 m u. Gel.

Druse > 10 cm Ø, Calcitkristalle bis 3 cm groß  
-516,00 m Basiszone: violettstichig braun, wechselnd stark blasige Fragmente (< 30 cm Ø), feinkörnige Matrix oder weißer Zeolithzement

Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch (Amphibol > Klinopyroxen); Grundmasse intergranular, fluidal texturiert

Einsprenglinge: Klinopyroxen, bis 2 mm Ø, schwach bräunlich; Amphibol, vollständig opacitisiert, bis 2 (7) mm Ø; wenig Apatit, gedrungene Säulchen bis 0,7 mm lang, bräunlich pigmentiert

Grundmasse: vorwiegend Plagioklas, leistenförmig, subparallel eingeregelt; zurücktretend Klinopyroxen, kleine prismatische Kristalle, bräunlich-violett; Titanomagnetit, kleine Oktaeder.

Hohlraumfüllung: Zeolithe

Chemische Analyse: Probe VB96-82

**-519,40 m Lapilli- und Aschentuff-Folge (Surge-Ablagerungen)**

geschichtet (mm- bis 50 cm-mächtige Lagen)

-516,46 m gradierte Lapillituff-Lage, grau, zum Hangenden hin in Aschentuff (rotbraun) übergehend, Amphibol- und Klinopyroxenkristallführend, Lithoklasten (Hawaii-Klasten, Quarzkörner), mäßig bis gut sortiert

-516,80 m Lapilli-Aschentuff, feingeschichtet, hell rotbraun, mit einzelnen bis 5 mm mächtigen, hellgrauen Grobaschen- und Feinlapilli-Lagen, Amphibol- und Klinopyroxenkristallführend, bei 516,70 m Akkretionäre Lapilli

-517,40 m Aschentuff, feingeschichtet (mm- bis cm-Bereich), graubraun, Grobaschenlagen hellgrau, Akkretionäre Lapilli in mehreren Feinaschenlagen

-517,75 m Lapilli-Aschentuff, Mafitkristallführend, dunkelgrau bis graubraun



Abb. 15. Kernfolge zwischen 481 und 487 m u. Gel.; Gut geschichtete Surge-Ablagerungen in Form vulkanitlithoklastenreicher Lapilli- und Aschentuffe.

-519,40 m Aschentuffe im Wechsel mit Aschen-Lapillituffen, rotbraun, graubraun bis dunkelgrau, Grobaschen- und Feinlapilli-Lagen hellgrau, einzelne Kristalle (Amphibol, Klinopyroxen), Lithoklasten (Quarzkörner), bei 518,10 m Akkretionäre Lapilli

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: zahlreiche ehemals glasierte (tonig zersetzte) Pyroklasten (5–15 mm Ø), z.T. Tachylite, blasenarm bis blasenfrei, mit fluidal eingeregelteten kleinen Plagioklasleisten, untergeordnet stengeligen Amphibolen und winzigen Magnetitoktaedern sowie Plagioklas-, Klinopyroxen- und Amphibol-Einsprenglingen (bis 3 mm Ø); Klinopyroxen-Kristalle (bis 3 mm Ø)

Lithoklasten: wenige Alkaliolivinbasalt-Klasten mit Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglingen; selten Sandstein-Klasten, vereinzelt Quarzkörner  
Interpartikelraum: Aschentuff-Matrix: vulkaniklastisches Feinmaterial, tonig zersetzt, kleine Kristalle (Amphibol, Klinopyroxen); Zeolithzement

Sortierung: meist gut

#### **-520,15 m Kernverlust**

##### **-522,25 m Basanit (Lavastrom)**

porphyrisch (Olivin, Klinopyroxen), stark blasig, dunkelgrau

-520,45 m Dachzone: brekziös, blasige Basaltklasten (Blasen oft mit Zeolithen gefüllt)

-521,50 m Kernzone: zahlreiche Blasen (< 2 cm, meist < 1 cm Ø), überwiegend mit weißen Zeolithen gefüllt

-522,25 m Basiszone: brekziös, blasige Basaltklasten, Blasen und Interpartikelraum mit weißen Zeolithen ausgefüllt

##### **-526,15 m Lapilli- und Aschentuff-Folge (Fall-Ablagerungen)**

Klinopyroxenkristall führend

-523,00 m Aschentuff, grüngrau, idiomorphe Klinopyroxen-Kristalle

-525,85 m Lapillituff (Korngröße max. 2 cm, meist < 1 cm), grünbeige, ab 525,50 m braun, vereinzelt kleine Lithoklasten (rötliche Tonsteine, Quarz-/Quarzitkörner)

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: Tachylit- und braune Sideromelanfragmente (1–5 mm Ø), blasenreich, mit Klinopyroxen-Einsprenglingen (bis 2,5 mm Ø); Klinopyroxen-Kristalle (bis 3 mm Ø) und -Kristallbruchstücke

Lithoklasten: wenige Alkaliolivinbasalt-Klasten mit Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglingen

Interpartikelraum: Zeolithzement

Sortierung: meist gut

#### **-565,50 m Alkaliolivinbasalt, Ti-reich**

##### **(Lavastrom)**

porphyrisch (Klinopyroxen, Olivin), mittel- bis dunkelgrau, z.T. violettstichig

-528,50 m Dachzone mit einsedimentiertem **Aschentuff**: brekziös, wechselnd blasige und blasenfreie Basaltklasten (< 5 cm Ø, grau, violettstichig, Blasen z.T. mit weißen Zeolithen gefüllt) in roter Aschentuffmatrix

-560,40 m Kernzone: blasenfrei, mittel- bis dunkelgrau, z.T. violettstichig, verbreitet kleinknollige Zerfallstrukturen (Sonnenbrenner)

-565,50 m Basiszone: brekziös, rötlichbraune, wechselnd blasige und dunkelgraue, blasenfreie, Klinopyroxen-porphyrische Basaltklasten (max. 20 cm Ø) in rotbrauner bis ziegelroter Aschentuff-Matrix, Klinopyroxenkristall führend  
Mikroskopische Ergänzungen

Gefüge: porphyrisch; Grundmasse: intergranular, Fluidaltextur

Einsprenglinge: Olivin, bis 1 mm Ø, farblos, meist randlich viriditisiert; Klinopyroxen, bis 2 mm Ø, z.T. agglomeriert, schwach bräunlichviolett, selten grünlich, Zonarbau; wenig ehemaliger Amphibol, vollständig opacitisiert, bis 1 mm Ø

Grundmasse: vorwiegend Plagioklas, leistenförmig, subparallel eingeregelt; zurücktretend Klinopyroxen, kleine prismatische Kristalle, bräunlichviolett; Magnetit, kleine Oktaeder; Akzessorien: Biotit, Apatit

Chemische Analyse: Probe VB96-89

##### **-566,05 m Lapillituff**

rostbraun, stark zersetzt

### **-566,55 m Aschentuff**

mafitekristallführend, ziegelrot

### **-566,90 m Aschen-Lapillituff**

mafitekristallführend, von ziegelrot zum Liegenden hin in braun bis grau übergehend; Pyroklasten < 1 cm Ø, teils stark blasig, teils blasenfrei, vereinzelte graue quarzitisches Sandsteinklasten

### **-577,20 m Alkaliolivinbasalt, Ti-reich (Lavaström)**

stark porphyrisch, [Klinopyroxen (bis 1 cm Ø) > Olivin], mittelgrau, braungrau, z.T. violettstichig  
-568,85 m Dachzone: blasig, Blasen mit weißen Zeolithen gefüllt, zahlreiche größere Hohlräume (bis 4 cm Ø) mit Zeolith-Kristallbestegen, braungrau, violettstichig; bei 567,5 m brauner Aschentuffeinschluss

-577,20 m Kern- und Basiszone:

-572,65 m weitgehend blasenfrei, vereinzelte Blasen mit weißen Zeolithen gefüllt (meist < 1 cm, im oberen Teil z.T. bis 2 cm Ø), mittelgrau, violettstichig, schwach schräg geklüftet

-573,10 m blasig, Blasen meist < 1 cm Ø, weiße Zeolithbestege, z.T. mit weißen Zeolithen gefüllt, braungrau, violettstichig

-577,20 m weitgehend blasenfrei, mittelgrau, violettstichig, Kern meist grobstückig zerbrochen, 573,7-574,0 m steile Klufffläche mit Zeolithbestegen

#### **Mikroskopische Ergänzungen**

Gefüge: stark porphyrisch (vorw. hiatal; Klinopyroxen > Olivin)

Einsprenglinge: Klinopyroxen, ± lichtbraun, ± idiomorph, zonar gebaut; im Dünnschliff bis 5,5 mm, am Bohrkern bis ca. 1 cm Ø; Olivin, meist iddingsitisiert, bis 4,5 mm, meist < 0,7 mm Ø

Grundmasse: Plagioklas, leistenförmig; Klinopyroxen; Olivin (iddingsitisiert); Mesostasis

Hohlraumfüllungen: Zeolithe

### **-580,20 m Alkaliolivinbasalt, Ti-reich (Lavaström)**

stark porphyrisch, [Klinopyroxen (bis 1 cm Ø) > Olivin], mittelgrau, braungrau, z.T. violettstichig  
-578,30 m Dachzone: brekziös, Klasten von < 1

cm bis ~ 15 cm Ø, blasig, z.T. kleinblasig, braungrau, violettstichig, graugrüner bis brauner Zement; 578,0-578,3 m Hohlräume mit Kristallbestegen

-580,20 m Kern- und Basiszone:

-579,85 m weitgehend blasenfrei, vereinzelte Blasen mit weißen Zeolithen gefüllt, mittelgrau, violettstichig, Kern stückig zerbrochen, bei 579,6 bis 579,8 m größere Hohlräume mit Kristallbestegen

-580,20 m blasig, Blasen mit weißen Zeolithen gefüllt, bis 3 cm Ø, ausgelängt, leicht schräg einfallend; zur Basis hin kleinblasig

Chemische Analyse: Probe VB96-92

### **-580,75 m Aschentuff (Surge-Ablagerungen)**

rotbraun, gut geschichtet, mit einzelnen Lapillilagen (Lapilli bis 0,5 cm Ø), bei 580,30-580,45 m Akkretionäre Lapilli

### **-580,90 m Umlagerungszone**

dunkelgraue Tufffragmente mit mehrere mm-großen Klinopyroxenkristallen „schwimmen“ in rotbraunem Aschentuff

### **-590,10 m Lapilli- und Aschentuff-Folge**

± gut geschichtet, dunkelgrau, mittelgrau, grünlichgrau

-581,80 m Lapillituff, wechselnd stark feinblasige Lapilli (bis 6 cm Ø)

-583,20m Lapillituff, Partikel meist < 1cm, blasenfrei, eckig, untergeordnet stark blasige Schlackenfragmente bis 4 cm; bei 583,15 Basaltklast > 15 cm Ø

-587,85 m gut geschichtete, z.T. invers gradierte Lapilli-Aschentuff-Folge, Partikel meist < 1 cm Ø, blasenfrei bis feinblasig

-590,10 m gut geschichtete, z.T. invers gradierte Lapilli-Aschentuff-Folge, Partikel < 2 cm, vereinzelt bis 4 cm Ø

#### **Mikroskopische Ergänzungen**

Juvenile Pyroklasten: meist Tachylit, selten braune Sideromelanfragmente (1-5 mm Ø), lagenweise blasenreich, z.T. mit kleinen Plagioklas-Leisten oder mit Klinopyroxen-Einsprenglingen (bis 2 mm Ø); Klinopyroxen-Kristalle (bis 2 mm Ø)

Lithoklasten: reichlich Alkaliolivinbasalt-Klasten mit Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglingen; wenige gerundete Quarz-/Quarzitkörner (< 0,5 mm), vereinzelt kleine Silt- und Sandsteinklasten

Interpartikelraum: Zeolithzement

Sortierung: meist gut

### -600,50 m Aschentuffe mit feinkörnigen Lapillituff-Lagen

gut geschichtet

-596,25 m wechselnd bräunlich bis grüngrau

-597,60 m rotbraun, graugrünfleckig

-598,40 m oliv

-600,50 m dunkelbraun

**Aschentuffe:** gut geschichtet, feinkörnige Lapillituff-Lagen zwischengeschaltet, matrixgestützt, bei 593,95 m Akkretionäre Lapilli, 596,70–598,40 m hellgraue Partikel (bis 10 cm Ø) in feinkörnigem Aschentuff

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: Tachylit, selten braune Sideromelanfragmente (1–5 mm Ø), blasenarm, z.T. mit Olivin- und/oder Klinopyroxen-Einsprenglingen; vereinzelt, meist zonierte Klinopyroxen-Kristalle (bis 2 mm Ø)

Lithoklasten: wechselnde Mengen an oft gerundeten Quarz-/Quarzitkörnern, vereinzelt kleine Silt- und Sandsteinklasten

Interpartikelraum: Matrix: vulkaniklastisches Feinmaterial, z.T. tonig zersetzt, kleine Kristalle (Olivin, Klinopyroxen)

Sortierung: sehr schlecht

**Lapillituffe:** gut geschichtet, korngestützt

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: wenige blasenarme Tachylit, selten braune Sideromelanfragmente (< 10 mm Ø), selten mit Olivin- und/oder Klinopyroxen-Einsprenglingen; vereinzelt, meist zonierte Klinopyroxen-Kristalle (bis 2 mm Ø).

Lithoklasten: zahlreiche (> 50 Vol.-%) Alkaliolivinbasalt-Klasten mit Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglingen, wenige kleine Sandsteinklasten

Zement: Zeolithe

Sortierung: gut

### -656,50 m (Endteufe) Lapillituff, schwach blockführend (Massenstromablagerung)

vorwiegend dunkelgrau, meist sehr schlecht sortiert, matrixgestützt (nur vereinzelt komponentengestützte „Lagen“); im Klastenspektrum weit



**Abb. 16.** Kernfolge zwischen 579 und 583 m u. Gel.: Ti-reicher Alkaliolivinbasalt-Lavastrom über thermisch beeinflussten (rotgefärbten) Aschentuffen (mit Akkretionären Lapilli zwischen 580,30 und 580,45 m u. Gel.) über dunkelgrauer Lapilli- und Aschentuff-Folge.

vorherrschend basanitische Klasten in Form von blasenarmen Pyroklasten und Lithoklasten vor Sedimentgesteinsklasten (s.u. Lithoklastenspektrum)

-ca. 621,50 m olivgrau, lagenweise bräunlich; intensiv von ± flachliegenden, unregelmäßigen, weißlichen Karbonatadern durchzogen, nach unten abnehmend

-656,50 m dunkelgrau bis schwarzbraun  
Makroskopisches Lithoklastenspektrum:

Basalte: nur Basanite, teils limburgitisch, porphyrisch (Olivin, Klinopyroxen), dunkelgrau, maximal 8 cm, meist < 3 cm Ø, vereinzelt mit peridotitischen und einmal einem pyroxenitischen Mantelxenolithen (3 cm Ø)

Kalksteine: dicht, massig, grau bis hellgrau, meist < 4 cm, bei 654,70–654,90 m 20 cm Ø (Oberer Muschelkalk; s. Feist-Burkhard & Hottenrott, 2001)

Tonsteine: hellgrau und hellgrün, selten rot, z.T. > 10 cm Ø

Sandsteine (Buntsandstein): rot, ganz vereinzelt hellgraue Grobsandsteine, bis 7 cm Ø

Ton (Rupelton; s. Hottenrott et al., 2001): plas-

tisch, hellgrau, hellgrün, grau, z.T. > 10 cm Ø.

Nachgewiesene größere Lithoklasten bei: 622,30 m hellgrauer Grobsandstein (? Solling-Sandstein, 7 cm Ø); 627,40 m: dunkelgrauer Basanitklast (7 cm Ø); 628,00 m: hellgrauer Tonsteinklast (> 10 cm); 630,35 m: hellgrauer Kalksteinklast (8 cm Ø); 633,25 m: hellgrüner Tonsteinklast (> 10 cm Ø); 635,30 m: dunkelgrauer Tonklast, plastisch, > 10 cm Ø; 639,35 m: hellgrauer Ton (> 10 cm Ø); 640,00 m: giftgrüner Tonsteinklast (8 cm Ø); 640,95 m: grauer (braunstichig) Ton (8 cm Ø); 641,05 m: grauer (braunstichig) Ton (> 10 cm Ø); 643,65 m: hellgrauer Ton (4 cm Ø); 644,50 m: grauer Basanitklast (5 cm Ø); 646,70 m: giftgrüner Ton (> 10 cm Ø); 648,55 m: rot/grün/grau-gestreifter Tonstein 648,80–648,95 m: giftgrüner Ton (> 10 cm Ø); 650,70–650,85 m: giftgrüner Ton (> 10 cm Ø); 653,75 hellgrauer Ton (7 cm Ø); 654,70–654,90 m: grauer Kalkstein, dicht, massig

Mikroskopische Ergänzungen

Juvenile Pyroklasten: Tachylit- und braune Sideromelanfragmente (z.T. viriditisiert), generell blasenarm, mit Olivin- (viriditisiert) und Klio-



**Abb. 17.** Kernfolge zwischen 603 und 607 m u. Gel.: Intensiv von Karbonatadern durchzogener oberer Bereich der Massenstromablagerungen zwischen 600,50 und > 656,50 m u. Gel. [meist sehr schlecht sortierte, schwach blockführende Lapillituffe aus vorherrschend basanitischen Klasten (blasenarme Pyroklasten und Lithoklasten) neben stark zurücktretenden Sedimentgesteinsklasten (u.a. Kalksteine des Oberen Muschelkalks (hier z.B. bei 604,30 m)) und Mantelxenolithen (hier z.B. bei ca. 605,40 m u. Gel.)].



**Abb. 18.** Kernfolge zwischen 647 und 656,50 m u. Gel. (Endteufe): Untererer (erbohrter) Bereich der Massenstromablagerung (wie in Abb. 17) mit größeren Tonklasten (Rupelton; u.a. bei 648,90 m und 650,75 m u. Gel.) und größerem Kalksteinklast (Oberer Muschelkalk) zwischen 654,70 und 654,90 m u. Gel.

pyroxen-Einsprenglingen, Partikelgröße: 2–15 mm; vereinzelt, meist zonierte Klinopyroxen-Kristalle (bis 4 mm Ø)

Lithoklasten: häufig Basanit, Olivin-Klinopyroxen-porphyrisch; relativ wenig Kalkstein, dicht; Tonstein, rot; Sandstein; Ton, plastisch (mit Fos-silquerschnitten; vgl. hierzu Hottenrott et al.,

2001); wenige Mantel-Xenolithe aus Olivin (über-wiegend calcitisiert), Klinopyroxen (farblos) und Spinell (hell graugrün)

Matrix: vulkaniklastisches Feinmaterial, z.T. karbonatisiert, kleine Kristalle (Olivin, Kline-pyroxen)

Sortierung: sehr schlecht

## Schriftenverzeichnis

- Bogaard, P.J.F., Wörner, G. & Hen-  
jes-Kunst, F. (2001): Chemical  
stratigraphy and origin of volca-  
nic rocks from the drill-core  
"Forschungsbohrung Vogels-  
berg 1996". – In: A. Hoppe & R.  
Schulz, Hrsg.: Die Forschungs-  
bohrung Vogelsberg 1996 – Ein-  
blicke in einen miozänen Vul-  
kankomplex. – Geol. Abh. Hes-  
sen, **107**: 69–99, 7 figs., 4 tables, 1  
annex; Wiesbaden.
- Feist-Burkhardt, S. & Hottenrott, M.  
(2001): Ein fossilführender Klast  
des Oberen Muschelkalks (Trias)  
aus dem Untergrund des Hohen  
Vogelsberges bei Ulrichstein  
(Forschungsbohrung Vogelsberg  
1996). – In: A. Hoppe & R. Schulz,  
Hrsg.: Die Forschungsbohrung  
Vogelsberg 1996 – Einblicke in ei-  
nen miozänen Vulkankomplex.  
– Geol. Abh. Hessen, **107**:  
189–196, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesba-  
den.
- Hottenrott, M., Martini, E., Grimm,  
K.I., Pross, J. & Radtke, G. (2001):  
Fossilführende Rupelton-Klasten  
(Mittel-Oligozän) aus dem Unter-  
grund des Hohen Vogelsberges  
bei Ulrichstein (Forschungsboh-  
rung Vogelsberg 1996). – In: A.  
Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die  
Forschungsbohrung Vogelsberg  
1996 – Einblicke in einen miozä-  
nen Vulkankomplex. – Geol.  
Abh. Hessen, **107**: 171–188, 2  
Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streck-  
eisen, A., & Zanettin, B. (1986): A  
chemical classification of volca-  
nic rocks based on the Total Al-  
kali-Silica-Diagram. – J. Petrol.,  
**27**: 745–750; Oxford.
- Le Maitre, R.W. (ed.) (1989): A Clas-  
sification of Igenous Rocks and  
Glossary of Terms. – 193 S.; Ox-  
ford, etc. (Blackwell).
- Schmid, R. (1981): Description, no-  
menclature and classification of  
pyroclastic deposits and frag-  
ments. – Geol. Rdschau, **70**, **2**:  
794–799; Stuttgart. [Ersch. auch  
in: Geology, **9**: 41–43; Boulder,  
Colorado. Und: N. Jb. Miner. Mh.  
**1981**, **4**: 190; Stuttgart.]

# Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten vulkanischen Gesteine

Thomas Wonik, Christian Bücke & Lothar Gorling<sup>1</sup>

Wonik, T., Bücke, C. & Gorling, L. (2001): Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten vulkanischen Gesteine. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 49–67, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Bohrlochgeophysikalische Messungen in der 656,5 m tiefen Forschungsbohrung (FB) Vogelsberg 1996 ergeben Einblicke in die lithologische und strukturelle Entwicklung der vulkanischen Gesteinsabfolge des Hohen Vogelsberges. Jedes der vulkanischen Gesteine (Trachyte, Shoshonite, Hawaiite, Alkaliolivinbasalte, Basanite, tholeiitische Basalte und Vulkaniklastite) weist eine eindeutige Kombination an physikalischen Parametern auf. Dadurch läßt sich eine gute Korrelation zwischen lithologischer Ansprache und bohrlochgeophysikalischen Messungen nachweisen. Dieses Ergebnis bestätigt sich bei der Verwendung von statistischen Verfahren (Clusteranalyse) zur Gliederung der Bohrlochdaten. Vor allem die einzelnen Lavaströme und Vulkaniklastite lassen sich aus den Bohrlochmessungen ableiten. Aus dem Verlauf der Dichte kann auf den typischen, sich in vier Zonen gliedernden Aufbau eines Lavastroms geschlossen werden. Diese Zonierung deckt sich mit weltweiten Beobachtungen. Unterschiede ergeben sich bei den Dachzonen der Lavaströme, die aus Sicht der physikalischen Parameter wesentlich mächtiger sind als bei der visuellen Beschreibung des Kerns angenommen.

Ein Vergleich zwischen den an den Kernen

und im Bohrloch bestimmten magnetischen Eigenschaften ergibt eine gute Übereinstimmung. Die am Kern ermittelten remanenten Magnetisierungen, Inklinationen und Suszeptibilitäten werden in einem Vorwärtsmodell als Eingangsparameter benutzt, um die sich ergebenden Anomalien der Totalintensität zu bestimmen. Dieses synthetische Feld deckt sich weitestgehend mit den im Bohrloch gemessenen Anomalien der Totalintensität. Ausgehend von dieser Erkenntnis können für Bereiche, in denen keine Kernmessungen durchgeführt werden konnten, Schätzwerte für die remanenten Magnetisierungen und Inklinationen angegeben werden.

Durch Messungen der Temperatur und des spezifischen Widerstandes der Bohrspülung ist die Bestimmung von Wasserzuflüssen möglich. Sie sind hauptsächlich in den vulkaniklastischen Gesteinen im Bereich unterhalb von 386 m Tiefe zu beobachten. Durch den Bohrvorgang sind verschiedene schwebende Grundwasserhorizonte miteinander verbunden worden. Die damit verbundene Auskühlung des Gebirges und Störung des Temperaturgradienten macht eine Bestimmung der Wärmestromdichte unmöglich.

---

<sup>1</sup> Dr. T. Wonik, Dr. C. Bücke & Dipl.-Geophys. L. Gorling, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Stilleweg 2, D-30655 Hannover.

## Abstract

Geophysical measurements in the 656.5 m deep FB Vogelsberg 1996 research borehole allow an understanding of the lithological and structural development of the volcanic area of the Hoher Vogelsberg. Each of the main lithological units (trachyte, shoshonite, hawaiite, alkaliolivinebasalt, basanite, tholeiite, and volcanoclastics) shows a clear combination of physical parameters. Therefore, a good correlation between lithological units and borehole measurements can be detected. Calculations based on the statistical cluster analysis confirm this result. Single lava flows in particular and volcanoclastics can be located. The density values reflect the typical four zones of a lava flow which can be observed world wide. Differences can be seen at the top zones of lava flows: from the geophysical results they appear to be much thicker than from visual core description.

A comparison between the magnetic properties of the core and borehole measurements re-

sults in a good agreement. The core-based remanent magnetisations, inclinations, and susceptibilities were used as input parameters in a forward modelling program to calculate the anomalies of the magnetic total intensity in the borehole. This synthetic field is almost identical with the measurements made in the borehole. For core intervals with no measurements, the remanent magnetisations and inclinations can be estimated with the help of the magnetic total intensity log.

Measurements of the temperature and salinity of the bore hole fluid permit intervals where water flows into the borehole to be detected. Water inflow can be observed mainly in volcanoclastics below 386 m depth. The temperature field around the borehole is disturbed by the drilling because it connects several previously discrete water-bearing horizons. Therefore, heat flow densities cannot be determined.

## 1. Einleitung

Der Vogelsberg gehört mit einer Fläche von 2300 km<sup>2</sup> zu den größten tertiären Vulkangebieten Mitteleuropas. Lippolt (1983) ermittelte mittels K-Ar-Altersbestimmungen eine Dauer der vulkanischen Aktivität im Vogelsberg von ca. 19 Ma bis 13 Ma, mit einem deutlichen Maximum zwischen 17 Ma und 15 Ma. Er ist damit jünger als die frühen Vulkanite im Rheingraben, älter als die im Massif Central und in Norditalien, sowie ungefähr gleichaltrig mit vulkanischen Vorkommen der Heldburger Gangschar, der Rhön und bei Bad Urach. Aufbau und Abfolge der Vulkanite im Vogelsberg wurden u.a. in Arbeiten von Ernst et al. (1970), Ehrenberg et al. (1981), Ehrenberg & Hickethier (1985) und Ehrenberg (1986) beschrieben. Im Zentralbereich des Hohen Vogelsberges, der weitgehend

von quartären Schuttdecken bedeckt ist, fehlen tiefere Taleinschnitte, sodass eine Erkundung der tieferen vulkanischen Abfolgen und der prävulkanischen Sedimentgesteine nur durch Bohrungen erfolgen kann.

Der nahezu vollständige Bohrkern der 1996 im Hohen Vogelsberg nahe Ulrichstein abgeteufte Forschungsbohrung (FB) Vogelsberg 1996 war Gegenstand vielfältiger und umfangreicher geowissenschaftlicher Untersuchungen, die von Hoppe & Schulz (2001) zusammengefasst werden. Die durchbohrte vulkanische Abfolge besteht etwa zur Hälfte aus Vulkaniten (basanitische, alkaliolivinbasaltische und tholeiitische Laven sowie ein mächtiger Trachyt), zur anderen Hälfte aus vulkaniklastischen Gesteinen.

## 2. Die bohrlochgeophysikalischen Messungen

Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 wurde im Seilkernverfahren in mehreren Abschnitten niedergebracht. In den obersten 7 m betrug der Meißeldurchmesser 273 mm. Zwischen 7 m und 45 m Tiefe wurde mit einem Nenndurchmesser von 160 mm gebohrt, darunter mit 154 mm. Im Juni 1996 hatte die Bohrung 365 m erreicht und wurde bohrlochgeophysikalisch bis in diese Tiefe vermessen. Anschließend wurde dieser Bohrlochabschnitt aufgeweitet und mit einem Stahlrohr von einem Innendurchmesser von 175 mm verrohrt. Unter Verwendung eines Bohrmeißels von 154 mm Durchmesser wurde das Bohrlochtiefer in

656,5 m Tiefe im Oktober 1996 erreicht. Nach Beendigung der bohrlochgeophysikalischen Messungen wurde die Bohrung von 656,5 m bis 250 m unter Gelände mit Ton verfüllt und dann bis 240 m mit Zement verschlossen. Bis in diese Tiefe ist sie mit einem 175 mm-Filterrohr als Grundwassermessstelle ausgebaut worden.

Von Wonik & Salge (2000) wird die Apparatur beschrieben, mit der die bohrlochgeophysikalischen Messungen in der FB Vogelsberg durchgeführt wurden. Abb. 1 zeigt, welche Messverfahren wann und für welche Tiefenbereiche eingesetzt wurden.

Über folgende physikalische und chemische

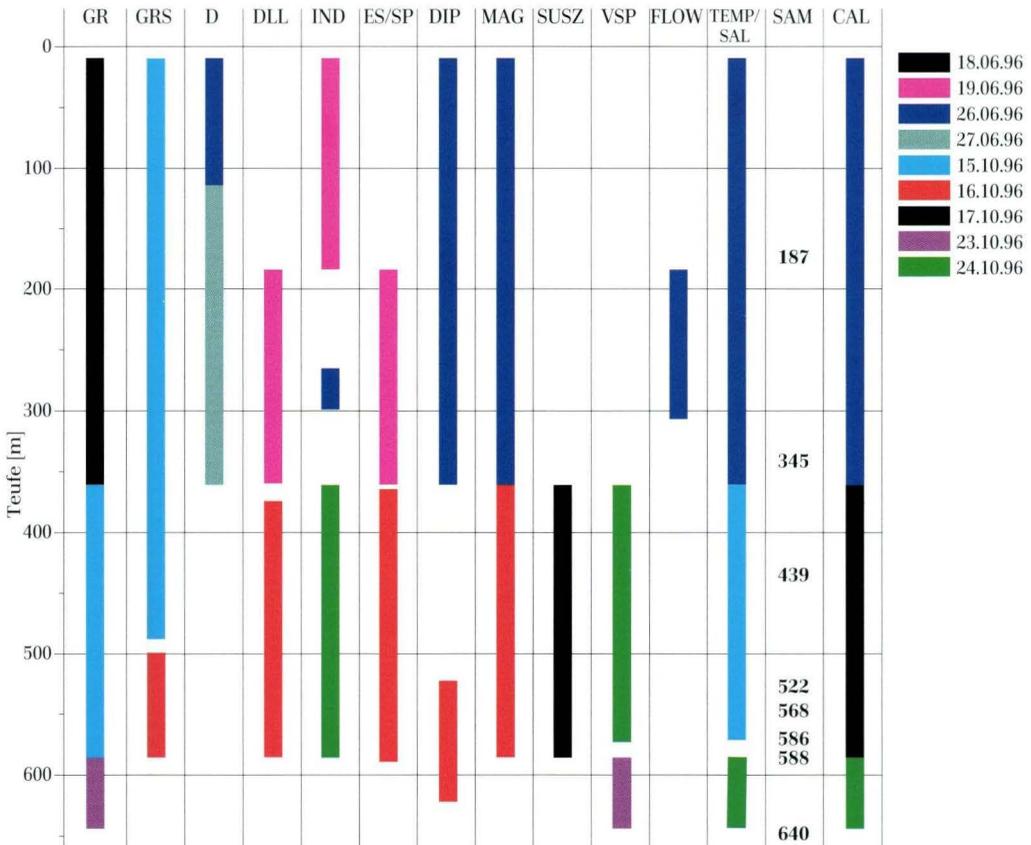
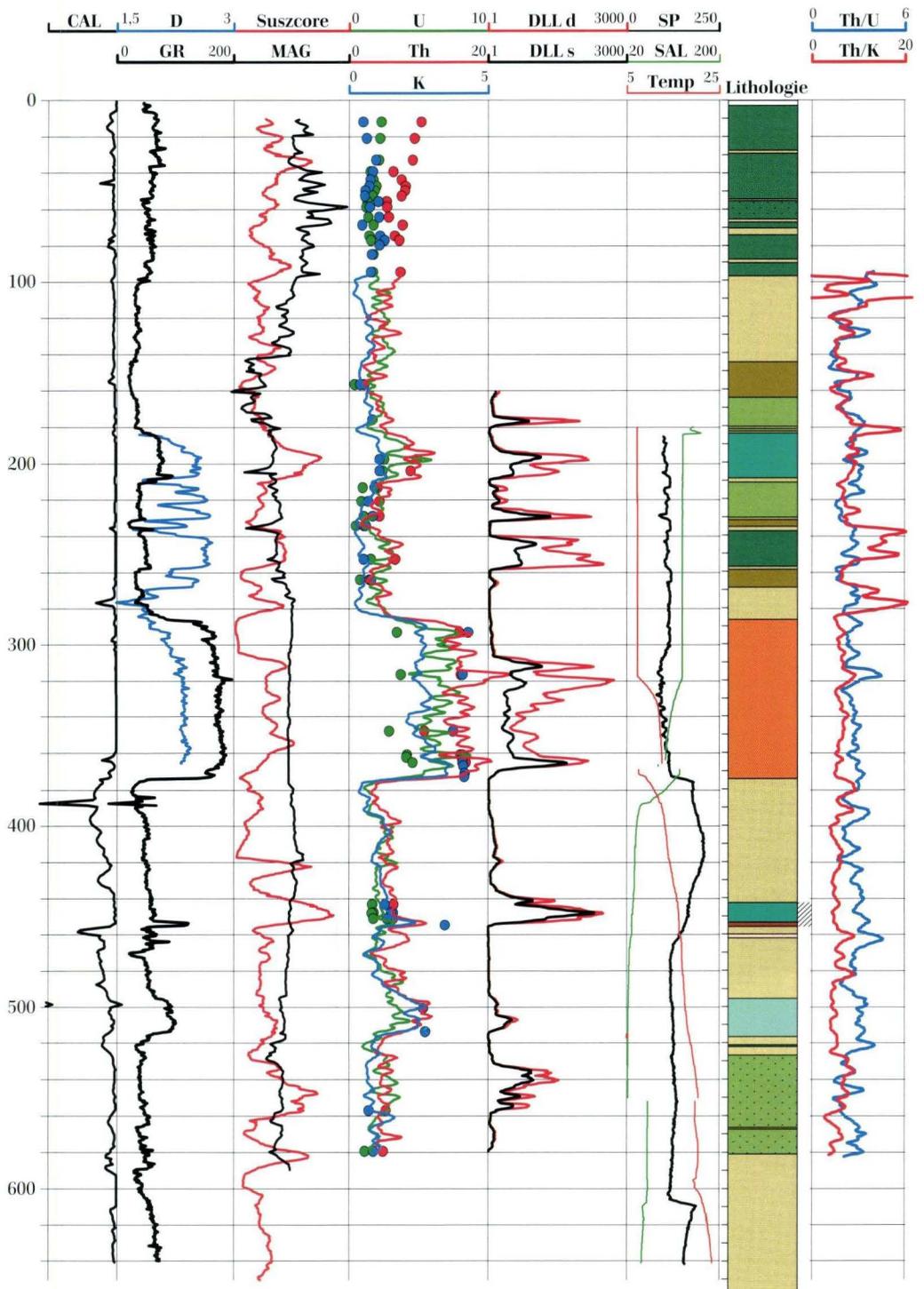


Abb. 1. Geophysikalisches Meßprogramm in der FB Vogelsberg 1996.



Parameter konnten Informationen gewonnen werden:

- natürliche Gammastrahlung, ihre Summe (GR) und ihr Spektrum (GRS); Kalium- (K), Thorium- (Th) und Urangehalt (U),
- Dichte (D),
- spezifischer elektrischer Widerstand (DLL, ES) bzw. elektrische Leitfähigkeit (IND),
- Eigenpotential (SP),
- Einfallrichtung und -winkel der durchteuften Schichten (DIP),
- magnetische Suszeptibilität (SUSZ),
- Magnetfeldkomponenten (MAG),
- Salinität (SAL) und Temperatur (TEMP) der Bohrlochflüssigkeit,
- vertikale Flüssigkeitsbewegung im Bohrloch (FLOW),
- Bohrochdurchmesser (CAL) und der geometrische Verlauf der Bohrung im Raum (DIP).

Zusätzlich wurden mit einem Sampler (SAM) in einigen Tiefen Proben der Flüssigkeitssäule in der Bohrung entnommen, die von Leßmann et al. (2001) analysiert wurden. Die Ergebnisse eines vertikalen seismischen Profils (VSP) werden in Zusammenhang mit den oberflächen-seismischen Ergebnissen an anderer Stelle diskutiert (Buness & Wonik 2001).

Die Bohrochmessungen konnten aus folgenden Gründen nur in mehreren Teilstücken bzw. unvollständig ausgeführt werden (vgl. Abb. 1):

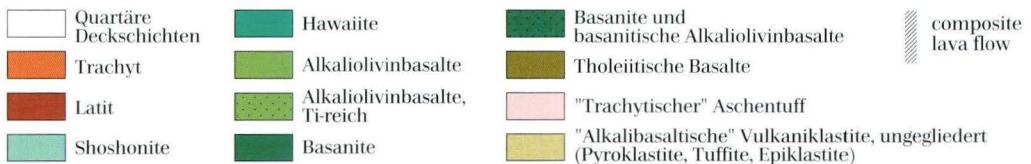
- Die Bohrochsohle in 656,5 m war aufgrund von Nachfall nicht erreichbar; der tiefste

Messpunkt war 641 m bei der Gamma Ray-Messung. Quellende Tone im Bereich 590–625 m behinderten die Messungen und führten bei jedem Messverfahren zu einem verschiedenen tiefsten Messpunkt.

- Bei 496 m Tiefe in die Bohrung hinein ragende Gesteinsbrocken führten während der Dipmeter-Messung beinahe zum Verlust der Sonde. Nur durch Abreißen eines ihrer vier Arme konnte die Sonde befreit werden. Auf den Einsatz der mit einer radioaktiven Quelle arbeitenden Dichte-Sonde wurde wegen dieser schwierigen Bohrochverhältnisse im Abschnitt unterhalb 365 m verzichtet.
- Die Messungen der magnetischen Suszeptibilität wurden in Zusammenarbeit mit der Ludwig-Maximilians-Universität München und der Fa. Geo4, Oberbrunn, durchgeführt. Diese Sonde (Krammer 1989) stand erst im Oktober 1996 zur Verfügung, sodass im oberen Bohrochabschnitt keine Suszeptibilitäts-Daten gewonnen werden konnten.
- Das Erdmagnetfeld wurde mit zwei Bohrochsonden vermessen: Außer der Magnetik-Sonde (Bosum & Rehli 1985) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, wurden die magnetischen Erdfeldkomponenten vom Orientierungsteil der Dipmeter-Sonde registriert. Die in die Bohrung eingebrachten Stahlverrohrungen beeinflussten die Messwerte bis in eine Entfernung von rund 15 m. Dieser Bereich ist nicht dargestellt.

**Abb. 2.** Ergebnisse der wichtigsten bohrlochgeophysikalischen Messungen in der FB Vogelsberg 1996.

CAL: Bohrochdurchmesser von 45–15 cm; D: Dichte von 1,5–3 g/cm<sup>3</sup>; GR: Gamma Ray von 0–200 API; Suszcore: von Schnepf et al. (2001) an den Bohrkernen durchgeführte Messungen der Suszeptibilität von 0,5–5000·10<sup>5</sup> SI; MAG: Anomalien der magnetischen Totalintensität zwischen -15 000 nT und 15 000 nT; K (%), U (ppm), Th (ppm): Gehalt an Kalium, Uran und Thorium, bestimmt im Bohroch und an Kernproben (Punkte, Bogaard et al. 2001); DLL-d, DLL-s: Spezifischer elektrischer Widerstand (Duallaterolog, deep and shallow) in 0,3–3000 Ωm; SP: Eigenpotential von 0–250 mV; TEMP: Temperatur der Bohrochflüssigkeit von 5–25 °C; SAL: Salinität der Bohrochflüssigkeit von 20–200 Ωm; Litho: Schichtenverzeichnis (Kött et al. 2001); Legende siehe unten. Die DLL- und Suszcore-Daten sind logarithmisch, die übrigen Parameter linear aufgetragen.



- Der Wasserspiegel in der Bohrung schwankte während der Messeinsätze im Zehnermeter-Bereich, war aber immer tiefer als 150 m unter Gelände, sodass im trockenen Abschnitt der Bohrung keine Messungen des spezifischen elektrischen Widerstandes und des Eigenpotentials vorliegen.
- Die Flowmeter-Messungen konnten unterhalb 288 m nicht fortgesetzt werden, da der Impeller durch starken Schwebstoffanteil in der Bohrlochflüssigkeit mechanisch blockierte.

Abb. 2 zeigt die aus mehreren Messeinsätzen zusammengesetzten und auf Tiefenversätze hin korrigierten bohrlochgeophysikalischen Daten in der FB Vogelsberg 1996. Dargestellt sind auch die von Schnepf et al. (2001) an den Bohrkernen durchgeführten Suszeptibilitäts-Messungen. Zum Vergleich mit den Messungen der Gehalte an Kalium (K), Uran (U) und Thorium (Th) sind die an einzelnen Kernproben von Bogaard et al. (2001) erzielten Untersuchungsergebnisse mit eingezeichnet.

### 3. Aussagen zur Lithologie

Abb. 2 ist die Unterteilung in lithologische Einheiten (Kött et al. 2001) zu entnehmen. Die erbohrten Gesteine lassen sich folgenden sieben Hauptgruppen zuordnen: Trachyt, Shoshonit, Hawaiiit, Alkaliolivinbasalt, Bassanit, tholeiitische Basalte und Vulkaniklastite. Diesen sieben lithologischen Einheiten sind in Abb. 3 die physikalischen Eigenschaften der Gesteine

schematisch gegenübergestellt. Dabei sind für die einzelnen physikalischen Parameter die jeweiligen Abkürzungen der Messverfahren (siehe oben) verwendet worden.

Aus Abb. 3 lässt sich ableiten, dass jede lithologische Einheit eine eindeutige Kombination an physikalischen Parametern aufweist – die lithologische Gliederung basierend nur auf bohr-

Werte ↑							
hohe	GR K, Th, U DLL	Th, K	Th, U DLL SUSZ	D MAG	D DLL		
mittlere	D SUSZ	GR U DLL SUSZ	GR K D MAG	DLL SUSZ	SUSZ MAG	D MAG	
niedrige	MAG	MAG		GR K, Th, U	GR K, Th, U	GR K, Th, U D DLL	
	Trachyt	Shoshonit	Hawaiiit	Alkaliolivin- basalt	Basanit	Tholeiit	Vulkaniklastite

Abb. 3. Physikalische Eigenschaften der verschiedenen lithologischen Einheiten in der FB Vogelsberg 1996 (schematisch). Abkürzungen der Messverfahren siehe Text und Abb. 1.

lochgeophysikalischen Messungen ist damit möglich. Es ist zu beachten, dass nicht ein einzelner physikalischer Parameter diese Diskriminierung ermöglicht. Erst die Kombination aller gemessenen Größen führt zu einer eindeutigen Zuordnung. Als Beispiel betrachte man die natürliche Gammastrahlung (GR): Trachyt weist hohe Werte auf, doch zwischen Shoshonit oder Hawaiit kann nicht unterschieden werden, da beide Vulkanite mittlere Strahlungswerte aufweisen. Noch weniger hilft das GR-Log bei der Unterscheidung zwischen Alkaliolivinbasalt, Basanit, tholeiitischem Basalt und Vulkaniklastiten, da diese Gesteine nur gering strahlen.

Die beiden folgenden Beispiele zeigen die Möglichkeiten der Trennung zwischen lithologischen Einheiten, wenn **alle** gemessenen physikalischen Parameter berücksichtigt werden:

Shoshonit und Hawaiit unterscheiden sich nicht durch die Summe ihrer Gammastrahlung; beide Vulkanite weisen mittlere Werte um 90 API auf. Auch der mittlere Th-Gehalt liegt bei beiden Gesteinen bei rund 10 ppm. Allerdings weist Shoshonit einen **hohen K-** und einen **mittleren U-Gehalt** auf, während für Hawaiit **mittlere K-** und **hohe U-Konzentrationen** gemessen werden. Dies ist ein gutes Beispiel für die Vorteile der Messung des Spektrums der natürlichen Gammastrahlung gegenüber der Messung nur ihrer Summe. Darüber hinaus kann mit Hilfe der DLL-, SUSZ- und MAG-Messungen eine eindeutige Trennung zwischen den beiden Gesteinsarten erzielt werden.

Eine Diskriminierung zwischen Alkaliolivinbasalt und Basanit erfolgt nicht mit Hilfe der natürlichen Gammastrahlung (GR), der Dichte (D) und der Suszeptibilität (SUSZ), sondern durch den spezifischen elektrischen Widerstand (DLL) und die Anomalien der magnetischen Totalintensität (MAG).

Fastet man die physikalischen Hauptmerkmale der einzelnen lithologischen Einheiten zusammen, so ergeben sich folgende Gemeinsamkeiten: **Trachyt:** hohe Gammastrahlung (165 API) und hoher spezifischer Widerstand ( $>10\,000\ \Omega\text{m}$ ); kleine Anomalien der magnetischen Totalintensität.

**Shoshonit:** hoher K- und Th-Gehalt (2,5 % bzw. 10 ppm), kleine Anomalien der Totalintensität.

**Hawaiit:** hoher U- und Th-Gehalt (5 ppm bzw. 10 ppm), großer spezifischer Widerstand ( $>10\,000\ \Omega\text{m}$ ) und hohe Suszeptibilität ( $3500\cdot 10^{-5}$  SI).

**Alkaliolivinbasalt:** hohe Dichten ( $2,6\ \text{g}/\text{cm}^3$ ), sehr große Anomalien der Totalintensität verursacht durch Magnetisierungen bis fast 100 A/m (Schnepp et al. 2001), geringe Gammastrahlung (40 API).

**Basanit:** hohe Dichten ( $2,7\ \text{g}/\text{cm}^3$ ) und hoher spezifischer Widerstand ( $>10\,000\ \Omega\text{m}$ ), geringe Gammastrahlung (40 API) und starke Anomalien der Totalintensität (bis 6000 nT).

**Tholeiitischer Basalt:** geringe Suszeptibilität ( $400\cdot 10^{-5}$  SI), geringer spezifischer Widerstand ( $100\ \Omega\text{m}$ ) und geringe Gammastrahlung (40 API).

**Vulkaniklastite:** geringe Dichte ( $1,6\ \text{g}/\text{cm}^3$ ), geringer spezifischer Widerstand ( $10\ \Omega\text{m}$ ) und geringe Gammastrahlung (40 API; in einzelnen Abschnitten jeweils mit der Tiefe gering zunehmend).

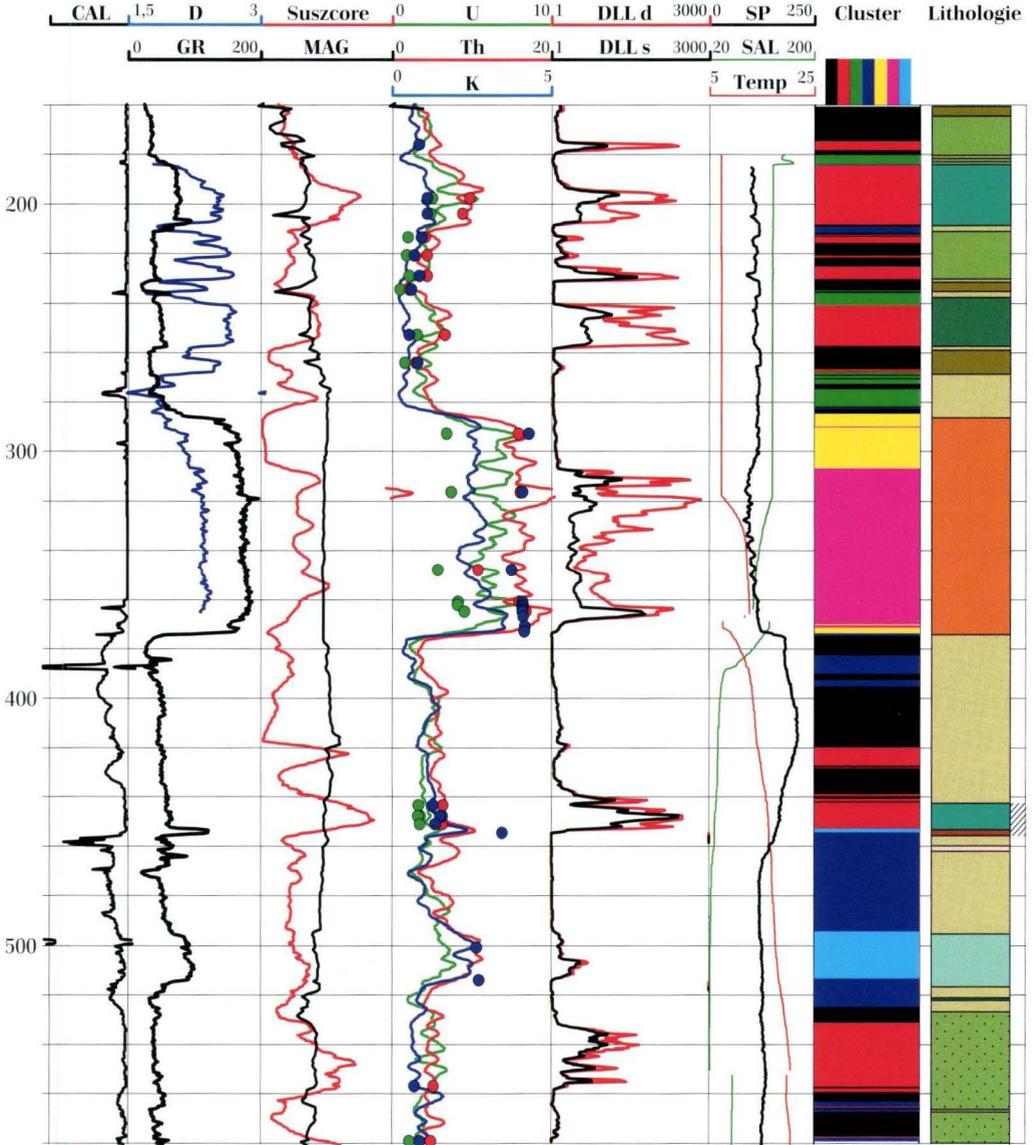
Der Gehalt an (Titano-)Magnetit in der Grundmasse der Vulkanite und die damit verbundenen Magnetisierungen prägen die gemessenen magnetischen Eigenschaften. Die Dichte wird außer durch die in der Matrix vorhandene Mineralzusammensetzung hauptsächlich durch die Größe und die Art der Füllung des Porenraums beeinflusst, wobei in den Vulkaniten die Anzahl und Größe der vorhandenen Blasen einen großen Einfluss hat. Das Log des spezifischen Widerstands scheint hauptsächlich auf Kluff- und Störungszonen zu reagieren.

Neben dem rein beschreibenden Zusammenhang zwischen physikalischen Parametern und lithologischen Einheiten kann auch eine mathematisch-statistische Behandlung in Form einer Clusteranalyse diesen Zusammenhang herstellen. Die Grundlagen für dieses Verfahren sind u.a. von Davis (1986) dargestellt worden. Zum Beispiel Bückner et al. (2000) haben es erfolgreich auf bohrlochgeophysikalische Daten angewendet.

In Abb. 4 ist dem Schichtenverzeichnis (Kött

et al. 2001) eine Gliederung des Bohrprofils basierend auf einer Clusteranalyse gegenübergestellt. Ausgehend von der Unterteilung in die o.g. sieben lithologischen Einheiten wurden sieben Cluster gewählt, die durch verschiedene

Farben markiert sind. Die gute Übereinstimmung zwischen dem Schichtenverzeichnis und den auf physikalisch-chemischen Eigenschaften beruhenden Clustern bestätigt die visuellen Beobachtungen. Zusätzliche Erkennt-



**Abb. 4.** FB Vogelsberg 1996: Vergleich zwischen dem Schichtenverzeichnis (Kött et al. 2001) und der Einteilung des Bohrprofils auf der Basis einer statistischen Clusteranalyse in sieben Cluster (schwarz bis hellblau). Nur im Intervall zwischen 160 m und 580 m Tiefe wurden alle physikalischen Parameter gemessen. Abkürzungen der Messverfahren und Lithologie siehe Text und Abb. 1 und 2.

nisse, die mit dieser Methode gewonnen werden, sind:

Die Dachzonen der einzelnen Lavaströme unterscheiden sich in ihren physikalischen Eigenschaften meist deutlich von den jeweiligen Kernzonen. Dadurch kommt es häufig zu Unterschieden zwischen dem aus der visuellen Beschreibung des Kerns entstandenen lithologischen Profil und der Einordnung in Cluster. Auffälligstes Beispiel ist der zwischen 286 m und 374 m erbohrte trachytische Lavaström. Im Schichtenverzeichnis wird er als homogen massig mit einer bis 289 m reichenden, rund 3 m mächtigen Dachzone beschrieben. Physikalisch betrachtet gliedert sich dieser Trachyt ober- und unterhalb von 308 m in zwei Abschnitte mit verschiedenen Eigenschaften (Abb. 4: Cluster „gelb“ und „pink“). Der spezifische Widerstand und die Suszeptibilität weisen einen markanten Sprung in 308 m auf, während die Gammastrahlung den Top des Trachyts in 286 m durch einen deutlichen Versatz markiert. Die Dichtemessungen zeigen zwischen 286 m und 308 m einen langsamen Anstieg von  $1,9 \text{ g/cm}^3$  auf  $2,4 \text{ g/cm}^3$ . Diese Beobachtungen unterstützen die Deutung von Schnepf et al. (2001), die aufgrund des verringerten Titanomagnetit- und erhöhten Hämatitgehalts in den obersten 22 m

des Trachyts annehmen, dass dieser Bereich während der Abkühlung des Lavaströms wesentlich stärker oxidiert wurde als der darunter liegende.

Bei der Clusteranalyse werden die in der Kernbeschreibung zu Vulkaniklastiten zusammengefassten Pyroklastite, Epiklastite und Tuffite in zwei Cluster (Abb. 4: „dunkelblau“ und „grün“) unterteilt. Dabei werden in die Gruppe „dunkelblau“ meist Aschen- und Lapillituffe eingeordnet, während in der „grünen“ Gruppe laut lithologischem Profil Aschentuffe angetroffen werden.

Die beiden aufeinander liegenden Shoshonit-Lavaströme zwischen 495 m und 516 m unterscheiden sich in den physikalischen Eigenschaften so deutlich von allen anderen Einheiten, dass sie das Cluster „hellblau“ bilden.

Beide Hawaiiit-Lavaströme (184–209 m und 442–453 m) sind dem „roten“ Cluster zugeordnet. Allerdings verhalten sich die Kernzonen des Basanits in 240–257 m Tiefe und die der Alkaliolivinbasalte zwischen 211 m und 230 m physikalisch gesehen ähnlich.

Das „schwarze“ Cluster fasst vor allem die tholeiitischen Lavaströme und den Bereich der Schlackenagglomerate zwischen 390 m und 420 m zusammen.

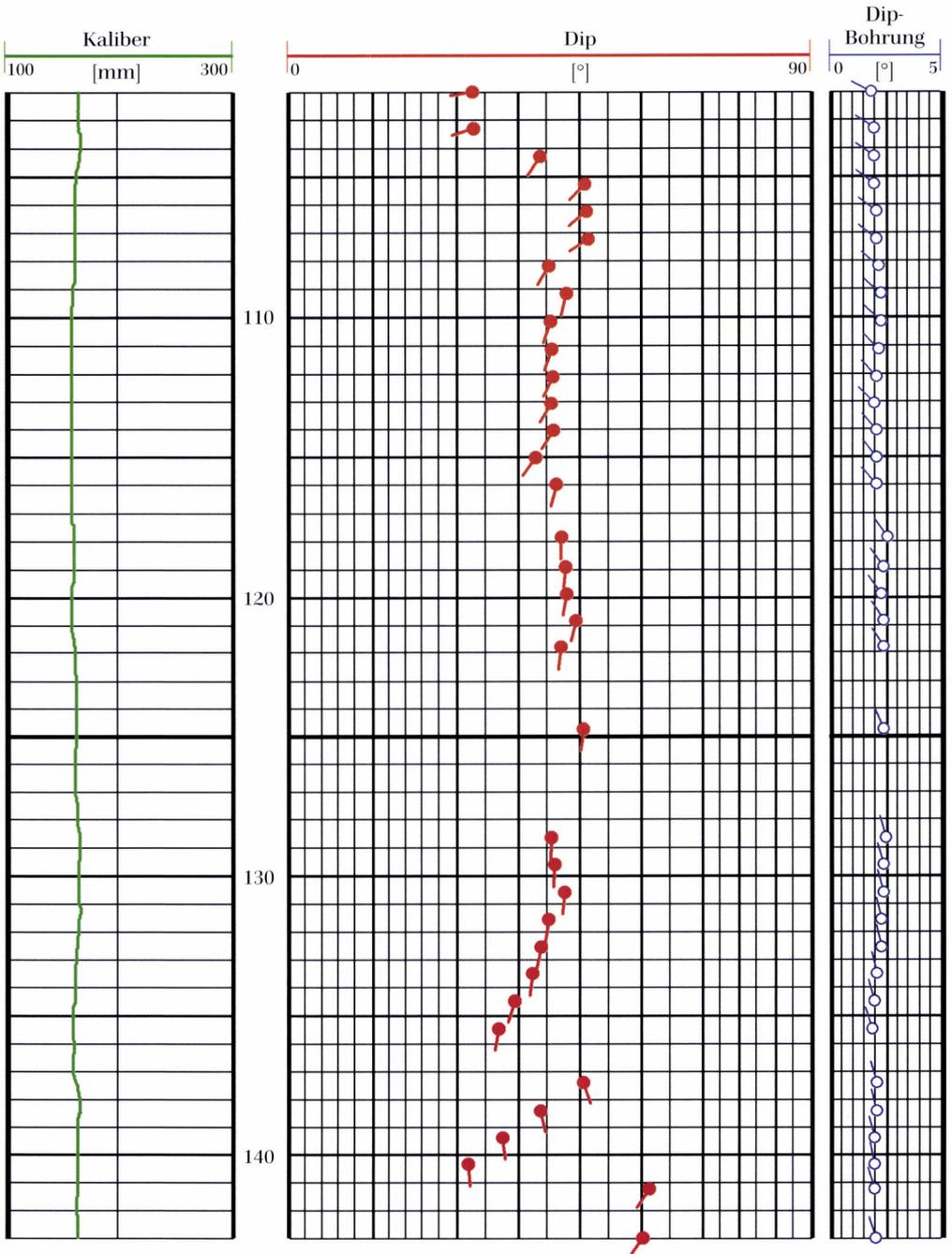
## 4. Aussagen zur Struktur

Die Bohrung wurde im Bereich der Basanite bis rund 100 m nahezu vertikal abgeteuft. Darunter steigt die Neigung bis zum tiefsten Messpunkt der Dipmeter-Sonde in 589,5 m auf  $4^\circ$  an. Die Bohrung weicht durchgehend in Richtung NW ab, hat sich also in dieser Teufe um 20,5 m nach NW von ihrem Ansatzpunkt entfernt. Der Teufenverlust beträgt aber nur 2 m.

Das Kaliber der Bohrung ist ober- und unterhalb des Trachyts sehr unterschiedlich. Im oberen Intervall bis 374 m Tiefe ist der Bohrolochdurchmesser bis auf einige Ausnahmen maßhaltig. Eng begrenzte Wandausbrüche tre-

ten an den Grenzen zwischen einzelnen Basanit-Lavaströmen in den Tiefen 45 m, 50 m sowie 78–81 m auf. In den feinkörnigen Tufflagen bei 236 m und 274,5–278 m ist das Bohrloch ebenfalls ausgeweitet. Im fast ungeklüfteten Trachyt (286–374 m) entspricht das Kaliber bis auf den Abschnitt 296,5–297,5 m dem Meißeldurchmesser von 154 mm. In den genannten Bereichen mit Kaliberausbrüchen kann ein Wasseraustausch mit dem Gebirge nicht erkannt werden (siehe SAL- und TEMP-Log).

Das Kaliber unterhalb des Trachyts (374 m) ist wesentlich unruhiger; Wasserzu- und abflüs-



**Abb. 5.** Aus den Dipmeter-Messungen bestimmtes „Schichteinfallen“ (Lage des Punktes) und Einfallswinkel (Richtung des Strichs am Punkt) für den Tiefenbereich 102–143 m in der FB Vogelsberg 1996. Die Bohrung weist in diesem Abschnitt eine Neigung von durchschnittlich  $2^\circ$  nach NW auf (rechte Spalte).

se können in den Ausbruchzonen anhand der Temperaturmessungen beobachtet werden. Die Bohrlochwand ist im Bereich der Tuffe in 386–388 m und 456–460 m stark ausgebrochen. Hier übersteigt der Durchmesser der Bohrung z.T. die für die Kaliber-Sonde maximal messbaren Werte von 550 mm. Bohrlochwandausbrüche über größere Tiefenabschnitte mit einem durchschnittlichen Durchmesser von ca. 300 mm sind in den Tuff-Folgen zwischen 374 m und 495 m festzustellen.

Die Dipmeter-Sonde ist zur Erkennung von Strukturen in Sedimenten entwickelt worden.

## 5. Aussagen zur Hydrogeologie

Der Wasserspiegel in der Bohrung war starken natürlichen Schwankungen zwischen 150 m und 215 m unterworfen. Bei den Bohrarbeiten wurde nur mit Wasser ohne weitere Zusätze gebohrt. Die Salinität des Wassers veränderte sich kaum und schwankte zwischen 55 ppm und 80 ppm NaCl-Äquivalent; es handelt sich also um „süßes“ Wasser.

Da die bohrlochgeophysikalischen Messungen nur wenige Tage nach Beendigung der beiden jeweils rund drei Monate dauernden Bohrabschnitte (bis 365 m bzw. 656,5 m) durchgeführt wurden, war das Temperaturfeld noch stark vom Bohrvorgang gestört. So betrug die Temperatur der Bohrlochflüssigkeit bis in 318 m Tiefe konstant 7,0 °C, was der mittleren Oberflächen-Jahrestemperatur am Hohen Vogelsberg entspricht (Deutscher Wetterdienst, 1964). Durch die Bohrung wurden mehrere schwebende Grundwasserhorizonte miteinander verbunden. Dadurch kam es zu einem Abfluss von oberflächennahem, kühleren Grundwasser in tiefere klüftige oder poröse Gesteinsschichten. Unterhalb 318 m in der Kernzone des Trachyts scheint das Gebirge nicht mehr so durchlässig zu sein, es kommt zu einem Anstieg der Temperatur. Die starke Auskühlung des Gebirges durch die Bohrung macht sich auch an der geringen

Die elektrischen Leitfähigkeitswerte der vier an die Bohrlochwand gedrückten Arme werden korreliert, um die Einfallswinkel und -richtungen der Schichten zu bestimmen. Die Ergebnisse in den Vulkaniten der FB Vogelsberg 1996 streuen sehr stark und können nicht dazu verwendet werden, um Hinweise auf die Lage der Lavaströme zu erhalten. Der einzige Bereich, in dem sinnvolle Schichtlagen ermittelt werden können, ist zwischen 102 m und 143 m, wo Schlackenagglomerate erbohrt wurden. Abb. 5 zeigt hier ein mittleres Schichteinfallen zwischen 30° und 50° in Richtung Süden.

Temperatur von 23,2 °C in 641 m Tiefe bemerkbar. Geht man von einem mittleren Temperaturgradienten von rund 40 K/km aus, wie er von Grubbe (1981) in einigen Bohrungen im Gebiet des Vogelsberges bestimmt wurde, so müsste sich im Bohrlochtieftsten der FB Vogelsberg 1996 eine um rund 10 K höhere Temperatur ergeben. Wegen des gestörten Temperaturgradienten ist eine Bestimmung der Wärmestromdichte in der FB Vogelsberg 1996 nicht möglich.

Aus Anomalien der Temperatur kann auf Wasseraustausch zwischen Gebirge und Bohrung geschlossen werden. Die auffälligsten Anomalien korrelieren mit z.T. stark zersetzten Tuffen, in denen das Kaliber stark ausgebrochen oder gar Kernverlust aufgetreten ist, wie z.B. in 460 m, 520 m und 565 m. Weitere Wasserbewegungen können mit Hilfe der Salinitäts- und Kaliber-Messungen in folgenden Tiefen erkannt werden: 30 m, 155 m, 183 m und 288 m, wobei es sich bei den beiden erstgenannten um hörbare Zuflüsse im Bereich oberhalb des Wasserspiegels handelte (vgl. Leßmann et al. 2001). Am Top des Trachyts in 288 m befand sich ein Zufluss, der sehr stark mit Schwebstoffen versetzt war. In dieser Tiefe mussten die Flowmeter-Messungen abgebrochen werden, da jeweils der Messflügel mechanisch blockierte.

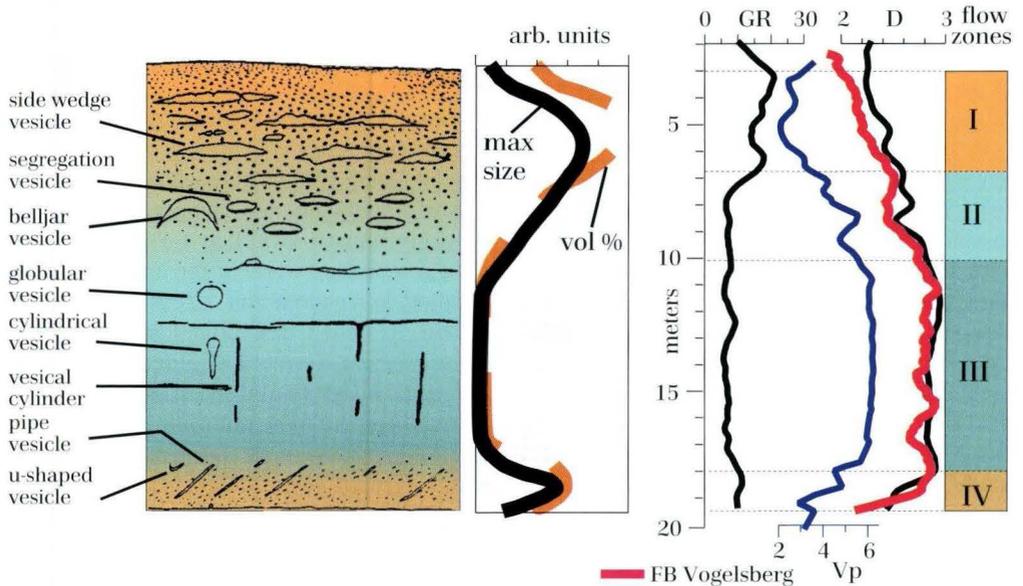
## 6. Dichtemessungen in einzelnen Lavaströmen

Nach Untersuchungen an einer Vielzahl von Lavaströmen auf der ganzen Erde beschreibt Walker (1993) den typischen vertikalen Aufbau eines subaerischen Lavastroms wie in Abb. 6 (links) dargestellt. Er gliedert ihn in vier Zonen, die hauptsächlich durch die Größe und den Volumenanteil der Blasen bestimmt sind (mittlere Säule in Abb. 6). So weist z.B. die Dachzone eines Lavastroms (Zonen I und II) eine hohe Anzahl von großen Blasen auf, während in der Kernzone des Lavastroms (Zone III) fast keine Blasen mehr vorhanden sind. Bückner et al. (1998) haben die charakteristischen Verläufe der physikalischen Parameter Gammastrahlung (GR), spezifischer Widerstand, seismische Geschwindigkeit ( $v_p$ ) und Dichte (D) in Bohrungen im NE-Atlantik mit dieser Zonierung von Lavaströmen verglichen und eine gute Korrelation festgestellt. Besonders D und  $v_p$  reagieren auf die Häufigkeit und Größe der Blasen:

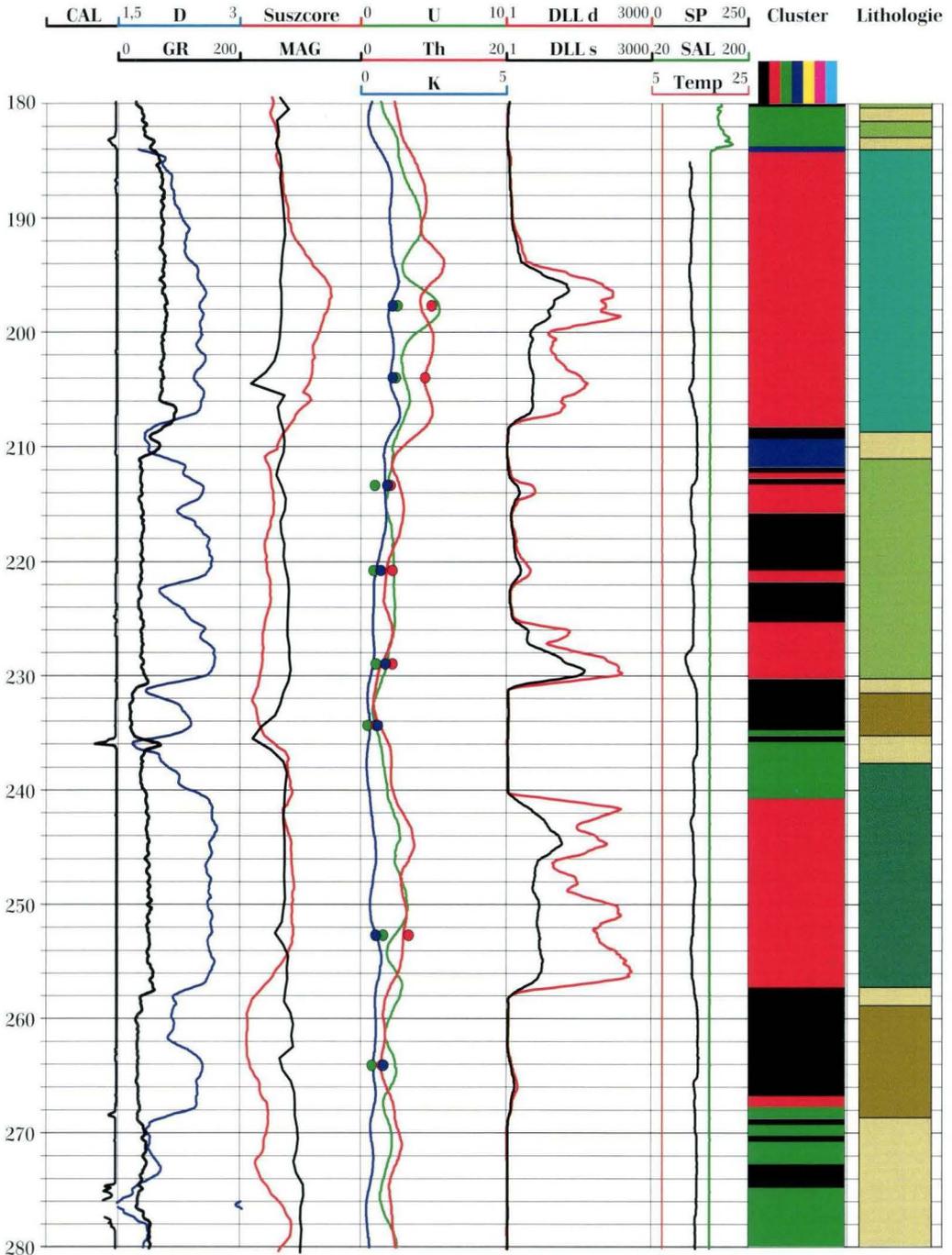
Zone I hat eine geringere, nach unten hin zunehmende D und  $v_p$  als Zone III, in der hohe Werte bei geringer Variation der beiden Parameter festgestellt werden. In der Basiszone IV nehmen aufgrund von Alteration die Anzahl von Klüften und Störungszonen wieder zu und D bzw.  $v_p$  sinken wieder.

Dieser typische Verlauf der Dichte lässt sich auch in den Messungen in der FB Vogelsberg 1996 feststellen. In Abb. 6 rechts wurde D für den Tiefenbereich 183,5–208,5 m, in dem ein Hawaiiit-Lavastrom erbohrt wurde, hinzugefügt.  $v_p$  ist in dieser Bohrung nicht gemessen worden, und die Gammastrahlung (GR) ist meist für alle Zonen konstant und zeigt somit eine andere Form als sie von Bückner et al. (1998) beschrieben wurde. Neben Alterationsvorgängen ist die natürliche Gammastrahlung auch von der Zusammensetzung des Ausgangsmagmas abhängig.

Laut Kernbeschreibung (Kött et al. 2001) setzt



**Abb. 6.** Typischer Aufbau eines Lavaströms und seine Gliederung in vier Zonen (modifiziert nach Walker, 1993). Die Kurven für die maximale Größe und den Volumenanteil der Blasen sind im mittleren Teil abgebildet. Auf der rechten Seite sind die charakteristischen Verläufe der wichtigsten physikalischen Parameter Gammastrahlung (GR in API), seismische Geschwindigkeit ( $v_p$  in km/s) und Dichte (D in  $\text{g}/\text{cm}^3$ ), wie sie von Bückner et al. (1998) im Rahmen des Ocean Drilling Programms in mehreren Bohrungen bei Grönland festgestellt wurden, dargestellt. In Rot hinzugefügt ist die Dichte-Messung in der FB Vogelsberg 1996 für den Tiefenbereich 183,5–208 m (rechte Skala), in dem ein Hawaiiit-Lavastrom erbohrt wurde.



**Abb. 7.** FB Vogelsberg 1996 im Tiefenbereich 180–280 m: Die bohrlochgeophysikalischen Messungen zeigen die typische Gliederung von Lavaströmen (s. Abb. 6). Abkürzungen der Messverfahren siehe Abb. 1 und 2. Legende der Lithologie siehe Abb. 2.

sich dieser Hawaiiit-Lavastrom aus einer Dachzone mit nur 1 m Mächtigkeit (183,5–184,5 m), einer Kernzone bis 207,35 m und einer Basiszone von 207,35 m bis 208,5 m zusammen. Gliedert man diesen Lavastrom rein nach der Dichte unter Berücksichtigung der Erkenntnisse von Walker (1993) und Bücken et al. (1998), so kommt man zu einer anderen Einteilung, in der die Dachzone wesentlich mächtiger ist als in der Kernbeschreibung:

Zone I: 183,5–190 m; Zone II: 190–195 m; Zone III: 195–207 m; Zone IV: 207–208,5 m. Wahrscheinlich werden von Kött et al. (2001) die optisch bestimmte Anzahl der Blasen im oberen Bereich des Lavastroms unterschätzt.

Der typische Verlauf der Dichte für einzelne

Lavaströme läßt sich besonders gut im Tiefenbereich zwischen 180 m und 280 m (Abb. 7) verfolgen. Die drei Alkaliolivinbasalt-Lavaströme und ihre Gliederungen im Tiefenbereich zwischen 211 m und 230 m sind deutlich durch ihre Dichtewerte erkennbar. Ihre jeweiligen Basiszonen (214 m, 221 m und 230 m) weisen Maxima im spezifischen Widerstand auf, wie es von Bücken et al. (1998) ebenfalls z.T. festgestellt und mit der zunehmenden Alteration erklärt wurde. Auch der Basanit zwischen 235,8 m und 257,1 m und der tholeiitische Lavastrom (258,7–268,5 m) zeigen im Dachbereich ansteigende, in der Kernzone konstante und in der Basiszone wieder abnehmende Dichtewerte.

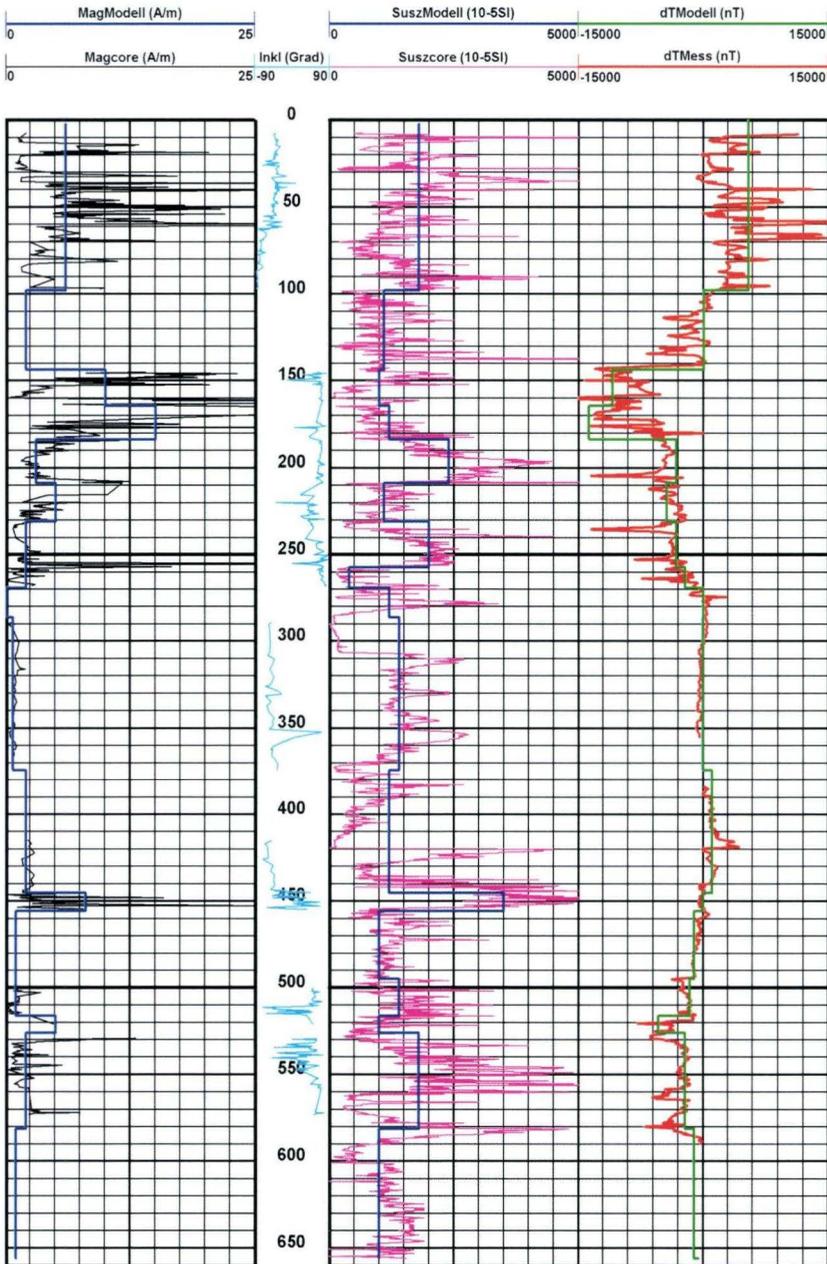
## 7. Magnetische Eigenschaften der Vulkanite

In der FB Vogelsberg 1996 wurden auch die magnetischen Eigenschaften des Gebirges bestimmt (Abb. 2 und 8). Die Suszeptibilität wurde im Tiefenbereich 365 m bis 500 m mit einer Bohrlochsonde der Firma Geo4 (K. Krammer) in Zusammenarbeit mit der Ludwig-Maximilians-Universität München (J. Pohl) gemessen. Die Daten aus dem Bohrloch stimmen mit der an den Bohrkernen von Schnepf et al. (2001) bestimmten Suszeptibilität sowohl in den Absolutwerten als auch relativ gut überein. Daher werden die am Kern gewonnenen Daten für die folgende Darstellung und Berechnungen benutzt.

Zwei Horizontal- und die Vertikalkomponente des erdmagnetischen Feldes sind mit der Magnetik-Sonde der BGR (V. Böhm) zwischen 10 m und 595 m Tiefe bestimmt worden. Dieselben Magnetfeldkomponenten werden auch bei der Dipmeter-Sonde zur Bestimmung ihrer räumlichen Lage mit einem 3-Achsen-Fluxgate-Magnetometer in Absolutwerten registriert. Die mit beiden Sonden gewonnenen Magnetfelddaten sind bis auf geringe Unterschiede bei der vertikalen Auflösung identisch. Die als Nebenprodukt abfallenden magnetischen Daten der Dipmeter-Sonde sind also von ähnlicher Qualität

wie die Werte der speziell zur Erfassung des Magnetfeldes gebauten Magnetik-Sonde der BGR. Diese Erfahrung bestätigte sich in der zur Erkundung eines tertiären Maars abgeteufte Forschungsbohrung Baruth (Sachsen), in der ebenfalls beide Sonden eingesetzt wurden. Da mit der Dipmeter-Sonde nicht das gesamte Bohrloch vermessen werden konnte, sind in den Abbildungen die Werte der BGR-Sonde dargestellt.

Die Bohrung weist eine maximale Neigung von bis zu 4° auf. Dieser Winkel muß bei der Betrachtung der drei Magnetfeldkomponenten berücksichtigt werden. Außerdem drehen sich die Sonden während der Messung um sich selbst und verändern dadurch ständig die Beträge der Magnetfeldkomponenten. Zur Vermeidung der damit verbundenen Probleme wird die aus den drei Komponenten zusammengesetzte magnetische Totalintensität  $T$  betrachtet. Sie setzt sich aus zwei Beiträgen zusammen: dem Magnetfeld des Erdkerns und den Anomalien. Die sich ergebenden Anomalien  $dT$  sind vor allem im oberen Teil der Bohrung mit Werten von bis zu  $\pm 15\,000$  nT extrem stark und entsprechen ungefähr einem Drittel des Erdmagnetfeldes (Abb. 8).



**Abb. 8.** Vergleich der magnetischen Messungen in der FB Vogelsberg 1996.

1. Spalte: An den Kernen bestimmte Magnetisierungen (Magcore, schwarz) und das für die Modellrechnung gemittelte Modell (MagModell, blau).
2. und 3. Spalte: Durch Bestimmung an den Kernen ermittelte Inklinationen (Inkl, hellblau) und Suszeptibilitäten (Suszcore, lila) sowie das für die Modellrechnung gemittelte Modell (SuszModell, blau). Alle Kernmessungen wurden von Schnepf et al. (2001) durchgeführt.
4. Spalte: Vergleich zwischen gemessenen (dTMess, rot) und den sich durch Vorwärtsrechnung ergebenden Anomalien der Totalintensität (dTModell, grün).

Im Intervall 98–145 m liegen keine Kernmessungen vor. Wie man an den Inklinationen in den benachbarten Tiefenabschnitten erkennt, tritt in diesem Abschnitt eine Umpolung des erdmagnetischen Feldes auf. Aus dem Verlauf der dT-Werte ober- und unterhalb von 141,5 m sowie der hier festzustellenden starken Änderung im Niveau der dT-Werte von rund -600 nT auf -10 000 nT wird geschlossen, dass der Inklinationssprung in 141,5 m zu vermuten ist.

Die Korrelation zwischen den einzelnen lithologischen Einheiten (Kött et al. 2001) und den an den Bohrkernen bestimmten natürlichen remanenten Magnetisierungen (NRM) und Suszeptibilitäten (SUSZ) ist von Schnepf et al. (2001) beschrieben worden: Die Variationen der Ergebnisse der Kernmessungen sind so groß, dass ein einfacher Zusammenhang zwischen magnetischen Eigenschaften und Gesteinstyp nicht herzustellen ist. Trotz ihrer großen Schwankungen in den einzelnen Schichten lassen sich jedoch folgende Trends in der NRM und der SUSZ erkennen (siehe auch Abb. 3):

- Besonders auffällig sind die verhältnismäßig niedrigen Suszeptibilitäten der tholeiitischen Basalte ( $400\text{--}1000 \cdot 10^{-5}$  SI) und die hohen der Hawaiiite ( $2400\text{--}3500 \cdot 10^{-5}$  SI). Die Suszeptibilitäten der übrigen Vulkanite liegen bei mittleren Werten um  $1400 \cdot 10^{-5}$  SI.

- Trachyt und Shoshonit weisen für Vulkanite geringe NRM von rund 0,7–1,5 A/m ohne große Variationen auf. Die NRM der übrigen Vulkanite sind durchgehend größer als 2 A/m und streuen sehr stark, wobei die höchsten Werte von über 25 A/m von Alkaliolivinbasalten mit offensichtlich hohem Magnetitanteil erreicht werden.

Zur Überprüfung, ob die im Bohrloch bestimmten dT-Werte und die an Kernen gemessenen SUSZ und NRM konsistent sind, wird für die folgende Modellrechnung das lithologische Profil stark vereinfacht. Die Bohrung wird in 17 Schichten, bestehend aus den sieben Gesteinstypen unterteilt. In Tab. 1 sind die Schichteinteilung und die entsprechenden mittleren remanenten Magnetisierungen, Suszeptibilitäten und Anomalien der Totalintensität

**Tab. 1.** Vereinfachtes Schichtenmodell für die FB Vogelsberg 1996. Natürliche remanente Magnetisierungen (NRM) und magnetische Suszeptibilitäten (SUSZ) sind Mittelwerte aus Kernmessungen von Schnepf et al. (2001). NRM in Klammern sind aus den Anomalien der Totalintensität (dT) des Modells geschätzt, da hier keine Kernmessungen möglich waren.

Vorzeichen bei NRM: + entspricht der heutigen Inklination, - entspricht der umgekehrten Richtung.

Schicht Nr.	Gesteinstyp	Schichtgrenzen [m]	Schichtmächtigkeit [m]	NRM [A/m]	SUSZ [ $10^{-5}$ SI]	dT [nT]
1	Basanit	2–98	96	-6	1800	+5500
2	Vulkaniklastite	98–143	45	(-2)	1100	100
3	tholeiitischer Basalt	143–165	22	+10	1000	-11000
4	Alkaliolivinbasalt	165–183	18	+15	1200	-14000
5	Hawaiiit	183–208	25	+3	2400	-3000
6	Alkaliolivinbasalt	208–231	23	+5	1100	-4000
7	Basanit	231–257	26	+2	2000	-3500
8	tholeiitischer Basalt	257–269	12	+2	400	-2000
9	Vulkaniklastite	269–286	17	(0)	1200	0
10	Trachyt	286–374	88	-0,7	1400	0
11	Vulkaniklastite	374–442	68	-2	1200	+1000
12	Hawaiiit	442–456	14	-8	3500	0
13	Vulkaniklastite	456–495	39	(+1)	1000	-1000
14	Shoshonit	495–516	21	+1	1400	-1500
15	Vulkaniklastite, Basanit	516–526	10	+5	1000	-5000
16	Alkaliolivinbasalt	526–581	55	+2	1800	-2000
17	Vulkaniklastite	581–656	75	(+1)	1000	-1000

angegeben. Dieses Modell ist in Einklang mit den Annahmen, die von Pucher et al. (2001) für die 3D-Modellierung des Magnetfeldes des Vogelsberges benutzt wurden. Für Bereiche der Bohrung, in denen keine Kernmessungen möglich waren, wurden die Inklinationen und NRM aus den Anomalien der Totalintensität geschätzt (Tab. 1, in Klammern).

Es fällt auf, dass sich die normal und invers magnetisierten Anteile der NRM in der Summe nahezu aufheben und damit trotz der stellenweise in der Bohrung gemessenen extremen Anomalien an der Erdoberfläche keine nennenswerte Anomalie beobachtet wird.

Das in Tab. 1 aufgeführte 17-Schichtenmodell mit den entsprechenden NRM und SUSZ wird in einer Vorwärtsrechnung mit dem 3D-Modellierprogramm IGMAS (Götze & Lahmeyer 1988) verwendet, um die Anomalien der Totalintensität in der Bohrung zu berechnen. Abb. 8 zeigt die gute Übereinstimmung zwischen den synthetischen und gemessenen dT-Werten im

gesamten Bereich der Bohrung. Der durch die Suszeptibilität verursachte Anomalienanteil ist dabei entsprechend dem teilweise hohen Königsberger Q-Faktor von bis zu 70 (Schnepf et al. 2001) viel geringer als der durch die NRM bedingte. Er berechnet sich aus dem Produkt der Suszeptibilität  $[(400-3500) \cdot 10^{-5} \text{ SI}]$  und dem herrschenden Magnetfeld (ca. 48230 nT) und beträgt zwischen 200 nT und 1700 nT. Aus der guten Übereinstimmung zwischen den gemessenen und berechneten dT-Kurven lässt sich schließen, dass die mit verschiedenen Methoden und Geräten im Bohrloch bzw. Labor unabhängig voneinander bestimmten Messwerte T bzw. NRM, SUSZ und Inklination konsistent sind. Die in Tab. 1 aus den dT-Werten geschätzten NRM-Werte können als wahrscheinlich richtig angesehen werden. Außerdem kann man folgern, dass die gemessenen magnetischen Parameter durch das gewählte vereinfachte Schichtenmodell weitestgehend erklärt werden können.

## 8. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die im Hohen Vogelsberg angesetzte 656,5 m tiefe Bohrung Vogelsberg 1996 wurde vollständig gekernt und geophysikalisch vermessen. Sie hat eine tertiäre vulkanische Gesteinsfolge durchörtert, die zur Hälfte aus Lavaströmen trachytischer, alkaliolivinbasaltischer, basanitischer oder tholeiitischer Zusammensetzung besteht und zur anderen Hälfte aus Vulkaniklastiten. Das umfangreiche geophysikalische Messprogramm erfasste neben der natürlichen Gammastrahlung, der Dichte, dem spezifischen elektrischen Widerstand, der magnetischen Suszeptibilität und dem Magnetfeld auch den Bohrlochdurchmesser, die Richtung und das Einfallen der Bohrung und der Schichten sowie die Temperatur und Salinität der Spülung.

Unter Berücksichtigung aller physikalischen Eigenschaften ist es möglich, jede der lithologischen Einheiten eindeutig von den übrigen zu diskriminieren. Dies gelingt nicht, wenn man nur

einzelne physikalische Parameter betrachtet, sondern erst nach Kombination mehrerer bzw. aller Messkurven. Diese aus der Betrachtung der Logs abgeleitete Aussage wird durch eine Clusteranalyse mathematisch-statistisch bestätigt.

Der Schlüssel zum Verständnis der Variationen der physikalischen Parameter in Lavaströmen ist deren typischer Aufbau, der vor allem von der Anzahl, Form und Größe der internen Blasen abhängt. Die im Vogelsberg angetroffenen vulkanischen Lavaströme lassen sich in vier charakteristische Zonen gliedern, wie sie für Vulkanite aus weltweiten Beobachtungen bekannt sind. Diese durch ihren unterschiedlichen Blasenanteil bedingten Zonen unterscheiden sich deutlich in ihren physikalischen Eigenschaften. Besonders die Dichte reagiert sensibel auf die Anwesenheit von Blasen und ist damit ein guter Indikator für den internen Aufbau von Lavaströmen.

Alteration beeinflusst vor allem die physikalischen Eigenschaften in den Dach- und Basiszonen der einzelnen Lavaströme. Aus den Unterschieden, die zwischen der visuellen Kernbeschreibung und den gemessenen physikalischen Eigenschaften auftreten, lässt sich folgern, dass die Dachzonen der einzelnen Lavaströme häufig schon tiefer alteriert sind und damit die physikalischen Parameter verändert sind, als es mit bloßem Auge bei der Erstellung des lithologischen Profils zu erkennen ist.

Die magnetischen Eigenschaften der Lavaströme wurden sowohl an Kernen als auch anhand von Bohrlochmessungen studiert. Besonders im oberen Abschnitt des Bohrlochs weisen die basanitischen Lavaströme extrem starke Magnetisierungen bis zu maximal 100 A/m und Magnetfeldanomalien in der Größenordnung von ca. einem Drittel des Erdmagnetfeldes auf. Andere Lavaströme, vor allem der mächtige Trachyt zwischen 286 m und 374 m, weist nur geringe Magnetisierungen und Magnetfeldanomalien auf.

Die an den Bohrkernen ermittelten Beträge und Richtungen der Magnetisierung sind konsistent mit den im Bohrloch gemessenen magnetischen Anomalien. Dies bestätigt eine dreidimensionale Vorwärtsrechnung; basierend auf dem lithologischen Profil wird die Bohrung in 17 Schichten gegliedert und ihre mittleren Magnetisierungen und Inklinationen bestimmt. Das sich mit diesen Parametern ergebende Ma-

gnettfeld wird berechnet und mit dem gemessenen Feld verglichen. Die sehr gute Übereinstimmung zwischen den synthetischen und gemessenen Magnetfeldanomalien zeigt die Güte der unabhängig voneinander bestimmten Daten und des gewählten Schichtmodells. Insbesondere kann ausgehend von diesem Ergebnis für die Bereiche in der Bohrung, in denen keine Kernmessungen möglich waren, aus den Magnetfeldanomalien auf die entsprechende Magnetisierung und Richtung geschlossen werden.

Aus den Bohrlochmessungen lassen sich zusätzlich Aussagen über Klüfte sowie die mechanischen Eigenschaften des Gebirges ableiten. Insbesondere im Bereich von Tuffen ist das Kaliber häufig stark ausgebrochen, und Temperaturanomalien zeigen an, dass es an diesen Stellen zu Wasseraustausch zwischen Gebirge und Bohrung kommt. Da das Temperaturfeld durch den Bohrvorgang stark gestört ist, ist eine Bestimmung der Wärmestromdichte unmöglich.

**Dank:** Unsere Kollegen F. Hölscher und P. Schulze haben maßgeblich bei den Bohrlochmessungen mitgewirkt. Frau K. Große hat einige Abbildungen erstellt. Herr Dr. D. Nesbor hat sich unser Manuskript unter geologischen Gesichtspunkten angeschaut. Herr Dr. R. Schulz hat dem Manuskript den letzten Schliff gegeben. Allen Genannten danken wir sehr herzlich für ihren Beitrag und die gute Zusammenarbeit.

## 9. Schriftenverzeichnis

- Bogaard, P.J.F., Wörner, G. & Henjes-Kunst, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core "Forschungsbohrung Vogelsberg 1996". - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. - Geol. Abh. Hessen, **107**: 69-99, 7 figs., 4 tables, 1 annex; Wiesbaden.
- Bosum, W. & Rehli, H.-J. (1985): Bau und Erprobung eines 3D-Bohrlochmagnetometers. - Geol. Jb., **E 28**: 191-217; Hannover.
- Bücker, C., Delius, H., Wohlenberg, J. & Leg 163 Shipboard Scientific Party (1998): Physical signature of basaltic volcanics drilled on the northeast Atlantic volcanic rifted margins. - In: Harvey, P.K. & Lovell, M.A. (eds.): Core-log interpretation. - Geological Society, Spec. Publ., **136**: 363-374; London.
- Bücker, C.J., Shimeld, J., Brückmann, W. & Hunze, S. (2000): LWD Data Analysis of Leg 171A: a Multivariate Statistical Approach. - In: Moore, J.C. & Klaus, A. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **171A**: 1-29.
- Buness, H. & Wonik, T. (2001): Seismische Reflektoren im Bereich der Forschungsbohrung Vogels-

- berg 1996. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. Geol. Abh. Hessen, **107**: 141–150, 6 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- Davis, J.C. (1986): *Statistics and Data Analysis in Geology*. – 646 pp, New York (Wiley).
- Deutscher Wetterdienst (1964): *Klima-Atlas von Hessen*. – Offenbach (Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes).
- Ehrenberg, K.-H. (1986): Vulkanische Bildungen im Vogelsberg. – Fortschr. Miner., **64**, Beih., 2: 1–32; Stuttgart.
- Ehrenberg, K.-H., Fromm, K., Grubbe, K., Harre, W., Hentschel, G., Hölting, B., Holtz, S., Kreuzer, H., Meisl, S., Nöring, F., Plaumann, S., Pucher, R., Strecker, G., Susic, M. & Zschau, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen). Bohrung 1 (Flösser-Schneise). Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**: 166 S.; Wiesbaden.
- Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 97–135; Wiesbaden.
- Ernst, T., Kohler, H., Schütz, D. & Schwab, R. (1970): The volcanism of the Vogelsberg (Hesse) in the north of the Rhinegraben Rift System. – Graben problems, International Upper Mantle Project, Sci. Rep. **27**: 143–146; Stuttgart.
- Götze, H.J. & Lahmeyer, B. (1988): Application of three-dimensional interactive modelling in gravity and magnetics. – *Geophysics*, **53,8**: 1096–1108.
- Grubbe, K. (1981): Die terrestrische Wärmestromdichte im Gebiet des Vogelsberges. – Geol. Abh. Hessen, **81**: 150–158; Wiesbaden.
- Hoppe, A. & Schulz, R. (2001): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einführung und Ergebnisse. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 5–14, 2 Abb.; Wiesbaden.
- Kött, A., Nesbor, H.-D. & Ehrenberg, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. Geol. Abh. Hessen, **107**: 15–47, 18 Abb.; Wiesbaden.
- Krammer, K. (1989): Theoretische Grundlagen zur Messung der magnetischen Suszeptibilität mit Zweispul-Induktions-Bohrlochsonden. – Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München, 137 S.; München.
- B. Lefmann, H.-J. Scharpff & K. Wiegand (2001): Hydrogeologie der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. Geol. Abh. Hessen, **107**: 201–208, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Lippolt, H.-J. (1983): Distribution of volcanic activity in source and time. – In: Fuchs, K. et al. (eds): *Plateau uplift*: 112–120; Berlin (Springer).
- Pucher, R., Wonik, T. & Schulz, R. (2001): Eine dreidimensionale Modellierung der magnetischen Anomalien des Vogelsberges. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 119–140, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- Schnepp, E., Rolf, C. & Struck, J. (2001): Paläo- und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Kernen der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 151–169, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Walker, G.P.L. (1993): Basaltic-volcanic systems. – In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. & Neary, C.R. (Ed.): *Magmatic processes and plate tectonics*. – Geol. Soc. Spec. Publ., **76**: 3–38.
- Wonik, T. & Salge, S. (2000): Eine Apparatur für geophysikalische Messungen in kleinkalibrigen Bohrungen bis 1300 m Tiefe. – Geol. Jb., **E 52**: 129–160; Hannover.

# Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core “Forschungsbohrung Vogelsberg 1996”

Paul J.F. Bogaard<sup>1</sup>, Gerhard Wörner<sup>1</sup> & Friedhelm Henjes-Kunst<sup>2</sup>

Bogaard, P.J.F., Wörner, G. & Henjes-Kunst, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core “Forschungsbohrung Vogelsberg 1996”. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 69–99, 7 figs., 4 tables, 1 annex; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Hauptelement- und Spurenelementgehalte von 30 Laven aus der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (FBV) und von 35 Laven aus Oberflächenaufschlüssen im Vogelsberg definieren unterschiedliche Magmenschübe im Vogelsberg-Vulkangebiet. Sr- und Nd-Isotopie der Laven unterstützen eine Aufteilung der Forschungsbohrung in drei Abschnitte. Der untere Abschnitt (656,5–270 m) enthält mehrere differenzierte Laven. Zwei mächtige Basaltströme am unteren Teil dieses Abschnitts haben hohe Ti-Gehalte im Vergleich zu den anderen Basalten und sind die primitivsten Gesteine dieser Differentiationsserie. Der mittlere Abschnitt des Bohrkerns (270–100 m) ist überwiegend zusammengesetzt aus Alkalibasalten und Tholeiiten. Der obere Abschnitt (100–0 m) enthält fast ausschließlich primitive basaniti-

sche Gesteine. Die geochemische Unterteilung des Bohrkerns fällt zusammen mit Wechseln der magnetischen Polarität. Dies bedeutet vermutlich Pausen zwischen den drei Phasen magmatischer Aktivität. Demnach interpretieren wir die verschiedenen Abschnitte als Produkte aufeinanderfolgender Magmenschübe („magma batches“). Die geochemische Variation zwischen diesen „batches“ kann erklärt werden durch Variationen in Magmenquellen und dem Grad an Aufschmelzung. Differentiations- und Assimilationsprozesse überlagern diese Variationen. Neue <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Daten zeigen, unter Berücksichtigung der magnetischen Polaritätswechsel und der Polaritätszeitskala, dass die gesamte vulkanische Abfolge des Bohrkerns zwischen ca. 17,6 und 15,2 Ma gebildet wurde.

## Abstract

Major element and trace element compositions of 30 lavas from the drill core “Forschungsbohrung Vogelsberg 1996” (FBV) and of 35 lavas

from surface outcrops in the Vogelsberg define separate magma batches of the Vogelsberg volcano. Sr and Nd isotopic compositions of the

<sup>1</sup> Dr. P.J.F. Bogaard, Prof. Dr. G. Wörner, Abt. Geochemie, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen (GZG), Goldschmidtstraße 1, D-37077 Göttingen.

<sup>2</sup> Dr. F. Henjes-Kunst, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-30655 Hannover.

lavas support a subdivision of the drill core in three sections. The lower part of the core (656.5–270 m) contains a number of evolved lavas. Two thick basalt flows at the bottom part of this section have high Ti contents compared to other basalts of the Vogelsberg and are the most primitive members of this crystal fractionation series. The middle part of the core (270–100 m) consists mainly of alkali basalts and tholeiites. The upper part (100–0 m) almost exclusively contains primitive basanitic rocks. The geochemical subdivision of the core corresponds with magnetic polarity reversals. This suggests that there

were magmatic quiet periods between the formation of the three sections. Therefore, we interpret the sections as representing subsequent magma batches. The geochemical variation between these batches must be explained by variations in mantle sources and the degree of melting. Differentiation and assimilation processes overprint these variations. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates suggest in combination with the magnetic polarity reversals and the magnetic polarity timescale that the entire volcanic succession of the drill core was formed between ca. 17.6 and 15.2 Ma ago.

## 1. Introduction

The Vogelsberg is part of the Cenozoic Central European Volcanic Province (CEVP), that is related to rifting in the Alpine Foreland (Illies 1981, Wilson & Downes 1991, Ziegler 1982). Several recent studies revealed a common mantle source component in primitive basaltic rocks from the

CEVP (Cebria & Wilson 1995, Hoernle et al. 1995). This European Asthenospheric Reservoir (EAR, Cebria & Wilson 1996) or Low Velocity Component (LVC, Hoernle et al. 1995) has a very distinct isotopic and trace element composition. Isotopic and trace element variability in more evolved

**Table 1.** Sample locations (field samples).

Sample Nr.	Location	R	H	Rock Type
VB 97-100	Taufstein	35 17 47	55 97 19	basanite
VB 97-101	quarry Ortenberg (CBI); second lowest level	35 04 06	55 80 70	basanite
VB 97-102	quarry Ortenberg (CBI); second lowest level	35 04 06	55 80 70	alkali basalt
VB 97-103	quarry Bergheim (MHI); lowest level	35 03 80	55 80 60	alkali basalt
VB 97-104	A45 km 209, E Blofeld, W Dauernheim, 100 m S viaduct	34 94 42	55 78 68	basanite
VB 97-105	roadcut NW Dauernheim	34 94 37	55 78 65	tholeiite
VB 97-106	abandoned quarry ENE Häuserhof, N railroad	34 96 36	55 86 95	trachyte
VB 97-107	quarry "Nickel" Ober Widdersheim; upper level	34 95 60	55 88 12	alkali basalt
VB 97-108	quarry "Nickel" Ober Widdersheim; lower level	34 95 60	55 88 12	alkali basalt
VB 97-109	abandoned quarry "In der Steinkaute" E Rockenberg	34 83 69	55 88 38	tholeiite
VB 97-110	abandoned quarry N Geilshausen	34 92 36	56 12 93	alkali basalt
VB 97-111	abandoned quarry Lemberg; upper tholeiite-lava	34 93 00	56 14 05	tholeiite
VB 97-112	quarry NW Londorf; lowest exposed lava	34 90 93	56 16 29	alkali basalt
VB 97-113	quarry NW Londorf; overlying lava	34 90 93	56 16 29	tholeiite
VB 97-114	quarry NW Londorf; overlying lava	34 90 93	56 16 29	tholeiite
VB 97-115	Bildstein. ca. 1,5 km S Breungeshain	35 00 03	56 11 81	basanite
VB 97-116	Flösser-Schneise. ca 2,5 km E Hoherodskopf	35 18 43	55 97 10	trachyte
VB 97-117	ca 1,5 km N Schloßberg, near Eckmannshain	35 13 77	56 06 62	basanite
VB 97-118	abandoned quarry "am Kaff"	35 14 94	55 84 63	tholeiite
Drillcore Hasselborn 2/2A (samples 130–137)		35 20 81	55 98 89	
Drillcore Rainrod 1 (samples 138–145)		35 06 18	55 93 20	

rocks is explained by the influence of lithospheric source components, that are heterogeneous on both small and large scales.

Similar characteristics are found in the Vogelsberg (Jung & Masberg 1998). However, questions concerning melting mechanisms, relative amount and nature of lithospheric mantle sources and possible crustal contaminants have not yet found a satisfactory answer. With our study we intend to characterise the various mantle sources and possible crustal contaminants involved in the formation of the Vogelsberg volcanics. In addition, the Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (FBV) gives unique insight in the temporal evolution of the Vogelsberg and its source region. A combination of geochemical, ra-

diometric and paleomagnetic data will be used for this purpose.

The present paper is concerned with the geochemical stratigraphy of FBV lavas. We sampled all relatively fresh lava flows from the drillcore (cf. Kött et al. 2001) and analysed them for major and trace elements. 19 Samples from other locations in the Vogelsberg (Table 1) and 16 samples from the Hasselborn 2/2a (Ehrenberg et al. 1981) and Rainrod (Ernst et al. 1970, Kreuzer et al. 1974) drillcores were sampled and analysed for comparison. Sr, Nd, Pb and O isotope compositions were analysed on selected samples. Pb- and O-isotope results and quantitative geochemical modelling will be presented elsewhere.

## 2. Analytical Procedures

Major element and selected trace element (Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba) contents were carried out by X-Ray Fluorescence Analysis (XRF). Analytical precision ( $1\sigma$ ) is better than 1 % for the major oxides except  $\text{Na}_2\text{O}$  (2 %). For the trace elements Sc, Ga and Y precision is better than 10 %, for the other trace elements better than 5 %. Analyses were carried out on Lithium Borate glass fusion beads, using a Philips-PW 1480 XRF-Spectrometer.  $\text{Fe}^{2+}$  contents were determined by  $\text{KMnO}_4$  titration,  $\text{H}_2\text{O}$  contents by Karl-Fischer titration. The trace elements Li, Be, Sc, Rb, Mo, Sn, Cs, REE, Lu, Pb, Th and U were analysed on a VG-PlasmaQuad STE ICP-Mass Spectrometer. Precision and accuracy are better than 10 % for most elements. The elements Be and Mo have precisions of better than 20 %. Major and trace element contents are given in the annex. In all plots and discussion, major element concentrations normalised to 100 % volatile free are used.

Sr, Nd and Pb isotopic compositions were determined on selected whole rock samples. The

measured elements were separated using standard anion separation columns. Sr and Nd were all measured twice; once unleached and once leached for 2 hours in 2.6N HCl at 80 °C. All isotope ratios were determined on a Finnigan MAT 262RPQ+ Thermal Ionisation Mass Spectrometer. Several samples show significant differences in Sr composition between leached and unleached aliquots. However, analysis of several leached aliquots from single samples reproduced Sr compositions within error, indicating that leaching effectively removed alteration phases. Nd compositions were not affected by leaching. Results for leached samples are given in Table 2 and only measurements on leached samples are under discussion here.

Selected samples were dated by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method, using both laser total fusion and laser stepwise heating methods on single minerals and stepwise heating on mineral separates and groundmass separates. Details of this investigation will be given elsewhere. The results are summarised in Table 3.

**Table 2.** Radiogenic isotope compositions of selected samples. Sr fractionation was corrected against  $^{88}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  value of 8.375209. 14 measurements of NBS-987 gave a value of  $0.710270 \pm 0.000013$ . Nd compositions were corrected to  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.721900$ . The La Jolla standard gave an average value of  $0.511839 \pm 0.000006$  ( $n = 16$ ).

Sample nr.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma^1$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i^2$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$
VB 96-08	0.703248	± 14	0.703185	0.512866	± 08	0.512825
VB 96-14	0.703325	± 12	0.703269	0.512839	± 07	0.512797
VB 96-16	0.703185	± 15	0.703148	0.512931	± 07	0.512887
VB 96-18	0.703187	± 12	0.703144	0.512922	± 07	0.512878
VB 96-23	0.703356	± 16	0.703321	0.512843	± 05	0.512803
VB 96-24	0.703316	± 12	0.703294	0.512825	± 07	0.512784
VB 96-27	0.703185	± 13	0.703176	0.512767	± 03	0.512708
VB 96-28	0.703208	± 12	0.703182	0.512811	± 06	0.512760
VB 96-40	0.703301	± 12	0.703264	0.512848	± 06	0.512801
VB 96-41	0.703170	± 11	0.703144	0.512757	± 09	0.512696
VB 96-52	0.703439	± 09	0.703420	0.512831	± 06	0.512788
VB 96-57	0.703573	± 10	0.703535	0.512752	± 08	0.512694
VB 96-68	0.703634	± 12	0.703420	0.512815	± 07	0.512779
VB 96-74	0.703416	± 10	0.703405	0.512805	± 06	0.512760
VB 96-89	0.703334	± 15	0.703312	0.512819	± 07	0.512771
VB 97-100	0.703240	± 18	0.703198	0.512882	± 10	0.512839
VB 97-101	0.703377	± 16	0.703349	0.512859	± 09	0.512814
VB 97-102	0.703478	± 11	0.703443	0.512811	± 10	0.512761
VB 97-103	0.703451	± 11	0.703430	0.512837	± 10	0.512794
VB 97-104	0.703588	± 14	0.703562	0.512824	± 07	0.512785
VB 97-105	0.703325	± 14	0.703303	0.512692	± 09	0.512618
VB 97-109	0.704055	± 11	0.704021	0.512650	± 04	0.512583
VB 97-112	0.704215	± 10	0.704176	0.512663	± 03	0.512609
VB 97-114	0.703777	± 18	0.703755	0.512601	± 08	0.512554
VB 97-115	0.703586	± 12	0.703544	0.512787	± 08	0.512746
VB 97-117	0.703479	± 08	0.703441	0.512743	± 09	0.512704
VB 98-135	0.703347	± 18	0.703329	0.512791	± 04	0.512742
VB 98-145	0.703383	± 08	0.703377	0.512806	± 04	0.512757
2544 <sup>3</sup>	0.703350	± 09	0.703329	0.512722	± 04	0.512663
2546 <sup>3</sup>	0.704042	± 11	0.704011	0.512649	± 06	0.512588
2547 <sup>3</sup>	0.703934	± 09	0.703929	0.512644	± 03	0.512577
2548 <sup>3</sup>	0.704216	± 08	0.704166	0.512583	± 07	0.512528
2553 <sup>3</sup>	0.704004	± 08	0.703967	0.512731	± 03	0.512680
2693 <sup>3</sup>	0.703788	± 12	0.703751	0.512752	± 03	0.512698
2695 <sup>3</sup>	0.703407	± 13	0.703369	0.512856	± 03	0.512808
2700 <sup>3</sup>	0.703718	± 12	0.703675	0.512735	± 03	0.512691
2710 <sup>3</sup>	0.703463	± 16	0.703440	0.512818	± 04	0.512771

<sup>1</sup>  $2\sigma$  error is  $X \cdot 10^6$ .

<sup>2</sup> Initial values calculated using 16.0 Ma for Upper Core samples, 16.5 Ma for Middle Core samples, 17.0 Ma for Lower Core samples, 16.5 Ma for field samples.

<sup>3</sup> Analyses on sample powders prepared by M. Wittenbecher (sample locations in Wittenbecher, 1992).

**Table 3.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results. Sample VB97-110 was earlier dated by K/Ar to  $9.6 \pm 0.2$  Ma and  $11.85 \pm 0.2$  Ma (Harre et al. 1975).

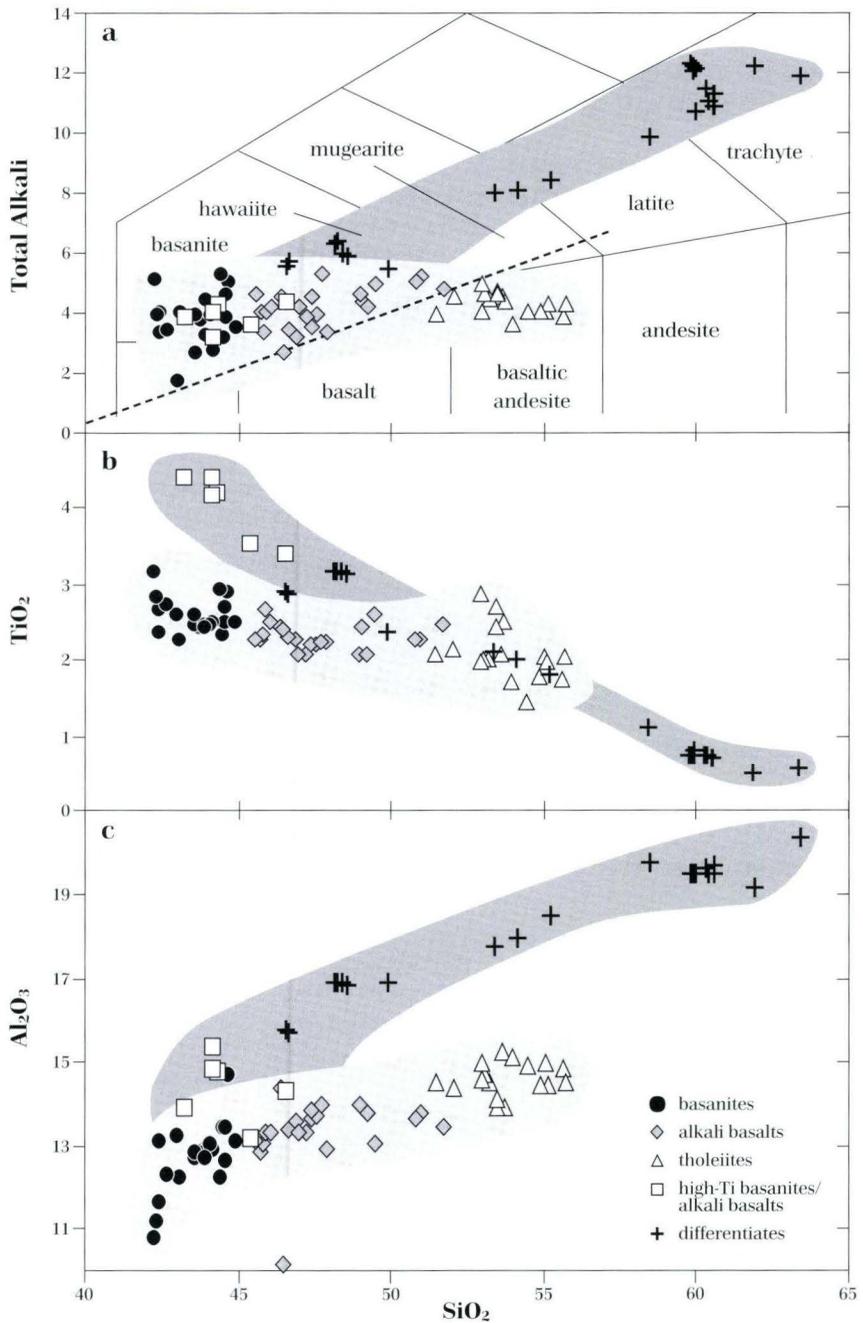
Sample nr.	depth (m)	best value	error (2s)	dated material	discussion
<b>Core Samples</b>					
VB96-11	39.20	$14.7 \pm 1.0$ Ma		groundmass plag.	Strongly disturbed conventional stepwise heating spectrum: Ar loss in first steps, then 2 "plateaus": 2 steps with apparent Ca/K of c. 11 gave $16.40 \pm 0.16$ Ma; 3 steps with apparent Ca/K of c. 48 yielded $14.7 \pm 1.04$ Ma. The second date is taken as best value.
VB96-18	64.54	$16.6 \pm 0.3$ Ma		groundmass	Total gas age of conventional stepwise-heating analysis. Spectrum disturbed by recoil and possibly excess Ar. Given date (total release minus first step) is a maximum value.
VB96-68	371.00	$16.7 \pm 0.2$ Ma		amphibole + sanidine + plagioclase	Average of laser total fusion dates. Amphibole (18 grains) and plagioclase (42 grains) are identical within error.
VB96-78	454.80	$17.0 \pm 0.2$ Ma		amphibole + sanidine + plagioclase	Laser stepwise-heating plateau ages for 4 single amphibole grains and average of laser total fusion dates for plagioclase (37 grains).
VB96-80	500.82	$17.2 \pm 0.2$ Ma		amphibole	Average of laser total fusion dates (18 grains).
<b>Field Samples</b>					
VB97-102		$15.1 \pm 0.3$ Ma		groundmass plag	Strongly disturbed conventional stepwise-heating spectrum: Ar loss in first steps, then 2 "plateaus": 40 % of released gas with apparent Ca/K of c. 18 gave $16.05 \pm 0.16$ Ma and 15 % of released gas with Ca/K of c. 34-38 gave $15.12 \pm 0.28$ Ma.
VB97-110		$16.3 \pm 0.5$ Ma		groundmass	Strongly disturbed conventional stepwise-heating spectrum indicating recoil and possibly Ar-loss. Best value (total release minus first step) is therefore a maximum value.
VB97-113		$14.1 \pm 0.1$ Ma		groundmass plag.	Conventional stepwise-heating analysis: plateau of 5 steps containing 93 % of total gas gives $14.42 \pm 0.14$ Ma. Inverse isochron (4 steps, $14.19 \pm 0.38$ Ma) indicates slight Ar excess. Correction for this excess gives $14.14 \pm 0.14$ Ma for the plateau.

## 3. Results

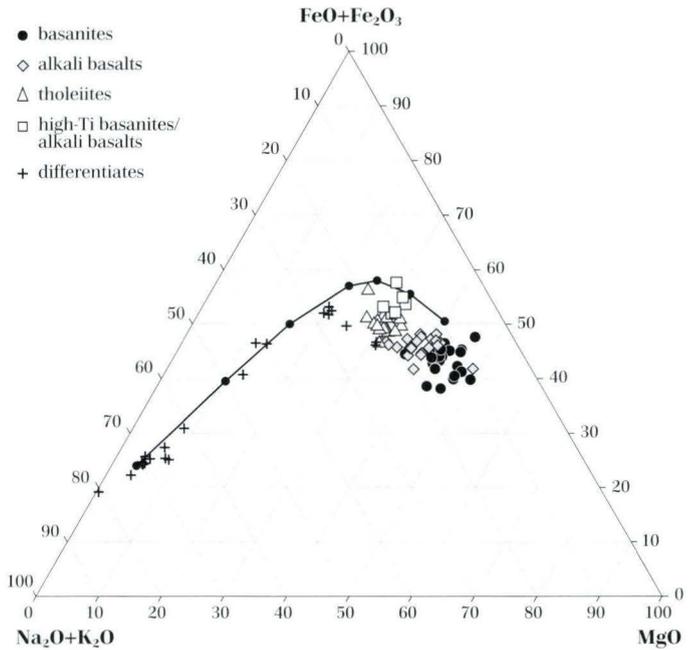
### 3.1. Major elements

The analysed rocks form two distinct arrays on major element variation diagrams (Fig. 1). The first array ranges from basanites over alkalic basalts to tholeiitic basalts (basaltic andesites) (LeBas et al. 1986, MacDonald 1968). MgO, MnO, total Fe, CaO,  $\text{P}_2\text{O}_5$  and  $\text{TiO}_2$  concentrations steadily decrease with increasing  $\text{SiO}_2$  along this array, whereas  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{Na}_2\text{O}$  increase slightly.  $\text{K}_2\text{O}$  concentrations generally increase from

basanites to alkali basalts, and then drop again in the tholeiites. The variation in  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$  concentrations for a given  $\text{SiO}_2$  content is much larger for basanites and alkali basalts than for tholeiites. Basanites have high Ni and Cr contents (200–300 and 350–500 ppm) and high Mg-numbers ( $>68$ ). Many of these rocks carry mantle xenoliths. Ni and Cr concentrations and Mg-numbers decrease with increasing  $\text{SiO}_2$  along the



**Fig. 1.** Major element variation plots showing the two different trends in Vogelsberg volcanic rocks.  
 a) SiO<sub>2</sub> vs. total alkalis [Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O] after LeBas et al. (1986)  
 b) SiO<sub>2</sub> vs. TiO<sub>2</sub>  
 c) SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. All concentrations are given in wt % normalised to 100 % volatile free.



**Fig. 2.** AFM diagram. The thick line with black dots separates alkalic rocks from tholeiitic rocks (Irvine & Baragar 1971).

array to minimum values of 100 ppm (Ni), 160 ppm (Cr) and 57 (Mg-number) in the tholeiites.

The second array in figure 1 comprises basanites, basalts, hawaiites, mugearites, latites, and trachytes (LeBas et al. 1986). The basanites and basalts associated with this array have distinctly higher TiO<sub>2</sub> contents than other basanites (Fig. 1b). They will hereafter be referred to as high-Ti basanites/alkali basalts. The array formed by high-Ti basanites/alkali basalts and differentiates (hawaiites to trachytes) shows increasing Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O concentrations and decreasing total Fe, CaO, MgO and TiO<sub>2</sub> with increasing SiO<sub>2</sub>. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> increases in high-Ti basanites/alkali basalts and hawaiites and then decreases abruptly with further increase of SiO<sub>2</sub>. High-Ti basanites have Mg-numbers between 54 and 58, Ni contents of 75–155 ppm, and Cr contents of 130–340 ppm. These values decrease rapidly with increasing SiO<sub>2</sub> in the differentiates.

Many of the analysed samples have H<sub>2</sub>O contents of more than 2 wt %, in some cases up to 4 %. High H<sub>2</sub>O contents indicate alteration and therefore caution is required in the interpretation of geochemical data of these rocks (LeBas et

al. 1986). Especially the alkalis may be strongly mobilized even in only slightly weathered rocks (Bogaard, Jabri & Wörner 2001). Despite this limitation, we chose to classify the analysed samples entirely on the basis of chemical criteria, using the TAS classification of LeBas et al. (1986) and the alkalic-tholeiitic separation line of MacDonald (1968) in the TAS-diagram (Fig. 1a). This classification is much simpler than the scheme proposed by Schorer (1970), which is generally used in the Vogelsberg literature. Apart from the use of geochemical criteria only, we do not define a separate group of “olivine basalts” between alkali basalts and tholeiites. There is a continuous transition from alkali basalts to tholeiites, and also from basanites to alkali basalts, both in geochemistry and mineralogy. The petrogenesis of this array is best discussed in terms of basanitic and tholeiitic end-members. The distinction of several transitional groups only complicates the discussion, at least in a geochemical context.

Highly compatible trace element concentrations and Mg-numbers and the presence of mantle xenoliths in the basanites show that these rocks are near-primary mantle melts (Jung & Masberg

1998, Wittenbecher 1992). Alkali basalts and tholeiites are not primary, but must have crystallised limited amounts of olivine and clinopyroxene and/or orthopyroxene. However, fractional crystallisation cannot have produced the basanite-tholeiite array, since the alkali-tholeiite boundary cannot be crossed simply by fractional crystallisation. The high SiO<sub>2</sub> and low MgO contents of the Vogelsberg tholeiites are features often encountered in continental flood basalts (Wilson 1989). However, the Vogelsberg tholeiites are relatively Fe-poor compared to many other tholeiites (Fig. 2).

Low Mg-numbers and compatible element concentrations of high-Ti basanites/alkali basalts suggest that they also are not primary melts, despite their low SiO<sub>2</sub> contents. However, their high TiO<sub>2</sub> contents show that their primitive precursors must be distinct from the “normal” basan-

ites. The evolution of differentiates from these rocks can be explained by the fractional crystallisation of olivine, clinopyroxene and a Ti-bearing phase (possibly Ti-magnetite). The decrease of P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> at >50 wt % SiO<sub>2</sub> indicates the onset of apatite fractionation. The differentiates also contain amphibole phenocrysts. The high-Ti basanites/alkali basalts do not contain amphibole, but Ehrenberg & Hickethier (1978) described similar rocks that do contain resorbed amphibole phenocrysts at Si-contents of 42 wt %. So amphibole fractionation may play an important role during formation of the differentiates. These results agree well with the fractionation scheme proposed by Wedepohl et al. (1994) for the Vogelsberg trachytes and for differentiates from other Tertiary volcanic centres in Central Germany.

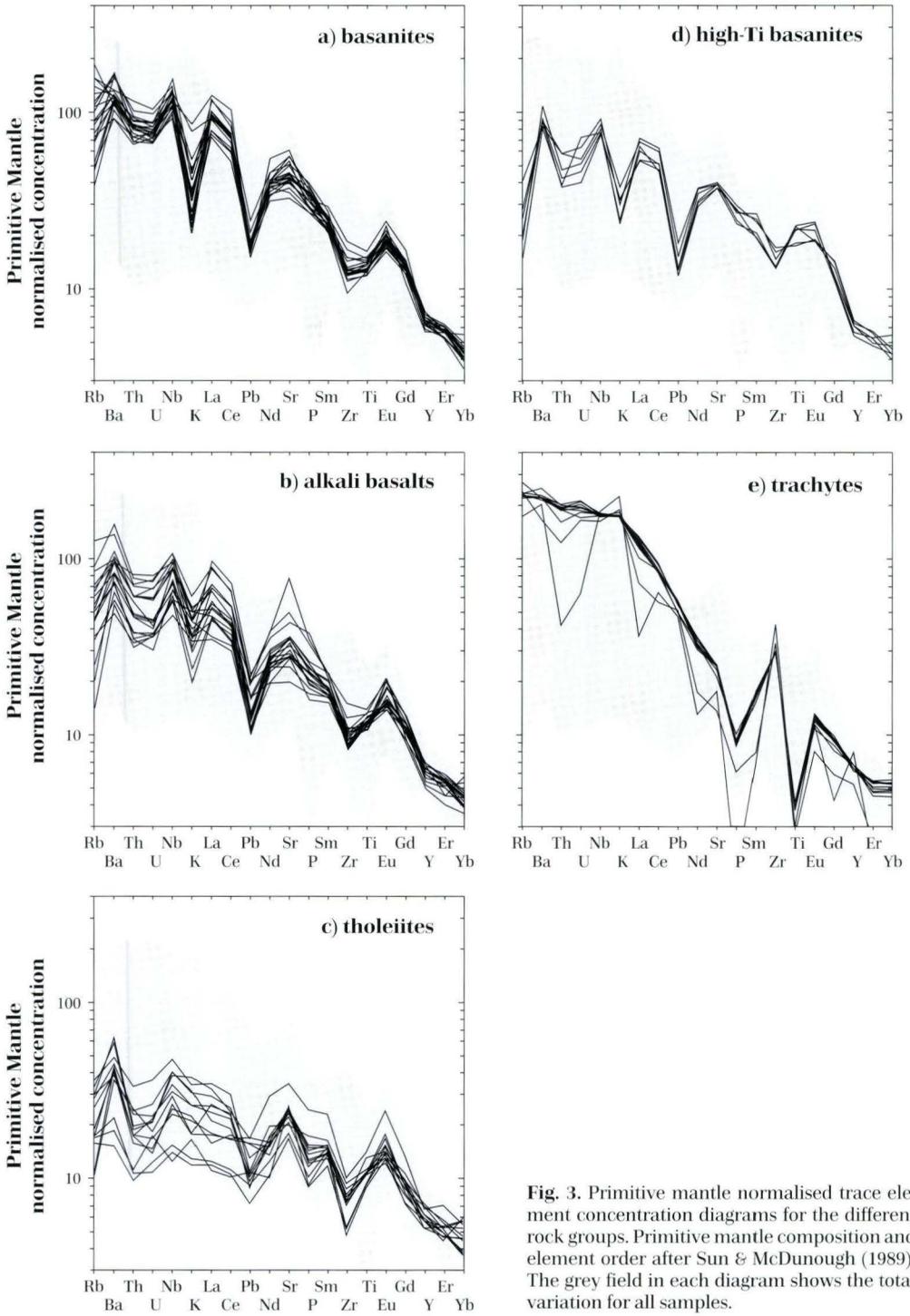
### 3.2. Trace element patterns

Figure 3 shows primitive mantle-normalised trace element patterns for the various rock groups. Basanites have very uniform compositions (Fig. 3a). All incompatible trace elements are strongly enriched compared to primitive mantle. The patterns show strong negative spikes at K and Pb and smaller depressions at Th-U and Zr-Ti. These patterns are similar to those of many ocean-island basalts and to other primitive basanitic volcanic rocks from the Central European Volcanic Province (CEVP). Cebriá & Wilson (1995), Hoernle et al. (1995), and Wilson & Downes (1991) interpreted such magmas as melts from a common asthenospheric source (European Asthenospheric Reservoir (EAR) or Low Velocity Component (LVC)). Rare Earth Element (REE) patterns are steep (La/Yb = 25–35). This suggests that garnet was a residual phase during mantle melting. Melting probably took place close to or in the garnet spinel transition zone (Jung & Masberg 1998). The negative K-spikes in the patterns may indicate that a K-bearing phase (phlogopite or amphibole) is residual during melting (Wilson & Downes 1991).

Incompatible trace element concentrations decrease strongly with increasing SiO<sub>2</sub> in the alkali basalts and tholeiites (Fig. 3b, c). Alkali basalts generally have trace element patterns with similar features as basanites: negative K and Pb spikes (although somewhat less pronounced) and negative depressions at Th-U and Zr-Ti. However, Zr is depleted with respect to Ti, compared to the basanites. Also, several alkali basalts have only very slight negative K spikes, compared to other alkali basalts.

The negative K-spikes disappear completely in the tholeiites. Pb shows a distinct depression in some tholeiites, but no depression at all in the others. Tholeiite patterns do have a depression at P, which becomes more pronounced at lower trace element concentrations. The relative variability of trace element concentrations is much larger in the tholeiites than in the basanites.

The decrease in incompatible trace element concentrations from basanites to tholeiites can in part be explained by gradually higher degrees of melting (Jung & Masberg 1998, Wedepohl et al. 1994, Wittenbecher 1992). The disappearance of



**Fig. 3.** Primitive mantle normalised trace element concentration diagrams for the different rock groups. Primitive mantle composition and element order after Sun & McDunough (1989). The grey field in each diagram shows the total variation for all samples.

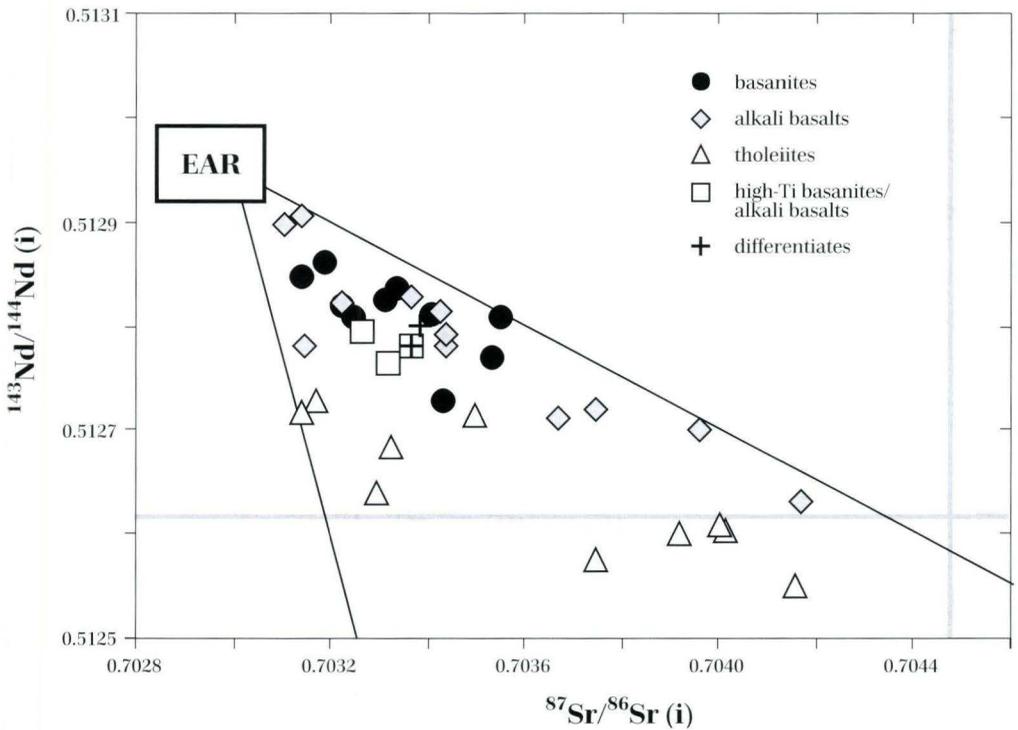
the negative K-spike could correspond to complete melting of a K-bearing phase that is residual during formation of basanites. However, trace element characteristics and isotope compositions show that a different (lithospheric ?) mantle source must also be involved (see below). This component has a progressively stronger influence in more evolved rocks. The negative P-spike in the tholeiites could indicate involvement of apatite at some stage in the petrogenesis of these rocks.

High-Ti basanites/alkali basalts have patterns with similar features as “normal” basanites, except for high Ti contents (Fig. 3d). However, concentrations are generally lower, especially for the most incompatible elements. Several trace elements ratios (e.g. Zr/Nb) are different and show that these rocks come from a different source.

Trachytes from the FBV have very character-

istic trace element patterns (Fig. 3e); strongly incompatible element concentrations (Rb, Ba, U, Th, Nb, K, Pb) increase with increasing  $\text{SiO}_2$ , as do Zr concentrations. It is remarkable how the spiky pattern from Rb to Pb in the high-Ti basanites/alkali basalts is translated in to smooth patterns. In contrast, trachytes from field outcrops (VB97-106 and VB97-116) have very spiky patterns, with relatively low concentrations of REE, Th, U, and P. Light REE (La, Ce) and heavy REE (Tm, Yb, Lu) have almost constant concentrations over the entire high-Ti basanite/alkali basalt - trachyte array, but middle REE decrease with increasing  $\text{SiO}_2$ . Sr is constant from high-Ti basanites/alkali basalts to mugearites, but drops sharply in latites and trachytes.

These features are consistent with fractional crystallisation. Highly incompatible elements are enriched in the liquid during increased differentiation. Both amphibole and apatite have



**Fig. 4.**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (initial) vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (initial). The thick black box marked EAR shows the composition of the European Asthenospheric Reservoir. The crossing point of the grey lines represents Bulk Earth.

higher partition coefficients for MREE than for LREE and HREE. Thus, fractionation of these phases can explain the observed REE-patterns. The sharp decrease of Sr in latites and trachytes

indicates fractionation of plagioclase. The difference between FBV trachytes and field trachytes can be explained by stronger fractionation of apatite in the latter.

### 3.3. Radiogenic Isotopes

The Vogelsberg volcanics define a triangular field in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (Fig. 4). Basanites and most alkali basalts lie at the low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  - high  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  end of this field. This end lies close to the isotopic composition of the EAR (Cebriá & Wilson 1995), and is consistent with the inferred asthenospheric source and primitive character of these rocks. Tholeiites and some alkali basalts have lower  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and variable  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . There is no clear correlation between  $1/\text{Sr}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . These features can be ex-

plained either by the influence of a different (lithospheric) mantle source component, or by crustal contamination through AFC-processes.

High-Ti basanites/alkali basalts and differentiates lie to somewhat lower  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  than the EAR. Primitive basaltic and evolved trachytic rocks overlap in isotopic composition. This indicates that differentiation was not accompanied by significant crustal contamination.

### 3.4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

Five flows from the drillcore and three samples from field outcrops were dated by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method. Three flows of the lower part of the core contain fresh amphibole, sanidine and plagioclase. Separates of these minerals were dated by both conventional stepwise-heating and laser total-fusion methods. In addition, some larger amphibole grains of one flow were dated by the laser stepwise-heating method. The ages of these flows are well constrained by the obtained mineral dates. In the upper part of the core, no flows containing suitable minerals for dating are present. Flows VB96-18 and VB96-11 were investigated geochronologically using groundmass separates and separated groundmass plagioclase. The three flows from field locations (VB97-102, VB97-110, VB97-113; see table 1 for sample locations) were also dated using separates of groundmass (VB97-110) or groundmass plagioclase (VB97-102, VB97-113).

Table 3 gives a "best value" for each sample and a short description of how this result was obtained. Individual samples show discrepancies

between various analysed materials (separated minerals vs. groundmass separates) and analytical methods (conventional stepwise-heating vs. laser total-fusion or stepwise-heating method).

The ages of flows in the drillcore agree well with stratigraphical position in that the obtained ages decrease from bottom to top in the section. The ages for lower core samples VB96-80, VB96-78, VB96-68 are well constrained by consistent results for repeated total-fusion analyses of amphiboles, sanidine and plagioclases. The ages of upper core samples VB96-18 and VB96-11 and field samples must be viewed with more caution. Their Ar-release spectra are disturbed and show evidence of radiogenic argon loss, recoil, and possibly excess Ar. Also, there is a large discrepancy between best values of samples VB96-18 ( $16.6 \pm 0.3$  Ma) and VB96-11 ( $14.7 \pm 1.0$  Ma). These samples are only ca. 25 m apart in the drillcore and petrography of the drillcore does not support a prolonged hiatus in this part of the section. Dates of groundmass separates are disturbed by recoil and/or excess Ar and must be seen as maximum

**Table 4.** Magnetic polarity timescale for part of the Miocene (after Cande & Kent 1995).

<b>Chron</b>	<b>Interval (Ma)</b>
C5ABr	13.510–13.703
C5ACn	13.703–14.076
C5ACr	14.076–14.178
C5ADn	14.178–14.612
C5Adr	14.612–14.800
C5Bn.1n	14.800–14.888
C5Bn.1r	14.888–15.034
C5Bn.2n	15.034–15.155
C5Br	15.155–16.014
C5Cn.1n	16.014–16.293
C5Cn.1r	16.293–16.327
C5Cn.2n	16.327–16.488
C5Cn.2r	16.488–16.556
C5Cn.3n	16.556–16.726
C5Cr	16.726–17.277
C5Dn	17.277–17.615
C5Dr	17.615–18.281

values. So the given values for samples VB96-18 and VB96-11 may be too high. On the other hand, the age spectra for groundmass plagioclase separates are very complex, with two flat parts in the apparent-age spectra showing very different apparent K-Ca ratios. Groundmass plagioclase dates are all more than 1 Ma younger than other ages found in this study.

Field sample VB97-110 gave a maximum value of  $16.3 \pm 0.5$  Ma by stepwise heating on groundmass. A sample of this rock was earlier dated by the K-Ar method at  $9.6 \pm 0.2$  Ma and  $11.85 \pm 0.2$  Ma (Harre et al. 1975). The analysed sample comes from an alkali-basaltic intrusion (Schricke 1975). The low K-Ar values led to the postulation of a late period of intrusive activity in the Vogelsberg, long after the main volcanic phase around 16 Ma (Harre et al. 1975). Our data do not support such a late intrusive phase. Even though our result is a maximum value, it is more reliable than the older K-Ar dates that cannot detect Ar loss. This result indicates that this rock intruded relatively shortly after formation of the surrounding material.

Correlations between the FBV and Hasselborn 2/2a, Flösser-Schneise and Rainrod I drillcores are presented by Dersch-Hansmann et al.

(1999). All four drillcores contain highly differentiated (trachytic to latitic) lavas of reversed magnetic polarity, that could well be of the same age. K-Ar ages for the Rainrod latite ( $17.2 \pm 0.3$  Ma) and the Flösser-Schneise and Hasselborn trachytes ( $17.3 \pm 0.3$  Ma and  $17.5 \pm 0.2$  Ma respectively) are slightly higher than the Ar-Ar age for the FBV trachyte ( $16.7 \pm 0.3$  Ma). The difference is likely to result from the different methods. The Ar-Ar age is well constrained and most likely represents the true age of the rock.

Magnetic polarity reversals can be used to further constrain the extrusion age of Vogelsberg basalts. Table 4 gives ages for magnetic polarity intervals for the active period of the Vogelsberg (Cande & Kent 1995). The lower part of the core with normal polarity up to 490 m and reversed polarity up to 270 m, now well dated by samples VB96-80 ( $17.2 \pm 0.2$  Ma), VB96-78 ( $17.0 \pm 0.2$  Ma) and VB96-68 ( $16.7 \pm 0.2$  Ma) can be placed in chrons C5Dn (17.62–17.28 Ma) and C5Cr (17.28–16.73 Ma). A similar conclusion was reached by Sherwood (1990).

The upper part of the core again shows a normal polarity (270–100 m) and a reversed polarity interval (100–0 m). Unfortunately the magnetic polarity timescale shows many reversals in the period after chron C5Cr and intervals cannot be clearly constrained on the basis of available age data. The age result for sample VB96-18 ( $16.6 \pm 0.3$  Ma) lies within error of subchrons C5Cn.2r and C5Cn.1r. However, since the obtained result is a maximum age chron C5Br is also a possibility. The result for sample VB96-11 ( $14.7 \pm 1.0$  Ma) lies within error of the latter interval, but could also lie within the three later normal intervals. In the light of the above discussion it is most likely that the upper part of the core falls in chron C5Br (15.2–16.0 Ma).

Our results are consistent with earlier suggestions that the major part of the Vogelsberg formed in a short time interval of ca. 2 Ma (Ehrenberg et al. 1981, Harre et al. 1975, Kreuzer et al. 1974). Further investigation of the samples will hopefully help to better constrain the age of the upper part of the FBV and the youngest volcanic history of the Vogelsberg.

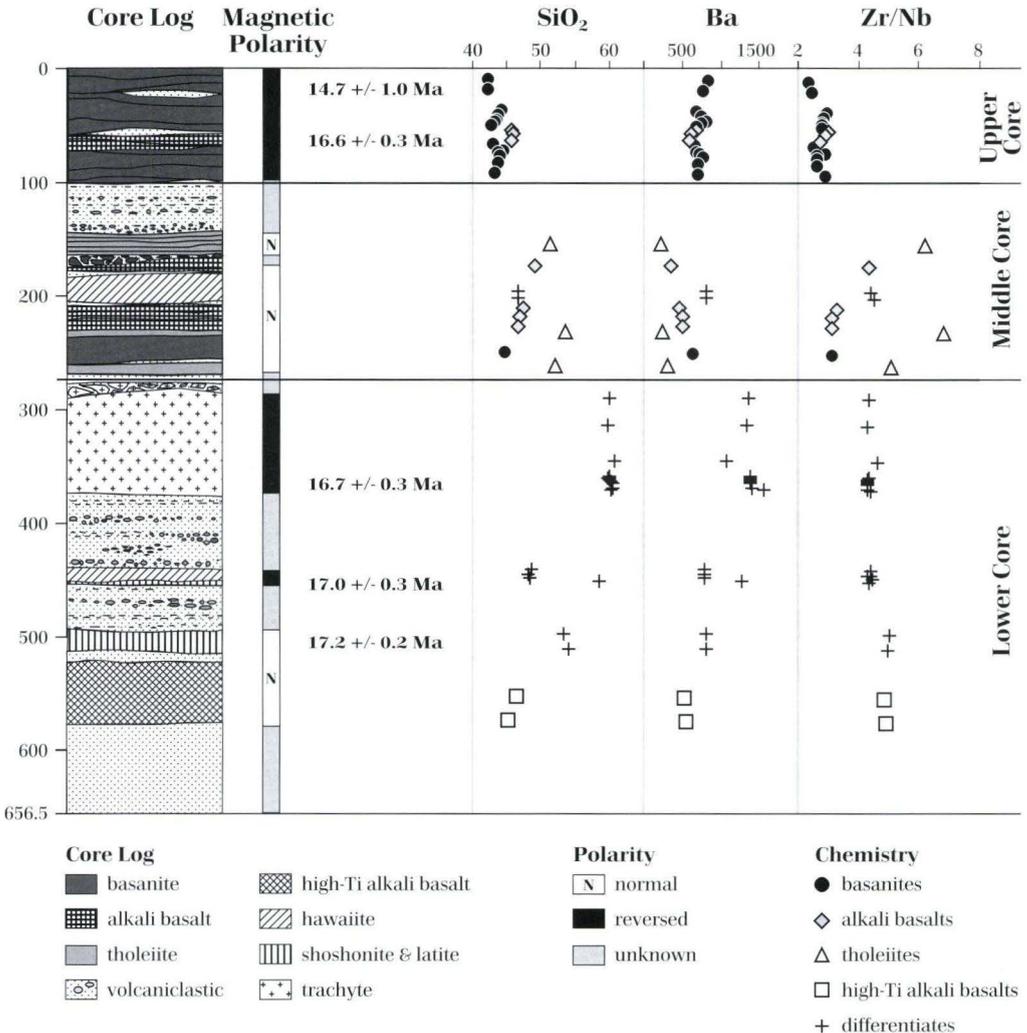
## 4. Discussion

### 4.1. Geochemical stratigraphy of Vogelsberg drillcores

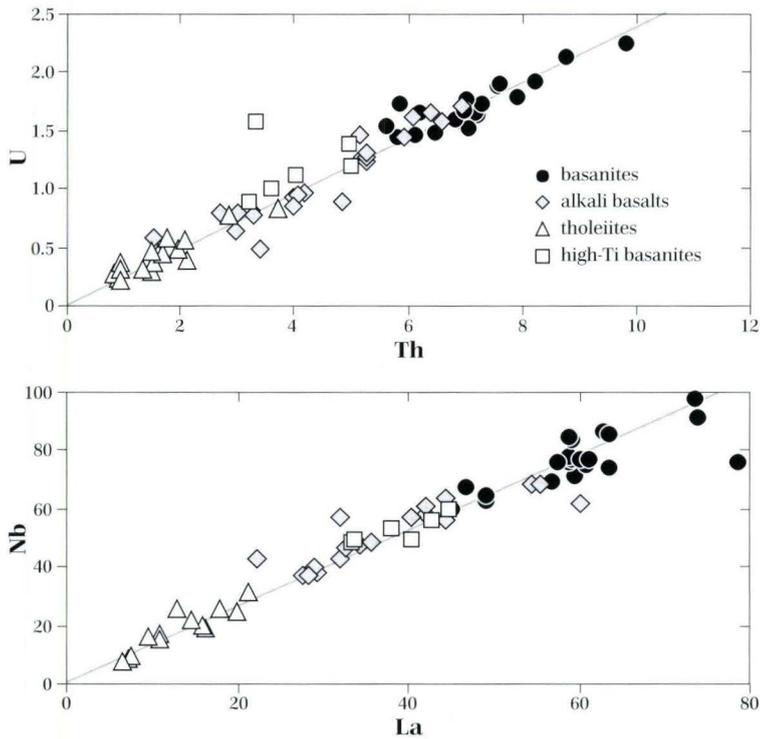
Figure 5 shows a schematic stratigraphic column of the FBV, together with paleomagnetic polarity intervals (Schnepf et al. 2001) and geochemical data vs. depth. On the basis of rock types and chemical composition the FBV is subdivided in 3 sections.

The lower core section (656.50–270 m) con-

tains differentiated lavas. A composite lava flow at ca. 450 m is hawaiitic (upper part) and latitic (lower part) in composition. The two lowest flows are high-Ti alkali basalts underlain by a 70 m thick sequence of volcanoclastites. The overall degree of differentiation increases from bottom to top of the lower section, as shown by



**Fig. 5.** Schematic stratigraphic column of the Vogelsberg drillcore, including SiO<sub>2</sub> and Ba concentrations and Zr/Nb vs. depth. Core log after Kött et al. (2001); paleomagnetic data after Schnepf et al. (2001).



**Fig. 6.** a) Th vs. U and b) Nb vs. La. Grey lines through the origin represent constant Th/U and Nb/La ratios. Differentiates are omitted for clarity.

the increasing  $\text{SiO}_2$  and Ba contents from bottom to top (Fig. 5). This sequence is only interrupted by the hawaiitic part of the composite flow. Zr/Nb is virtually constant, which is consistent with pure fractional crystallisation. The lava flows are mostly thick (10–90 m) and separated by up to 60 m thick volcanoclastic deposits.

The middle core section (270–100 m) contains alkali basalts and tholeiites in addition to a thick basanite flow (257–240 m) and a thick hawaiite (209–184 m). There appears to be a tendency towards increasing  $\text{SiO}_2$  and Zr/Nb and decreasing Ba from bottom to top, that is however interrupted by the hawaiite and the two tholeiites (Fig. 5). The flows and volcanoclastic deposits of this section are generally thinner than those of the lower core section (5–25 m).

The upper part of the core (100–0 m) consists of basanites and primitive (<46 wt.%  $\text{SiO}_2$ ) alkali basalts. Many of these flows contain small mantle xenoliths and/or xenocrystic olivine. The

rocks are very uniform in composition and do not show any trend with depth. There are many thin flows (<5 m) and only small amounts of intercalated pyroclastics.

This geochemical and petrographic subdivision of the volcanic succession is matched by magnetic polarity reversals (Fig. 5). This is a rather surprising result that gives important clues about the evolution of the Vogelsberg volcanic system. If the supply of magma to a volcanic system is approximately constant through time, a magnetic reversal would lie in a random position in the volcanic pile, regardless of the geochemical evolution. This appears to be the case in the middle of the lower core section. However, if the magmatic activity in a volcanic system is episodic, that is, if (relatively short) active periods are followed by (relatively long) quiet periods, a magnetic reversal is much more likely to occur in a longer quiet period. Such an episodic behaviour may be explained by subsequent magma batches or pulses. The

strong geochemical differences between these pulses then reflect the evolution of the Vogelsberg mantle during its active period. Ar-Ar results indicate that these pulses were close in time (section 3.4).

The Hasselborn 2/2a drillcore (Ehrenberg et al. 1981) shows a sequence similar to that of the FBV. The lower part of this core (485–200 m) is dominated by differentiated rocks, that are preceded by a number of high-Ti basanite flows. Several flows that are called alkali olivine basalt in Ehrenberg et al. (1981) in fact belong to the differentiates, as indicated by their high  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents. Between 305 and 250 m in this core, a hawaiite-mugearite composite flow lies directly below a thick trachyte flow. A very similar sequence is found in the FBV (450–300 m, Fig. 6). The strong difference in thickness of these sequences in the core can readily be explained by the Vogelsberg paleogeography. The upper part of the core (200–0 m) is composed of alkali basalts, in addition to one basanite that is similar in composition to the basanite in the middle core section of the FBV. Tholeiites are absent and there appears to be no primitive basanite section at the top of this drillcore.

## 4.2. Petrogenesis of the Vogelsberg magma series

Uniform trace element and isotopic compositions of Vogelsberg basanites suggest that these rocks resulted from melting of a well-mixed, homogeneous mantle source at similar degrees of melting. Primitive melts with similar chemical characteristics have been found in many other Cenozoic volcanic areas in Western and Central Europe (Hoernle et al. 1995, Wilson & Downes 1991). These authors therefore concluded that the Cenozoic European Volcanic Province (CEVP) is underlain by a uniform asthenospheric reservoir, the EAR. In analogy we conclude that Vogelsberg basanites are low degree melts from this asthenospheric source. Steep REE patterns (high La/Yb) suggest that melting took place at least partly in the garnet stability field.

The 1971 drillcore “Rainrod I” at the margin of the central Vogelsberg contains much less differentiates and more tholeiites (Ernst et al. 1970). In general, tholeiites appear to be concentrated in the marginal parts of the Vogelsberg. In the central Vogelsberg, tholeiites were only found in the Rainrod core, near Liederbach and Ulrichstein, and in a small number of intrusive dikes (Schorer 1970).

The lowest flow of the Rainrod core is again a high-Ti basanite. Ehrenberg et al. (1981) report petrographically similar flows at the base of several other drillcores in the Nidda valley. The Rainrod and Nidda cores reached the base of the Vogelsberg volcanics. All this shows that these rocks represent the earliest (relatively) primitive melts of the Vogelsberg volcanic system. Major element, trace element and isotope data show that similar high-Ti magmas must be parental to the trachytes (see section 3). After the trachytic eruption in the FBV the geochemical character of the region abruptly changed to a sequence of interlayered alkali basalts and tholeiites, followed by a series of primitive basanites.

Alkali-basalts and tholeiites show evidence of fractional crystallisation. However, decreasing incompatible trace element concentrations from basanites over alkali basalts to tholeiites show that fractional crystallisation cannot have formed the array. Jung & Masberg (1998) and Wittenbecher (1992) propose that the (quartz-) tholeiites could be the result of crustal contamination of more primitive (olivine-) tholeiitic melts. In crustal contamination models, the heat necessary for assimilation of crustal rocks is principally derived from concomitant fractional crystallisation (DePaolo 1981). Such assimilation and fractional crystallisation (AFC) processes would only lead to depletion of incompatible elements if incompatible element concentrations in the contaminant were signifi-

cantly lower than in the primary magma, and the ratio of assimilation to fractionation were greater than 1. Both are unlikely. Any more complex process involving recharge and tapping of a magma chamber (e.g. O'Hara & Mathews 1981) would only lead to stronger enrichment, not depletion, of incompatible elements compared to the fractional crystallisation case.

Lower incompatible trace element concentrations in the tholeiites can therefore only be explained by higher degrees of melting and/or a less enriched mantle source. The Zr/Nb ratio is often used as an indicator of source variability. Zr has a higher distribution coefficient than Nb for most mantle minerals and some increase in Zr/Nb is expected upon progressive melting. However, this ratio changes from 2 in the most primitive basanites, to 10 in some tholeiites. This change is too large to be the result of increased melting degree alone and can only be explained by different mantle sources.

These different sources are also apparent from Sr and Nd isotopic compositions (Fig. 5). Basanites have relatively uniform isotopic compositions close to the EAR-composition, in accordance with the asthenospheric source for these rocks. Tholeiites have lower  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and variable  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Jung & Masberg (1998) and Wittenbecher (1992) again explained these compositions by crustal contamination. However, crustal rocks with the appropriate isotope compositions have not been found in the region.

Hartmann & Wedepohl (1990), on the other hand, reported low  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic compositions in metasomatically altered (lithospheric) mantle xenoliths from the Hessian Depression. Metasomatised lithospheric mantle will have high Rb/Sr and low Sm/Nd, and will develop high Sr- and low Nd-isotope ratios over time (Hawkesworth & Gallagher 1993). Such metasomatised lithospheric mantle would be an appropriate source for the tholeiites.

An important observation is that trace element ratios such as La/Nb or U/Th, that would be expected to be sensitive to source variations,

are virtually constant over the entire basanite-tholeiite array (Fig. 6). La is much more mobile in hydrous mantle fluids than Nb, but both elements have very similar partition coefficients in silicic melts. The constant La/Nb ratio therefore shows that this metasomatic overprinting was controlled by low degree silicic melts rather than hydrous fluids. We may assume that metasomatic melts were derived from the asthenosphere (McKenzie 1989). This would suggest that an asthenospheric source with similar trace element composition as the EAR has been present below the Vogelsberg for a period long enough to develop the observed isotopic composition in the overlying lithosphere. Patterson et al. (1996) traced back the EAR isotopic signature to 85 Ma in Upper Rhine Graben volcanic rocks, and proposed a maximum age of 360 Ma for emplacement of the EAR source.

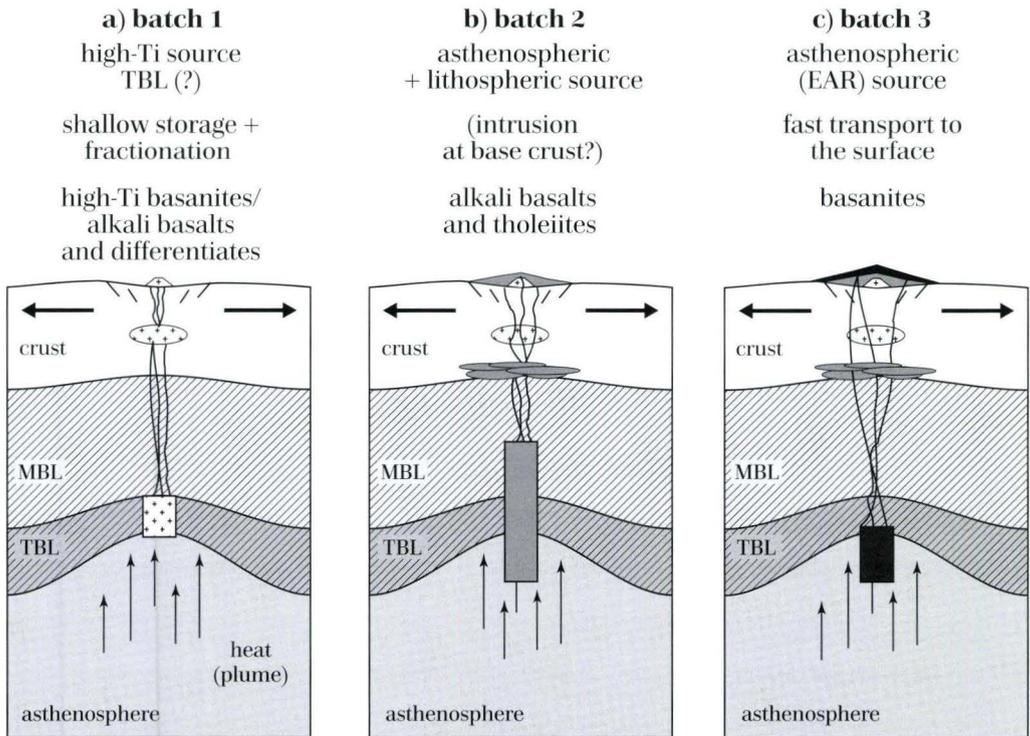
Metasomatism by melts is expected to be strongly concentrated along their infiltration pathways. Hydrous minerals along these zones will melt first upon heating and rifting of the lithosphere. After a certain time, however, these minerals are consumed. Primitive melts from the asthenosphere are then able to rise to the surface without further "contamination". This could explain why basanites are mainly erupted after alkali basalts and tholeiites in the Vogelsberg.

The origin of the High-Ti basanites/alkali basalts is harder to assess. Gallagher & Hawkesworth (1992) propose that the first melts in continental rift zones are formed in metasomatised, hydrous lithosphere, that is readily fusible upon heating. Melting takes place in the lowermost MBL (mechanical boundary layer) and in the upper part of the TBL (thermal boundary layer) that has chemical characteristics similar to the asthenosphere (Hawkesworth & Gallagher 1993). We argued above that tholeiites have a lithospheric isotope and trace element signature. High-Ti basanites/alkali basalts have trace element and isotopic compositions that are more similar to asthenosphere-derived basanites (Fig. 3 and 4). This may indicate that high-Ti basanites/alkali basalt are predomi-

nantly derived from the TBL. Such early melts from hydrated lithosphere may be expected to scavenge water from the melting region. High fluid content of the high-Ti melts would explain why amphibole plays an important role in their differentiation (Wedepohl et al. 1994).

A model for the temporal evolution of the Vogelsberg volcanic system is shown in figure 7. Upon rifting of the lithosphere and uplift of the asthenosphere-lithosphere boundary, possibly enhanced by the rise of hot (plume-) material, the first melts are formed at the base of the lithosphere (TBL). These magmas form a relatively shallow, crustal magma chamber, where the differentiates are formed (Fig. 7a). After eruption of the trachytes the character of the

volcanism changes abruptly. The melting column is extended to shallower parts of the lithosphere. Erupting magmas are alkali basaltic and tholeiitic in composition. The tholeiites are concentrated in the marginal regions of the Vogelsberg (Fig. 7b). Significant amounts of magma may intrude at the crust-mantle boundary, as shown by the disappearance of the MOHO below the Vogelsberg (Raikes & Bonjer 1983). However, crustal contamination does not appear to significantly affect the composition of tholeiites at this stage. When metasomatised lithospheric sources are exhausted, primitive asthenospheric melts (basanites) are able to reach the surface directly. They form the final stage of the Vogelsberg volcanism (Fig. 7c).



**Fig. 7.** Schematic model for the temporal evolution of the Vogelsberg volcanic region. Vertical bars in each diagram represent melting columns for the respective magma batches. MBL = mechanical boundary layer; TBL = thermal boundary layer.

## 5. Conclusions

The Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (FBV) can be divided in 3 sections. The lower core contains a series of differentiated rocks, preceded by basalts with exceptionally high Ti and Al contents. These latter rocks represent the earliest primitive melts of the Vogelsberg system. The middle core section is dominated by alkali basalts and tholeiites. The upper core section is entirely composed of primitive basanites and alkali basalts. This chemical variation is matched by magnetic reversals. This suggests that the Vogelsberg volcanism was episodic rather than continuous. Episodic activity can be explained by subsequent magma pulses or batches. The strong geochemical variation between these pulses reflects the evolution of the melting regime in the mantle below the Vogelsberg volcano.

Primitive basanites of the Vogelsberg have trace element and isotope compositions similar to other primitive rocks from the Central European Volcanic Province (CEVP). These compositions can be explained by small degrees of melting of a common asthenospheric mantle source, the European Asthenospheric Reservoir (EAR). Alkali basalts and tholeiites show gradually stronger influence of a source with low  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and heterogeneous  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and high Zr/Nb. This source must be sought in the lithospheric mantle, that is metasomatised by low degree partial melts from the asthenospheric mantle.

High-Ti basanites/alkali basalts may also de-

rive from the (lower) lithospheric mantle. Metasomatised regions at the asthenosphere-lithosphere boundary form the earliest melts upon rifting of the continental lithosphere. The thermal boundary layer (TBL) is chemically similar to the underlying asthenosphere. Therefore, melting of the TBL could explain the similar trace element patterns of high-Ti basanites/alkali basalts and "normal" basanites. In summary, we then observe three different mantle sources for the Vogelsberg species. Basanites derive from the asthenosphere, tholeiites show strong influence of a mantle component that may be sought in the mechanical boundary layer (MBL) of the continental lithosphere, and high-Ti basanites/alkali basalts may derive from the TBL.

The various differentiates are the result of crystal fractionation of olivine, clinopyroxene, amphibole, Ti-magnetite or sphene, plagioclase and apatite in relatively shallow magma chambers, without significant interaction with the surrounding wall rocks. High-Ti basanites/alkali basalts form the most primitive member of this fractionation array. The presence of significant amounts of amphibole in the fractionating assemblage suggest that the parental basanites contained relatively large amounts of water (Wedepohl et al. 1994). This supports the hypothesis of a metasomatised lithospheric source for the High-Ti basanites/alkali basalts.

## 6. References

- Bogaard, P.J.F., Jabri, L. & Wörner, G. (2001): Chemical alteration of basalts from the drill core "Forschungsbohrung Vogelsberg 1996", Germany. - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. - Geol. Abh. Hessen, **107**: 101-118, 6 figs., 2 tables; Wiesbaden.
- Cande, S. C. & Kent, D. V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. - *J. Geophys. Res.* **100** (B4): 6093-6095.
- Cebriá, J. M. & Wilson, M. (1995): Cenozoic mafic magmatism in central Europe: a common European Asthenospheric Reservoir? - *Terra Abstracts* **7**: 162.
- Cebriá, J. M. & Wilson, M. (1996): Trace element composition of the European Asthenospheric Reservoir as inferred from partial melting modelling. - *Goldschmidt J. Conf. Abstr.* **1**: 98.
- DePaolo, D. J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. - *Earth Planet. Sci. Lett.* **53**: 189-202.

- Dersch-Hansmann, M., Ehrenberg, K.-H., Heggemann, H., Hottenrott, M., Kaufmann, E., Keller, T., Königshof, P., Kött, A., Nesbor, H.-D., Theuerjahr, A.-K. & Vorderbrügge, T. (1999): Geotope in Hessen. – Schriftenreihe Dt. Geol. Ges. 8: 69-126; Hannover.
- Ehrenberg, K.-H., Fromm, K., Grubbe, K., Harre, W., Hentschel, G., Hölting, B., Holtz, S., Kreuzer, H., Meisl, S., Nöring, F., Plaumann, S., Pucher, R., Streckler, G., Susic M. & Zschau H. J. (1981): Forschungsbohrungen im hohe Vogelsberg (Hessen). Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2a (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**: 1-166; Wiesbaden.
- Ehrenberg, K.-H. & Hicketier, H. (1978): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg, 351 S.; Wiesbaden.
- Ernst, T., Kohler, H., Schütz, D. & Schwab, R. (1970): The Volcanism of the Vogelsberg (Hessen) in the North of the Rhinegraben Rift System. – In J.-H. Illies & S. Müller, eds.: Graben Problems, International Upper Mantle Project, Sci. Rep. No. 27, pp. 143-146.
- Gallagher, K. & Hawkesworth, C. (1992): Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. – *Nature* **358**: 57-59.
- Harre, W., Kreuzer, H., Müller, P., Pucher, R. & Schricke, W. (1975): Datierungen nach der K-Ar-Methode und Paläomagnetik. – In: W. Schricke: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Londorf, 67-73; Wiesbaden.
- Hartmann, G. & Wedepohl, K. H. (1990): Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (Northwest Germany). – *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**: 71-86.
- Hawkesworth, C. J. & Gallagher, K. (1993): Mantle hotspots, plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism. – *Terra Nova* **5**: 552-559.
- 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.
- Illies, J. H. (1981): Mechanisms of graben formation. – *Tectonophysics* **73**: 249-266.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Canad. J. Earth. Sci.* **8**: 523-548.
- 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. – *J. Volc. Geotherm. Res.* **86**: 151-177.
- Kreuzer, H., Kunz, K., Müller, P., Schenk, E., Harre, W. & Raschka, H. (1974): Petrologie und Kalium/Argon-Daten einiger Basalte aus der Bohrung 31, Rainrod I (Vogelsberg). – *Geol. Jb.* **D9**: 67-84; Hannover.
- LeBas, M. J., LeMaitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *J. Petrology* **27**(3): 745-750.
- MacDonald, G. A. (1968): Composition and origin of Hawaiian lavas. In Coats, R. R., Hay, R. L. & Anderson, C. A. (eds.): *Studies in volcanology: a memoir in honour of Howel Williams*, Vol. **116**: 477-522.
- McKenzie, D. (1989): Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **95**: 53-72.
- O'Hara, M. J. & Mathews, R. E. (1981): Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. – *J. geol. Soc. London* **138**: 237-277.
- Patterson, R., Wilson, M. & Keller, J. (1996): The temporal evolution of the European Asthenospheric Reservoir: trace element and Sr-Nd isotopic constraints from the Upper Rhine Graben, Germany. – *Goldschmidt J. Conf. Abstr.* **1**: 448.
- Raikes, S. & Bonjer, K.-P. (1983): Large-scale mantle heterogeneity beneath the Rhenish Massif and its vicinity from teleseismic P-residuals measurements. – In: Fuchs, K., v. Gehlen, K., Mälzer, H., Murawski, H. & Semmel, A. (eds.): *Plateau uplift*. 315-331; Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Schorer, G. (1970): Die Pyroxene tertiärer Vulkanite des Vogelsberges. – *Chem. Erde* **29**: 69-138.
- Schricke, W. (1975): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Londorf, 192 S.; Wiesbaden.
- Sherwood, G. J. (1990): A paleomagnetic and rock magnetic study of Tertiary volcanics from the Vogelsberg (Germany). – *Phys. Earth Planet. Int.* **62**: 32-45.
- Sun, S.-S. & McDunough, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: Sanders & Norry (eds.): *Magmatism in ocean basins*, **42**: 313-345.
- Wedepohl, K. H., Gohn, E. & Hartmann, G. (1994): Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **115**: 253-278.
- Wilson, M. (1989): *Igneous Petrogenesis*. – Harper-Collins.
- Wilson, M. & Downes H. (1991): Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe. – *J. Petrology* **32**(4): 811-849.
- Wittenbecher, M. (1992): Geochemie tholeiitischer und alkaliolivinbasaltischer Gesteine des Vogelsberges. – *Geol. Abh. Hess.* **97**: 3-52; Wiesbaden.
- Ziegler, P. A. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. – Elsevier.

**Annex:** Major and trace element composition. Trace element concentrations in bold determined by XRF, in normal print by ICP-MS. Data in italics are from Wittenbecher (1992). Samples 130–137 are from the Hasselborn 2/2a

Sample nr.	VB 96-01	VB 96-08	VB 96-10	VB 96-11	VB 96-12	VB 96-13	VB 96-14	VB 96-15
Location	FBV	FBV						
Depth (m)	12.09	20.86	33.02	39.20	43.88	47.40	49.88	52.68
Rock type	basanite	basanite						
SiO <sub>2</sub>	<b>41.02</b>	<b>41.12</b>	<b>43.36</b>	<b>43.20</b>	<b>42.52</b>	<b>42.66</b>	<b>42.20</b>	<b>40.76</b>
TiO <sub>2</sub>	<b>2.29</b>	<b>2.56</b>	<b>2.80</b>	<b>2.25</b>	<b>2.35</b>	<b>2.36</b>	<b>2.39</b>	<b>2.46</b>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>11.25</b>	<b>12.69</b>	<b>14.25</b>	<b>13.05</b>	<b>12.52</b>	<b>12.51</b>	<b>12.32</b>	<b>12.55</b>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>4.98</b>	<b>6.43</b>	<b>5.81</b>	<b>4.24</b>	<b>4.16</b>	<b>3.44</b>	<b>4.32</b>	<b>7.17</b>
FeO	<b>6.46</b>	<b>5.45</b>	<b>5.26</b>	<b>7.55</b>	<b>7.46</b>	<b>8.04</b>	<b>7.40</b>	<b>5.12</b>
MnO	<b>0.20</b>	<b>0.20</b>	<b>0.18</b>	<b>0.19</b>	<b>0.19</b>	<b>0.19</b>	<b>0.19</b>	<b>0.19</b>
MgO	<b>15.10</b>	<b>12.01</b>	<b>9.62</b>	<b>11.44</b>	<b>11.99</b>	<b>12.05</b>	<b>12.55</b>	<b>12.52</b>
CaO	<b>11.29</b>	<b>11.69</b>	<b>10.27</b>	<b>11.41</b>	<b>11.82</b>	<b>11.80</b>	<b>12.09</b>	<b>11.60</b>
Na <sub>2</sub> O	2.67	3.18	3.76	2.11	2.23	2.84	1.90	0.99
K <sub>2</sub> O	<b>0.62</b>	<b>0.76</b>	<b>1.17</b>	<b>1.03</b>	<b>0.92</b>	<b>0.88</b>	<b>0.71</b>	<b>0.67</b>
H <sub>2</sub> O	3.02	2.85	2.74	2.59	2.94	2.18	3.31	3.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>0.84</b>	<b>0.79</b>	<b>0.61</b>	<b>0.62</b>	<b>0.73</b>	<b>0.75</b>	<b>0.76</b>	<b>0.71</b>
Total	<b>99.72</b>	<b>99.72</b>	<b>99.82</b>	<b>99.66</b>	<b>99.82</b>	<b>99.69</b>	<b>100.14</b>	<b>98.47</b>
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	3.40	4.06	5.08	3.23	3.25	3.81	2.69	1.74
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.56	12.88	12.00	13.01	12.84	12.69	12.95	13.58
Mg #	74	69	66	68	69	69	70	69
Li	6.77	7.43	7.79	7.14	6.46	6.38	6.72	8.76
Be	1.34	1.62	1.69	1.00	1.13	1.17	1.37	1.33
Sc	29	29	24	31	32	32	32	30
V	<b>237</b>	<b>258</b>	<b>247</b>	<b>248</b>	<b>247</b>	<b>246</b>	<b>257</b>	<b>256</b>
Cr	<b>603</b>	<b>371</b>	<b>195</b>	<b>401</b>	<b>422</b>	<b>417</b>	<b>430</b>	<b>436</b>
Co	<b>63</b>	<b>57</b>	<b>53</b>	<b>59</b>	<b>62</b>	<b>56</b>	<b>52</b>	<b>59</b>
Ni	<b>473</b>	<b>255</b>	<b>151</b>	<b>236</b>	<b>225</b>	<b>232</b>	<b>226</b>	<b>228</b>
Zn	<b>96</b>	<b>100</b>	<b>105</b>	<b>100</b>	<b>97</b>	<b>120</b>	<b>101</b>	<b>99</b>
Ga	15	17	20	17	15	19	17	18
Rb	<b>99</b>	<b>89</b>	<b>74</b>	<b>57</b>	<b>68</b>	<b>81</b>	<b>99</b>	<b>30</b>
Sr	<b>1037</b>	<b>922</b>	<b>1099</b>	<b>836</b>	<b>900</b>	<b>884</b>	<b>1164</b>	<b>861</b>
Y	27	30	27	27	25	27	27	29
Zr	<b>215</b>	<b>212</b>	<b>285</b>	<b>186</b>	<b>201</b>	<b>208</b>	<b>212</b>	<b>205</b>
Nb	<b>91</b>	<b>87</b>	<b>86</b>	<b>63</b>	<b>71</b>	<b>75</b>	<b>76</b>	<b>74</b>
Mo		2.66					3.01	
Sn	1.02	2.23	0.75	0.87	0.47	0.50	0.58	0.48
Cs	1.31	0.90	1.20	0.96	0.79	1.37	1.07	0.89
Ba	<b>828</b>	<b>762</b>	<b>979</b>	<b>687</b>	<b>740</b>	<b>815</b>	<b>746</b>	<b>692</b>
La	73.77	62.83	63.40	49.14	59.52	60.82	58.95	63.45
Ce	134.98	123.62	121.04	98.14	116.45	118.00	123.12	122.68
Pr	14.06	13.08	12.47	10.02	11.76	12.16	13.01	12.74
Nd	55.31	50.00	50.20	40.71	47.79	48.52	49.89	50.54
Sm	10.40	9.54	9.97	8.16	9.20	9.37	9.34	9.87
Eu	2.87	2.89	2.88	2.33	2.61	2.66	2.71	2.76
Gd	7.67	7.47	7.28	6.35	6.96	7.21	7.22	7.41
Tb	1.01	1.05	1.01	0.91	0.97	0.99	1.02	1.02
Dy	5.38	5.58	5.39	4.98	5.27	5.30	5.18	5.37
Ho	0.95	0.94	0.92	0.92	0.92	0.95	0.94	0.94
Er	2.47	2.45	2.46	2.49	2.54	2.58	2.46	2.59
Tm	0.32	0.35	0.31	0.33	0.33	0.34	0.33	0.33
Yb	1.81	2.00	1.74	1.91	1.88	1.93	1.91	1.91
Lu	0.26	0.28	0.25	0.29	0.28	0.27	0.29	0.27
Hf		4.60					4.63	
Ta		5.82					4.94	
W		1.71					1.22	
Pb	4.35	3.03	3.80	2.72	2.92	3.27	3.17	2.84
Th	9.85	7.95	8.80	5.85	7.15	7.60	7.23	7.20
U	2.22	1.77	2.12	1.42	1.70	1.86	1.62	1.64

drillcore, samples 138-145 from the Rainrod I drillcore. Total Alkali: Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, after recalculation to 100% vol. free. Total Fe: as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Mg #: 100\*Mg/(Mg + 0.85Fe).

Sample nr.	VB 96-16	VB 96-17	VB 96-18	VB 96-19	VB 96-22	VB 96-23	VB 96-24	VB 96-25
Location	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV
Depth (m)	55.91	58.67	64.54	68.64	74.80	77.10	79.82	84.85
Rock type	alk. basalt	alk. basalt	alk. basalt	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite
SiO <sub>2</sub>	44.91	44.84	45.14	42.55	43.82	43.29	42.72	43.29
TiO <sub>2</sub>	2.22	2.26	2.23	2.24	2.44	2.42	2.43	2.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.58	12.75	12.95	12.09	13.24	12.69	12.53	12.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.57	3.14	2.95	3.33	3.57	3.67	4.14	3.59
FeO	5.34	8.61	8.77	7.75	7.95	7.71	7.26	7.76
MnO	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19
MgO	10.94	11.31	11.16	14.00	11.30	12.02	12.34	12.08
CaO	10.92	10.96	10.53	11.94	11.28	11.52	11.87	11.50
Na <sub>2</sub> O	2.69	2.41	3.26	3.44	2.49	2.84	1.35	2.94
K <sub>2</sub> O	1.26	0.89	1.30	0.58	1.35	1.54	1.31	0.99
H <sub>2</sub> O	1.72	1.94	1.20	1.35	1.88	1.00	2.78	1.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.51	0.51	0.52	0.58	0.62	0.67	0.66	0.67
Total	99.83	99.79	100.19	100.06	100.13	99.57	99.59	99.95
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	4.03	3.37	4.61	4.08	3.90	4.44	2.75	4.00
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.74	12.98	12.82	12.11	12.63	12.42	12.61	12.42
Mg #	67	67	67	73	68	70	70	70
Li	6.73	6.69	7.45	6.76	7.19	6.57	6.11	6.87
Be	1.10	1.30	1.25	1.24	1.27	1.41	1.23	1.31
Sc	26	29	29	27	31	29	31	31
V	222	222	217	257	253	255	260	248
Cr	495	486	473	633	416	462	466	431
Co	57	54	61	60	57	54	58	60
Ni	288	274	279	381	247	285	289	257
Zn	143	109	111	93	100	96	96	99
Ga	18	17	18	16	17	17	15	18
Rb	41	54	43	119	48	43	57	33
Sr	727	715	661	714	845	813	937	816
Y	25	25	25	26	29	29	29	28
Zr	169	169	167	191	201	203	203	203
Nb	56	58	61	77	70	78	77	77
Mo			3.40			4.28		
Sn	0.81	0.40	1.47	1.30	1.45	1.38	0.56	0.45
Cs	0.54	1.51	0.67	1.76	0.97	0.87	2.23	0.64
Ba	678	608	588	670	692	727	764	710
La	44.60	42.27	42.19	59.10	56.80	58.82	60.34	61.15
Ce	87.10	85.89	86.21	115.04	110.71	118.61	123.37	118.49
Pr	8.96	9.37	8.75	11.59	11.33	12.22	12.88	12.16
Nd	36.46	35.16	34.26	45.95	45.03	46.25	50.10	48.05
Sm	7.75	7.57	6.83	8.79	8.89	8.62	9.56	9.37
Eu	2.32	2.28	2.23	2.45	2.49	2.71	2.65	2.61
Gd	6.07	6.04	6.01	6.60	6.75	7.06	7.20	6.98
Tb	0.88	0.89	0.90	0.91	0.95	1.01	1.01	0.96
Dy	4.85	4.80	4.66	4.98	5.28	5.40	5.41	5.37
Ho	0.84	0.85	0.83	0.87	0.93	0.94	0.97	0.94
Er	2.31	2.31	2.34	2.39	2.58	2.69	2.57	2.62
Tm	0.30	0.30	0.31	0.31	0.34	0.33	0.33	0.34
Yb	1.69	1.82	1.88	1.81	2.05	2.16	2.00	2.06
Lu	0.25	0.27	0.26	0.26	0.31	0.32	0.31	0.30
Hf			3.78			4.55		
Ta			4.15			5.44		
W			1.58			4.96		
Pb	2.33	2.31	2.41	3.01	2.96	3.18	3.16	3.36
Th	5.18	5.25	5.25	7.32	6.50	6.98	7.09	7.07
U	1.27	1.24	1.27	1.70	1.46	1.55	1.51	1.76

Sample nr.	VB 96-26	VB 96-27	VB 96-28	VB 96-33	VB 96-36	VB 96-38	VB 96-39	VB 96-40
Location	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV
Depth (m)	94.40	156.49	175.93	197.68	204.00	213.38	220.80	229.00
Rock type	basanite	tholeiite	alk. basalt	hawaiiite	hawaiiite	alk. basalt	alk. basalt	alk. basalt
SiO <sub>2</sub>	42.76	50.27	48.25	45.09	45.28	45.99	45.31	45.54
TiO <sub>2</sub>	2.56	2.01	2.39	2.76	2.83	2.14	2.19	2.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.60	14.19	13.65	15.20	15.34	13.20	13.08	13.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.26	6.39	4.58	5.23	5.72	4.70	7.05	3.77
FeO	7.51	4.45	6.57	5.42	5.13	6.90	4.79	7.89
MnO	0.20	0.14	0.15	0.18	0.17	0.17	0.15	0.18
MgO	12.12	7.72	8.97	7.61	7.60	10.32	10.27	10.79
CaO	11.52	8.28	9.01	9.09	9.11	9.64	10.10	10.31
Na <sub>2</sub> O	2.93	3.38	3.27	4.20	4.13	2.34	2.26	2.34
K <sub>2</sub> O	0.95	0.50	1.01	1.33	1.32	1.11	0.83	1.04
H <sub>2</sub> O	1.57	2.75	1.94	2.87	2.86	3.17	4.02	2.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.72	0.29	0.47	0.58	0.58	0.43	0.48	0.49
<b>Total</b>	<b>99.71</b>	<b>100.37</b>	<b>100.26</b>	<b>99.55</b>	<b>100.07</b>	<b>100.09</b>	<b>100.53</b>	<b>100.50</b>
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	3.96	3.98	4.36	5.72	5.61	3.56	3.20	3.46
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.85	11.61	12.07	11.64	11.75	12.75	12.83	12.84
Mg #	69	61	64	61	61	66	66	67
Li	7.40	6.26	6.26	10.79	8.97	7.18	6.32	6.30
Be	1.49	0.85	1.10	2.49	2.20	1.07	1.00	1.03
Sc	28	24	27	23	21	28	26	27
V	262	184	211	211	217	212	222	220
Cr	446	278	263	98	102	344	371	368
Co	59	49	48	45	49	51	54	52
Ni	276	141	149	126	126	215	235	248
Zn	106	119	112	122	120	107	104	108
Ga	18	21	19	24	23	17	17	18
Rb	30	6.589	22	51	49	29	13	39
Sr	909	456	580	1144	1120	575	576	721
Y	27	23	23	31	30	27	28	26
Zr	219	118	161	395	375	140	148	151
Nb	76	19	37	90	83	43	47	48
Mo	2.58	0.92	1.10			1.60		1.89
Sn	1.15	1.25	1.20	2.03	1.91	0.87	1.24	0.80
Cs	1.06	0.20	0.31	0.85	0.82	0.57	0.99	0.59
<b>Ba</b>	<b>696</b>	<b>223</b>	<b>359</b>	<b>822</b>	<b>816</b>	<b>457</b>	<b>501</b>	<b>514</b>
La	57.58	16.25	27.74	71.55	62.49	32.17	32.72	34.45
Ce	118.41	36.91	60.08	143.66	127.88	67.42	70.08	73.43
Pr	12.46	4.48	6.67	15.29	13.55	7.70	7.96	8.07
Nd	48.29	20.54	28.13	56.55	51.35	31.10	31.40	32.93
Sm	9.16	5.51	6.65	11.09	9.82	6.76	6.80	6.93
Eu	2.79	1.87	2.18	3.17	2.90	2.12	2.09	2.15
Gd	7.12	4.85	5.55	8.13	7.64	5.82	5.70	5.71
Tb	1.01	0.79	0.84	1.14	1.09	0.89	0.88	0.89
Dy	5.33	4.25	4.57	5.89	5.45	5.03	4.71	4.80
Ho	0.95	0.77	0.82	1.04	0.95	0.94	0.88	0.88
Er	2.58	2.08	2.27	2.79	2.56	2.56	2.38	2.39
Tm	0.32	0.28	0.26	0.36	0.33	0.35	0.32	0.32
Yb	2.00	1.66	1.71	2.15	1.98	2.09	1.98	1.90
Lu	0.30	0.25	0.25	0.30	0.29	0.32	0.30	0.28
Hf	4.95	2.92	4.13			2.92		3.54
Ta	4.97	1.68	2.42			2.95		3.26
W	1.08	0.55	0.39			0.78		0.89
Pb	3.36	1.88	1.81	5.21	4.97	2.25	2.15	2.27
Th	6.84	2.10	3.24	9.15	8.80	3.97	4.18	4.06
U	1.58	0.39	0.81	2.47	2.40	0.92	0.96	0.95

Sample nr.	VB 96-41	VB 96-52	VB 96-57	VB 96-58	VB 96-59	VB 96-62	VB 96-63	VB 96-64
Location	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV
Depth (m)	234.42	252.69	264.15	293.00	348.00	361.00	362.15	363.00
Rock type	tholeiite	basanite	tholeiite	trachyte	trachyte	trachyte	trachyte	trachyte
SiO <sub>2</sub>	52.56	43.27	50.75	58.31	58.62	58.99	58.99	58.87
TiO <sub>2</sub>	2.02	2.40	2.08	0.77	0.73	0.73	0.72	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.93	12.61	14.04	18.92	19.05	19.15	19.19	19.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.75	4.17	4.82	4.26	2.79	2.33	2.75	2.64
FeO	4.35	7.25	5.57	0.06	1.22	1.63	1.24	1.36
MnO	0.09	0.18	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
MgO	5.68	11.32	7.30	1.08	0.81	0.87	0.84	0.79
CaO	7.77	11.16	7.97	3.06	2.36	2.43	2.40	2.35
Na <sub>2</sub> O	3.76	2.78	3.51	5.22	7.10	6.99	7.09	7.08
K <sub>2</sub> O	0.73	0.64	0.96	5.17	4.92	4.92	4.93	4.93
H <sub>2</sub> O	2.83	3.50	2.58	2.55	1.34	1.21	1.24	1.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.60	0.37	0.21	0.20	0.20	0.19	0.19
<b>Total</b>	<b>100.79</b>	<b>99.89</b>	<b>100.07</b>	<b>99.77</b>	<b>99.29</b>	<b>99.59</b>	<b>99.72</b>	<b>99.49</b>
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	4.59	3.55	4.58	10.69	12.27	12.11	12.21	12.23
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.80	12.69	11.28	4.45	4.23	4.21	4.18	4.22
Mg #	56	68	61	37	31	33	32	31
Li	4.61	6.44	4.45	18.99	18.86	17.58	17.25	19.20
Be	0.99	1.29	1.06	3.32	3.36	3.52	3.48	3.33
Sc	21	28	21	2.045	1.886	1.745	1.818	1.979
V	145	248	169	24	29	28	25	27
Cr	163	336	272	-	16	12	22	17
Co	36	58	41	-	-	-	-	-
Ni	82	248	126	-	-	-	-	-
Zn	125	99	115	105	105	105	105	103
Ga	22	17	20	20	24	26	25	23
Rb	19	24	23	174	147	145	146	144
Sr	504	845	412	439	507	514	509	503
Y	25	28	28	27	26	25	26	27
Zr	136	203	157	495	500	500	504	503
Nb	20	65	31	114	116	115	117	117
Mo	1.42	2.67	1.48					
Sn	1.15	0.64	1.00	1.77	1.93	1.98	1.97	1.81
Cs	0.28	0.70	0.20	1.41	1.82	1.74	1.71	1.69
<b>Ba</b>	<b>238</b>	<b>632</b>	<b>300</b>	<b>1370</b>	<b>1349</b>	<b>1382</b>	<b>1387</b>	<b>1383</b>
La	15.96	49.14	21.54	73.39	75.47	74.46	72.42	63.48
Ce	37.76	102.73	48.75	135.74	139.13	139.73	138.68	140.42
Pr	4.53	11.12	5.68	12.70	12.66	12.93	12.71	11.74
Nd	21.22	43.37	24.18	40.27	39.41	39.91	38.27	37.59
Sm	5.79	8.33	6.20	6.27	6.18	6.22	5.85	6.18
Eu	1.93	2.55	2.02	1.83	1.76	1.77	1.72	1.66
Gd	5.10	6.72	5.53	5.01	4.88	4.93	4.83	4.23
Tb	0.79	0.97	0.95	0.72	0.72	0.72	0.69	0.61
Dy	4.35	5.00	4.97	3.79	3.74	3.72	3.68	3.30
Ho	0.79	0.91	0.90	0.75	0.73	0.76	0.73	0.62
Er	2.09	2.47	2.47	2.26	2.29	2.31	2.24	1.90
Tm	0.27	0.32	0.32	0.34	0.34	0.34	0.34	0.29
Yb	1.68	1.94	2.04	2.28	2.30	2.27	2.32	1.92
Lu	0.25	0.29	0.29	0.34	0.34	0.36	0.34	0.28
Hf	3.20	4.74	3.72					
Ta	1.52	4.05	2.06					
W	1.00	0.95	1.60					
Pb	1.58	3.35	1.95	8.96	10.16	10.49	10.08	8.92
Th	1.95	6.16	2.85	16.36	16.47	16.61	16.85	13.95
U	0.48	1.44	0.77	3.70	4.03	4.36	4.23	3.95

Sample nr.	VB 96-65	VB 96-66	VB 96-67	VB 96-68	VB 96-69	VB 96-70	VB 96-74	VB 96-75
Location	FBV							
Depth (m)	364.00	365.00	367.00	371.00	373.00	443.50	448.00	448.10
Rock type	trachyte	trachyte	trachyte	trachyte	trachyte	hawaiite	hawaiite	hawaiite
SiO <sub>2</sub>	58.85	59.09	59.16	58.92	58.98	47.59	47.19	47.54
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.72	0.70	0.70	0.71	3.07	3.11	3.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.15	19.22	19.19	18.90	19.02	16.47	16.52	16.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.84	3.10	3.09	3.62	3.77	7.10	4.70	5.75
FeO	1.17	0.94	0.85	0.33	0.29	4.04	6.25	5.33
MnO	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.19	0.17	0.18
MgO	0.76	0.73	0.89	1.37	1.28	4.40	4.68	4.47
CaO	2.45	2.52	2.39	2.48	2.55	8.41	8.39	8.39
Na <sub>2</sub> O	6.95	6.31	6.13	5.53	5.76	4.25	4.24	4.47
K <sub>2</sub> O	4.92	4.92	4.94	5.01	4.99	1.56	1.92	1.82
H <sub>2</sub> O	1.11	1.83	1.97	2.56	2.54	2.39	1.58	2.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.19	0.18	0.18	0.18	0.79	0.77	0.78
Total	99.28	99.72	99.65	99.76	100.22	100.27	99.52	100.49
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	12.09	11.47	11.33	10.85	11.01	5.94	6.29	6.39
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.22	4.23	4.14	4.11	4.19	11.84	11.88	11.85
Mg #	30	29	34	44	42	47	48	47
Li	18.25	21.56	19.53	17.56	14.31	8.13	8.24	7.38
Be	3.33	3.57	3.25	3.44	3.31	1.91	1.99	2.17
Sc	1.481	1.423	1.248	1.383	1.297	17	18	17
V	28	26	24	18	23	214	200	209
Cr	14	13	-	-	10	39	72	65
Co	-	-	-	-	-	-	33	2830
Ni	-	-	-	-	-	16	32	30
Zn	104	104	104	105	106	128	126	127
Ga	24	24	24	25	25	24	21	23
Rb	144	141	145	152	150	37	18	30
Sr	511	504	483	496	508	1139	1169	1172
Y	27	26	26	26	27	32	31	33
Zr	501	502	506	500	501	318	322	325
Nb	116117	118	116	113	72	75	74	
Mo								
Sn	2.08	2.15	2.19	1.93	1.90	1.91	2.27	2.15
Cs	1.88	1.98	1.66	1.26	1.05	0.64	0.56	0.73
Ba	1377	1382	1386	1417	1569	788	796	800
La	83.55	80.23	77.68	81.87	78.62	62.06	58.66	60.09
Ce	154.39	143.67	136.67	151.77	142.18	134.53	130.44	131.43
Pr	14.04	13.51	12.71	13.72	13.21	15.28	14.80	15.14
Nd	43.89	40.77	39.21	43.61	42.11	57.35	57.02	55.61
Sm	6.65	6.40	5.87	6.76	6.47	10.98	11.02	10.76
Eu	1.84	1.85	1.57	1.92	1.86	3.21	3.31	3.20
Gd	4.75	5.18	4.55	5.00	4.90	8.46	8.72	8.65
Tb	0.66	0.74	0.66	0.72	0.68	1.18	1.22	1.22
Dy	3.59	3.87	3.35	3.92	3.86	5.97	6.16	5.97
Ho	0.69	0.78	0.68	0.76	0.74	1.02	1.06	1.07
Er	2.01	2.31	2.01	2.15	2.10	2.71	2.75	2.72
Tm	0.31	0.34	0.31	0.33	0.32	0.34	0.35	0.37
Yb	2.05	2.41	2.11	2.20	2.13	2.13	2.14	2.25
Lu	0.32	0.38	0.31	0.34	0.33	0.31	0.31	0.32
Hf								
Ta								
W								
Pb	9.86	10.49	10.21	10.20	10.27	3.77	3.65	3.94
Th	16.08	17.43	16.72	17.51	17.26	6.66	6.35	6.34
U	4.17	4.57	4.53	4.58	4.24	1.67	1.69	1.69

Sample nr.	VB 96-76	VB 96-78	VB 96-80	VB 96-82	VB 96-89	VB 96-92	VB 97-100	VB 97-101
Location	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	FBV	Taufstein	Ortenberg
Depth (m)	451.32	454.80	500.82	514.00	557.00	579.20		
Rock type	hawaiiite	latite	shoshonite	shoshonite	high-Ti alk. basalt	high-Ti alk. basalt	basanite	basanite
<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>47.35</b>	<b>57.56</b>	<b>51.77</b>	<b>52.47</b>	<b>45.15</b>	<b>44.23</b>	<b>40.30</b>	<b>43.30</b>
<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>3.09</b>	<b>1.10</b>	<b>2.03</b>	<b>1.95</b>	<b>3.28</b>	<b>3.43</b>	<b>2.58</b>	<b>2.62</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>16.55</b>	<b>19.39</b>	<b>17.22</b>	<b>17.42</b>	<b>13.84</b>	<b>12.85</b>	<b>11.62</b>	<b>12.27</b>
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>5.82</b>	<b>3.64</b>	<b>7.24</b>	<b>7.24</b>	<b>6.25</b>	<b>9.47</b>	<b>4.85</b>	<b>3.42</b>
<b>FeO</b>	<b>5.19</b>	<b>1.14</b>	<b>1.57</b>	<b>1.33</b>	<b>5.96</b>	<b>3.44</b>	<b>6.32</b>	<b>7.93</b>
<b>MnO</b>	<b>0.17</b>	<b>0.15</b>	<b>0.19</b>	<b>0.20</b>	<b>0.17</b>	<b>0.18</b>	<b>0.18</b>	<b>0.22</b>
<b>MgO</b>	<b>4.63</b>	<b>1.30</b>	<b>2.65</b>	<b>2.22</b>	<b>7.63</b>	<b>7.98</b>	<b>12.97</b>	<b>12.51</b>
<b>CaO</b>	<b>8.41</b>	<b>4.11</b>	<b>5.80</b>	<b>5.50</b>	<b>9.70</b>	<b>11.71</b>	<b>11.65</b>	<b>9.86</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>4.22</b>	<b>5.51</b>	<b>4.52</b>	<b>4.52</b>	<b>3.42</b>	<b>2.45</b>	<b>2.52</b>	<b>3.12</b>
<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>1.65</b>	<b>4.16</b>	<b>3.22</b>	<b>3.29</b>	<b>0.85</b>	<b>1.06</b>	<b>0.74</b>	<b>1.35</b>
<b>H<sub>2</sub>O</b>	<b>2.33</b>	<b>1.82</b>	<b>2.90</b>	<b>3.67</b>	<b>3.08</b>	<b>3.42</b>	<b>3.93</b>	<b>1.50</b>
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>0.77</b>	<b>0.28</b>	<b>0.74</b>	<b>0.73</b>	<b>0.63</b>	<b>0.59</b>	<b>0.72</b>	<b>0.61</b>
<b>Total</b>	<b>100.17</b>	<b>100.17</b>	<b>99.83</b>	<b>100.53</b>	<b>99.96</b>	<b>100.81</b>	<b>98.38</b>	<b>98.70</b>
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	6.00	9.84	7.98	8.06	4.41	3.60	3.45	4.60
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.84	4.99	9.26	9.00	13.28	13.65	12.57	12.58
Mg #	48	38	41	37	58	58	72	70
Li	7.25	13.22	14.69	14.95	7.61	7.88	6.29	8.03
Be	1.86	2.91	2.43	2.47	1.79	1.58	1.74	1.82
Sc	20	1.977	12	14	27	31	23	25
V	207	47	119	118	280	332	248	235
Cr	41	-	17	17	203	338	486	515
Co	30	-	22	19	46	54	55	59
Ni	17	-	-	-	118	153	317	332
Zn	126	122	130	128	121	112	89	101
Ga	25	24	23	22	23	21	16	16
Rb	26	91	78	87	26	13	54	31
Sr	1173	1184	1107	1109	831	809	872	762
Y	32	34	34	32	26	27	25	24
Zr	321	488	415	418	292	274	222	255
Nb	72	112	83	84	60	56	84	68
Mo					2.84		1.33	2.68
Sn	1.87	2.28	2.32	2.23	1.28	1.01	1.51	1.67
Cs	0.62	0.76	1.59	2.36	0.60	0.68	0.74	0.93
<b>Ba</b>	<b>793</b>	<b>1278</b>	<b>821</b>	<b>823</b>	<b>521</b>	<b>558</b>	<b>775</b>	<b>568</b>
La	60.37	84.98	71.18	72.93	44.93	42.74	59.23	46.99
Ce	132.82	185.81	166.19	170.13	103.46	98.95	116.74	97.12
Pr	15.14	17.92	17.52	17.86	11.89	11.48	12.60	10.75
Nd	58.71	62.00	67.49	71.38	45.84	44.98	47.34	41.73
Sm	11.26	10.82	12.61	13.26	9.19	9.45	8.45	7.96
Eu	3.33	2.86	3.39	3.48	2.78	2.73	2.96	2.72
Gd	8.47	7.25	8.23	8.46	7.48	7.54	6.92	6.27
Tb	1.19	0.99	1.09	1.15	1.09	1.08	1.06	0.99
Dy	6.02	4.94	5.45	5.89	5.41	5.48	5.09	4.89
Ho	1.04	0.89	0.98	1.04	0.96	0.97	0.86	0.86
Er	2.62	2.58	2.87	2.99	2.48	2.40	2.26	2.27
Tm	0.34	0.36	0.37	0.39	0.32	0.31	0.27	0.29
Yb	2.02	2.22	2.14	2.27	2.00	1.86	1.71	1.77
Lu	0.30	0.32	0.31	0.34	0.29	0.27	0.23	0.25
Hf					7.10		5.11	5.46
Ta					4.22		5.32	4.27
W					1.48		0.95	0.96
Pb	3.75	7.48	6.18	6.40	3.28	2.76	2.90	3.13
Th	6.32	11.43	8.10	8.34	5.00	5.03	7.65	6.23
U	1.64	3.17	2.42	2.31	1.36	1.17	1.88	1.63

Sample nr.	VB 97-102	VB 97-103	VB 97-104	VB 97-105	VB 97-106	VB 97-107	VB 97-108	VB 97-109
Location	Ortenberg	Bergheim	Dauernheim	Dauernheim	Häuserhof	Widdersheim	Widdersheim	Steinkaute
Depth (m)								
Rock type	alk. basalt	alk. basalt	basanite	tholeiite	trachyte	alk. basalt	alk. basalt	tholeiite
SiO <sub>2</sub>	46.20	45.90	40.50	53.80	61.00	43.80	47.70	52.40
TiO <sub>2</sub>	2.13	2.01	2.70	1.68	0.55	2.53	1.99	2.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.33	12.95	10.74	14.37	19.57	12.71	13.60	13.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.87	3.39	4.78	4.09	2.63	4.13	2.53	3.18
FeO	9.73	8.00	6.27	5.74	0.09	6.51	7.44	7.03
MnO	0.17	0.17	0.19	0.10	0.17	0.18	0.16	0.14
MgO	9.83	9.72	13.53	6.09	0.06	10.68	9.11	6.65
CaO	9.63	10.35	12.41	6.86	0.63	10.37	9.81	7.54
Na <sub>2</sub> O	2.45	2.78	2.52	3.42	5.13	2.63	3.08	3.41
K <sub>2</sub> O	1.39	1.01	1.25	0.33	6.33	1.24	1.43	0.88
H <sub>2</sub> O	1.23	1.43	2.67	2.03	2.23	3.17	1.49	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.79	0.80	0.19	0.03	0.68	0.54	0.24
Total	98.38	98.51	98.36	98.70	98.43	98.62	98.88	98.60
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	3.95	3.90	3.94	3.88	11.91	4.05	4.63	4.40
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.05	12.65	12.28	10.83	2.84	11.90	11.09	11.28
Mg #	64	65	73	58	5	69	66	59
Li	6.63	7.34	5.48	7.34	4.00	6.78	9.21	7.07
Be	1.12	1.30	1.69	0.69	2.48	1.85	1.44	0.97
Sc	25	23	26	19		25	20	15
V	215	189	273	143	21	229	187	169
Cr	294	356	624	219	-	366	312	342
Co	56	56	57	34	-	48	48	49
Ni	203	228	349	108	-	230	194	151
Zn	107	115	100	114	114	98	98	130
Ga	21	18	13	18	23	18	18	20
Rb	32	28	44	11	110	80	33	21
Sr	622	895	1167	342	366	1017	745	423
Y	25	27	27	21	32	26	24	29
Zr	147	161	257	87	713	252	187	124
Nb	38	62	102	9	121	69	64	26
Mo	1.41	2.76	1.15	0.99				1.58
Sn	1.15	1.69	1.89	0.49	1.72	1.54	1.31	1.01
Cs	0.36	0.47	0.59	0.42	0.80	0.68	0.42	0.74
Ba	439	588	1009	136	1262	846	629	362
La	29.38	60.11	73.47	7.35	22.71	54.53	44.37	13.20
Ce	63.79	117.24	146.67	17.09	105.06	107.21	86.96	30.84
Pr	7.38	12.18	15.44	2.37	3.91	12.33	9.81	3.89
Nd	29.27	43.47	56.20	12.65	15.91	46.68	37.28	19.23
Sm	6.33	7.88	9.43	4.45	2.61	8.43	6.78	5.64
Eu	2.21	2.67	3.15	1.98	1.64	2.87	2.44	2.03
Gd	5.28	6.72	7.59	3.74	2.20	6.74	5.68	5.03
Tb	0.88	1.04	1.05	0.70	0.27	0.96	0.86	0.92
Dy	4.52	4.95	4.89	4.55	1.82	4.60	4.30	4.84
Ho	0.85	0.89	0.86	0.77	0.40	0.84	0.81	0.90
Er	2.40	2.55	2.26	1.99	0.93	2.29	2.14	2.38
Tm	0.30	0.32	0.27	0.33	0.19	0.30	0.27	0.32
Yb	1.93	2.02	1.82	1.97	1.01	1.73	1.68	1.92
Lu	0.27	0.29	0.24	0.24	0.14	0.25	0.24	0.28
Hf	3.79	3.94	6.19	2.56				3.45
Ta	2.50	3.43	6.38	0.77				1.80
W	0.74	2.06	1.31	1.05				1.00
Pb	1.98	3.99	3.20	1.29	8.43	3.42	3.53	1.81
Th	3.00	6.92	8.25	0.91	3.59	6.09	5.93	1.60
U	0.80	1.71	1.89	0.23	1.37	1.61	1.45	0.44

Sample nr.	VB 97-110	VB 97-111	VB 97-112	VB 97-113	VB 97-114	VB 97-115	VB 97-116	VB 97-117
Location	Geils- hausen	Lemberg	Londorf	Londorf	Londorf	Breunges- hain	Fl.	Eckmanns- hain
Depth (m)								
Rock type	alk. basalt	tholeiite	alk. basalt	tholeiite	tholeiite	basanite	trachyte	basanite
SiO <sub>2</sub>	43.60	53.00	50.60	54.90	54.30	43.20	60.30	41.50
TiO <sub>2</sub>	2.36	1.96	2.42	1.99	1.95	2.85	0.49	3.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.62	14.41	13.15	14.30	14.22	11.91	18.66	10.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.85	4.30	3.63	4.86	3.38	2.83	2.08	3.76
FeO	7.16	5.69	6.61	5.19	6.48	7.30	1.37	7.25
MnO	0.18	0.13	0.15	0.12	0.13	0.17	0.16	0.19
MgO	11.08	6.17	8.34	6.20	6.72	12.22	0.64	14.09
CaO	10.11	6.39	7.91	6.39	6.75	10.97	1.62	11.93
Na <sub>2</sub> O	2.33	3.39	3.43	3.66	3.61	2.98	6.54	2.58
K <sub>2</sub> O	1.66	0.49	1.24	0.60	0.64	2.22	5.36	2.47
H <sub>2</sub> O	3.69	2.54	0.99	1.95	0.86	0.99	0.71	1.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.72	0.26	0.34	0.27	0.26	0.70	0.13	0.69
<b>Total</b>	<b>98.36</b>	<b>98.73</b>	<b>98.80</b>	<b>100.43</b>	<b>99.30</b>	<b>98.34</b>	<b>98.05</b>	<b>99.50</b>
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	4.21	4.03	4.77	4.33	4.32	5.34	12.23	5.15
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.41	11.04	11.22	10.79	10.75	11.24	3.70	12.03
Mg #	71	58	64	58	60	72	29	74
Li	8.36	9.78	9.09	6.76	6.06	7.48	0.68	5.38
Be	1.84	0.81	1.09	1.04	1.00	1.79	4.19	1.63
Sc	22	20	16	17	19	24	2.221	22
V	205	126	174	127	137	242	14	280
Cr	398	297	386	299	293	586	-	549
Co	49	37	47	36	35	53	-	58
Ni	296	155	245	166	153	273	-	340
Zn	95	125	118	141	129	87	96	98
Ga	17	20	20	19	17	17	25	21
Rb	57	6.842	32	10.970	16	65	154	71
Sr	1603	518	559	494	502	1040	283	1272
Y	26	21	24	28	24	26	21	26
Zr	210	126	149	126	122	243	558	317
Nb	69	17	43	15	16	85	107	76
Mo			1.21		1.44	3.84		2.51
Sn	1.45	0.49	1.11	0.94	0.81	1.78	2.31	2.01
Cs	0.79	0.43	0.23	0.24	0.34	0.85	2.08	0.54
<b>Ba</b>	<b>967</b>	<b>259</b>	<b>447</b>	<b>264</b>	<b>246</b>	<b>1036</b>	<b>1039</b>	<b>1047</b>
La	55.58	10.92	22.43	11.08	9.78	58.81	45.83	78.51
Ce	106.11	27.24	52.54	27.02	28.49	119.45	93.11	169.49
Pr	12.11	3.83	5.65	3.61	3.31	12.81	6.92	18.23
Nd	46.59	19.50	24.35	18.21	16.52	49.36	21.48	67.82
Sm	8.44	5.25	5.80	5.16	4.90	8.67	3.00	11.20
Eu	2.97	2.55	2.02	1.88	1.75	2.93	1.16	3.51
Gd	6.67	4.71	4.87	4.53	4.19	6.83	3.08	8.72
Tb	0.98	0.79	0.81	0.82	0.77	0.99	0.38	1.13
Dy	4.73	5.34	4.21	4.31	4.03	4.84	1.77	5.21
Ho	0.89	0.91	0.77	0.81	0.76	0.85	0.37	0.86
Er	2.30	2.25	2.14	2.19	2.08	2.28	1.12	2.25
Tm	0.29	0.40	0.28	0.27	0.26	0.29	0.15	0.27
Yb	1.87	2.28	1.73	1.62	1.59	1.75	1.01	1.56
Lu	0.27	0.29	0.25	0.24	0.23	0.26	0.17	0.24
Hf			3.68		3.26	5.70		7.18
Ta			2.98		1.10	5.23		5.25
W			1.06		1.38	1.79		1.45
Pb	3.76	3.03	2.93	2.82	2.78	3.36	9.19	2.93
Th	6.58	1.47	2.97	1.50	1.33	7.00	10.65	5.88
U	1.57	0.30	0.64	0.36	0.31	1.65	3.53	1.71

Sample nr.	VB 97-118	VB 98-130	VB 98-131	VB 98-132	VB 98-133	VB 98-134	VB 98-135	VB 98-136
Location	am Kaff	Hasselborn						
Depth (m)		114.00	158.10	200.20	302.50	382.00	460.00	473.20
Rock type	tholeiite	alk. basalt	high-Ti bas.	high-Ti bas.				
SiO <sub>2</sub>	53.00	46.80	45.70	44.50	47.30	44.70	41.40	40.80
TiO <sub>2</sub>	2.66	1.97	2.12	2.32	2.23	2.31	3.91	4.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.80	13.10	12.30	13.80	16.00	9.80	13.80	14.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.25	3.72	5.65	3.99	4.68	3.74	5.65	6.97
FeO	8.00	6.47	5.39	6.66	4.92	7.13	5.59	5.12
MnO	0.14	0.15	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15
MgO	6.51	9.66	10.40	9.20	5.06	13.63	6.44	6.32
CaO	7.44	8.63	9.92	10.30	8.34	11.68	11.90	11.21
Na <sub>2</sub> O	3.64	3.06	2.59	3.49	3.66	2.06	3.12	2.33
K <sub>2</sub> O	1.07	0.96	0.65	0.87	1.57	0.55	0.87	0.66
H <sub>2</sub> O	0.82	3.59	3.37	2.73	3.34	2.24	2.39	4.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.53	0.46	0.42	0.65	0.83	0.38	0.48	0.49
<b>Total</b>	<b>99.86</b>	<b>98.58</b>	<b>98.67</b>	<b>98.68</b>	<b>98.10</b>	<b>98.39</b>	<b>95.70</b>	<b>96.38</b>
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	4.76	4.23	3.40	4.54	5.52	2.71	4.28	3.2
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.25	11.49	12.21	11.87	10.71	12.13	12.71	13.7
Mg #	58	67	68	65	54	73	56	54
Li	8.17	8.32	6.60		12.15	6.83	5.91	6.68
Be	1.25	1.12	1.04		2.41	1.18	1.41	1.37
Sc	18	17	29	22	13	30	32	34
V	166	183	214	234	169	246	367	361
Cr	274	371	417	298	90	815	162	175
Co	35	49	56	48	29	64	50	53
Ni	98	213	213	162	43	334	127	134
Zn	148	91	86	90	107	77	77	78
Ga	19	19	14	20	22	15	20	17
Rb	19	29	16	50	14	9.01	18	16
Sr	705	597	570	888	1208	498	771	804
Y	27	24	21	27	30	20	22	23
Zr	169	178	142	220	283	173	222	228
Nb	25	49	40	68	76	37	49	50
Mo							1.90	
Sn	0.71	1.22	0.93		2.18	0.88	1.28	1.18
Cs	0.55	0.83	1.02		1.28	0.52	0.56	0.87
<b>Ba</b>	<b>391</b>	<b>513</b>	<b>398</b>	<b>712</b>	<b>835</b>	<b>337</b>	<b>551</b>	<b>571</b>
La	20.09	35.76	29.05		63.40	28.28	33.36	40.36
Ce	38.73	65.75	56.29		119.69	54.66	77.95	75.75
Pr	6.56	7.99	7.13		13.87	6.71	8.78	9.66
Nd	35.84	33.80	29.70		51.10	29.66	35.94	38.86
Sm	8.70	7.04	6.47		10.33	6.16	7.94	7.45
Eu	3.49	2.99	3.00		4.95	2.15	3.12	3.48
Gd	6.95	5.37	4.92		7.17	4.66	5.81	5.95
Tb	0.98	0.79	0.78		0.93	0.67	0.96	0.90
Dy	7.54	6.43	6.14		6.79	5.54	5.31	6.03
Ho	1.18	1.01	0.89		1.21	0.81	0.86	0.92
Er	3.00	2.20	1.94		2.75	1.72	2.04	2.27
Tm	0.55	0.34	0.46		0.51	0.34	0.36	0.34
Yb	2.39	2.36	1.93		2.77	1.57	1.88	2.40
Lu	0.29	0.27	0.25		0.34	0.23	0.26	0.26
Hf								5.52
Ta							3.76	
W							1.52	
Pb	3.00	2.98	2.28		5.02	1.87	2.15	2.31
Th	1.69	4.84	3.26		8.16	2.67	3.22	3.63
U	0.44	0.89	0.77		2.19	0.78	0.86	0.99

Sample nr.	VB 98-137	VB 98-138	VB 98-139	VB 98-140	VB 98-141	VB 98-142	VB 98-143	VB 98-144
Location	Hasselborn	Rainrod						
Depth (m)	483.50	12.90	98.50	115.90	236.10	238.90	249.50	274.15
Rock type	high-Ti bas	basanite	tholeiite	tholeiite	tholeiite	tholeiite	alk. basalt	latite
SiO <sub>2</sub>	41.40	41.69	53.20	51.20	51.30	51.00	45.70	53.20
TiO <sub>2</sub>	3.89	2.31	1.71	1.60	1.92	1.91	2.12	1.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.90	12.10	14.00	14.30	14.00	14.10	13.30	17.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.55	2.60	2.93	2.76	3.90	4.15	3.71	4.30
FeO	6.71	7.89	7.04	7.13	6.01	5.77	6.99	2.53
MnO	0.26	0.17	0.13	0.13	0.14	0.14	0.17	0.17
MgO	7.20	13.04	6.46	6.90	6.72	6.61	9.37	2.21
CaO	11.54	11.50	7.25	7.16	7.75	7.55	10.05	5.52
Na <sub>2</sub> O	3.17	2.49	3.55	3.02	3.61	3.64	2.89	4.80
K <sub>2</sub> O	0.64	0.67	0.36	0.45	0.72	0.85	1.46	3.33
H <sub>2</sub> O	3.30	3.00	1.41	3.06	1.96	2.34	2.33	1.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.56	0.21	0.19	0.30	0.31	0.54	0.65
<b>Total</b>	<b>97.11</b>	<b>98.01</b>	<b>98.24</b>	<b>97.90</b>	<b>98.32</b>	<b>98.36</b>	<b>98.64</b>	<b>97.98</b>
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	4.1	3.3	4.0	3.7	4.5	4.7	4.5	8.4
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.8	12.0	11.1	11.3	11.0	11.0	11.9	7.4
Mg #	58	73	58	60	60	59	66	42
Li	13.11	6.81	6.18	7.73	5.34	5.69	8.32	11.94
Be	1.49	1.33	0.58	0.77	0.93	1.03	1.14	2.51
Sc	29	25	19	19	20	15	25	10
V	339	229	134	132	145	148	210	85
Cr	134	426	234	225	252	229	298	-
Co	49	48	38	39	36	39	49	13
Ni	96	272	114	111	119	114	190	11
Zn	78	62	106	119	124	112	105	120
Ga	18	16	18	20	21	18	19	24
Rb	12.00	46	9.94	10.66	12	18	45	66
Sr	813	670	369	527	476	498	744	1212
Y	25	23	23	23	25	23	27	30
Zr	249	160	89	80	131	147	185	451
Nb	53	60	10	8	22	26	57	94
Mo								
Sn	1.25	1.34	0.39	0.32	0.64	0.78	1.46	1.68
Cs	1.79	0.75	0.29	0.24	0.31	0.47	3.09	1.26
<b>Ba</b>	<b>673</b>	<b>571</b>	<b>94</b>	<b>115</b>	<b>247</b>	<b>278</b>	<b>608</b>	<b>1324</b>
La	38.12	45.04	7.70	6.84	14.68	18.14	40.58	62.14
Ce	83.13	85.45	18.23	16.50	35.32	40.95	75.03	129.12
Pr	10.35	9.56	2.63	2.24	4.39	4.59	8.34	13.57
Nd	42.77	38.50	15.16	12.17	18.76	19.61	32.01	53.78
Sm	10.16	7.98	5.33	5.09	5.84	5.60	8.54	8.59
Eu	3.39	3.26	2.16	1.84	2.41	2.22	2.72	4.07
Gd	6.17	5.63	4.33	3.81	4.73	4.99	6.14	7.73
Tb	0.91	0.86	0.74	0.71	0.69	0.89	0.94	1.05
Dy	7.69	6.23	5.30	5.27	5.87	6.28	6.48	7.03
Ho	0.87	1.04	0.86	0.74	0.75	0.80	0.74	1.11
Er	2.11	2.41	1.88	1.97	2.21	2.27	1.93	2.81
Tm	0.32	0.50	0.39	0.41	0.30	0.39	0.30	0.51
Yb	2.08	2.42	2.59	2.00	2.48	2.50	2.56	2.46
Lu	0.25	0.27	0.31	0.33	0.32	0.35	0.30	0.39
Hf								
Ta								
W								
Pb	2.35	3.04	1.63	1.93	1.71	2.33	2.86	5.00
Th	4.05	5.64	0.82	0.94	1.48	2.06	5.16	6.93
U	1.10	1.53	0.26	0.37	0.46	0.56	1.45	1.13

Sample nr.	VB 98-145	2544	2546	2547	2548	2553	2693	2695
Location	Rainrod	Steinau-	Rocken-	Glauberg	Geils-	Hoher-	Scharberg	Kloßkopf
Depth (m)	290.90	bach	berg		hausen	stein		
Rock type	high-Ti bas	tholeiite	tholeiite	tholeiite	tholeiite	alk. basalt	tholeiite	alk. basalt
SiO <sub>2</sub>	<b>41.40</b>	52.9	52.7	52.0	51.6	49.6	49.9	47.4
TiO <sub>2</sub>	<b>4.19</b>	1.4	2.4	2.8	1.9	2.6	2.2	2.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>13.30</b>	14.5	13.9	14.7	14.2	13.1	13.5	13.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>4.39</b>	4.0	2.5	3.3	3.9	2.0	3.5	2.8
FeO	<b>9.24</b>	5.6	7.6	7.7	5.7	8.1	6.9	8.2
MnO	<b>0.17</b>	0.17	0.14	0.13	0.12	0.15	0.16	0.17
MgO	<b>8.31</b>	7.0	6.6	5.3	7.0	10.4	7.6	8.3
CaO	<b>10.42</b>	7.5	7.8	7.8	7.7	8.9	8.6	10.5
Na <sub>2</sub> O	<b>2.83</b>	3.5	3.6	3.6	3.5	3.5	3.6	3.7
K <sub>2</sub> O	<b>0.89</b>	0.39	0.99	0.40	1.36	1.46	1.53	1.56
H <sub>2</sub> O	<b>2.09</b>	2.3	1.2	1.3	2.8	0.4	1.1	0.8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>0.59</b>	0.14	0.27	0.42	0.37	0.42	0.42	0.52
Total	<b>97.82</b>	99.4	99.7	99.5	100.2	100.6	99.0	100.1
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	3.89	4.01	4.66	4.08	4.99	4.95	5.24	5.30
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.31	10.53	11.11	12.08	10.51	10.97	11.40	12.00
Mg #	57	61	58	51	61	69	61	62
Li	7.43	5.96	8.35	8.17	7.55	9.36	9.72	8.29
Be	1.54	0.62	0.85	0.97	1.12	1.22	1.22	1.28
Sc	24	18	19	18	18	21	20	22
V	352	160	180	170	170	220	210	230
Cr	188	280	330	220	300	510	330	320
Co	51	39	40	36	37	47	42	44
Ni	78	170	180	100	140	290	150	150
Zn	99	120	160	160	120	130	120	120
Ga	22							
Rb	9.52	12	21	5	38	35	34	41
Sr	767	360	430	580	510	680	630	740
Y	25	19	26	25	24	22	23	22
Zr	221	70	140	150	170	180	160	170
Nb	50	12.09	33.34	25.21	41.67	56.88	51.85	80.75
Mo	2.15					1.81		
Sn	1.96	0.39	0.68	1.17	1.08	1.74	0.74	1.28
Cs	0.66	0.38	0.86	0.15	0.28	0.45	0.69	1.05
Ba	508	140	310	220	430	590	550	620
La	33.91	6.46	13.41	11.25	26.63	32.10	27.38	36.55
Ce	84.53	13.28	27.64	30.63	53.36	68.27	53.88	72.68
Pr	9.11	1.93	3.69	4.95	6.41	7.62	6.72	8.71
Nd	37.74	11.30	18.34	25.79	26.50	30.36	26.24	34.23
Sm	7.38	3.41	4.98	7.35	6.18	6.44	6.30	8.47
Eu	2.72	2.45	2.45	2.49	2.03	2.12	2.80	2.73
Gd	6.88	3.37	4.69	5.63	5.06	5.69	5.45	6.26
Tb	1.00	0.58	0.91	0.97	0.85	0.87	0.84	1.00
Dy	5.12	5.13	6.84	4.93	4.50	4.42	6.27	5.36
Ho	0.92	0.69	0.91	0.88	0.84	0.80	0.97	0.93
Er	2.24	1.66	2.70	2.35	2.34	2.13	2.29	2.19
Tm	0.28	0.32	0.43	0.29	0.28	0.28	0.34	0.28
Yb	1.72	2.26	2.18	1.58	1.71	1.71	2.84	1.77
Lu	0.25	0.27	0.34	0.24	0.26	0.25	0.31	0.29
Hf	5.47					4.13		
Ta	3.80					4.00		
W	1.08					1.04		
Pb	2.14	1.32	1.97	1.70	3.26	3.66	2.69	5.12
Th	3.33	0.93	1.76	0.94	3.72	3.99	3.37	5.26
U	1.56	0.31	0.57	0.22	0.83	0.85	0.48	1.31

Sample nr.	2700	2710
Location	Spielberg	Bergheim
Depth (m)		
Rock type	tholeiite	alk. basalt
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49.7	45.9
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2.2	2.0
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.3	13.0
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2.9	3.7
<b>FeO</b>	7.4	7.7
<b>MnO</b>	0.14	0.17
<b>MgO</b>	8.0	9.8
<b>CaO</b>	8.7	10.4
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.4	3.0
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.55	1.13
<b>H<sub>2</sub>O</b>	1.90	2.2
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.4	0.79
<b>Total</b>	99.6	99.8
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	5.07	4.23
Total Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.38	12.56
Mg #	63	65
Li	7.84	7.97
Be	1.11	1.28
Sc	22	22
V	200	220
Cr	380	350
Co	42	48
Ni	160	240
Zn	120	110
Ga		
Rb	39	30
Sr	610	890
Y	24	24
Zr	150	140
Nb	53.72	76.64
Mo		
Sn	0.67	1.75
Cs	0.43	0.79
Ba	910	610
La	16.18	59.34
Ce	29.80	109.78
Pr	3.99	11.36
Nd	19.28	44.04
Sm	4.37	9.30
Eu	2.01	2.91
Gd	3.33	7.08
Tb	0.59	0.97
Dy	4.22	6.82
Ho	0.65	1.07
Er	1.17	2.26
Tm	0.30	0.44
Yb	1.49	1.90
Lu	0.24	0.35
Hf		
Ta		
W		
Pb	4.26	8.28
Th	1.50	6.38
U	0.57	1.66

# Chemical alteration of basalts from the drill core “Forschungsbohrung Vogelsberg 1996”, Germany

Paul J.F. Bogaard, Lhoussin Jabri & Gerhard Wörner<sup>1</sup>

Bogaard, P.J.F., Jabri, L. & Wörner, G. (2001): Chemical alteration of basalts from the drill core “Forschungsbohrung Vogelsberg 1996”, Germany. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 101–118, 6 figs., 2 tables; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Drei Verwitterungsprofile auf basaltischen Lavaströmen der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 wurden untersucht. Alle Profile zeigen den Einfluß hydrothermalen Lösungen und Oberflächenverwitterung. Oberflächenverwitterung zeigt sich durch den Abbau von primärem Olivin, Pyroxen, Plagioklas, Apatit und Mesostasis. Hydrothermale Alteration ist gekennzeichnet durch Zeolithbildungen in Klüften und Blasen. Analcim wurde sekundär gebildet während der Abkühlung des Lavastroms. Verwitterung resultiert in einer effektiven Entfernung der Alkalien aus zwei der drei untersuchten Profile. Erdalkalien, Si und P zeigen geringere Mobilität.

In einem der Profile wurden Ba, Sr, Th, U und Seltene Erden umverteilt, möglicherweise durch Sorptions- und/oder Kationen-Austausch-Prozesse. Das untere Profil im Bohrkern zeigt ein stark kontrastierendes Verhalten: Na und Cs sind hier erhalten, während K und Rb im am stärksten verwitterten Gestein angereichert wurden. Dieses Profil enthält große Mengen an Zeolithen und Analcim, vor allem in dem am stärksten verwitterten Gestein. Deshalb wird angenommen, daß hydrothermale Alteration eine überragende Rolle gespielt hat. Eine mögliche Wärmequelle dafür wäre schnelles Aufstapeln heißer Lavaströme und Pyroklastika.

## Abstract

We studied three alteration profiles that developed on basalt flows of the „Forschungsbohrung Vogelsberg 1996“. All profiles show evidence of hydrothermal alteration and surface weathering. Surface weathering proceeds by breakdown of primary olivine, pyroxene, plagioclase, apatite, and mesostasis. Hydrothermal alteration is marked by formation of zeolites in cavities and vesicles. Analcime probably formed as a secondary phase during cooling of the

flows. As a result of weathering, alkalis are efficiently removed from weathered samples from two of the three profiles. Alkaline earths, Si and P show more moderate mobility. Ba, Sr, Th, U and REE are redistributed in one profile, possibly as a result of sorption and/or cation exchange processes. The deepest profile in the drill core shows markedly different chemical behaviour, including retainment of Na and Cs and strong enrichment of K and Rb in the most

---

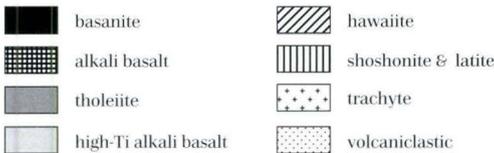
<sup>1</sup> Dr. P.J.F. Bogaard, Dipl.-Geol. L. Jabri, Prof. Dr. G. Wörner, Abt. Geochemie, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen (GZG), Goldschmidtstraße 1, D-37077 Göttingen.

strongly weathered rocks. Zeolites and analcime are very abundant in this profile, especially in the most strongly weathered sample. This suggests that hydrothermal alteration was the

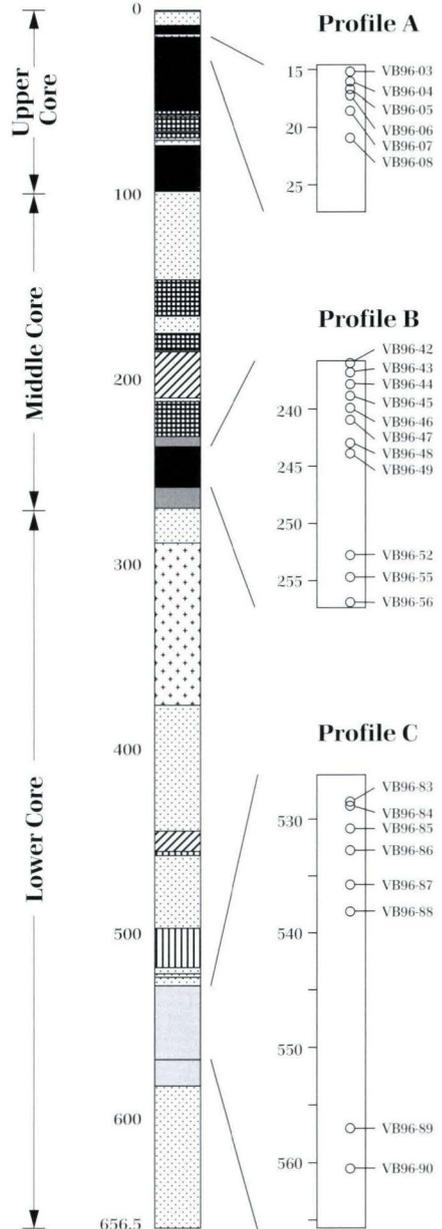
dominant alteration process in this profile. Heat may have been provided by rapid stacking of lava flows and pyroclastica.

# 1. Introduction

Surface and subsurface alteration in volcanic rocks can change their chemical compositions significantly, greatly affecting their use for petrological interpretations. Therefore, it is critical to study the processes and effects of alteration. Alteration results in breakdown of primary minerals under influence of acid waters, and formation of secondary minerals such as smectite, vermiculite, illite and chlorite. Upon more advanced weathering, secondary minerals may themselves break down and form kaolinite, and ultimately oxides, hydroxides and oxyhydroxides of Ti, Fe and Al (Cramer & Nesbitt 1983, Innocent et al. 1997, Mathé et al. 1999, Nesbitt & Wilson 1992, Price et al. 1991, Schiano et al. 1993). As a result of these processes, chemical constituents are mobilised and redistributed in or leached from the affected rocks (Fodor et al. 1994, Nesbitt & Wilson 1992). At the same time, weathering fluids may transport elements that were leached from external material into the weathered rocks. To study the relative mobility of elements a certain element (usually Ti) is assumed to be immobile (Nesbitt 1979, Nesbitt & Wilson 1992). Other elements are normalised to Ti and compared with element/Ti ratios in a “fresh” basalt sample. This method allows quantification of element enrichment and depletion as a result of alteration.



**Fig. 1.** Core log of the Forschungsbohrung Vogelsberg 1996, showing major volcano-stratigraphic units (Bogaard et al. 2001, Kött et al. 2001) and location of the studied weathering profiles.



The style of chemical weathering appears to be little dependent on climatic conditions (Nesbitt & Wilson 1992). However, the relative rates of mechanical weathering (erosion) and chemical weathering may strongly depend on climate. In cold, dry conditions, weathering products are likely removed before extreme degrees of weathering are reached.

We present a study of three weathering profiles that developed on basalt flows from the Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (Fig. 1). From each profile we took a sequence of sam-

ples ranging from fresh to weathered basalt. The order of breakdown of primary phases and formation of secondary phases is described using optical and X-ray diffraction methods. Major and trace element compositions of whole rocks from the weathering profile are compared to the freshest rocks from the interior of the flows to assess the relative mobility of chemical components during weathering. Relative mobilities and absolute degrees of weathering are used to assess the conditions of alteration in the rocks.

## 2. Methods

The products of alteration were studied in hand specimens, in thin section, and by X-ray diffraction methods (XRD). Thin sections could not be prepared from samples VB 96-05, -04, -03, and -02 (profile A) and VB 96-44, -43, and -42 (profile B), since they were too frail. XRD analyses of sample powders were done on a Philips X-ray diffractometer. For precise determination of sheet silicates, we made glycolated preparates of <20  $\mu\text{m}$  fractions from selected samples, using the filter-membrane peel technique (Drever 1973). Samples VB 96-06, -46, and -78 were analysed by infrared spectroscopy, using a Perkin & Elmer Sys-

tem 2000 FT-IR infrared spectrometer.

Major and trace element concentrations were determined using XRF and ICP-MS, and  $\text{Fe}^{2+}$  and  $\text{H}_2\text{O}$  by titration techniques. Details of sample preparation for these methods are given in Bogaard, Wörner & Henjes-Kunst (2001). Analytical precision is better than 1% for all major elements except  $\text{Na}_2\text{O}$ , for which it is 2%, and better than 10% for trace elements. Chemical variations within the fresh rock, e.g. as a result of within-flow crystal settling, may reach another 5–10% for major and trace elements, respectively. Results are given in table 2.

## 3. Petrography

The Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 reached a depth of 656.50 m (Fig. 1). The core is petrographically and geochemically divided into three major sections (Bogaard, Wörner & Henjes-Kunst 2001, Kött et al 2001): 1) the Lower Core section (656.50–275 m) contains thick (up to 90 m) flows of differentiated lava, separated by thick volcanoclastic deposits; 2) the Middle Core section (275–100 m) comprises 5–25 m thick flows of alkali basaltic to tholeiitic compositions, and volcanoclastic units of similar thickness; 3) the Lower Core section consists almost

entirely of thin (<15 m), basanitic to alkali basaltic lava flows, without volcanoclastics.

Lava flows typically have a fresh central part that is compact, usually dark-grey (depending on chemistry), and has only few vesicles. Vesicularity increases towards the base and especially to the top of flows. Top zones are brecciated and covered by a reworked layer consisting of angular scoria fragments in a clay matrix. Weathering profiles have developed on these flows, marked by increasingly intense discoloration (brown and reddish brown to red, some-

times yellowish brown) towards the flow top. Highly weathered parts have largely lost their consistency. Cavities, vesicles and cracks are commonly filled with zeolites, more rarely with calcite and/or chalcidony.

We selected 3 weathering profiles from different parts of the drill core for further study (Fig. 1). Sample positions in the core are given in table 1. The flows with weathering profiles A and B are basanitic in composition, whereas flow C is a high-Ti alkali basalt (Bogaard et al.

**Table 1.** Locations of studied samples in the Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (geological description in Kött et al. 2001). Samples in bold were used as fresh reference samples (see text). Secondary phases are: chab = chabasite, idd = iddingsite, nat = natrolite (or other fibrous zeolites), smc = smectite, hem = hematite, chl = chlorite, an = analcime.

**Profile A: Basanite**

Sample nr.	Depth	Secondary phases
VB 96-03	15.3	chab, idd, nat, smc, hem
VB 96-04	16.0	chab, idd, nat, smc, hem
VB 96-05	16.7	chab, idd, nat, smc, hem
VB 96-06	17.2	chab, idd, nat, smc, hem
VB 96-07	18.6	chab, idd
<b>VB 96-08</b>	20.9	chab, idd

**Profile B: Basanite**

Sample nr.	Depth	Secondary phases
VB 96-42	235.9	chab, idd, nat, smc, chl
VB 96-43	236.8	chab, idd, nat, smc, chl
VB 96-44	237.8	chab, idd, nat, smc, chl
VB 96-45	238.8	chab, idd, nat, smc, hem
VB 96-46	239.9	chab, idd, nat, smc, hem
VB 96-47	240.9	chab, idd, (an)
VB 96-48	242.9	chab, idd, an
<b>VB 96-49</b>	243.8	chab, idd, an
VB 96-52	252.7	chab, idd, an
VB 96-55	254.7	chab, idd, an
VB 96-56	256.9	chab, idd, an?

**Profile C: High-Ti Alkali Basalt**

Sample nr.	Depth	Secondary phases
VB 96-83	528.5	an, chab, idd, hem
VB 96-84	528.9	an, chab, idd, hem
VB 96-85	530.9	an, chab, idd, hem
VB 96-86	532.8	an, chab, idd
VB 96-87	535.8	an, chab, idd
<b>VB 96-88</b>	538.2	an, chab, idd
VB 96-89	557.0	an, chab, idd
VB 96-90	560.5	an, chab, idd, hem

**Table 2.** Major and trace element concentrations and CIA values of the studied samples. Elements in bold were determined by XRF, elements in italics by ICP-MS. See text for calculation of CIA-values.

<b>Profile A</b>						
Sample Nr.	VB 96-03	VB 96-04	VB 96-05	VB 96-06	VB 96-07	VB 96-08
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.46	40.45	40.25	41.13	41.49	41.12
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3.03	3.06	2.96	2.69	2.61	2.56
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15.65	15.80	15.44	13.30	12.70	12.69
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14.44	14.68	14.75	11.64	10.56	6.43
<b>FeO</b>	0.25	0.11	0.08	1.21	2.02	5.45
<b>MnO</b>	0.24	0.24	0.24	0.21	0.20	0.20
<b>MgO</b>	7.30	7.20	7.29	10.33	12.23	12.01
<b>CaO</b>	11.35	10.63	11.77	12.79	11.94	11.69
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.97	0.82	0.89	0.96	1.53	3.18
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.42	0.36	0.37	0.45	0.74	0.76
H <sub>2</sub> O	4.80	5.17	5.13	4.14	2.83	2.46
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.92	0.86	0.87	0.82	0.79	0.79
CO <sub>2</sub>	0.07	0.07	0.04	0.15	0.07	0.11
<b>Sum</b>	<b>99.89</b>	<b>99.45</b>	<b>100.09</b>	<b>99.81</b>	<b>99.70</b>	<b>99.44</b>
CIA	42.65	45.37	42.15	36.26	35.42	33.30
<b>Sc</b>	30	31	32	32	31	29
<b>V</b>	198	175	204	215	238	258
<b>Cr</b>	465	458	536	410	384	371
<b>Co</b>	69	70	72	54	60	57
<b>Ni</b>	273	285	299	228	272	255
<b>Zn</b>	128	120	121	107	100	100
<b>Rb</b>	8	9	6	35	62	89
<b>Sr</b>	1121	1117	1142	1154	1093	922
<b>Y</b>	34	30	33	32	29	30
<b>Zr</b>	264	270	267	246	215	212
<b>Nb</b>	112	118	113	102	88	87
Cs	0.17	0.12	0.16	0.54	0.92	0.86
<b>Ba</b>	1090	1113	1087	1082	867	762
<i>La</i>	95.2	95.0	94.4	89.9	74.5	62.8
<i>Ce</i>	174	178	178	166	143	124
<i>Pr</i>	17.1	17.3	17.1	16.2	13.7	13.1
<i>Nd</i>	65.1	64.7	64.2	61.5	52.8	50.0
<i>Sm</i>	11.5	11.3	11.4	10.6	9.4	9.5
<i>Eu</i>	3.68	3.68	3.60	3.43	3.04	2.89
<i>Gd</i>	9.31	9.25	9.26	8.83	7.66	7.47
<i>Tb</i>	1.28	1.28	1.29	1.22	1.08	1.05
<i>Dy</i>	6.67	6.54	6.70	6.36	5.58	5.58
<i>Ho</i>	1.18	1.18	1.22	1.15	1.01	0.94
<i>Er</i>	3.28	3.27	3.30	3.12	2.72	2.45
<i>Tm</i>	0.41	0.41	0.42	0.39	0.34	0.35
<i>Yb</i>	2.22	2.29	2.30	2.18	1.90	2.00
<i>Lu</i>	0.33	0.33	0.34	0.32	0.28	0.28
<i>Pb</i>	2.97	2.52	2.24	2.75	3.03	3.03
<i>Th</i>	11.24	11.69	11.58	10.77	8.70	7.95
<i>U</i>	2.89	2.89	2.81	2.49	2.11	1.77

Table 2 contin.

<b>Profile B</b>											
<b>Sample</b>	VB										
<b>Nr.</b>	96-42	96-43	96-44	96-45	96-46	96-47	96-48	96-49	96-52	96-55	96-56
SiO <sub>2</sub>	40.93	40.89	41.51	41.27	42.62	43.14	43.55	43.60	43.27	44.08	42.70
TiO <sub>2</sub>	2.87	2.78	2.64	2.53	2.59	2.43	2.46	2.45	2.40	2.44	2.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.62	14.71	14.04	13.50	13.44	12.71	12.85	12.85	12.61	13.10	13.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.96	10.55	12.85	10.22	10.50	4.72	5.62	4.44	4.18	4.62	8.86
FeO	4.12	3.21	0.49	2.51	2.34	6.72	6.07	7.10	7.25	6.80	3.26
MnO	0.21	0.40	0.17	0.20	0.22	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.18
MgO	10.35	10.57	11.66	12.05	10.72	11.42	11.09	11.57	11.32	10.91	10.66
CaO	9.72	7.73	9.08	9.76	10.36	10.95	11.44	11.25	11.16	11.01	11.23
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.32	0.37	0.54	1.22	2.77	2.65	2.73	2.78	3.27	1.13
K <sub>2</sub> O	0.29	0.24	0.25	0.42	0.88	0.76	0.78	0.78	0.64	0.84	1.81
H <sub>2</sub> O	5.62	7.24	6.17	5.85	4.16	2.72	1.87	1.39	1.90	1.29	2.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.57	0.41	0.49	0.55	0.61	0.62	0.62	0.62	0.60	0.62	0.69
CO <sub>2</sub>	0.33	0.11	0.07	0.04	0.04	0.07	0.11	0.11	0.11	0.07	0.07
Sum	99.07	99.16	99.78	99.44	99.70	99.21	99.28	99.08	98.40	99.23	99.27
CIA	43.89	51.46	46.39	43.17	39.79	34.79	34.38	34.57	34.33	34.53	37.28
Sc	33	26	27	31	29	27	32	29	28	32	33
V	282	240	233	208	210	248	253	252	248	253	252
Cr	404	357	371	394	373	335	337	352	336	342	363
Co	62	71	60	60	57	56	54	56	58	52	58
Ni	299	322	273	271	270	252	245	248	248	245	220
Zn	108	114	106	102	106	99	100	98	99	100	101
Rb	24	20	19	14	21	20	31	23	24	20	48
Sr	437	361	497	538	643	744	808	766	845	823	738
Y	35	32	29	27	29	29	26	26	28	28	29
Zr	231	235	214	207	214	206	207	204	203	216	216
Nb	76	74	72	69	67	65	65	64	65	69	73
Cs	0.37	0.68	0.25	0.12	0.16	0.76	0.73	0.59	0.70	0.59	0.57
Ba	780	464	656	425	885	634	633	649	632	683	909
La	67.7	63.8	61.4	58.7	59.0	56.5	56.3	56.3	49.1	58.2	62.7
Ce	125	125	125	115	116	111	112	110	103	114	122
Pr	13.3	12.7	12.1	11.6	11.5	11.0	11.0	11.1	11.1	11.1	11.8
Nd	52.0	50.1	47.0	45.8	45.4	43.3	43.0	43.8	43.4	43.9	46.4
Sm	9.8	9.3	9.0	8.4	8.5	7.9	8.0	8.0	8.3	8.1	8.4
Eu	3.19	3.11	2.93	2.73	2.79	2.66	2.70	2.69	2.55	2.71	2.80
Gd	8.22	8.16	7.62	7.07	7.15	6.77	6.93	6.87	6.72	6.94	7.03
Tb	1.19	1.15	1.06	1.02	1.01	0.97	0.98	0.98	0.97	0.99	1.00
Dy	6.35	6.13	5.66	5.43	5.41	5.09	5.14	5.12	5.00	5.16	5.25
Ho	1.17	1.16	1.04	1.00	0.97	0.95	0.94	0.95	0.91	0.95	0.95
Er	3.18	3.19	2.82	2.71	2.74	2.54	2.56	2.63	2.47	2.60	2.68
Tm	0.42	0.41	0.37	0.35	0.35	0.33	0.34	0.36	0.32	0.35	0.34
Yb	2.29	2.30	2.07	1.96	1.99	1.86	1.84	1.86	1.94	1.85	1.94
Lu	0.32	0.34	0.31	0.28	0.29	0.27	0.27	0.28	0.29	0.28	0.28
Pb	4.28	4.19	3.55	3.49	3.23	2.99	3.12	3.15	3.35	3.21	3.39
Th	7.73	7.39	7.03	6.63	6.72	6.17	6.14	6.51	6.16	6.85	7.51
U	1.94	1.81	1.57	1.36	1.47	1.93	1.66	1.90	1.44	1.78	2.08

Table 2 contin.

<b>Profil C</b>								
Sample	VB							
Nr.	96-83	96-84	96-85	96-86	96-87	96-88	96-89	96-90
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45.54	45.58	45.31	45.22	45.48	45.24	45.15	45.20
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3.42	3.37	3.38	3.33	3.33	3.30	3.28	3.25
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14.12	14.25	13.66	14.02	13.56	13.41	13.84	13.72
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11.65	11.53	11.35	8.60	7.51	5.44	6.25	11.92
<b>FeO</b>	1.43	1.46	1.65	3.99	4.98	6.70	5.96	0.68
<b>MnO</b>	0.16	0.16	0.16	0.17	0.18	0.17	0.17	0.19
<b>MgO</b>	6.49	6.25	7.26	7.22	7.79	8.21	7.63	6.51
<b>CaO</b>	9.54	9.40	9.87	9.50	10.19	10.37	9.70	8.78
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.04	3.28	3.05	3.32	3.30	3.35	3.42	3.32
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.54	1.56	1.01	0.93	0.91	0.88	0.85	1.13
H <sub>2</sub> O	2.27	2.19	2.14	2.12	1.55	1.43	1.82	3.89
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.65	0.67	0.60	0.65	0.60	0.58	0.63	0.61
CO <sub>2</sub>	0.07	0.11	0.07	0.11	0.11	0.04	0.18	0.11
Sum	99.92	99.81	99.50	99.18	99.48	99.12	98.88	99.32
CIA	38.59	38.70	37.64	38.73	36.57	35.90	37.89	39.30
<b>Sc</b>	27	25	28	26	28	27	27	26
<b>V</b>	297	266	285	293	298	281	280	220
<b>Cr</b>	223	181	254	190	255	249	203	209
<b>Co</b>	53	52	54	51	52	52	46	54
<b>Ni</b>	142	116	160	138	157	155	118	124
<b>Zn</b>	125	121	118	122	117	117	121	114
<b>Rb</b>	21	17	13	35	39	33	26	50
<b>Sr</b>	747	828	753	820	784	804	831	1165
<b>Y</b>	28	28	28	29	28	28	26	26
<b>Zr</b>	296	311	285	302	280	278	292	299
<b>Nb</b>	60	62	58	61	58	56	60	59
Cs	0.40	0.43	0.43	0.57	0.46	0.44	0.60	0.53
<b>Ba</b>	549	582	499	537	500	493	521	525
<i>La</i>	54.3	56.9	52.6	57.3	51.5	53.1	44.9	51.7
<i>Ce</i>	114	120	110	119	110	114	103	109
<i>Pr</i>	11.9	12.3	11.6	12.4	11.3	11.7	11.9	11.2
<i>Nd</i>	47.6	49.5	46.7	49.3	45.5	47.2	45.8	44.4
<i>Sm</i>	9.1	9.3	9.0	9.3	8.8	9.3	9.2	8.6
<i>Eu</i>	3.04	3.11	3.00	3.07	2.91	2.97	2.78	2.76
<i>Gd</i>	7.61	7.68	7.40	7.77	7.35	7.55	7.48	7.03
<i>Tb</i>	1.08	1.08	1.06	1.08	1.01	1.04	1.09	0.97
<i>Dy</i>	5.44	5.53	5.38	5.63	5.29	5.54	5.41	5.01
<i>Ho</i>	0.96	0.97	0.94	0.98	0.93	0.96	0.96	0.87
<i>Er</i>	2.69	2.72	2.58	2.67	2.52	2.69	2.48	2.42
<i>Tm</i>	0.33	0.34	0.33	0.34	0.32	0.33	0.32	0.30
<i>Yb</i>	1.86	1.92	1.86	1.92	1.82	1.93	2.00	1.80
<i>Lu</i>	0.26	0.28	0.26	0.28	0.26	0.27	0.29	0.26
<i>Pb</i>	3.17	3.37	2.84	3.52	2.91	3.12	3.28	1.34
<i>Th</i>	4.90	5.49	4.74	5.19	4.53	4.74	5.00	4.81
<i>U</i>	1.54	1.71	1.55	1.87	1.47	1.56	1.36	1.47

2001). Fresh basalts from the three flows (VB 96-07, -08, -48, -49, -52, -88, -89) are porphyritic, with varying amounts of sub- to euhedral olivine and clinopyroxene (augite) phenocrysts in a groundmass of plagioclase, clinopyroxene, olivine, opaque phases (magnetite and ilmenite) and interstitial glass (mesostasis). Basalts of profile C also have rare plagioclase phenocrysts. In profile A, olivine is the dominant groundmass phase. In profile C the groundmass consists largely of plagioclase microlithes and mesostasis. Accessory apatite was identified in profiles A and B. Tabular zeolites (chabasite) are restricted to vesicles. Slight alteration is recognised by iddingsitisation and smectitisation of olivine rims even in the freshest samples. In flows B and C, groundmass plagioclase is partly replaced by analcime in fresh samples.

With increased weathering, iddingsitisation spreads through the olivine crystals, and their rims oxidise to deep red or opaque. The crystal shape remains recognisable, however. The amount of finely distributed opaque phases increases. Clinopyroxene starts breaking down after olivine, sometimes also to smectite, sometimes to numerous small crystals. Plagioclase microlithes appear relatively unaffected, but in-

terstitial regions are increasingly discoloured and appear “mushy” in thin sections. Zeolites in vesicles are both tabular and fibrous. Newly formed sheet silicates (biotite, chlorite) appear.

X-ray analyses of rock powders show progressive breakdown of plagioclase and pyroxene in profiles A and B, and at the bottom of profile C (sample VB 96-90). This breakdown is accompanied by the formation of smectite (mainly montmorillonite). In profile B, analcime is identified in samples VB 96-47 to -55, but disappears in the more weathered samples. Analcime is present in almost constant amounts in all samples of profile C, except for a possible increase in sample VB 96-90. Profile C also shows the appearance of hematite in weathered samples (VB 96-83, -84, -85, and -90). This mineral is also present in all samples of profile A, and in sample VB 96-46 of profile B. The most weathered samples of profile B also show a small chlorite peak.

The X-ray diffraction method is only capable of identifying mineral phases at more than 3 % modal contents. Therefore all identified secondary mineral phases must form a significant portion of the weathered rock, but other secondary minerals below 3 vol.% may well be present.

## 4. Chemical variation

### 4.1 Data presentation

Major and trace element concentrations are given in table 2. Also given is the Chemical Index of Alteration (CIA), defined as

$$CIA = 100 \cdot [Al_2O_3 : (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$$

with molar oxides and  $CaO^*$  as total CaO minus that in apatite and carbonates (Nesbitt & Young 1984, 1989). CIA is 50 or less for most primary minerals. Smectites and illites have a CIA of 70 to 85 and kaolin-group minerals and aluminium hydroxides and -oxyhydroxides have a CIA of 100. Therefore, chemical alteration as a result of breakdown of primary minerals and formation of secondary (clay minerals) and eventually tertiary (oxides, hydroxides, oxyhydrox-

ides) phases is accompanied by a strong increase in CIA. CIA values in our profiles range from 32–50, suggesting that chemical alteration is actually rather limited, in spite of the obvious petrographic changes and distinct discolorations.

Chemical changes resulting from alteration are best visualised by normalisation to the fresh basalt and an immobile element (in this case Ti). Percentile changes of element/TiO<sub>2</sub> ratios relative to the fresh basalt are thus calculated using the formula

$$\% \text{ change to ratio} = 100 \cdot \frac{(C_w^i / C_w^{Ti}) (C_f^i / C_f^{Ti})}{C_f^i / C_f^{Ti}}$$

where  $C_w^i$  is the concentration of a chemical component in the weathered basalt,  $C_f^i$  is the concentration of the same component in the fresh rock, and  $C_f^{Ti}$  and  $C_w^{Ti}$  are  $TiO_2$  concentrations in the fresh and weathered rocks, respec-

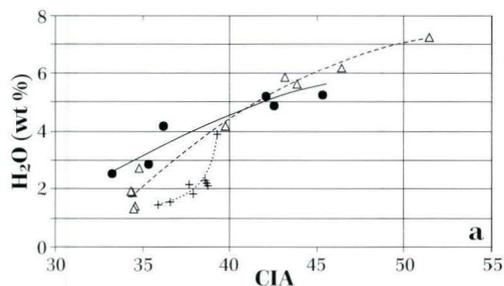
tively (Nesbitt 1979). Samples VB 96-08, VB 96-55 and VB 96-88 were used as fresh samples of profiles A, B, and C. Plots of CIA vs. percentile changes of element/Ti ratios are given in figures 2-5.

## 4.2 Chemical Index of Alteration and Water

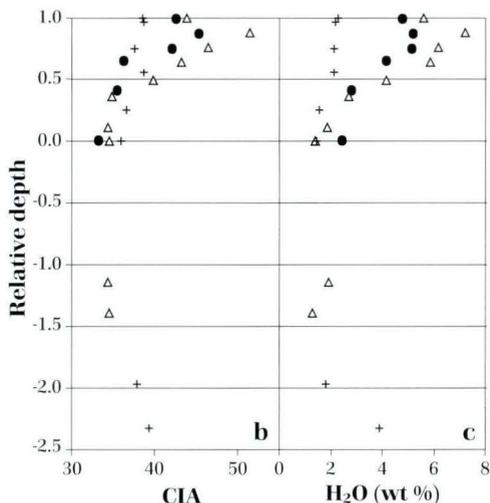
CIA and water content correlate positively in all profiles, as may be expected (Fig. 2a). CIA values range from 33 to 45 in profile A, from 34 to 51 in profile B, and from 36 to 39 in profile C (table 2). Maximum water contents reach 5.17 wt.%, 7.24 wt.% and 3.89 wt.% in profiles A, B, and C, respectively (table 2). Water contents and CIA generally increase toward the top of the profiles (Fig. 2b, c). Exceptions are sample VB 96-03 which has lower water content and CIA than samples VB 96-04 and -05 (profile A), and sample VB 96-42 which has lower water content

than samples VB 96-43, -44, and -45 (profile B). In profile C, the highest water content and CIA value is found in the bottom sample (VB 96-90).

In profile B there are 4 samples (VB 96-48, -49, -52, -55) with similar CIA but varying water contents. Sample VB 96-55 has the lowest water content of these samples, but shows clear macroscopic signs of alteration ("Sonnenbrenner"). Samples VB 96-52 and -48 have the lowest CIA values, but much higher water contents than samples VB 96-49 and -55. Therefore, sample VB 96-49 was used as fresh reference sample.



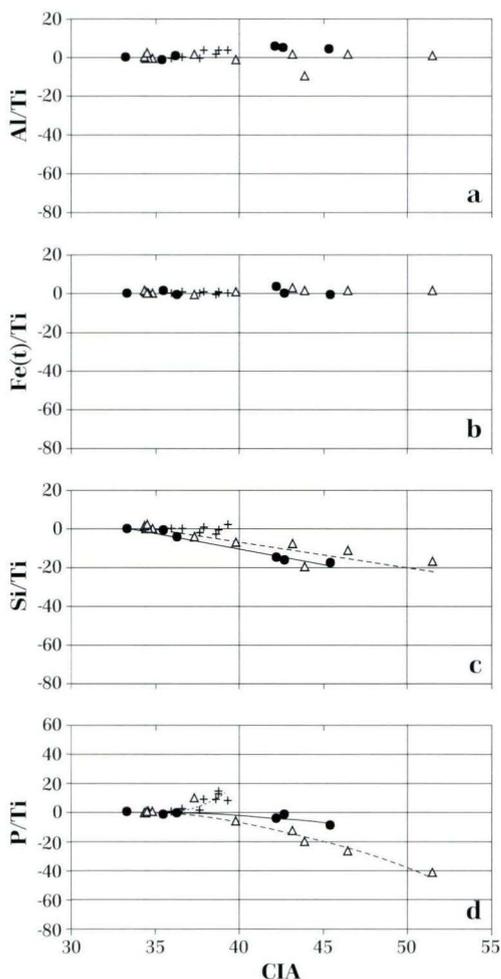
**Fig. 2. a)** Chemical Index of Alteration (CIA) vs.  $H_2O$  content for profile A (filled circles, continuous line), profile B (open triangles, broken line), and profile C (crosses, dotted line); **b)** CIA vs. relative depth; **c)**  $H_2O$  content vs. relative depth. Relative depth is calculated as  $(D_i - D_f) / D_f$ , where  $D_i$  is depth of sample  $i$  in the studied profile, and  $D_f$  is depth of the fresh reference sample in the studied profile.



## 4.3 Ti, Al, Fe, Si

At least 60% of total Fe is oxidised in the "fresh" samples of all profiles (table 2). Since primary basanites usually have 80-85% of the total

Fe as  $Fe^{2+}$  (Middlemost 1989), even these rocks must have been affected by alteration to some extent. This is confirmed by the observation of



**Fig. 3.** Percentile changes to ratios of a) Al, b) total Fe, c) Si, and d) P to Ti compared to fresh reference basalt, versus CIA. See text for calculation of change of ratios. A value of -100 % indicates total removal of the element in question. Symbols and trend lines as in figure 2.

#### 4.4 Alkalis (Na, K, Rb, Cs)

Na, K, Rb and Cs (Fig. 4a-d) are quickly removed during alteration in profile A, where loss of  $Rb > Cs > Na > K$ . The ratios of these elements to Ti rapidly decrease in the lowermost samples and then level off in the samples with  $CIA \geq 40$ . Up to 95 % of original Rb is lost from the upper-

iddingsite rims around olivine in these samples.

Percentile changes of Al/Ti and total Fe/Ti are lower than 5% in all samples (Fig. 3a, b). Si/Ti ratios (Fig. 3c) decrease linearly with increasing CIA in profiles A and B. Loss of Si compared to Ti is moderate, with a maximum of 20 percent in profile B. In profile C, Si is retained, with Si/Ti varying by only 5 % in all samples.

Fe and Ti are concentrated in olivine, clinopyroxene and oxides in the fresh basalt, and may be expected to show similar behaviour during weathering. Al, on the contrary, is mainly found in plagioclase and glass. Therefore, Al might be expected to behave differently during alteration than Fe and Ti. The fact, that Al, Fe and Ti correlate, implies that all three elements are not leached from or added to the bulk sample (Banfield & Eggleton 1988, Chesworth et al. 1981, Nesbitt & Wilson 1992). Rather, upon breakdown of the primary phases that hold them, they are fixed in secondary phases resulting from breakdown. This interpretation was recently challenged by Mathé et al. (1999), but will probably hold for the moderate degrees of weathering in the profiles studied here. The solubility of Al and Fe is strongly dependent on pH and eH conditions (Norton 1973). Their immobility indicates that conditions are lightly acid to neutral ( $pH > 4$ ) and lightly oxidising ( $eH > 0.5$ ).

Si is a major constituent of all primary phases (except oxides) in the fresh basalts. During gradual breakdown of these phases, soluble  $Si(OH)_4$  is formed and removed from the profile. The retainment of Si in profile C suggests that Si is conserved in the weathered rock by formation of secondary phases (Nesbitt & Wilson 1992).

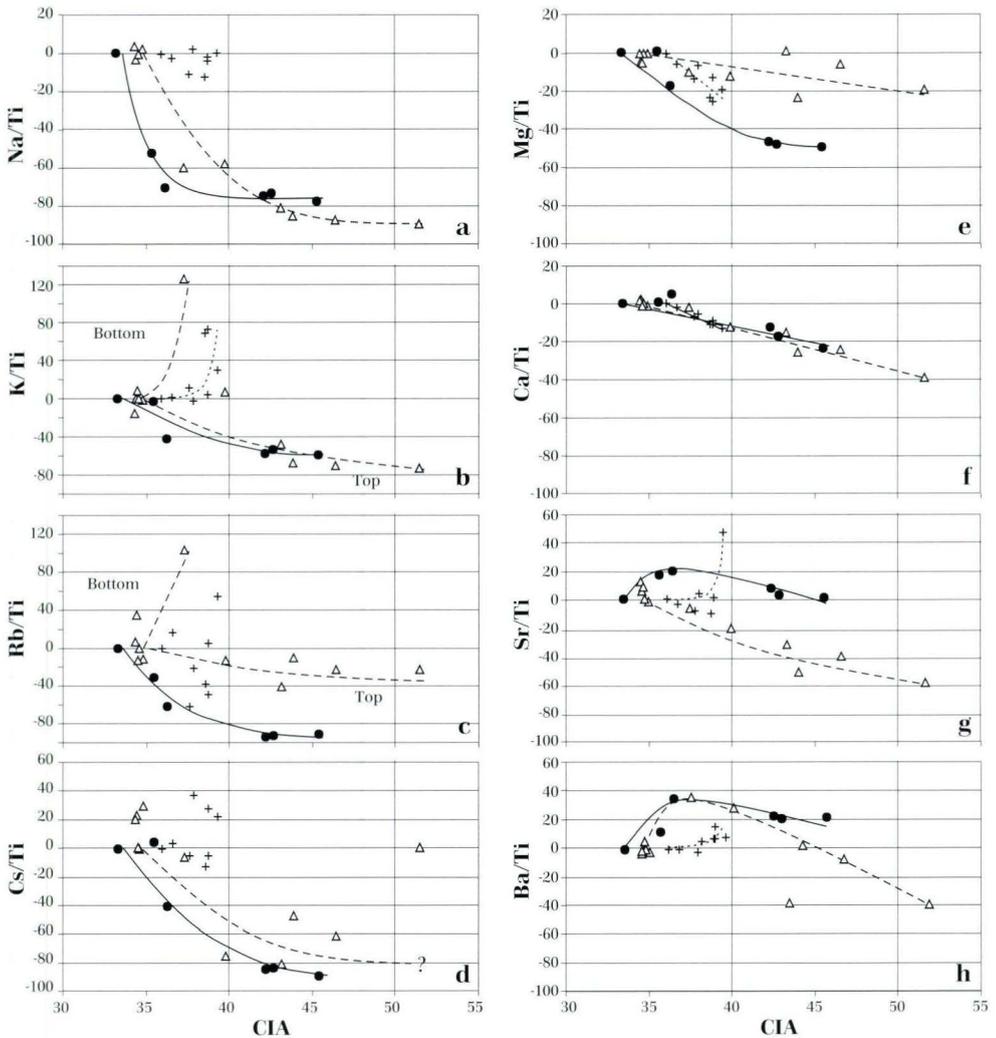
most samples of profile A. Profile B shows similar behaviour of alkalis, except that loss of  $Na > K > Cs > Rb$ . Rb/Ti are quite variable even in the freshest samples, that have very similar CIA values. Cs/Ti does not correlate well with CIA in this profile. Sample VB 96-43, which has

the highest CIA value of the profile, has much higher Cs/Ti than other weathered samples of the profile. The bottom sample of the profile (VB 96-56) is strongly enriched in K and Rb, but depleted in Na and Cs.

In profile C, Rb/Ti, Na/Ti, and Cs/Ti show strong scatter around fresh rock values, without any relation to CIA. K/Ti is almost constant in

most samples, but strongly increases towards the top and bottom of the profiles.

The alkalis mainly reside in groundmass feldspar and in glass. Na is also a major constituent of analcime, that replaces groundmass feldspar in profiles B and C. The alkalis are strongly soluble over the entire pH-range and are efficiently removed upon alteration in pro-



**Fig. 4.** Percentile changes to ratios of a) Na, b) K, c) Rb, d) Cs, e) Mg, f) Na, g) Sr, and h) Ba to Ti compared to fresh reference basalt, vs. CIA. Symbols and trends as in figure 2. Note distinctly different behaviour of profile C compared to the other profiles for all elements except Mg and C, and contrasting behaviour between top and bottom parts of profile B.

files A and B. Because feldspars are only slightly weathered, the alteration of interstitial ground-mass glass (mesostasis) must play a major role in alkali-loss. The different order of element depletion in profiles A and B might be the result of different secondary mineral assemblages, that retain alkalis differently. We note, however, that the fresh sample of profile B has a much lower Rb concentration than that of profile A, even though both samples have similar  $K_2O$  contents

(table 2). This may indicate that Rb is already leached to some extent even from the fresh sample of profile B, possibly during early formation of analcime. In profile C (and the bottom sample of profile B) the alkalis show strongly contrasting behaviour, including enrichment of K and Rb. This is opposite to what is expected during normal sub-surface weathering of basaltic rocks. Possibly a different process is playing an important role in the alteration of profile C rocks.

## 4.5 Alkaline Earths (Ca, Mg, Ba, Sr)

Ca/Ti ratios decrease linearly with increasing CIA in all three profiles (Fig. 4f). The maximum loss of Ca is 27%, 40% and 14% from profiles A, B and C, respectively. Mg (Fig. 4e) shows a rapid decrease in profile A, and then levels off at ca. 50% decrease in samples with  $CIA > 40$ . Mg/Ti decreases linearly with CIA in profile C. Mg/Ti ratios in profile B show rather large scatter with an overall tendency to decrease. Maximum Mg loss is 23% in this profile. Ba/Ti and Sr/Ti (Fig. 4g, h) increase in profile A, and then decrease again in the more weathered samples. In profile B, Ba shows similar behaviour as in profile A (except for sample VB 96-45, which shows a strong Ba loss), but Sr decreases linearly with CIA. Sr/Ti and Ba/Ti vary little in profile C, except for a strong increase in Sr/Ti in the bottom sample.

Ca is a constituent in plagioclase, pyroxene, mesostasis, and rare apatite. Ca is soluble as cation under acid conditions. The remarkably similar behaviour of Ca in all three profiles suggests that these minerals break down at similar rates in the three profiles.

Mg resides primarily in olivine and pyroxene. Olivine is the most rapidly altered mineral in all profiles. The rapid decrease of Mg/Ti in profiles A and C may thus be related to olivine breakdown. Nesbitt & Wilson (1992) concluded from similar Mg behaviour in basaltic weathering profiles that smectites replacing olivine (Eggleton 1984) are relatively Fe-rich, explaining the relative loss of Mg. The levelling off of Mg/Ti in

profile A may then be explained by formation of more Mg-rich (montmorillonitic) smectite. The much smaller decrease of Mg/Ti in profile B can be explained by the lower olivine mode in this basalt, and/or by the formation of more Mg-rich smectites or other secondary minerals (e.g. chlorite) early on in the weathering process. The more limited Mg-loss in profile C indicates that alteration did not proceed very far in this profile.

Nesbitt & Wilson (1992) noticed a behaviour for Ba similar to that observed in our profiles A and B. They suggested that Ba may be transported by pore waters from advanced weathering zones into less affected zones. The large size, high charge and low concentration of Ba would make it highly susceptible to sorption and/or cation exchange processes (Nesbitt et al. 1980). Apparently, weathering conditions where such that Sr could behave similarly in profile A, but not in profile B.

If such a redistribution process did cause the observed behaviour, then the top of the profiles should show depletion in Ba (and Sr in profile A). The most altered samples do in fact show Ba depletion in profile B, but not in profile A. This may indicate that Ba (and Sr) was leached from overlying material and transported into the more weathered rocks of the profile A. Alternatively, strongly weathered material of flow A from in which Ba was depleted may have been removed by erosion, leaving only Ba-enriched material.

## 4.6 Phosphorous

P/Ti (Fig. 3d) varies only little in profile A, but the most weathered sample (VB 96-04) shows P-loss of close to 10 %. P/Ti shows stronger decrease in of profile B (loss up to 40 % in the uppermost sample). In contrast, P/Ti is slightly increased (up to 15 %) in profile C and in the bottom sample of profile B.

Apatite and groundmass glass are the main P-carrying phases, and their breakdown can ex-

plain the decline of P/Ti in profile B. Apatite breakdown is only just starting in the most weathered sample of profile A. The P/Ti increase in profile C suggests that externally derived P is transported into the weathering rock by fluids. Note that the lowermost sample of this profile also shows significant enrichment (7 %) of P compared to the fresh rock.

## 4.7 HFSE (Y, Zr, Nb)

Within each profile the total variation of HFSE/Ti ratios is less than 20 % (table 2). Y appears to decrease slightly in weathered samples of profile A. Zr and Nb slightly increase in weathered samples of profile C, but the overall

variation is less than 10 %. So the HFSE are essentially immobile in all profiles at the scale of the studied samples, and within the limit of analytical uncertainty.

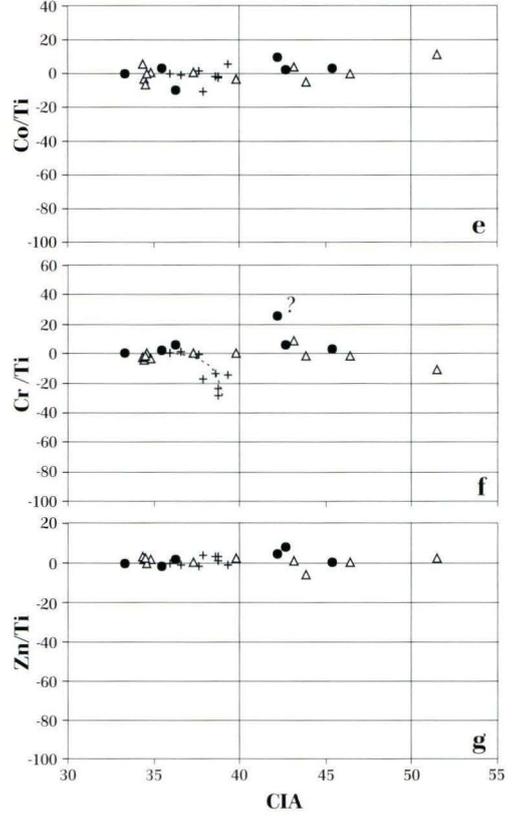
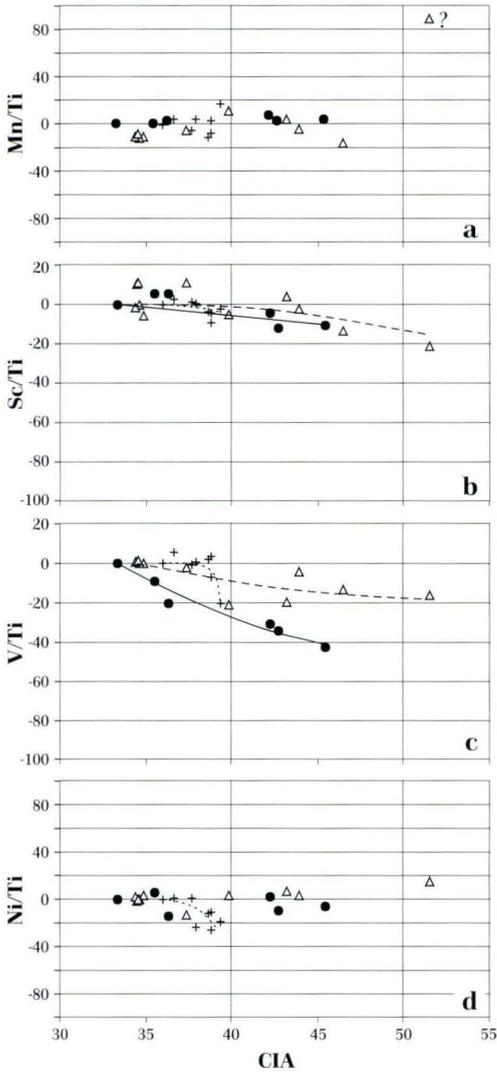
## 4.8 First Group Transition Metals (Mn, Sc, V, Ni, Cr, Co, Zn)

Mn/Ti (Fig. 5a) changes by less than 10 % in most samples, but decreases by 18 % in sample VB 96-44 and increases by over 83 % in sample VB 96-43, compared to the fresh basalt of profile B. Sc (Fig. 5b) is slightly depleted in all profiles. Maximum variations are no more than 35 %. V (Fig. 5c) is strongly depleted in profile A with a maximum loss of 45 %. In profile B, V/Ti shows an overall decrease with maximum losses of 22 %. The correlation with CIA is poor. In profile C only the bottom sample is significantly depleted in V (20 %). Ni and Co (Fig. 5d, e) show very little variation in profiles A and B. Ni is slightly depleted in weathered samples of profile C, Co/Ti shows little variation in this profile.

Cr (Fig. 5f) shows similar behaviour as Ni in all profiles: little variation in profiles A and B, and slight depletion in profile C. Zn shows very

little variation (less than 10 %) in all profiles (Fig. 5g).

Most of the transition metals show little variation with respect to Ti and can therefore be assumed to be immobile. Exceptions are V and Sc, which are depleted to some extent in all profiles, and Ni and Cr, that are depleted in profile C. Significant amounts of Ni and Cr are present in olivine and clinopyroxene. Profile C has the highest mode for these minerals. Their breakdown (as seen by decrease of Mg/Ti) may explain the observed behaviour. Sc and V are concentrated in oxides, but significant amounts may be found in clinopyroxene, that may thus control the behaviour of these elements. We note that V behaves very much like Mg and Sc like Ca in all profiles.

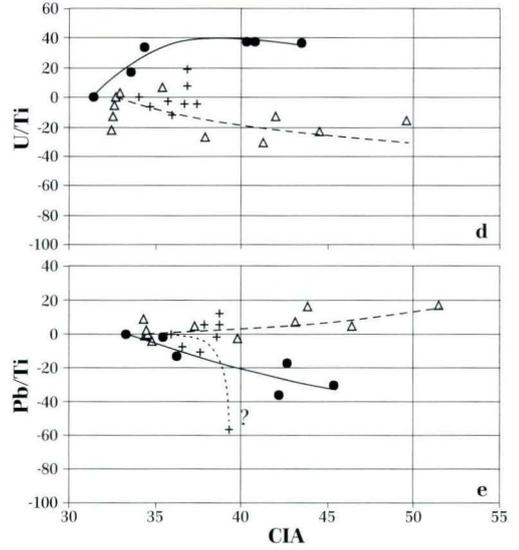
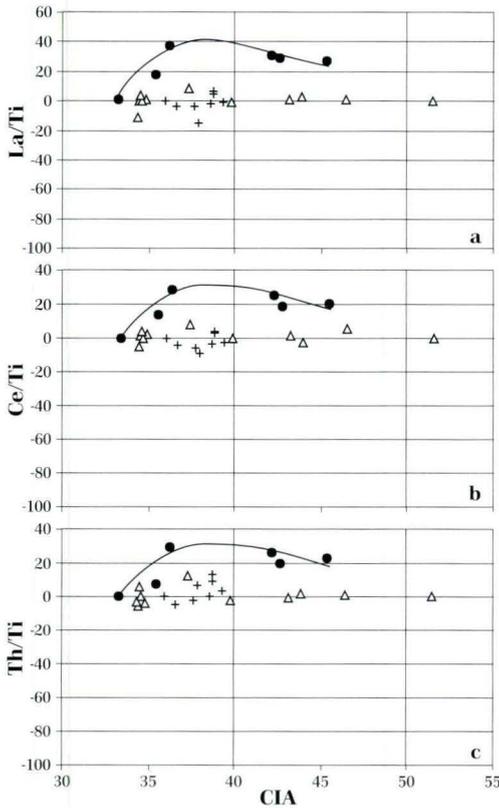


**Fig. 5.** Percentile changes to ratios of a) Mn, b) Sc, c) V, d) Ni, e) Co, f) Cr, and g) Zn to Ti compared to fresh reference basalt, vs. CIA. Symbols and trends as in figure 2.

### 4.9 Rare Earth Elements (REE)

REE show very little variation in profiles B and C (generally less than 10 %) and are essentially immobile. In profile A, REE show similar behaviour as Ba and Sr in this profile, although total variation exceeds 20 % only for La and Ce and is less than 10 % for most other REE (Fig. 6a, b, table 2).

The solubility of REE decreases with increasing mass (from La to Lu) and with increasing pH (Ronov et al. 1967). Acid conditions are necessary to mobilise REE (Duddy 1980, Nesbitt 1979). The interpretation of REE behaviour is similar for that of Ba and Sr behaviour in profile A.



**Fig. 6.** Percentile changes to ratios of a) La, b) Ce, c) Th, d) U, and e) Pb to Ti compared to fresh reference basalt, vs. CIA. Symbols and trends as in figure 2.

## 4.10 Th, U, Pb

Th and U (Fig. 6c, d) show similar behaviour as Ba, Sr and REE in profile A. In profiles B and C, Th/Ti shows very little variation. U shows ca. 40 % variation in these profiles, without a clear enrichment or depletion trend. Pb (Fig. 6e) is

depleted in profile A and slightly enriched in profile B. Pb/Ti scatters around 0 % change in most samples of profile C, but is strongly depleted (60 %) in the bottom sample.

## 5. Discussion

Nesbitt and Wilson (1992) recognised four zones of weathering in a study of weathering profiles in basaltic rocks: In the **incipient** zone primary minerals dominate. In the **intermediate** zone, secondary minerals like smectite, vermiculite, chlorite and illite are abundant. These

minerals were formed as breakdown products of the primary phases. In the **advanced** zone, primary phases are absent, and secondary phases are being converted to tertiary phases (kaoline, oxides, hydroxides). Finally, in the **extreme** zone, clay minerals have been largely replaced

by oxides, oxyhydroxides and hydroxides of Fe, Al, and Ti (bauxites, laterites). The four zones correspond to CIA values of 40–48 (incipient), 48–85 (intermediate), 85–98 (advanced) and 98–100 (extreme) (Nesbitt & Wilson 1992).

These zones can be compared with the weathering profiles studied here. XRD analyses show strong clinopyroxene and plagioclase peaks even in the most strongly weathered samples for all profiles. This and the comparatively low maximum CIA values (<50) suggest that weathering did not go beyond the intermediate stage of Nesbitt and Wilson (1992). This is confirmed by other chemical data. Although K and especially Na have been effectively removed from profiles A and B, significant amounts of other mobile elements like Ca, Mg, Si and P are retained. In particular, the relatively minor loss of Si (<20%) shows that chemical alteration is moderate.

Most major elements show rather similar behaviour in profiles A and B, except for significant discrepancies in Mg/Ti variation. The latter could be explained by the lower olivine mode of the basalt of profile B, or by compositional differences between secondary minerals formed in profiles A and B. Weathering conditions cannot be expected to strongly differ between the two profiles, and therefore the second explanation does not seem very likely. However, smectite peaks are clearly shifted to lower 2θ angles in fine fraction XRD diagrams of profile A, compared to the other profiles, indicating that smectites of slightly different composition have indeed formed there.

Alteration in profile C is more limited and of a distinctly different style. In contrast to profiles A and B, weathered rocks of profile C are hardly depleted in SiO<sub>2</sub>, and alkalis are retained (Na) or even enriched (K) instead of depleted. Profile C shows only limited breakdown of plagioclase and pyroxene. Analcime is abundant in all samples. This mineral is not found in profile A and only in fresh samples of profile B. In profile C the most strongly weathered sample (VB 96-90) actually has the highest analcime content. Zeolites are also abundant throughout profile C.

Analcime is commonly observed in basanitic

rocks from the Vogelsberg (Ehrenberg & Hicketier 1971, 1978, Schricke 1975). Analcime-rich Vogelsberg basanites are sometimes described as analcime basanites or analcimites. However, the origin of analcime as a primary or secondary phase is hotly debated in recent literature (Karlsson & Clayton 1991, 1993, Pearce 1993, Putnis et al. 1994). In the studied rocks, analcime generally occurs in isolated patches and nests, where it partially replaces groundmass plagioclase (Schricke 1975). These features suggest that analcime formed as a secondary phase in Vogelsberg basanites. Analcime forms at elevated temperature (Karlsson & Clayton 1991), and thus cannot be the result of surface weathering. In profile B it is observed in fresh samples only, so it must have formed before surface weathering significantly affected the lava flow. Therefore, analcime probably formed as a breakdown product of groundmass plagioclase, nepheline, and/or mesostasis during cooling of the flow. This explanation is consistent with the high analcime content in the lowermost sample of the profile C, which must have cooled the most slowly.

Zeolites are also generally formed under (relatively low-temperature) hydrothermal conditions (Coombs et al. 1959). In contrast to analcimes, zeolites are usually formed in open spaces in the volcanic rocks (cavities, vesicles and cracks) rather than in the crystalline groundmass. Zeolites are very water-rich minerals. Therefore, formation of zeolites requires a circulation system of hydrothermal fluids throughout the rock. Such a system cannot usually form under surface conditions, except in the form of geysers or hydrothermal springs, for which there is no evidence in the Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. However, a possible explanation for the different style of weathering of flow C, compared to the other flows, could be that it was covered by new volcanic material quickly after eruption, thereby effectively sealing it off from surface weathering conditions. Apart from preventing surface weathering, such a scheme provides the necessary conditions for allowing circulation of hot groundwater, and can preserve high temperatures for extended periods of time.

The chemical behaviour of alkali elements also fits in this scheme. Alkalis form important constituents of analcime and zeolites. Therefore, breakdown of primary constituents and leaching will mobilise and redistribute alkali elements, but they will be retained in the profile by the secondary phases. In addition, the K-enrichment in altered rocks of profile C suggests that secondary minerals also incorporate significant amounts of externally derived alkalis.

Trace elements support the conclusions drawn above. Rb and Cs are leached even from only slightly weathered rocks in the profiles A and B. In profile C these elements show large scatter without a clear enrichment or depletion trend, indicating that these elements have been mobilised and redistributed, but not removed from the rock. In profile A, the elements Ba, Sr, La, Ce, Th, and U appear to have been removed from strongly weathered samples and/or from overlying material, and redeposited in less affected rocks. The latter samples are therefore enriched in these elements compared to the fresh basalt. Overall, these elements are thus only mobilised within but not removed from the profile. Only Pb, V, and Y are significantly depleted in profile A.

Transition metals, HFSE, REE, Th, U, and Pb are immobile or only slightly depleted in profiles B and C. Only Ni and Cr are significantly depleted in profile C. This may result from the breakdown of olivine and clinopyroxene, that are abundant in this flow.

Nesbitt & Wilson (1992) suggested that relative bulk leach rates of the major elements Na, Ca, Mg, Fe, Al, Ti, Si from weathered basalts should be relatively independent of primary mineralogy or bulk composition of the basalt, since major silicate phases are weathered at similar rates. On the other hand, trace element leach rates would depend more critically on their mineralogical siting. Our study largely supports these conclusions, at least for profiles A

and B. Na, Ca, Fe, Al, Ti, and Si behave similarly in these profiles. However, the dissimilar behaviour of Mg in profiles A and B shows that relative abundance of primary phases may also have a significant effect for specific major elements. Trace elements show stronger dissimilarities between profiles A and B that cannot easily be predicted from the observed mineralogical changes. Trace element behaviour may depend more directly on the exact nature of secondary phases and the relative timing of primary phase breakdown and secondary phase formation. The enrichment of Ba, Sr, Th, U, and REE in weathered samples of profile A shows that externally derived material may also have a strong influence on trace element composition.

Many of the studied samples show distinct red and violet discolourations. Our study implies that these are not the result of extreme (lateritic) surface weathering. Primary minerals, although clearly affected, are still recognisable both in thin section and by XRD-analysis. Secondary minerals have formed, but form only a relatively minor proportion of even the most strongly weathered rocks. Some samples show evidence of formation of Fe-Ti-Al oxyhydroxides (the main constituents of laterites and bauxites), but only in very small amounts. Therefore, the red and violet colours more likely formed by "baking" of sheet silicates as the weathered flow surface was covered by new, hot volcanic material. Basaltic magmas may have temperatures of up to 1200 °C when they reach the surface, which is enough to significantly affect the covered material shortly after eruption.

Conclusions on external conditions of weathering and paleoclimate are difficult to extract from alteration profiles in the Vogelsberg drill-core because of the limited extent of weathering and the influence of other processes than surface weathering alone.

## 6. Conclusions

Three weathering profiles in basaltic rocks from the Vogelsberg show relatively limited chemical alteration features, despite distinct discolourations and loss of consistency in the most weathered rocks. Surface alteration is marked by progressive breakdown of primary olivine, mesostasis, clinopyroxene, plagioclase and accessory apatite and formation of secondary iddingsite, smectite, chlorite and hematite. Al-cime is abundant in relatively fresh samples from 2 profiles. It probably formed as a secondary phase after groundmass plagioclase, mesostasis and possibly nepheline during cooling of the flows. Hydrothermal alteration is marked by formation zeolites in vesicles, cracks and cavities.

Alkali elements are effectively removed during surface weathering. Alkaline earths, P and Si show more limited mobility. In profile A, Ba, Sr, REE, Th, and U appear to have been mobilised in the weathered part of the profile, and redeposited in less affected areas. However, even the most highly weathered rocks show enrichments of these elements compared to the fresh basalts, indicating that they were in part externally derived. In profile B, all these elements except Ba are immobile.

Mobilisation of alkalis is largely the result of breakdown of interstitial groundmass glass (mesostasis), and may occur without observable alteration features in thin-section. Caution is therefore required in assessing data for these elements in other geochemical studies.

Profile C shows a distinctly different style of alteration compared to the other profiles, characterised by retainment or even enrichment of alkalis. We conclude that alteration in this profile is dominated by hydrothermal processes. The heat necessary for hydrothermal processes may have been provided by quick stacking of lava flows and pyroclastic rocks. Apart from providing and conserving heat, such a process would have effectively cut off flow C from surface processes.

No direct conclusions concerning climatic conditions can be drawn from this study. However, surface weathering conditions clearly require ample supply of water. Distinct discolourations are clearly not the result of extreme weathering (lateritisation, bauxitisation), but probably formed by baking of clay minerals as new, hot volcanic material covered the weathered flow surfaces.

## 7. References

- Banfield, J. F. & Eggleton, R. A. (1988): Transmission electron microscope study of biotite weathering. - *Clays and Clay Minerals*, **36**: 47-60.
- Bogaard, P.J.F., Wörner, G. & Henjes-Kunst, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core "Forschungsbohrung Vogelsberg 1996". - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: *Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex*. - *Geol. Abh. Hessen*, **107**: 69-99, 7 figs., 4 tables, 1 annex; Wiesbaden.
- Chesworth, W., Dejoux, J. & Larroque, P. (1981): The weathering of basalt and relative mobilities of the major elements at Belbex, France. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**: 1235-1243.
- Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S. & Taylor, A. M. (1959): The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **17**: 53-107.
- Cramer, J. & Nesbitt, H. W. (1983): Mass-balance relations and trace-element mobility during continental weathering of various igneous rocks. - *Sci. Géol. Mem.*, **73**: 63-73.
- Drever, J.I. (1973): The preparation of oriented clay mineral specimen for x-ray diffraction analysis by a filter-membrane peel technique. - *Amer. Mineral.*, **58**: 553-554.
- Duddy, I. R. (1980): Redistribution and fractionation of rare earth and other elements in a weathering profile. - *Chem. Geol.*, **30**: 363-381.
- Eggleton, R. A. (1984): Formation of iddingsite rims on olivine: a

- transmission electron microscope study. - *Clays and Clay Minerals*, **32**: 1-11.
- Ehrenberg, K.-H. & Hicketier, H. (1971): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5623 Schlüchtern. - 2. Aufl.: 272 S.; Wiesbaden.
- (1978): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5620 Ortenberg; Wiesbaden.
- Fodor, R. V., Jacobs, R. S. & Bauer, G. R. (1994): Hollandite in Hawaiian basalt: a relocation site for weathering-mobilized elements. - *Mineral. Mag.*, **58**: 589-596.
- Innocent, C., Michard, A., Malengreau, N., Loubet, M., Noack, Y., Benedetti, M. & Hamelin, B. (1997): Sr isotopic evidence for ion-exchange buffering in tropical laterites from the Paraná, Brazil. - *Chem. Geol.*, **136**: 219-232.
- Karlsson, H. R. & Clayton, R. N. (1991): Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? - *Amer. Mineral.*, **76**: 189-199.
- Karlsson, H. R. & Clayton, R. N. (1993): Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? - Reply. - *Amer. Mineral.*, **78**: 230-232.
- Kött, A., Nesbor, H.-D. & Ehrenberg, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex, Geol. Abh. Hessen, **107**: 15-47, 18 Abb.; Wiesbaden.
- Mathé, P.-E., Rochette, P., Vandamme, D. & Colin, F. (1999): Volumetric changes in weathering profiles: iso-element mass balance method questioned by magnetic fabric. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **167**: 255-267.
- Middlemost, E. A. K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. - *Chem. Geol.*, **77**: 19-26.
- Nesbitt, H. W. (1979): Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. - *Nature*, **279**: 715-717.
- Nesbitt, H. W., Markovics, G. & Price, R. C. (1980): Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**: 1659-1666.
- Nesbitt, H. W. & Wilson, R. E. (1992): Recent chemical weathering of basalts. - *Amer. J. Sci.*, **292**: 740-777.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M. (1984): Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**: 1523-1534.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M. (1989): Formation and diagenesis of weathering profiles. - *J. Geol.*, **97**: (129-147).
- Norton, S. A. (1973): Laterite and bauxite formation. - *Econ. Geol.*, **68**: 353-361.
- Pearce, T. H. (1993): Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? - Discussion. - *Amer. Mineral.*, **78**: 225-229.
- Price, R. C., Gray, C. M., Wilson, R. E., Frey, F. A. & Taylor, S. R. (1991): The effect of weathering on rare-earth element, Y and Ba abundances in Tertiary basalts from southeastern Australia. - *Chem. Geol.*, **93**: 245-265.
- Putnis, A., Putnis, C. & Giampaolo, C. (1994): The microtexture of analcime phenocrysts in igneous rocks. - *Eur. J. Mineral.*, **6**: 627-632.
- Ronov, A. B., Balaschov, Y. A. & Migdisov, A. A. (1967): Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. - *Geochem. Int.*, **4**: 1-17.
- Schiano, P., Dupré, B. & Lewin, E. (1993): Application of element concentration variability to the study of basalt alteration (Fangataufa atoll, French Polynesia). - *Chem. Geol.*, **104**: 99-124.
- Schricke, W. (1975): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Lonsdorf; Wiesbaden.

# Eine dreidimensionale Modellierung der magnetischen Anomalien des Vogelsberges

Rudolf Pucher, Thomas Wonik & Rüdiger Schulz<sup>1</sup>

Pucher, R., Wonik, T. & Schulz, R. (2001): Eine dreidimensionale Modellierung der magnetischen Anomalien des Vogelsberges. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 119–140, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Ziel der Arbeit ist es, aus gesteinsmagnetischen Daten und anhand der magnetischen Anomalienkarte des Vogelsberges über ein dreidimensionales Modell des gesamten Vulkankörpers zu plausiblen Abschätzungen der Basaltmächtigkeiten zu gelangen, da diese insbesondere im Hohen Vogelsberg weitgehend unbekannt sind.

Magnetische Anomalien sind das Ergebnis von vektoriellen Inhomogenitäten der Magnetisierung in der Erdkruste. In der Karte der Magnetfeld-Anomalien  $\Delta F$ , bezogen auf 1000 m ü. NN, ist der Vogelsberg als eine dichte Scharung lokaler Anomalien erkennbar. In seinem Zentrum finden sich etwa gleich häufig positive und negative Anomalien. Im SW ist eine weiträumige positive Anomalie zu sehen. Eine schwache, im NE erkennbare Anomalie wird dem tieferen Untergrund zugeordnet. Ein auffälliger Wechsel des Anomalienmusters tritt an der Seental-Linie auf. Feldfortsetzungsrechnungen in die Niveaus von 2000 m und weiter nach 4000 m und 8000 m ü. NN führen zur Abnahme kleinräumiger Anomalien, so dass im Niveau 8000 m ü. NN nur noch eine den Vogelsberg in SW-NE-Richtung querende Anomalie übrig bleibt.

Gesteinsmagnetische Studien aus verschiede-

nen Teilen des Vogelsberges geben einen Eindruck der lateralen Verteilung der Magnetisierung in Betrag und paläomagnetischer Polarität. Ihre tiefenmäßige Verteilung ist jedoch nur aus wenigen Forschungsbohrungen bekannt: Flösserschneise, Hasselborn, Vogelsberg 1996, Rainrod 1 und Wassererkundungsbohrungen aus dem SW-Teil des Vogelsberges. Deren Werte für remanente und induzierte Magnetisierungen wurden vektoriell aufsummiert, das magnetische Gesamtmoment und daraus mittlere Magnetisierungswerte für die einzelnen Bohrungen und die Bohrungen insgesamt von ca. 2000 Kernmetern errechnet. Der ermittelte Wert von  $M = 2,5$  A/m schließt sowohl normale und inverse Lagen als auch schwach magnetische Partien ein.

Es wurde ein möglichst einfaches dreidimensionales Modell entwickelt, dessen Modell-Anomalien in dem Niveau von 2000 m ü. NN die Messwerte annähert. Die Magnetisierung wird homogen mit 2,5 A/m angenommen. Überraschend gut werden mit diesem Modell auch die detaillierten Anomalien in 1000 m ü. NN erklärt. Da die obere Begrenzungsfläche des anstehenden Basaltkörpers mit der Topographie bekannt ist, verbleibt als einziger Modellier-Freiheitsgrad die Mächtigkeit; die Modellmächtigkeiten lie-

<sup>1</sup> Dr. R. Pucher, Dr. T. Wonik, Dr. R. Schulz, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Stilleweg 2, D-30655 Hannover.

gen, mit einer lokalen Ausnahme im Hohen Vogelsberg, unter 1000 m. Im Bereich der stärksten magnetischen Anomalie im SW-Teil des Vogelsberges ist die Vulkanitmächtigkeit durch Bohrungen mit ca. 100 m bis maximal 300 m ermittelt worden. Diese geringen Mächtigkeiten des vulkanischen Deckgebirges können die dort gemessenen Anomalien nicht erklären. Das führt zur Annahme eines tiefen magnetischen Kör-

pers, der als erkaltete tertiäre Magmakammer gedeutet werden kann. Das Anomalienbild lässt am NE-Rand des Vogelsberges einen weiteren magnetischen Quellkörper erkennen, der als prätertiär und bis unter den Vogelsberg reichend angenommen wird. In einem Alternativ-Modell wird ein durchgehender tiefer prätertiärer Körper angenommen, der die tertiären Vulkanite von NE bis zum SW-Teil unterlagert.

## Abstract

It is the aim of the study to achieve a plausible depth estimation of the basaltic Vogelsberg mountains by means of a threedimensional model body on the basis of the aeromagnetic map. Especially in the central part of the Hoher Vogelsberg the depth is not known yet.

Magnetic anomalies are the result of vectorial inhomogeneities of the magnetization in the earth's crust. In the aeromagnetic map  $\Delta F$  of Germany at the level of 1,000 m above msl the Vogelsberg mountains are visible as a dense pattern of anomalies. It is imbedded into a large north-south striking magnetic minimum which is extended to the North up to Celle. In the center of the Vogelsberg the number of positive and negative anomalies is in balance. In the south-western part there is a regional strong positive anomaly. At the northeastern rim of the pattern there is a weak anomaly, to be caused by deeper seated rocks. A remarkable change of the pattern is at the so-called Sental-Linie in NS-direction. Fourier transformation of the anomalies to the levels of 2,000 m, 4,000 m and 8,000 m a.msl, respectively, result in amplitudinal decrease of predominant small-wave anomalies, so that at the level of 8,000 m a.msl only an elongated anomaly in SW-NE-direction remains.

Rockmagnetic studies at different parts of the Vogelsberg give an impression of the lateral distribution of magnetization in amount and direction and also of the palaeomagnetic polarity. However, its distribution in depth is known only from some research drillings: Flösser-Schneise, Hasselborn, newly Vogelsberg 1996, Rainrod 1

and hydrologic drillings from the SW-part of the Vogelsberg. Their values of remanent and induced magnetization have been added up vectorially, and the resulting magnetic moment and from that mean values of magnetization for each drilling and as a whole of about 2,000 coremeters have been calculated. The value of  $M = 2.5$  A/m includes normal and reverse flows and also weakly magnetized parts.

For the modelling the interactive program IG-MAS in fitting the measured magnetic field  $\Delta F$  at 2,000 m a.msl by model anomalies was used. The model magnetization is homogeneous with  $M = 2.5$  A/m. Since the basalt is outcropping the upper surface of the model body is the topographic relief of the Vogelsberg mountains. The remaining modelling term is the thickness.

The model values are below 1000 m, with a local exception in the region of the Hoher Vogelsberg. This simple concept has to be modified in the SW part of the Vogelsberg, where the most predominant magnetic anomaly is found. There the basaltic thickness is known to be 250 – 300 m by drillings. That leads to the assumption of a deeper seated magnetic rock body, disconnected from the outcropping basalts. It can be an old magma chamber, genetically connected with the outcropping volcanites. In addition, a magnetic anomaly at the NE outer rim of the magnetic pattern seems to extend underneath the Vogelsberg basalts. In an alternative model version the postulated underplating pretertiary body is assumed to extend to the largest magnetic anomaly in the SW.

# 1. Einleitung

Der Vogelsberg ist das flächenmäßig größte känozoische Vulkangebiet in Mitteleuropa; nach den bisher vorliegenden Erkenntnissen sind seine Vulkanite vorwiegend zwischen 15 Ma und 17 Ma ( Kreuzer et al. 1973; Harre et al. 1975, Bogaard et al. 2001) gebildet worden. Er liegt im Kreuzungspunkt von Rheingraben/Leinegraben aus dem Tertiär und dem nördlichen Rand der Mitteldeutschen Kristallinzone aus dem Paläozoikum. Geophysikalisch liefert die Anomalienkarte des erdmagnetischen Feldes (BGR 1976) das deutlichste Bild des basaltischen Vogelsberg-Körpers (im Ausschnitt von Abb. 1 im SE-Teil). Dagegen sind in der gravimetrischen Karte (Plaumann 1991) keinerlei Hinweise zum Vogelsberg erkennbar. Auch mit Hilfe der Seismik können nur bedingt Aussagen über den inneren Aufbau des Vogelsberg-Körpers abgeleitet werden. Insbesondere konnten bisher nur bedingt Aussagen sowohl über den inneren Aufbau des Vogelsberges, als auch über die Unterkante der

vulkanischen Gesteinsabfolge abgeleitet werden (Buness & Wonik 2001). Ehrenberg & Hickethier (1985) haben jedoch nach Auswertung aller bis dahin bekannten Bohrungen und Kartierergebnisse eine Karte der „Basaltbasis im Vogelsberg“ erarbeitet, aus der hervorgeht, dass die Unterkante der vulkanischen Gesteinsabfolge sich in ein Muster unterschiedlich hoch liegender Niveauschollen gliedert.

Mit Hilfe einer magnetischen dreidimensionalen Modellierung wird versucht, die Gestalt und die Maximalmächtigkeit des vulkanischen Gesamtkörpers zu erarbeiten. Diese Information ist am wichtigsten im Bereich des Hohen Vogelsberges, da dort eine Durchteufung des Basaltes bis in die sedimentäre Unterlage weder bei den Forschungsbohrungen 1972/73 (Ehrenberg et al. 1981) noch bei der Forschungsbohrung 1996 gelungen ist. Auch mit anderen geophysikalischen Methoden konnte auf diese Fragestellung keine eindeutige Antwort erlangt werden.

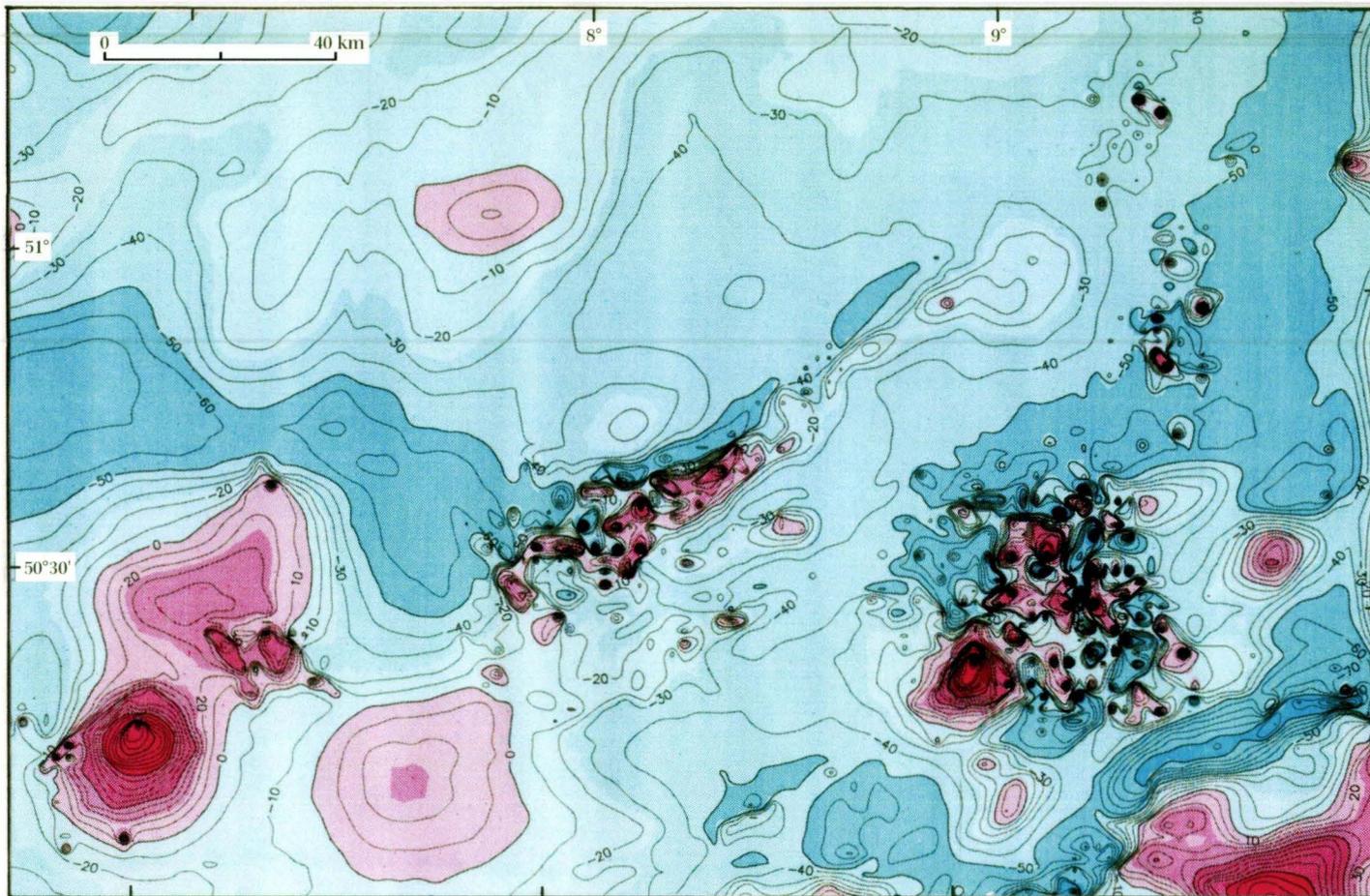
## 2. Karten der Anomalien des erdmagnetischen Feldes im Gebiet des Vogelsberges

### 2.1. Anomalienkarten

Karten der Anomalien des erdmagnetischen Feldes stellen nur etwa 1% des Magnetfeldes dar, nämlich die Differenz der von den zeitlich veränderlichen erdmagnetischen Variationen befreiten gemessenen Magnetfeldwerte und dem magnetischen Haupt- bzw. Kernfeld, das als zeitlich veränderliches Referenzfeld international festgelegt wird. Das sich somit ergebende, von den unterschiedlichen magnetischen Eigenschaften der Gesteine verursachte Krustenfeld ist als einziger Feldanteil zeitlich konstant. Abb. 1 zeigt im Ausschnitt die Anomalien der magnetischen Totalintensität  $\Delta F$  in 1000 m ü. NN. Das Gebiet des Vogelsberges liegt im SE-Teil der Karte. Erkennbar sind im Zentrum der Abbil-

dung das Lahn-Dill-Gebiet, im NE die nordhessischen Vulkanite, in der äußersten SE-Ecke der Spessart; in der SW-Ecke des Ausschnittes ist die kreisrunde Kelberg-Anomalie erfaßt.

Durch eine Feldfortsetzung nach oben mittels Fouriertransformation (Gibert & Galdeano 1985) wurde diness et al. 2001e Feldverteilung des Vogelsberges für verschiedene Höhen errechnet, und zwar für 2 000 m, 4 000 m und 8 000 m ü. NN (Abb. 2). Die Wirkung des umgebenden regionalen Minimums (Abb. 1) wurde durch die Addition von 25 nT eliminiert. Mit zunehmender Höhe nimmt erwartungsgemäß die Feinstruktur ab, und die Gestalt der Restanomalie verändert sich.



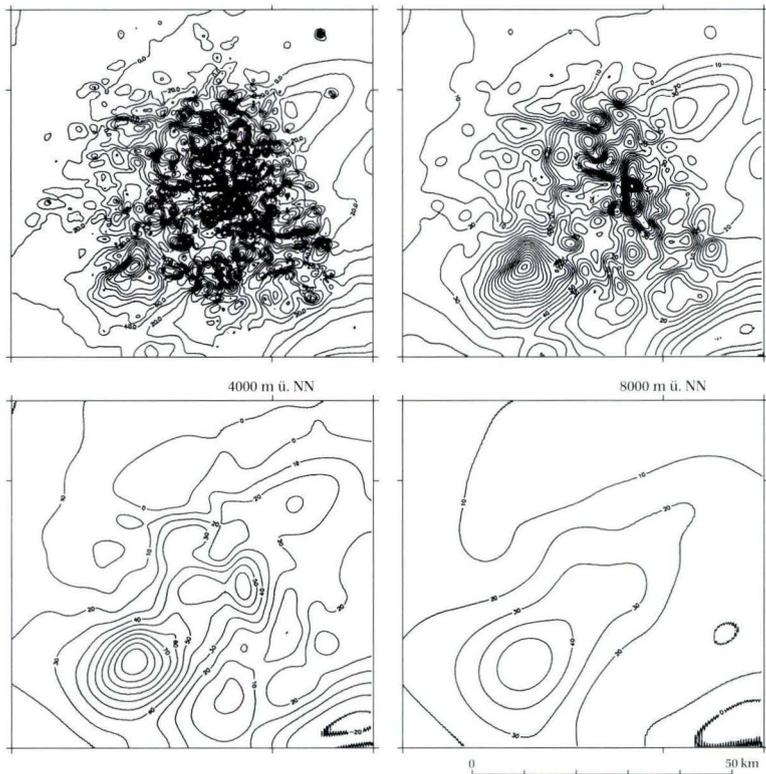
**Abb. 1.** Ausschnitt aus der aeromagnetischen Anomalienkarte der Totalintensität  $\Delta F$  in der Bundesrepublik Deutschland in 1000 m ü. NN (Datengrundlage BGR 1976); Isoliniabstand: 10 nT; Werte über/unter Null: rot/blau. Die magnetischen Anomalien des Vogelsberges liegen in einem ausgedehnten Minimum im SE-Teil. Erkennbar im Zentrum Lahn/Dill, im NE die nordhessischen Vulkanite, in der SE-Ecke der Spessart, in der SW-Ecke die Kelberg-Anomalie in der Eifel.

## 2.2. Das magnetische Anomalienbild des Vogelsberges

Abb. 1 zeigt in ihrem SE-Teil die magnetischen Anomalien des Vogelsberges im Niveau 1000 m ü. NN, was einem Abstand zur Geländeoberkante von 230–800 m entspricht. Der Vogelsberg ist bis zu seinem Rand durch eine dichte Anomalien-scharung erkennbar. Seine Anomalien können als Insel inmitten eines weiträumigen Minimums (in Abb. 1 tiefblau) verstanden werden, das sich nach Norden bis Celle fortsetzt (BGR 1976). Am NE-Rand des Anomalien-Ensembles des Vogelsberges ist eine variszisch streichende Anomalie erkennbar, die den Vogelsberg unterlagernden Gesteinen zugeordnet wird. Im SE schließen die starken magnetischen Anomalien des Spessarts an. Im Zentrum des Vogelsberges finden sich etwa gleich häufig positive und negative Anomalien, während in seinen äußeren Teilen negative Anomalien überwiegen; in vielen Fällen gehört ein in Nord-Süd-Richtung an-

geordnetes Paar von Maximum und Minimum zu einem Körper. Ein auffälliger Wechsel des Anomalienmusters tritt an der Seental-Linie auf. Sie markiert eine Nord-Süd-verlaufende Linie (RW = 3 502 km, in etwa auf dem Schnitt 9, Abb. 3). Nach Schottler (1930) ist die Vulkanit-abfolge östlich dieser Linie mächtiger als westlich davon. Ehrenberg & Hickethier (1985) konnten diesen Mächtigkeitsversatz aufgrund ihrer Untersuchungen zur Tiefenlage der „Basaltbasis im Vogelsberg“ nicht bestätigen. Der vor ca. 3 Mio. Jahren entstandene Horloff-Graben im SW des Vogelsberges bildet sich auf den Anomalienkarten nicht ab.

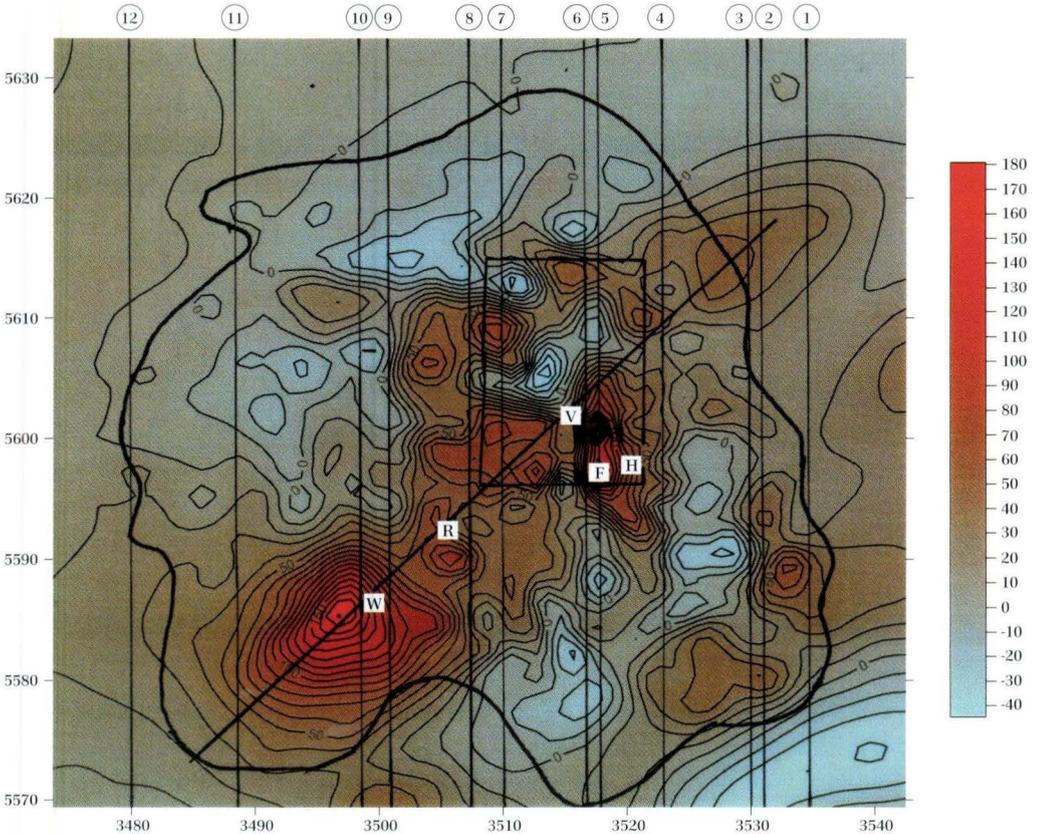
Die Anomalienkarten in unterschiedlichen Niveaus in Abb. 2 zeigen deutlich, dass der vulkanische Vogelsbergkörper eine nach unten endliche Erstreckung hat. Das wird ersichtlich aus dem Vergleich zur Kelberg-Anomalie in der



**Abb. 2.** Magnetische Anomalienkarte  $\Delta F$  des Vogelsberges in den Niveaus von 1000 m, 2000 m, 4000 m und 8000 m ü. NN; Isolinienabstand: 10 nT.

Eifel: Im Niveau 1000 m ü. NN haben beide Anomalien (in der SW- bzw. SE-Ecke von Abb. 1) ähnliche Intensitätswerte, in 3000 m ü. NN sind für einen großen Bereich des Vogelsberges die Intensitätswerte deutlich kleiner als für die Kelberg-Anomalie (Wonik & Hahn 1989). Zwar sind Körperkonfigurationen mit normal und invers magnetisierten Bereichen denkbar, die durch teilweise Kompensation tiefe Bereiche maskieren. Doch wirken sowohl die induzierte als auch die durch Lagerung im Erdmagnetfeld verursachte isothermale remanente Magnetisierung im gesamten Vulkanitkörper in gleicher Richtung, so dass ein Feldanteil mit großer Wellenlänge erkennbar bleiben müsste.

Bei der Anomalienkarte in 2000 m ü. NN (Abb. 3) sind die durch oberflächennahe magnetische Quellen verursachten Feldanteile so weit abgeklungen, dass sie als Grundlage für die dreidimensionale Modellierung dienen kann. Der ruhige Anomalienverlauf in 4000 m ü. NN (in Abb. 2) gliedert den Vogelsberg in Gebiete mit positiver und überwiegend negativer (inverser) paläomagnetischer Polarität. In 8000 m ü. NN ist lediglich die Anomalie des magnetischen Körpers im SW-Teil erkennbar, die sich quer durch den Vogelsberg nach NE fortsetzt. Diese Streichrichtung stimmt mit anderen magnetischen Lineationen aus dem Paläozoikum in dieser Region überein (Hahn & Pucher 1982).



**Abb. 3.** Magnetische Anomalienkarte  $\Delta F$  nach Feldfortsetzung nach oben mittels Fouriertransformation in 2000 m ü. NN mit Basaltverbreitung des Vogelsberges; Isolinienabstand 10 nT; Lage der Forschungsbohrungen: W Wassererkundungsbohrungen, R Rainrod 1, F Flößer-Schneise, H Hasselborn und V Vogelsberg 1996; Lage der Modellerschnitte #1 bis #12 in Nord-Süd-Richtung, SW-NE-Schnitt siehe Abb. 6. Ausschnitt im Hohen Vogelsberg siehe Abb. 7.

# 3. Magnetische Eigenschaften des Vulkangebietes des Vogelsberges

## 3.1. Remanente und induzierte Magnetisierung

Mögliche Träger der Magnetisierung in Gesteinen sind hauptsächlich Magnetit, Maghemit, Hämatit, deren Mischoxide mit Titan, sowie Pyrrhotin. Ihr Gehalt im Gestein überschreitet in der Regel nicht 4 Vol.-%. Basalte enthalten hauptsächlich Titanomagnetite und gehören zu den stark magnetisierten Gesteinsarten. Ihre Magnetisierung setzt sich aus einem remanenten und einem induzierten Anteil zusammen. Eine remanente Magnetisierung wird bei der Bildung von Basalten in Richtung des damals herrschenden Erdmagnetfeldes dem Gestein aufgeprägt. Die induzierte Magnetisierung wirkt hingegen in Richtung des heutigen lokalen erdmagnetischen Feldes. Der Proportionalitätsfaktor zwischen induzierter Magnetisierung und aktuellem Erdmagnetfeld ist die magnetische Suszeptibilität.

Remanente Magnetisierung entsteht nicht nur beim Abkühlen von Schmelzen, sondern auch später durch mineralogische Veränderungen und sogar schon durch Lagern im Erdmagnetfeld. Die Neigung von Gesteinsbereichen zum Erwerb einer solchen isothermalen rema-

nenten Magnetisierung kann so stark sein, dass sie z.B. die originale Thermoremanenz inverser Polarität überwiegt und dadurch die resultierende Magnetisierung eine falsche paläomagnetische Polarität vortäuscht (Pucher 1991).

Wenn die Richtungen der verschiedenen Magnetisierungskomponenten einer Gesteinsprobe stark differieren, kann die resultierende natürliche remanente Magnetisierung (NRM) beträchtlich von der paläomagnetischen Erwartungsrichtung abweichen. So kann sich die Wirkung der remanenten Magnetisierungen entgegengesetzter Polarität zweier übereinander liegender Vulkanitlagen weitgehend aufheben: Es bleibt die Wirkung der in Richtung des lokalen Erdmagnetfeldes wirkenden induzierten Magnetisierung beider Vulkanitlagen übrig. Für die Praxis hat sich die Angabe des Q-Faktors nach Königsberger als Verhältnis von natürlicher remanenter zu induzierter Magnetisierung ( $Q = M_{\text{NRM}} / M_{\text{ind}}$ ) bewährt: Bei  $Q < 2$  liefert die induzierte Magnetisierung einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag zum vektoriellen Mittel der Gesamtmagnetisierung.

## 3.2. Gesteinsmagnetische Untersuchungen im Vogelsberg

Ein entscheidender Parameter bei der magnetischen Modellierung ist die Magnetisierung der Gesteine. Aus verschiedenen Bereichen des Vogelsberges liegen eine Reihe von gesteinsmagnetischen Messergebnissen vor, die sowohl an Oberflächengesteinen (Tab. 1) wie an Bohrkernen (siehe Abschnitt 3.3 und Tab. 2) ausgeführt wurden.

Ulrich (1967) hat in einer Übersichtsstudie für große Teile des Vogelsberges flächenhaft die Polarität der remanenten Magnetisierung ermittelt. Danach deutet die Seental-Linie (RW = 3502 km) einen Unterschied des Polaritätsmus-

ters an: Östlich der Seental-Linie wurden inverse Richtungen ermittelt, ausgenommen der nördliche Hang des Hohen Vogelsberges im Höhenintervall 280–400 m und im südlichen Hang unterhalb von 280 m ü. NN, wo normale Polarität bestimmt wurde. Westlich der Seental-Linie überwiegt vom Süden her mit zunehmender Höhe bis 160 m ü. NN normale, bis 275 m ü. NN inverse Polarität, oberhalb nach Norden wieder normale Polarität. Für den NW-Teil des Vogelsberges (TK 25 Nr. 5318 Allendorf und 5319 Londorf) wurde die von Ulrich festgestellte Höhenabhängigkeit der paläomagnetischen Po-

**Tab. 1.** Gesteinsmagnetische Werte von vulkanischen Oberflächenproben im Vogelsberg.  $M_{\text{NRM}}$  - Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM),  $Q (= M_{\text{NRM}} / M_{\text{ind}})$  - Verhältnisfaktor von remanenter und induzierter Magnetisierung, D - Azimut, I - Neigung der NRM (negative Werte bedeuten inverse Polarität).

Probe Nr.	Lokation Rechts-/Hochwert	Höhe [m ü. NN]	Magnetisierung				Literatur
			$M_{\text{NRM}}$ [A/m]	Q	D [°]	I [°]	
<b>a)</b>							<b>Pucher (unveröff.)</b>
V 36	348989 / 561796	355	1,43	6,8	58	78	
V 25	349544 / 561312	355	3,13	3,0	303	68	
V 24	349544 / 561312	355	1,32	1,1	320	62	
V 35	348994 / 561797	351	1,75	5,6	60	69	
V 29	349643 / 561599	350	3,23	3,3	309	60	
V 37	349000 / 561793	345	2,30	10,5	33	47	
V 30	349634 / 561588	337	1,34	5,0	275	67	
V 27	349644 / 561579	335	1,3	4,9	24	71	
V 28	349608 / 561621	331	1,1	3,5	76	-59	
V 26	349603 / 561336	312	0,4	2,9	57	48	
V 18	349088 / 561657	305	1,9	38,2	53	83	
V 19	349088 / 561657	300	1,6	4,7	316	74	
V 17	349072 / 561660	290	3,1	9,3	225	-48	
V 41	349360 / 561230	290	1,14	1,5	94	32	
V 42	349360 / 561230	290	1,1	1,6	180	-2	
V 43	349360 / 561230	290	1,2	2,2	86	30	
V 23	349145 / 561567	285	2,7	13,8	25	71	
V 20	349128 / 561579	285	3,2	19,0	56	63	
V 21	349130 / 561574	277	2,4	21,8	36	68	
V 15	348856 / 561212	275	1,4	9,8	227	-49	
V 16	348853 / 561213	275	0,1	0,8	225	-34	
V 22	349128 / 561576	270	2,2	12,0	63	77	
V 33	349234 / 561307	270	0,6	2,4	209	-34	
V 31	349131 / 561402	265	2,6	11,9	194	-62	
V 39	349302 / 561206	265	0,4	2,5	5	-82	
V 40	349301 / 561203	262	0,7	2,1	240	-39	
V 32	349237 / 561302	260	1,1	1,1	255	8	
V 46	349184 / 561430	247	5,4	9,8	7	17	
<b>b)</b>							<b>Sherwood (1990)</b>
1	359300 / 558110		3,2	3,0	344	50	
2	351485 / 556990		2,3	1,4	187	-60	
3	351485 / 556990		1,8	1,1	68	43	
4	351415 / 558640		2,6	2,2	209	-54	
5	350960 / 558595		1,5	0,9	119	-70	
6	360670 / 558035		6,2	13,9	187	-61	
7	350650 / 558260		2,4	1,0			
8	351425 / 558840		1,5	1,0	190	-24	
9	351000 / 558455		2,3	1,9	208	-75	
10	351020 / 558465		2,14	1,4	171	-77	
11	350930 / 557385		3,6	2,3	144	-52	
12	350910 / 558650		1,1	1,1	136	-69	
13	352300 / 559660		0,8	1,3	242	-43	
14	352300 / 559660		3,6	2,7	347	69	
15	351130 / 559390		1,0	1,3	191	-76	
16	351065 / 559305		5,5	9,7	201	-80	
17	350980 / 559270		1,5	1,0	125	-64	

Probe Nr.	Lokation Rechts-/Hochwert	Höhe [m ü. NN]	Magnetisierung				Literatur
			$M_{\text{NRM}}$ [A/m]	Q	D [°]	I [°]	
18	350900 / 559570		0,4	0,3	173	-74	
19	350180 / 559855		0,4	0,9	225	-65	
20	350220 / 559065		1,8	2,7	171	-58	
21	352780 / 560730		2,3	2,2	110	-65	
22	349590 / 558800		1,6	1,5	169	-50	
23	352690 / 561190		1,5	3,8	352	53	
24	352690 / 561190		2,2	14,2	357	56	
25	350618 / 559320		3,4	4,3	177	-73	
26	338140 / 560935		1,4	1,8	186	-20	
27	348540 / 560870		0,9	5,0			
28	350765 / 560915		2,7	2,9	350	52	
29	351395 / 560420		1,2	0,7	196	-56	
30	353010 / 560325		2,0	3,7	180	-61	
31	352325 / 560165		10,0	10,4	356	64	
32	348792 / 561168		1,8	10,5	153	-60	
33	349105 / 561600		2,0	19,4	33	70	
34	349300 / 561380		3,1	18,4	33	73	
35	349300 / 561380		3,8	13,2	36	73	
36	350235 / 561380		2,2	4,6	20	48	
37	352335 / 561875		0,9	3,9			
38	352580 / 562160		0,8	0,5	250	35	
39	359905 / 562365		0,5	1,4	179	-52	

larität der Gesteinsmagnetisierungen durch eine radiometrisch-mineralogisch-paläomagnetische Studie bestätigt (Harre et al. 1975): Vulkanitlagen oberhalb ca. 275 m ü. NN haben normale Polarität, unterhalb inverse. In Tab. 1a sind die bisher nicht veröffentlichten Magnetisierungswerte ohne paläomagnetische Reinigungsprozeduren wiedergegeben, wie sie für die Modellierung hilfreich sind. Als Mittelwerte ergeben sich für Proben mit normaler (positiver) Polarität  $M_{\text{NRM}} = 1,8$  A/m, für diejenigen mit inverser (negativer) Polarität  $M_{\text{NRM}} = -0,9$  A/m. Über alle Proben gemittelt ergibt sich eine Magnetisierung von  $M_{\text{NRM}} = 1,2$  A/m.

Die gesteins- und paläomagnetische Studie von Sherwood (1990) liefert aus neu entnommenen Proben nach Entmagnetisierungsprozeduren Werte der paläomagnetischen Magnetisierungsrichtungen von Vulkaniten des gesamten

Vogelsberges. Es ist darauf zu achten, dass die Deklinations- und Inklinationswerte in Tab. 1b die paläomagnetische Magnetisierungsrichtung nach Entmagnetisierungsprozeduren angeben. Als Mittelwerte der wirksamen Magnetisierung (also inklusive der induzierten Magnetisierung) ergeben sich für Proben mit normaler (positiver) Polarität  $M_{\text{NRM}} = 2,7$  A/m, für diejenigen mit inverser (negativer) Polarität  $M_{\text{NRM}} = -1,5$  A/m. Eine vektorielle Addition der Magnetisierungswerte, der die Wirkung der induzierten Magnetisierung einschließt, führt zu einem mittleren Magnetisierungswert von  $M = 0,8$  A/m. Es ist zu beachten, dass der Anteil isothermaler Remanenz darin nicht enthalten ist; d.h. mit der isothermalen Remanenz würde sich ein höherer Wert für die mittlere Magnetisierung ergeben. Außerdem wurde ein Einzelwert von 26,5 A/m als „Ausreißer“ nicht in Tab. 1b übernommen.

### 3.3 Mittlere Magnetisierungswerte

Die in Tab. 1 aufgeführten Daten können als Anhaltswerte für mittlere Magnetisierungen im Vogelsberg herangezogen werden. Die Werte zeigen eine große räumliche Heterogenität. Die Einzelwerte selbst, insbesondere „Ausreißer“, d.h. vereinzelt extreme Werte, haben nur eine geringe Wirkung auf das Gesamtmodell. Gemittelte Magnetisierungswerte sollen einerseits die gesteinsmagnetischen und petrographischen Heterogenitäten herausmitteln, andererseits ist die Verteilung von Gesteinsbereichen mit inverser Polarität innerhalb des Vulkanitkörpers weitgehend unbekannt. Besonderes Gewicht erhalten deshalb die Bohrungen im Vogelsberg,

geteilte Magnetisierungswerte sollen einerseits die gesteinsmagnetischen und petrographischen Heterogenitäten herausmitteln, andererseits ist die Verteilung von Gesteinsbereichen mit inverser Polarität innerhalb des Vulkanitkörpers weitgehend unbekannt. Besonderes Gewicht erhalten deshalb die Bohrungen im Vogelsberg,

**Tab. 2.** Gesteinsmagnetische Werte von Vulkaniten aus Bohrungen im Vogelsberg.  $M_{\text{NRM}}$  - Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM),  $Q (= M_{\text{NRM}} / M_{\text{ind}})$  - Verhältnisfaktor von remanenter und induzierter Magnetisierung,  $I$  - Neigung der NRM (negative Werte bedeuten inverse Polarität).

Bohrung Nr.	Lokation Rechts-/Hochwert	Höhe [m ü. NN]	Magnetisierung			Literatur Gestein Bemerkungen
			$M_{\text{NRM}}$ [A/m]	$Q$	$I$ [°]	
a) Wassererkundungsbohrungen der OVAG (TK 5519 Hungen)						Angenheister & Turkowsky (1964)
13	3497-3501 / 5584-5588	100-150	7,0	8,0	75	
14		133-140	8,5	13,0	77	
18		118-137	2,5	0,8	-50	
18		102-114	3,5	0,9	-63	
20		132-142	5,5	7,0	67	
20		106-123	5,0	4,5	35	
26		127-130	0,5	0,5	50	
26		107-127	2,8	9,5	60	
28		117-144	9,0	7,5	-35	
28		105-114	4,5	11,0	-70	
b) Rainrod 1: Aufgeführt sind die Mittelwerte aus der Mitte (dem Rand) der 5-20 m mächtigen Lavaströme						Fromm (1973) (vgl. Kreuzer et al. 1974)
	350618 / 559320	176-188	1,4	(3,5)	76	Alkalioliv-Basalt
		75-116	1,8	(10,0)	60 (48)	Tholeiit
		-23-25	3,4	(25,0)	71 (26)	Alkalioliv-Basalt
		-48-23	1,2	(13,0)	-82 (-24)	Tholeiit
		-59-48	2,2	(12,0)	-83 (-29)	Alkalioliv-Basalt
		-89-59	0,5	(7,0)	-82 (-17)	Latit
		-98-89	3,5	(13,0)	-83 (-18)	Alkalioliv-Basalt
c) Flösser-Schneise						Pucher & Fromm (1981)
	351815 / 559711	635-457	4,6	1,5	70 ( $\pm 10$ )	Mittelwerte mit statistischer Streubreite
Hasselborn						
	352081 / 559889	519-339	-2,8	2,8	-49 ( $\pm 20$ )	
		328-223				
		559-519				
		339-328	11,7	3,4	59 ( $\pm 25$ )	
		223-79				
d) FB Vogelsberg 1996						Schnepf et al. (2001)
	351583 / 560226	573-662	6,0	8,1	-42	basanitische Lavaströme
		401-526	4,2	6,2	70	alkalibas./tholeiit. Lavaströme
		298-380	1,1	2,0	-50	Trachytstrom
		214-254	3,0	2,5	-42	vulkanikl. Ablagerungen
		95-169	2,0	1,8	68	basanitische Lavaströme

deren Kernmaterial magnetisch untersucht worden ist (vgl. Abb. 3).

Die eigentliche Wirkungsgröße in der Magnetik ist das magnetische Moment ( $\text{Am}^2$ ) als Produkt von Magnetisierung ( $\text{A/m}$ ) und Volumen ( $\text{m}^3$ ) des magnetischen Materials. Bei Bohrungen kann man unter Vernachlässigung des Bohrlochvolumens als magnetisches Moment vereinfachend das Produkt aus Magnetisierung ( $\text{A/m}$ ) und erbohrter Kernlänge/Mächtigkeit ( $\text{m}$ ) verstehen; das magnetische „Moment“ erhält dann also nur die Dimension  $\text{A}$ .

Die mittlere Magnetisierung für Bohrungen werden wie folgt berechnet:

- Die gemessenen Magnetisierungsanteile von natürlicher remanenter Magnetisierung und induzierter Magnetisierung werden in die Senkrechte projiziert.
- Die Produkte von Magnetisierung und Mächtigkeit werden für die gesamte Bohrung aufsummiert. Magnetisierungsanteile inverser Richtung zählen bei dieser Rechnung negativ.
- Die Summe ergibt, dividiert durch die Kernstrecke, eine mittlere homogene, Reversals einschließende Magnetisierung für  $I = 90^\circ$  (ein Zurückrechnen in die heutige Erdfeldrichtung von  $68^\circ$  würde den Wert nur um 8 % erhöhen). Je nach Anteil von Kernmächtigkeiten mit inverser Magnetisierung können diese dabei das magnetische Moment normal magnetisierter Kernbereiche kompensieren, was dann einen kleinen mittleren Magnetisierungswert ergibt.

Auf diese Weise konnten mittlere Magnetisierungen für die in Tab. 2 angegebenen Bohrungen ermittelt werden:

Im SW-Teil des Vogelsberges (TK 25 Bl. 5519 Hungen) sind Kerne der Wassererschließungsbohrungen 13, 14, 18, 20, 26 und 28 des Zweckverbandes Oberhessischer Versorgungsbetriebe (OVAG) gesteinsmagnetisch untersucht worden (Angenheister & Turkowsky 1964). In vielen Vulkanitlagen ist mit zunehmender Tiefe eine deutliche Abnahme der NRM (oft um den Faktor 3), keine oder schwächere Abnahme der magnetischen Suszeptibilität und keine Veränderung der magnetischen Inklination zu bemerken.

Die Bohrung Rainrod 1 (TK 25 Bl. 5520 Nid-

da) hat eine Wechsellagerung von Alkaliolivinbasalten und Tholeiiten angetroffen, für die von Kreuzer et al. (1974) K/Ar-Alterswerte zwischen 13,0 Ma und 17,2 Ma ermittelt wurden. Die Magnetisierungen (Fromm 1973) zeigen in den Dach- und Basiszonen von Lavaströmen eine deutliche Erhöhung der Magnetisierungswerte, während die mittleren Bereiche durch eine Abnahme der Inklinationswerte charakterisiert sind: Die schnellere Abkühlung im Bereich der Dach- und Basiszonen hat u.a. eine geringere Korngröße und eine erhöhte Neigung zum Erwerb isothermaler Remanenz zur Folge.

Die beiden Forschungsbohrungen Flösser-Schneise und Hasselborn im Hohen Vogelsberg (TK 25 Bl. 5421 Ulrichstein), ca. 3,5 km voneinander entfernt, haben Basalte, Tuffe und Trachyte erbohrt, für die K/Ar-Alterswerte zwischen 15,2 Ma und 18,2 Ma ermittelt wurden (Ehrenberg et al. 1981). Es wurden mehrere paläomagnetische Umkehrungen erfaßt (Pucher & Fromm 1981).

Die gesteinsmagnetischen Ergebnisse der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (TK 25 Bl. 5421 Ulrichstein) werden von Schnepf et al. (2001) beschrieben. Bemerkenswert ist, dass der Anteil inverser Magnetisierungsrichtung überwiegt.

Im einzelnen ergibt die Aufsummierung für die Gebiete um die Bohrungen Rainrod, Flösser-Schneise und Hasselborn mittlere Magnetisierungen zwischen 2,7  $\text{A/m}$  und 5,1  $\text{A/m}$  (Tab. 3). Die Aufsummierung der magnetischen Momente der in Tab. 2a aufgeführten Wassererkundungsbohrungen führen zu einem mittleren Magnetisierungswert von  $M = 2,8 \text{ A/m}$ . Für die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 tritt der Fall der Kompensierung normal und invers magnetisierter Anteile ein, denn es errechnet sich eine mittlere Magnetisierung von 0,05  $\text{A/m}$ . Übertragen auf die Anomalienkarte entspricht dies jedoch nicht einem starken Minimum, da in der Magnetfeldverteilung hauptsächlich der laterale Magnetisierungscontrast sichtbar wird.

Die mittlere Magnetisierung für alle Bohrungen ergibt sich für normal magnetisierte Gesteine zu  $M = 6,2 \text{ A/m}$ , für invers magnetisierte jedoch nur zu  $M = -1,7 \text{ A/m}$ . Bildet man nun für die gesamte Bohrung das magnetische Mo-

**Tab. 3.** Aufsummierung der in die Senkrechte projizierten Werte der natürlichen remanenten und der induzierten Magnetisierung (IM) in vier Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg sowie einiger Wassererkundungsbohrungen im SW-Vogelsberg (vgl. Tab. 2). Magnetische Momente (A) = Magnetisierung (A/m) x Mächtigkeit (m).

	Vogelsberg 1996	Rainrod 1	Flösser-Schneise	Hasselborn	Wassererkundungsbohrungen	Gesamt
Normal magnetisierte Bereiche						
Aufsummierte magnetische Momente	698 A	857 A	765 A	2780 A	627 A	5727 A
Kernstrecke	213 m	218 m	174 m	203 m	111 m	919 m
Gemittelte wirksame Magnetisierung	3,3 A/m	3,9 A/m	4,4 A/m	13,7 A/m	5,6 A/m	6,2 A/m
Invers magnetisierte Bereiche						
Aufsummierte magnetische Momente	-674 A	-66 A	-4 A	-302 A	-120 A	-1166 A
Kernstrecke	270 m	75 m	6 m	287 m	67 m	705 m
Gemittelte wirksame Magnetisierung	-2,5 A/m	-0,9 A/m	-0,7 A/m	-1,1 A/m	-1,8 A/m	-1,7 A/m
Alle magnetisierten Bereiche						
Aufsummierte magnetische Momente	24 A	791 A	761 A	2478 A	507 A	4561 A
Bohrstrecke	483 m	293 m	180 m	490 m	178 m	1624 m
Gemittelte wirksame Magnetisierung	0,05 A/m	2,7 A/m	4,2 A/m	5,1 A/m	2,8 A/m	2,8 A/m
Gesamte Bohrung						
Aufsummierte magnetische Momente	24 A	791 A	761 A	2478 A	507 A	4561 A
Kernstrecke	656 m	293 m	201 m	490 m	202 m	1842 m
Gemittelte wirksame Magnetisierung	0,04 A/m	2,7 A/m	3,8 A/m	5,1 A/m	2,5 A/m	2,5 A/m

ment, um einen mittleren Magnetisierungswert zu erhalten, so muss man auch die nicht oder nur schwach magnetischen Bereiche der Bohrung berücksichtigen. Der Einfachheit halber wird dieser Bereich mit einem verschwindenden Moment belegt. Bezogen auf die Gesamteufe aller Bohrungen errechnet sich ein mittlerer Magnetisierungswert von  $M = 2,5 \text{ A/m}$ .

Kritisch anzumerken zu dieser Bestimmung der mittleren Magnetisierung ist, dass das lineare Aufsummieren von Momenten streng genommen nicht zulässig ist, da nur die Feldwir-

kungen summiert werden dürfen, nicht aber die Quellen. Die Entfernungsabhängigkeit der Feldwirkung muss berücksichtigt werden; für den einfachsten Fall eines magnetischen Dipols gilt  $1/r^3$ . Je nachdem, in welchem Niveau das Feld modelliert werden soll, müssten Gewichtungsfaktoren berücksichtigt werden. Diese wären aus der Feldwirkung der randlichen Volumenelemente relativ zum Mittelpunkt des Körpers zu ermitteln. Das ergibt im Extremfall Gewichtungsfaktoren von weniger als 2. Daher erscheint das o.g. Vorgehen als sinnvoll und zulässig.

## 4. Entwicklung eines magnetischen Modells

### 4.1. Grundlagen der Modellierung

Eine magnetische Modellierung des vulkanischen Vogelsberges hat mit der Vieldeutigkeit der Methode zu kämpfen: Es gibt viele Modellkörper unterschiedlicher Gestalt, Größe, Magnetisierungswerte und Verteilung von Teilkörpern entgegengesetzter paläomagnetischer Polarität, die das gemessene Anomalienmuster annähern. Der hier vorgestellte Modellansatz hat

das Ziel, die grundsätzlichen Effekte der magnetischen Anomalien des Vogelsberges zu erklären. Um die Vieldeutigkeit der Methode einzuschränken, wird versucht, mit einem möglichst einfachen, aber geologisch plausiblen Körper mit weitestgehend homogener Magnetisierung eine optimale Anpassung von Messwerten und Modelldaten zu erzielen. Dabei wird der mittlere Fehler

der Messwerte zu 5 nT abgeschätzt.

Da die gemessene Anomalienverteilung ein Abbild der magnetischen Momente, dem Produkt aus Magnetisierung und Volumen bzw. Mächtigkeit darstellt, wird für die Modellierung, extrem vereinfachend, eine homogene Magnetisierung für den gesamten tertiären Vulkanitkörper angenommen. Das wird möglich durch die Verwendung des aus den Bohrungen abgeleiteten Mittelwertes von  $M = 2,5 \text{ A/m}$ . Es hat den Vorteil, dass mit nur einem Wert gerechnet zu werden braucht und nicht jeder einzelne Lavaström bzw. einzelne Bereiche mit einer eigenen Magnetisierung bzw. Polarität berücksichtigt werden muss. Die aus gesteinsmagnetischen Studien aus Oberflächen-Proben abgeleiteten Mittelwerte liegen deutlich darunter: Die Messwerte aus Tab. 1 lieferten mittlere Magnetisierungen von  $M = 1,2 \text{ A/m}$  für normale, bzw.  $M = 0,8 \text{ A/m}$  für inverse Magnetisierungsrichtung.

Um nicht oberflächennahe Heterogenitäten berücksichtigen zu müssen, ist das erste Ziel der Modellierung der Angleich der berechneten Anomalie des Modellkörpers an die magnetischen Anomalien im Niveau 2000 m ü. NN (Abb. 3). Da die vulkanischen Gesteine an der Oberfläche anstehen, bildet das topographische Relief des Vogelsberges die obere Begrenzung des vulkanischen Gesamtkörpers. Der Abstand zur Oberfläche des Vogelsberges liegt damit zwischen 1300 m und 1800 m. Die durch oberflächennahe Unregelmäßigkeiten des magneti-

schen Gesteins verursachten Effekte (vgl. Abb. 2 links oben) sind in diesem Niveau weitgehend abgeklungen. Außerdem ist dieser Abstand erforderlich, damit der Fehler bei der Ermittlung mittlerer Magnetisierungswerte aus Bohrungen nicht zu groß wird (s. Kap. 3.3). Als untere Begrenzungsfläche konnten für die äusseren Bereiche des Vogelsberges die aus zahlreichen Wassererkundungsbohrungen (Ehrenberg & Hicethier 1985) bekannten Basaltmächtigkeiten für das Modell genutzt werden.

Die Modellierung erfolgte mit dem interaktiven Rechenprogramm IGMAS (Götze & Lahmeyer 1988, Schmidt & Götze 1995), wobei die Angleichung der Modellanomalie an das gemessene Feld entlang einer Anzahl ausgewählter Schnitte erfolgt und das Programm über Triangulation diese zweidimensionalen Schnitte zu einem dreidimensionalen Körper zusammenfügt. Das Programm ist für gravimetrische Problemstellungen entwickelt worden; die vollständige software-mäßige Anpassung an die Magnetik ist noch nicht abgeschlossen (Schmidt, pers. Mitt.). Die zur Verfügung stehende Version erlaubt die Wahl der remanenten Magnetisierung, der Richtung des erdmagnetischen Feldes und des Q-Faktors, d.h. des Verhältnisses von remanenter zu induzierter Magnetisierung. Für die Modellierung wurden zwölf Schnitte in Süd-Nord-Richtung (Nummerierung von Ost nach West, Abb. 3) ausgewählt, um die wichtigsten Anomalien gut zu erfassen.

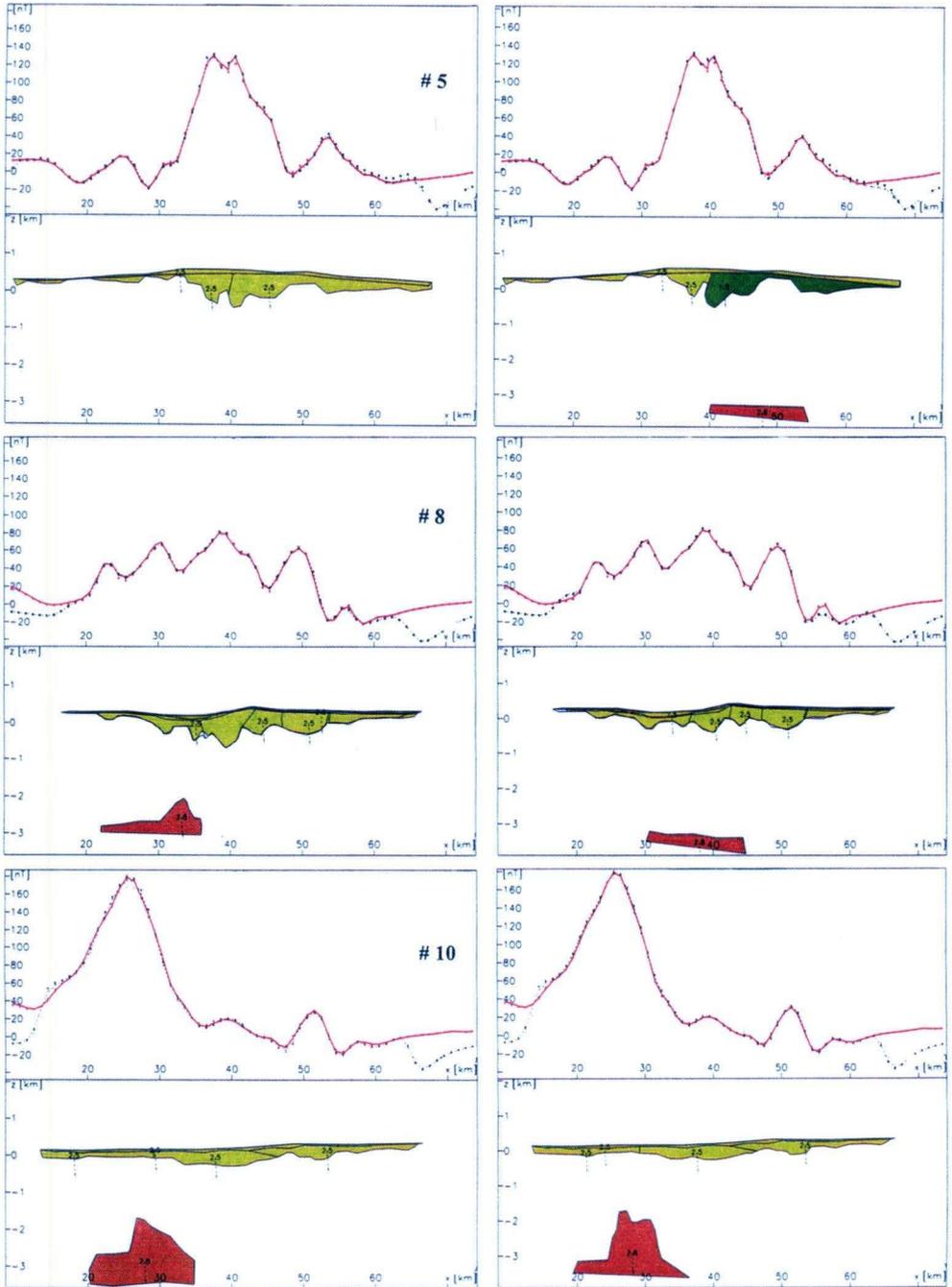
## 4.2. Hinweise auf einen tiefen Körper

Die Ergebnisse der Feldfortsetzungen (Abb. 2) lassen den Gedanken aufkommen, dass die positive magnetische Anomalie im SW des Vogelsberges dessen tiefreichendes Förderzentrum andeutet. Im Niveau 8000 m ü. NN ist nicht mehr die der Verbreitung des Basalts entsprechende nahezu kreisrunde Ansammlung von Anomalien erkennbar, sondern es ergibt sich eine Anomalie, die deutlich in SW-NE-Richtung streicht. Von geologischer Seite gibt es für die Annahme eines Förderzentrums im SW-Teil des Vogelsber-

ges jedoch keinen Hinweis; lediglich ein erhöhtes Vorkommen von Gängen und austretendes  $\text{CO}_2$  ist zu beobachten (Ehrenberg, pers. Mitt.)

Die Frage entsteht, ob dem tertiären Basaltkörper ein älterer magnetischer Körper unterlagert ist. Folgende Hinweise für diese These lassen sich finden:

- Am Nordostrand des Vogelsberges findet sich eine SW-NE-streichende Anomalie, die einen sich weiter nach SW erstreckenden Körper in einiger Tiefe anzeigt.



**Abb. 4.** Dreidimensionales Modell mit den zwei tiefen Teilkörpern im SW- und im NE-Teil (Modell A, links) und mit einem durchgehenden tiefen Körper (Modell B, rechts) für die Modellschnitte #5 (RW = 3518,0 km), #8 (RW = 3507,5 km) und #10 (RW = 3497,0 km). Jeweils unten sind die Modellkörper mit Magnetisierung (A/m) und oben die Modell- (punktiert) und Messwertkurve (durchgezogen) für das Niveau 2000 m ü. NN dargestellt.

- Die positive Anomalie im Südwesten kann nicht durch eine erhöhte Mächtigkeit erklärt werden, da in diesem Randbereich die Basaltdecke durch Bohrungen durchteuft wurde (Ehrenberg & Hickethier 1985). Sie ließe sich durch oberflächennahe Quellen erklären, wenn die dortigen Gesteine eine wesentlich höhere Magnetisierung hätten als in den anderen Teilen des Vogelsberges. Die gesteinsmagnetischen Studien von Angenheister &

Turkowsky (1964) und Sherwood (1990) bestätigen dies jedoch nicht überzeugend (vgl. Tab. 1 und 2).

- Eine Verbindung beider Bereiche entsprechend der Vorstellung eines durchgehenden Körpers ergibt eine variszische Streichrichtung, die auch viele Strukturen in Südwestdeutschland zeigen. Sie deckt sich mit der Hungen-Schotten-Tiefscholle (s. Ehrenberg & Hickethier, 1985).

### 4.3. Die magnetischen Modellkörper

Aus dem Produkt Magnetisierung  $\times$  Mächtigkeit kann umso zuverlässiger die Mächtigkeit abgeleitet werden, je besser die Magnetisierung in ihrer räumlichen Verteilung bekannt ist. Da das nicht der Fall ist, wurde im Modell durchgehend der aus den Bohrungen gewonnene Mittelwert von  $M = 2,5 \text{ A/m}$  verwendet. In der Modellierung wurde die Feldverteilung im Niveau von 2000 m ü. NN angenähert (Abb. 4). Die Vergleiche von Modell-Anomalie und gemessener Feldverteilung in 1000 m ü. NN und in 8000 m ü. NN in Abb. 5 dienen der Absicherung des Modells.

Es werden zwei Modelle vorgestellt, die das Magnetfeld gleichermaßen erklären. Modell A enthält außer dem anstehenden tertiären Vulkanitkörper einen tiefer liegenden Körper im SW-Teil des Vogelsberges, der als tertiäre erkalte Magmakammer gedeutet werden könnte, sowie am NE-Rand einen tief liegenden Körper, der z.T. unter den Vulkanitkörper reicht und als prätertiär angesehen wird. Modell B besteht aus dem anstehenden Vulkanitkörper, der durch einen durchgehenden, aus Analogiegründen zur allgemeinen paläozoischen tektonischen Streichrichtung als prätertiär bezeichneten Körper in SW-NE-Richtung unterlagert wird. Seine Tiefe wird entsprechend der Regel der Halbwertsbreite angenommen.

Stellvertretend für alle Schnitte werden in den Abb. 4 und 5 die Schnitte #5, #8 und #10 (vgl. Abb. 3) näher betrachtet, wobei in Abb. 4 links Modell A mit den Teilkörpern und rechts das Modell B mit dem durchgehenden tiefen

Körper dargestellt ist.

Die Messdaten sind mit durchgezogener Linie, die Modellanomalien punktiert dargestellt. Die gelegentlich streuenden Punkte entlang der durchgezogenen Linie zeigen die Messwerte in der Nähe des Profils an, die zur Mittelung herangezogen wurden. Schnitt 5 enthält die stärksten Anomalien im Hohen Vogelsberg, Schnitt 8 bildet den W-Rand des Hohen Vogelsberges, und Schnitt 10 kreuzt das Maximum der Anomalie im SW-Teil des Vogelsberges. Die Schnitte 5 und 10 enthalten Bereiche erhöhter Basaltmächtigkeiten, die in Kap. 4.4 diskutiert werden.

Abb. 5 stellt den Vergleich von Mess- und Modellkurven des Modells A mit den zwei tiefen Teilkörpern im SW- und im NE-Teil für das Niveau von 1000 m ü. NN (links) und 8000 m ü. NN (rechts) dar. Die geringere Amplitude der Modellkurven im Vergleich mit den Messkurven in 8000 m ü. NN ist so zu erklären, dass beim Hochrechnen mit zunehmendem Abstand wegen der abnehmenden übrigbleibenden Amplitudeninformation das Nullniveau nach oben verschoben werden müsste; denn das Nullniveau bleibt bei der Fouriertransformation unberücksichtigt. Hinzuweisen ist auf die gute Übereinstimmung von gemessenem und modelliertem Anomalienverlauf in 1000 m ü. NN (Abb. 5 links). Dies zeigt, wie überraschend gut das einfache Modell mit einer homogenen mittleren Magnetisierung auch die besser auflösenden magnetischen Messungen in geringem Abstand zum Körper erklären kann.

## 4.4. Aussagen über die Basaltmächtigkeiten

Der Einfluss der Modellmächtigkeit auf die Modellanomalien ist unterschiedlich, je nachdem wie mächtig der Körper an der entsprechenden Stelle ist. Wie vergleichende Modellrechnungen zeigen, sind bei geringmächtigen Bereichen, z.B. im S-Teil des Schnitts 5, die Änderungen so stark, dass schon eine Verdickung der Schicht nur um 20 m erkennbar wäre, während in der nördlichen Hälfte von Schnitt 5 die Erweiterung um 50 m gerade gut erkennbar wird. Ursache für den geringeren Effekt ist die größere Entfernung der hinzugekommenen Volumina zum Messniveau. Die mittlere Modellierungsgenauigkeit dürfte für die untere Begrenzungsfläche bis ca. 0 m NN besser als 20 m sein. Natürlich ändert sich die Mächtigkeit, sobald man vom angenommenen mittleren Magnetisierungswert von  $M = 2,5 \text{ A/m}$  abweicht. Die folgenden diskutierten Mächtigkeitswerte sollen deshalb nur als Anhaltswerte gesehen werden und unterliegen den genannten Voraussetzungen.

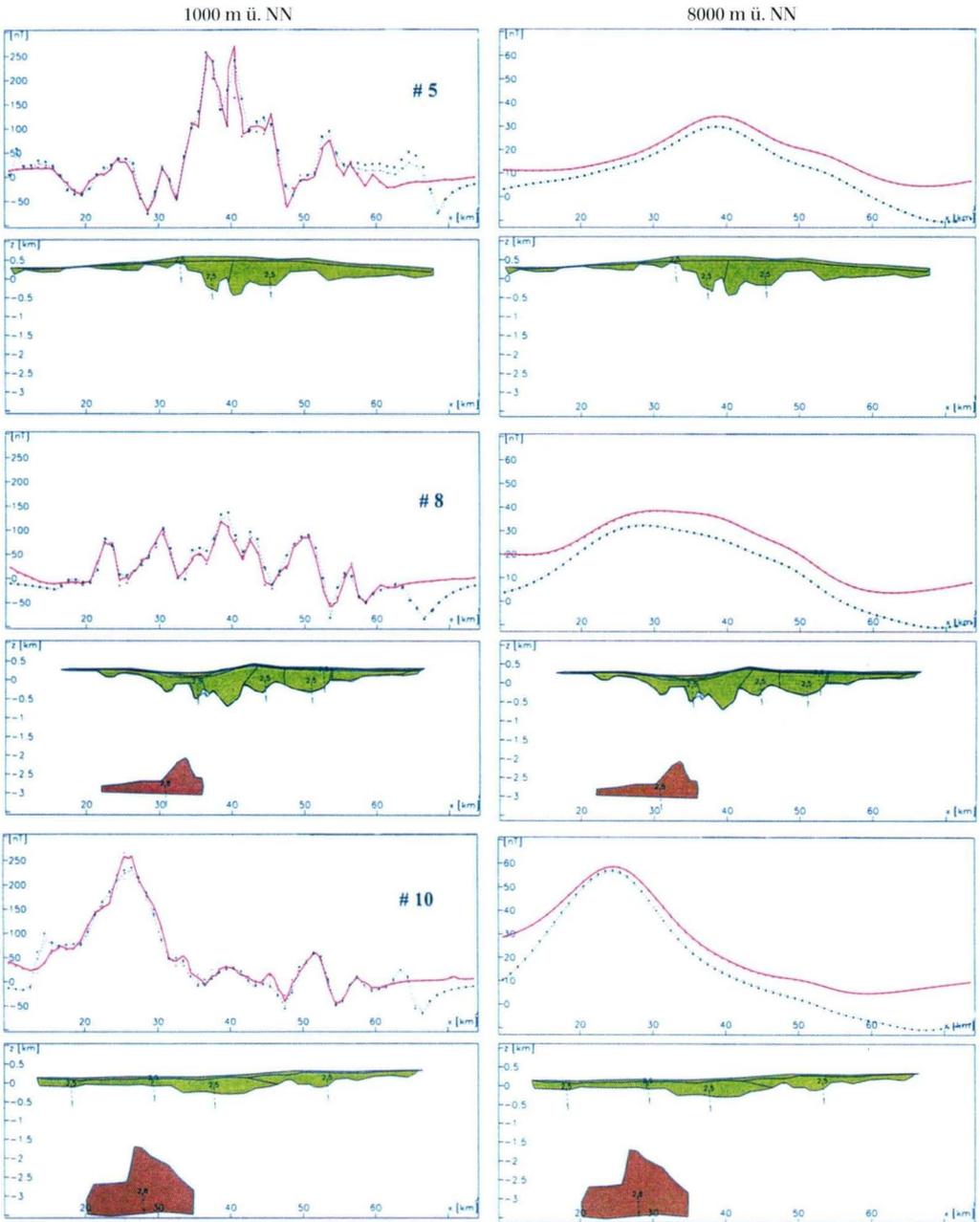
Die für den Hohen Vogelsberg aus dem Modell ermittelten Mächtigkeitswerte im Bereich der Forschungsbohrungen sind in Tab. 4 wiedergegeben. Das Modell A mit den zwei tiefen Teilkörpern im SW- und im NE-Teil (Tab. 4 links) ist mit der gemittelten Magnetisierung  $M = 2,5 \text{ A/m}$  gerechnet. Die Mächtigkeitswerte sind an den Stellen, an denen die Forschungsbohrungen liegen, mit 533 m bis 1373 m sehr unterschiedlich. An der FB Vogelsberg 1996 bleibt der errechnete Wert von 533 m unter der erbohrten Tiefe, ein klarer Hinweis dafür, dass an dieser Stelle der

aus der Aufaddierung von normal und invers polarisierter Kernproben gewonnene mittlere Magnetisierungswert von  $2,5 \text{ A/m}$  zu hoch ist. Wie aus den Bohrkernuntersuchungen bekannt (Schnepp et al. 2001), bedeutet dies nicht eine schwächere Magnetisierung der Kernproben in FB Vogelsberg 1996, sondern mächtigere Vulkanitbereiche inverser Magnetisierungsrichtung. Dem Modell B (Tab. 4 rechts) ist mit dem in diesem Bereich verminderten Magnetisierungswert  $M = 1,8 \text{ A/m}$  Rechnung getragen (s. Abb. 4). Die dadurch höhere Modellmächtigkeit gegenüber  $M = 2,5 \text{ A/m}$  wird durch die Einführung des tiefen Körpers kompensiert und hat keine Aussagekraft. Insgesamt sind für den Hohen Vogelsberg die größten Mächtigkeitswerte der anstehenden Vulkanite in der Größenordnung der für die Bohrung Hasselborn modellierten knapp 1400 m (Tab. 4) zu erwarten.

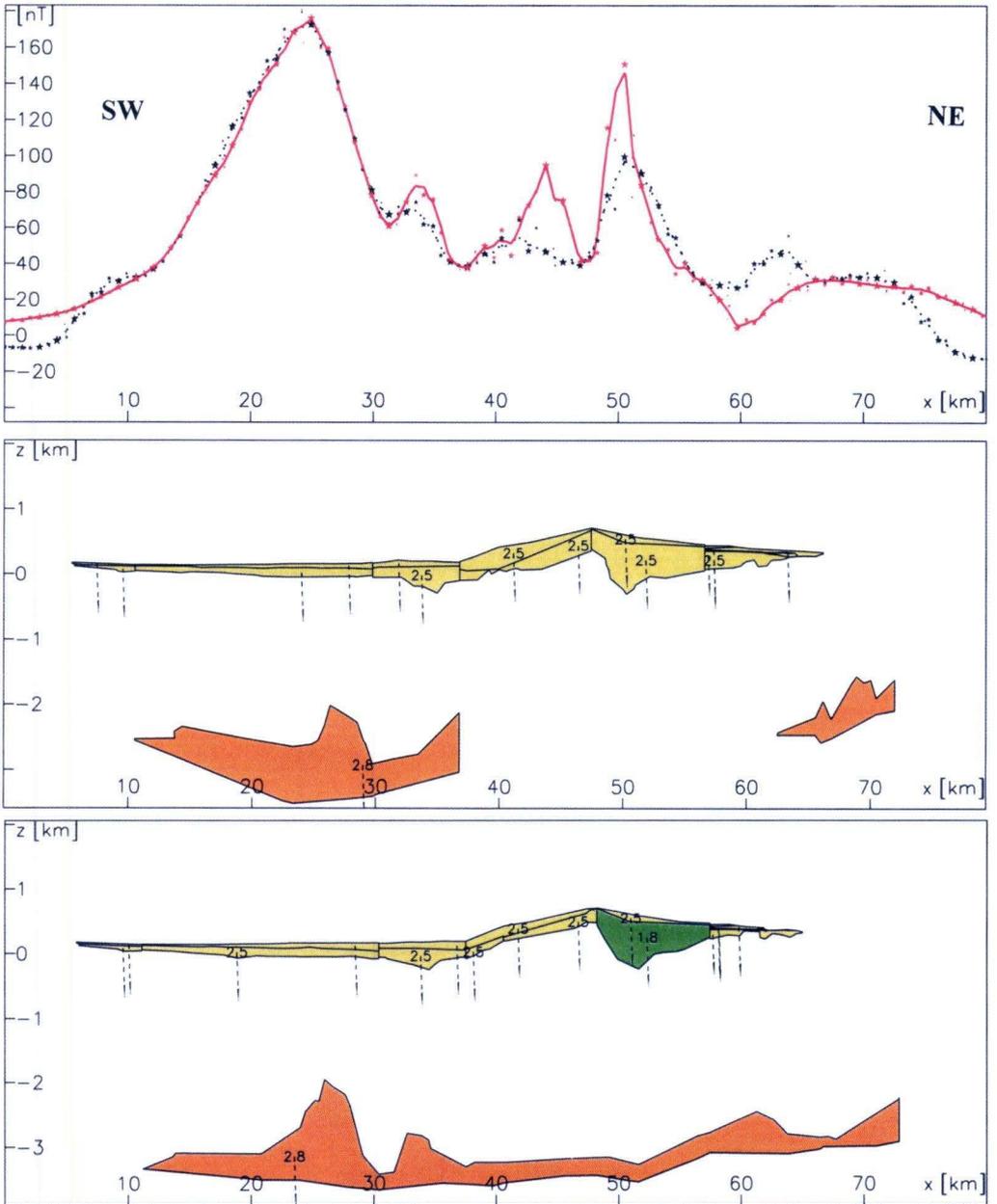
Im SW-Teil des Vogelsberges erfordert das Muster der magnetischen Anomalien mit den geringen erbohrten Mächtigkeiten die Annahme zusätzlicher magnetischer Volumina in größerer Tiefe, genetisch zu denken als eine mit dem Vogelsberg verknüpfte tertiäre Magmakammer oder auch als prätertiären Ursprung. Mit dem gewählten Magnetisierungswert liegt die Mächtigkeit in der Größenordnung von 1500 m. Ein SW-NE-Schnitt in Abb. 6, der die meisten Modellerschnitte kreuzt, gibt den Charakter beider Modelle wieder. Die Mächtigkeitswerte der anstehenden Vulkanite liegen weitgehend unter 1000 m. Die unvollkommene Übereinstimmung

**Tab. 4.** Modellmächtigkeiten für die tertiäre Vulkanitdecke ( $M = 2,5 \text{ A/m}$  bzw.  $1,8 \text{ A/m}$ ) und den tiefen Modellkörper ( $M = 2,8 \text{ A/m}$ ) im Bereich der vier Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg und der stärksten Anomalie im SW-Teil; Modell A: Anstehende Vulkanitdecke (Tertiär) sowie zwei tiefe Körper im SW-Teil (Tertiär) und im NE-Teil (Prätertiär), Modell B: Anstehende Vulkanitdecke (Tertiär) sowie ein durchgehender tiefer Körper (Prätertiär).

Bohrung	Basis der vulk. Gesteine [m u. Gel.]	Modell- schnitt Nr.	Mächtigkeit [m]			
			Modell A		Modell B	
			Decke	tiefer Körper	Decke	tiefer Körper
Flösser-Schneise	>201	# 5	853	-	723	246
Hasselborn	>490	# 5	1373	-	900	275
Vogelsberg 1996	>656	# 6	533	-	359	292
Rainrod 1	293	# 8	295	952	294	258
Magn. Maximum		# 10	244	1733	225	1533



**Abb. 5.** Vergleich von Modell- und Messwertprofilen des Modells A mit den zwei tiefen Teilkörpern im SW- und im NE-Teil der gleichen Schnitte wie in Abb. 4 für das Niveau 1000 m ü. NN (links) und 8000 m ü. NN (rechts). Durchgezogen: Messwertkurve; punktiert: Modellkurve.



**Abb. 6.** SW-NE-Schnitt (vgl. Abb. 3) für das Modell A mit den zwei tiefen Teilkörpern im SW- und im NE-Teil (oben) und das Modell B mit einem durchgehenden tiefen Körper (unten) mit Angabe der Magnetisierungen. Durchgezogen: Messwertkurve (2000 m ü. NN); punktiert: Modellkurve. Die unvollkommene Übereinstimmung von gemessenem und modelliertem Magnetfeld ist z.T. Folge der Wahl der Modellerschnitte.

von gemessenem und modelliertem Magnetfeld in Abb. 6 ist z.T. die Folge von einem zu groß gewählten Abstand der Modellerschnitte.

In der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (in Abb. 3 mit V gekennzeichnet) übersteigt die

Mächtigkeit der invers magnetisierten Gesteinslagen die normal magnetisierten (Tab. 3). Hinzu kommt, dass etwa 170 m Kernstrecke pyroklastischer Ablagerungen und Material aus Schlammlströmen gesteinsmagnetisch nicht vermessen

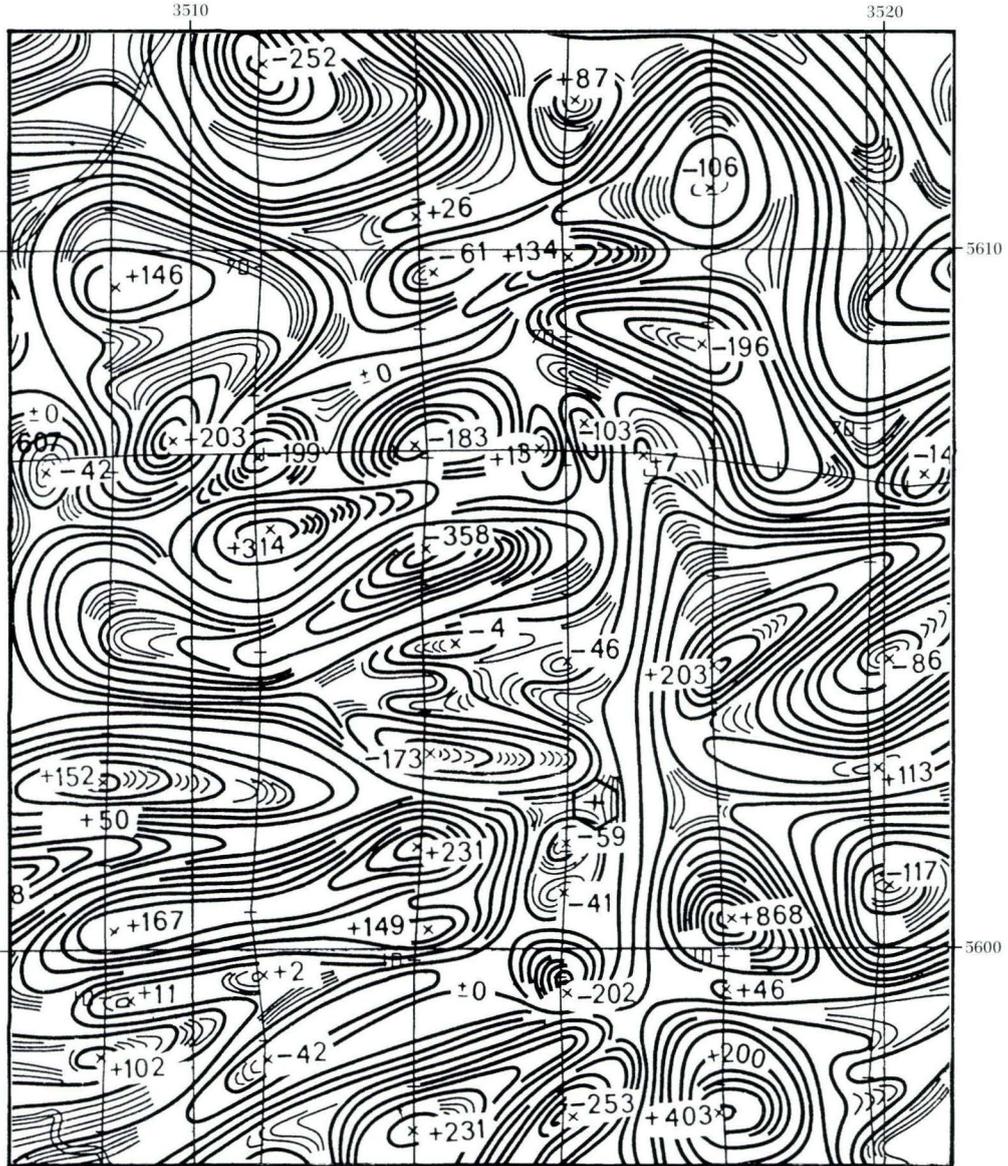


Abb. 7. Isanomalienplan der erdmagnetischen Totalintensität  $\Delta F$  des Hohen Vogelsberges in 1000 m ü. NN (vgl. Abb. 3); Ausschnitt aus Prakla-Seismos (1971) mit Lage der Messprofile; Abstand der durchgezogenen Isolinien: 25 nT; Kreuz in Sechseck-Symbol: Lage der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996.

wurden, weil sie als paläomagnetisch nicht lohnend eingestuft wurden. Die Bohrlochmessungen (Wonik & Bücken 2001) ergeben, dass der Beitrag dieser Bohrlochstrecken zur magnetischen Gesamtbilanz bei einer induzierten Magnetisierung von etwa 0,6 A/m als nicht gravierend einzustufen ist. Der aus den untersuchten Kernbereichen bestimmte Wert der gemittelten Magnetisierung von 0,05 A/m (Tab. 3) würde durch eine Berücksichtigung dieser Intervalle nicht wesentlich verändert.

Die aeromagnetische Karte (Prakla-Seismos 1971) in Abb. 7 zeigt, dass für den Hohen Vogelsberg bei dem geringen Abstand des magnetisierten Gesteins zum Flugniveau von nur 400 m der mit 2,2 km gewählte Profilabstand dieser Übersichtsvermessung zu groß ist, um die Anomalien vollständig zu erfassen. In Abb. 7 ist nicht zu entscheiden, ob ein Minimum der begleitende Anomalienteil eines normal magnetisierten Körpers oder eine invers magnetisierte Gesteinseinheit anzeigt. Dabei muss nicht an einen Schlot gedacht werden, viele Anomalien werden durch die unregelmäßige obere Begrenzungsfläche des vulkanischen magnetisch wirk-

samen Körpers hervorgerufen. Der Bohransatzpunkt der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 liegt nicht innerhalb einer Anomalie. Das haben auch die Magnetfeldmessungen am Boden durch den Geologischen Landesdienst (Blum, pers. Mitt.) zur Ermittlung einer geeigneten Bohrlokation ergeben.

Es ist nicht auszuschließen, dass, ähnlich wie die gemessenen Anomalien lateral, sich die Magnetisierungen in der Tiefe schnell ändern: Für Bohrungen in nur wenigen Kilometern Entfernung sind deutlich unterschiedliche Magnetisierungsprofile bestimmt worden. Doch die Wirkungen dieser Inhomogenitäten nehmen mit zunehmendem Abstand rasch ab, so dass im Niveau 2000 m ü. NN (Abb. 3) davon nicht mehr viel zu erkennen ist. Für die Gebiete negativer Anomalien in Abb. 3 sollte man annehmen, dass das Summenmoment ihrer Magnetisierung einen negativen Wert (inverse Magnetisierung) bedeutet. Doch ist zu beachten, dass Anteile der gemessenen negativen Magnetfelder Minima von weiter südlich liegenden normal magnetisierten Gesteinsbereichen infolge der nicht senkrechten Magnetisierungsrichtung anzeigen.

## 5. Fazit

Magnetische Anomalien sind Folge von vektoriellen Inhomogenitäten der Magnetisierungen im Untergrund und geben die Verteilung der magnetischen Momente in dem jeweiligen Niveau wieder. Da im Vogelsberg die große Heterogenität der räumlichen Verteilung von Magnetisierungsstärke und Polarität in die Tiefe durch einige Bohrungen und flächenmäßig durch mehrere gesteinsmagnetische Studien bekannt ist, wurden Mittelwerte für die Magnetisierung gebildet. Ziel war es, einen Modellkörper des Vogelsberges mit homogener Magnetisierung zu bestimmen, der die Modell-Anomalien an das gemessene Feld angleicht.

Die gesteinsmagnetischen Daten der Forschungsbohrungen ergeben aus immerhin 1842 Kernmetern einen Mittelwert der Magnetisie-

rung von 2,5 A/m. Mittelwerte aus gesteinsmagnetischen Studien mit Oberflächengesteinen liegen in derselben Größenordnung. Daraus wird gefolgert, dass der Vogelsberg-Körper mit einer mittleren Magnetisierung von 2,5 A/m am besten charakterisiert wird.

Als Angleichungsniveau wurde 2000 m ü. NN gewählt, denn dann sind die durch oberflächennahe Unregelmäßigkeiten verursachten Effekte im Anomalienbild abgeklungen. Die Abstände der oberen Begrenzungsfläche des anstehenden Basaltkörpers schwanken auf Grund seiner Topographie zwischen 1300 m und 1800 m. Bei der Wahl eines Magnetisierungswertes für den gesamten Modellkörper verbleibt als einziger Modellier-Freiheitsgrad die Mächtigkeit.

Da die Basaltmächtigkeit außer in den Rand-

bereichen auch im SW-Teil aus Wassererkundungsbohrungen bekannt ist, ergibt die Modellierung für diesen Teil die Existenz magnetisierter Gesteinsbereiche, die nicht mit dem vulkanischen Deckgebirge in Kontakt stehen. Ein den Vogelsberg unterlagernder prätertiärer Körper im Nordosten wird als gesichert betrachtet. In Frage steht jedoch, ob dieser sich bis nach Südwesten erstreckt und auch die starke Anomalie im Südwesten verursacht.

Von der Magnetik kann nicht eine gesicherte Deutung geliefert werden, ob es sich bei den „zusätzlichen“ magnetisierten Gesteinsbereichen um eine erkaltete tertiäre Magmakammer oder um eine Aufwölbung des hypothetischen durchgehenden prätertiären tiefen Körpers handelt. Allerdings sprechen gegen letztere Möglichkeit die zu geringe Modellmächtigkeit im Bereich der FB Vogelsberg 1996 (s. Tab. 4) und die als paläotopographisch zu fordernde notwendige Aufwölbung im SW-Teil, oder alternativ eine sehr hohe notwendige Magnetisierung für einen großen Volumenbereich. Ein Maß für die Streuung und Sicherheit der Mächtigkeitswerte aus dem Modell ist nicht die Abstandsabhängigkeit magnetischer Wirksamkeit, sondern die Modellierempfindlichkeit nach unten. Und diese liegt bei Annahme des gemittelten Magnetisierungswertes zwischen 20 m und 50 m. Die Verlässlichkeit des Modells gründet in der richtig ermittelten flächenhaften Verteilung der magnetischen Momente. Das wird durch die gute Übereinstimmung von Mess- und Modell-Anomalien in 8000 m ü. NN, aber auch überraschend in 1000 m ü. NN belegt.

In dem Modell nicht berücksichtigt wurden folgende strukturbildende Elemente:

- (Relative) Hohlräume, d.h. zersetzte basaltische Volumina oder nicht oder nur schwach magnetische Gesteinsbereiche. Sie werden als solche nicht erkennbar, wenn sie in Form von Horizonten vorliegen.
- Verwerfungen oder Abbrüche, die die Entstehung von einem Mosaik unterschiedlicher Schollenstücke ermöglichten oder förderten; die auffälligste ist die im Anomalienmuster erkennbare Seental-Linie.

- Lavalagen magnetisch gegensätzlicher Polarität.
- Schlotte sind nur gelegentlich bei den Modellschnitten erfaßt worden, und deren magnetische Wirkung werden im Profil nicht sehr deutlich.

Darüber hinaus haben die magnetischen Modellierungen einen beträchtlichen Informationszuwachs über den tieferen Untergrund des Vogelsberges erbracht. Das betrifft insbesondere den SW-Teil. Wenn auch die Magnetik nicht entscheiden kann, ob das erhöhte magnetische Moment eine tertiäre Magmakammer oder eine lokale starke Erhöhung der Magnetisierung/Mächtigkeit einer prätertiären magnetischen Struktur unter dem Vogelsberg anzeigt, so tendieren die Autoren zur ersten Variante: Eine Magmakammer erscheint an dieser Stelle genetisch plausibler als eine steile paläotopographische Aufwölbung eines rippenförmigen Körpers, der als metamorph zu erwarten wäre. Es entsteht die Frage, weshalb der Vogelsberg an dieser Stelle entstanden ist. Der Vogelsberg liegt an einer Stelle, an der die Saar-Nahe-Taunus-Störung auf die tektonische Linie Rheingraben-Leintalgraben trifft. Andererseits sei an die tief reichenden magnetischen Quellkörper der magnetischen Anomalien im tschechischen Egergraben, des Westerwaldes und der aus der Oberflächengeologie völlig unbekanntem Kelberg-Anomalie in der Eifel, die alle auf einem Ost-West-Profil liegen, erinnert. Unter der Voraussetzung, dass diese Vorkommen einen Hot Spot zur Ursache haben, würde dadurch eine östliche Bewegungskomponente der Kruste sichtbar; eine nördliche Bewegung würde eine systematische Zunahme der paläomagnetischen Inklinationswerte von Ost nach West voraussetzen. Zu favorisieren ist die Vorstellung, dass die genannten Vulkankörper im Tertiär entlang eines Ost-West-Spaltensystems entstanden sind, Ergebnis der nördlichen Kollisionsfront der Alpen, beginnend in der oberen Kreide.

**Dank:** Für die umfangreiche Hilfe bei der Handhabung des IGMAS-Programms wird Frau Dr. S. Schmidt (FU Berlin) und Herrn Dipl.-Geophys. L. Gorling (Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover) gedankt.

## 6. Schriftenverzeichnis

- Bogaard, P.J.F., Wörner, G. & Henjes-Kunst, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core "Forschungsbohrung Vogelsberg 1996". - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. - Geol. Abh. Hessen, **107**: 69-99, 7 figs., 4 tables, 1 annex; Wiesbaden.
- Buness, H. & Wonik, T. (2001): Seismische Reflektoren im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. - Geol. Abh. Hessen, **107**: 141-150, 6 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- BGR, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1976): Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1:500 000. - Hannover.
- Ehrenberg, K.-H., Harre, W. & Kreuzer, H. (1981): K/Ar-Datierungen an den Vulkaniten der Forschungsbohrungen Hoher Vogelsberg 1972/73. - Geol. Abh. Hessen, **81**: 159-162; Wiesbaden.
- Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. - Geol. Jb. Hessen, **113**: 97-135; Wiesbaden.
- Fromm, K. (1973): Messungen der natürlichen remanenten Magnetisierung an Kernen der Bohrung Rainrod 1 (Vogelsberg). - Bericht NLFb; Hannover (unveröff.).
- Gibert, D. & Galdeano, A. (1985): A computer program to perform transformations of gravimetric and aeromagnetic surveys. - Computers & Geosciences, **11**: 553-588.
- Götze, H.J. & Lahmeyer, B. (1988): Application of three-dimensional interactive modelling in gravity and magnetics. - Geophysics, **53** (8): 1096-1108.
- Hahn, A. & Pucher, R. (1982): Die magnetischen Anomalien des Oberrheingrabens. - Geol. Jb., **E 23**: 81-96; Hannover.
- Harre, W., Kreuzer, H., Müller, P., Pucher, R. & Schricke, W. (1975): Datierungen nach der K/Ar-Methode und Paläomagnetik im Vogelsberg. - Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5319 Londorf: 67-73; Wiesbaden.
- Kreuzer, H., Besang, C., Harre, W., Müller, P., Ulrich, H.-J. & Vinken, R. (1973): K/Ar-Datierungen an jungtertiären Basalten aus dem Vogelsberg und aus dem Raum zwischen Kassel und Göttingen. - Fortschr. Mineral., **50** (3): 10-11; Stuttgart.
- Kreuzer, H., Kunz, K., Müller, M. & Schenk, E. (1974): Petrologie und K/Ar-Daten einiger Basalte aus der Bohrung 31, Rainrod 1 (Vogelsberg). - Geol. Jb., **D 9**: 67-84; Hannover.
- Plaumann, S. (1991): Die Schwerkarte 1:500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Mitte. - Geol. Jb., **E 46**: 3-16; Hannover.
- Prakla-Seismos (1971): Bericht über die Durchführung einer aeromagnetischen Vermessung in der Bundesrepublik Deutschland 1965-1971. - Bericht NLFb, Archiv-Nr. 8575; Hannover (unveröff.).
- Pucher, R. (1991): Der Kaiserstuhl-Vulkan aus magnetischer Sicht. - Geol. Jb., **E 48**: 107-138; Hannover.
- Pucher, R. & Fromm, K. (1981): Magnetische Messungen an Bohrkernen. - Geol. Abh. Hessen, **81**: 129-144; Wiesbaden.
- Schmidt, S. & Götze, H.J. (1995): Program documentation IGMAS. - Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik der FU Berlin, unveröff.
- Schnepf, E., Rolf, C. & Struck, J. (2001): Paläo- und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Kernen der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. - Geol. Abh. Hessen, **107**: 151-169, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Schottler, W. (1930): Der Bau des Vogelsberges. - Notizbl. Hess. Geol. Landesanstalt, **V** (13): 16-61; Wiesbaden.
- Sherwood, G.J. (1990): A paleomagnetic and rock magnetic study of Tertiary volcanics from the Vogelsberg. - Phys. Earth Planet. Int., **62**: 32-45; Amsterdam.
- Ulrich, H.-J. (1967): Zwischenbericht über paläomagnetische Untersuchungen im Vogelsberg. - Bericht NLFb; Hannover (unveröff.).
- Wonik, T., Bücken, C. & Gorling, L. (2001): Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten vulkanischen Gesteine. - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. - Geol. Abh. Hessen, **107**: 49-67, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Wonik, T. & Hahn, A. (1989): Karte der Magnetfeldanomalien  $\Delta F$  der Bundesrepublik Deutschland, Luxemburg, Schweiz und Österreich (westlicher Teil) 1:1 000 000 in 3 000 m ü. NN. - Geol. Jb., **E 43**: 3-21; Hannover.

# Seismische Reflektoren im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996

Hermann Bunes & Thomas Wonik<sup>1</sup>

Bunes, H. & Wonik, T. (2001): Seismische Reflektoren im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 141–150, 6 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 wurde aufgrund technischer Schwierigkeiten in Vulkaniklastiten stehend in 656,5 m Teufe eingestellt. Ein vertikales seismisches Profil (VSP) mit dem Ziel der Bestimmung der Unterkante der Basaltdecken konnte die Intervalle 640–625 m und 590–390 m mit einem Messpunktabstand von 10 m vermessen. Die qualitativ sehr guten Ersteinsätze erlauben die Bestimmung der Durchschnitts- und Intervallgeschwindigkeiten, die relativ gleichförmig um 3000 m/s liegen. Im aufwärts gerichteten Wellenfeld sind mehrere Reflexionen korrelierbar, von denen zwei erbohrt wurden und mit lithologischen Schichtgrenzen identifiziert werden können. Eine weitere Reflexion in  $830 \pm 25$  m Tiefe wurde als Hinweis auf die Untergrenze der Basaltdecken gedeutet.

Zur Überprüfung dieser Hypothese sind reflexionsseismische Messungen auf einem 1,5 km

langen über die Forschungsbohrung führenden Profil ausgeführt worden. Dabei wurde als seismische Quelle ein neu entwickelter Vibrator mit hochfrequenter Anregung eingesetzt. Die Daten sind von Multiplen dominiert, die zumindest teilweise durch eine Dekonvolution eliminiert werden können. Die Stapelsektion zeigt eine Vielzahl von flach liegenden Horizonten, die keine Strukturierung erlauben. Es ist nicht auszuschließen, dass einige Horizonte durch Multiple vorgetäuscht werden. In einer Tiefe von ca. 830 m sind deutliche Reflektoren zu erkennen, die aber lateral nicht durchgängig sind und daher nicht als Unterkante des Basaltkörpers angesprochen werden können.

Es zeigte sich, dass die VSP-Messungen eine erheblich bessere Auflösung gestatten, die reflexionsseismischen Messungen aber für eine Kontrolle der lokalen Phänomene unerlässlich sind.

## Abstract

The research drilling Vogelsberg 1996 was stopped at a depth of 656.5 m due to technical problems. A vertical seismic profile (VSP) was carried out to determine the lower boundary of the basaltic lava flows. In the depth intervals

from 640–625 m and 590–390 m a geophon spacing of 10 m was used. The first breaks, showing good quality, result in relatively uniform interval velocities of about 3,000 m/s. The upward moving wavefield allows the identification of se-

---

<sup>1</sup> Dr. H. Bunes, Dr. T. Wonik, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Stilleweg 2, D-30655 Hannover.

veral reflections: two of them, at depths reached by the drilling, can be correlated with lithological boundaries. A reflection at a depth of  $830 \pm 25$  m depth was assumed to represent the lower boundary of the lava flows.

To check this hypothesis a 1.5 km long seismic reflection profile was carried out. A newly developed seismic vibrator was used as a high-frequency seismic source. The seismic data are dominated by multiples, which partly can be eliminated by deconvolution. The stacked section

shows a large number of more or less flat horizons, allowing no structuring. We cannot exclude that some horizons still consists of multiples. Reflections can be recognized at a depth of approximately 830 m, but they do not extend laterally. Therefore these reflections are not presenting the lower boundary of the basaltic flows.

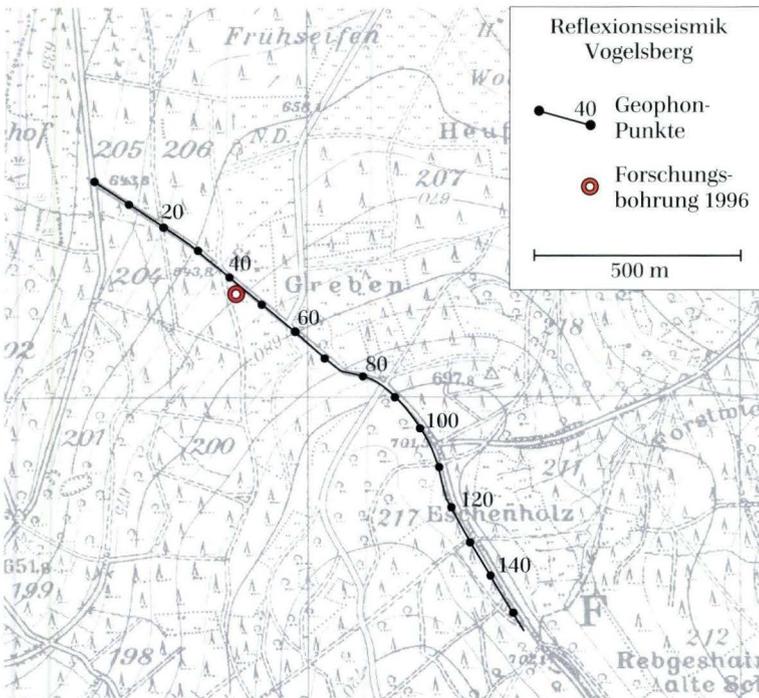
As a conclusion, the VSP shows a significant better resolution compared with reflection seismics, but the latter one is necessary for controlling local phenomenons.

## 1. Einleitung

Das Gebiet des Hohen Vogelsberges wurde seismisch bislang nur durch zwei Profile untersucht, welche die Klärung der unter dem Basaltkörper liegenden Strukturen zum Ziel hatten (GECO 1982, BEB 1985). Die damaligen Messungen erbrachten unbefriedigende Ergebnisse, was auf die Inhomogenität der vulkanischen Gesteine und

die dadurch erschwerten statischen Korrekturen für die darunter liegenden Reflexionen zurückgeführt wurde. Es sind somit in diesem Gebiet keine Kenntnisse über die tieferen Strukturen des Vulkanitkörpers und seine untere Begrenzung vorhanden.

Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 soll



**Abb. 1.** Lage der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 südöstlich von Ulrichstein und des reflexionsseismischen Profils.

te diese Kenntnislücke schließen und Informationen über die nicht zugänglichen vulkanischen Abfolgen sowie der prävulkanischen Sedimentgesteine liefern (Kött et al. 2001). Die Bohrung wurde aufgrund technischer Schwierigkeiten in 656,5 m Teufe eingestellt, ohne die vulkanische Abfolge vollständig durchteuft zu haben.

Ein vertikales seismisches Profil sollte Informationen über die untere Grenze des Vulkanitkörpers liefern. Die Auswertung dieser Messun-

gen (Kap. 2.2) ergab Reflexionen, die als Basaltunterkante gedeutet wurden. Zur Absicherung dieser Ergebnisse und zur Erkundung der räumlichen Lage dieser Grenze wurde ein reflexionsseismisches Profil an der Oberfläche (Abb. 1) vermessen. Eine Kombination beider Verfahren ermöglicht potentiell vor allem eine exakte Zuordnung von Reflektoren zu lithologischen bzw. stratigraphischen Grenzen (z.B. Cassel 1984, Hunter et al. 1998).

## 2. Vertikales seismisches Profil

### 2.1. Prinzip und Durchführung

Das Prinzip eines vertikalen seismischen Profils (VSP) ist in Abb. 2 dargestellt (vgl. z.B. Cassel 1984). Die durch eine seismische Quelle, die sich an der Erdoberfläche befindet, angeregten Wellen werden mit einem in einem Bohrloch befindlichen Geophon registriert. Nach jeder Regi-

strierung wird die Position des Geophons verändert und somit eine sich längs des Bohrloches erstreckende Auslage simuliert. Die Einzelseismogramme werden vertikal übereinander aufgetragen (Abb. 3).

Als seismische Quelle wurde ein Fallgewicht

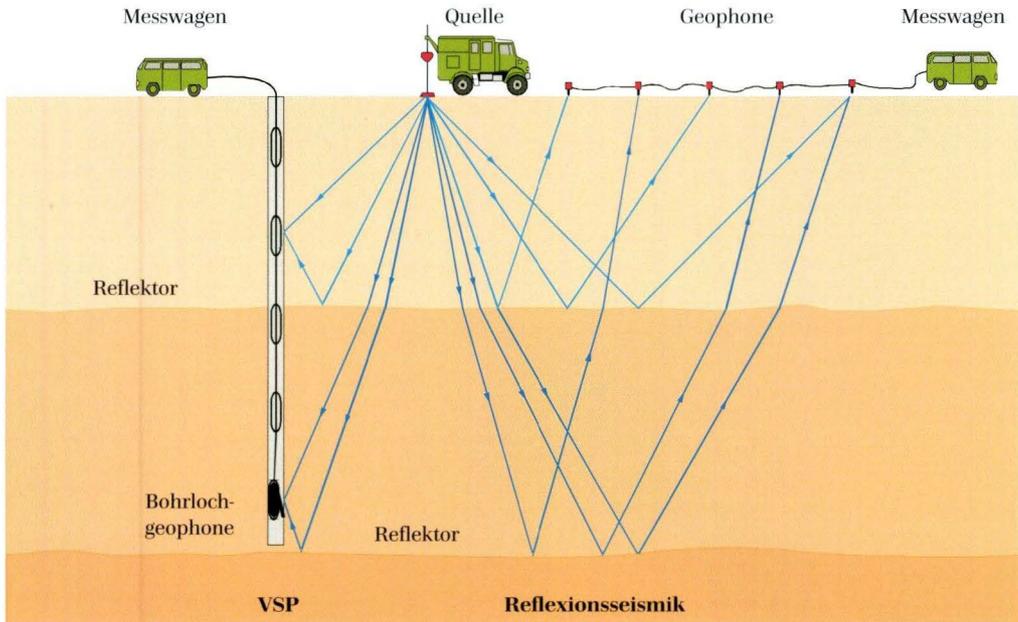
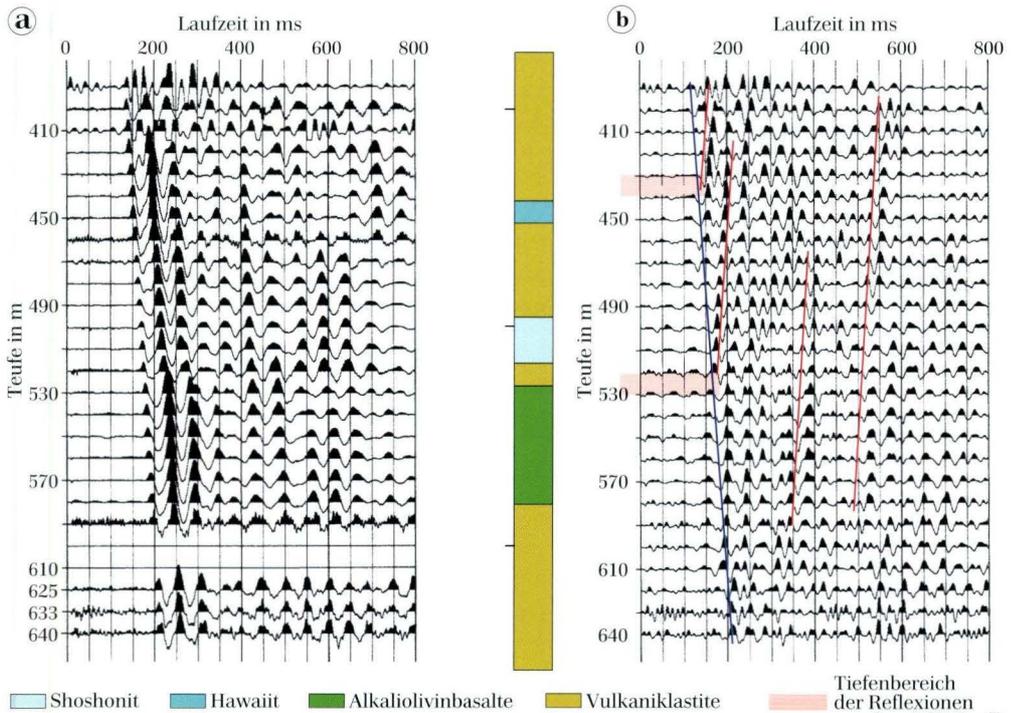


Abb. 2. Prinzip eines vertikalen seismischen Profils (VSP) und reflexionsseismischer Messungen.



**Abb. 3.** a) Rohdaten des vertikalen seismischen Profils (VSP) in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. b) VSP-Daten nach Bandpass- und f-k-Filter (gelbe Linie: Ersteinsätze; rote Linien: Reflexionen).

mit einer Masse von 235 kg und einer Fallhöhe von 2,7 m eingesetzt. Die Energie des Fallgewichtes reichte aus, um ein gutes Signal/ Rausch-Verhältnis auch für die tieferen Abschnitte der Bohrung zu erzielen. Bei einem Abstand der Quelle von 20 m vom Bohrloch war eine *zero offset*-Konfiguration der VSP-Messungen gegeben. Zur Messwertaufnahme wurde eine 3-Komponenten-Bohrlochgeophonsonde, die einen Frequenzbereich von 2 bis 300 Hz aufweist, verwendet.

Die Bohrung wurde im Auffahren jeweils in einem nicht verrohrten Teilstück vermessen. Technische Probleme im Bohrloch führten zu einer Einschränkung des messbaren Tiefenintervalls und zu einer Vergrößerung des ursprünglich geplanten Messintervalls von 7,5 m auf 10 m (Tab. 1). So war die Bohrung unterhalb von

640 m wegen Nachfalls nicht zugänglich, der Teufenbereich 625–590 m konnte wegen quellender Tone nur im Bohrgestänge durchfahren werden, und bis in eine Teufe von 362 m befand sich eine zementierte Stahlverrohrung. Die Bohrung war überwiegend maßhaltig, das Kaliberlog zeigt nur an wenigen Stellen signifikante Ausbrüche (Wonik et al. 2001).

**Tab. 1.** Messparameter der VSP-Messungen in der Forschungsbohrung Vogelsberg.

Teufenabschnitt [m]	Messintervall [m]	Stapelung	Bohrgestänge bzw. Verrohrung [m]
640–625	7,5	10-fach	0–623
590–510	10,0	10-fach	0–500
510–450	10,0	7-fach	0–362
440–370	10,0	5-fach	0–362

## 2.2. Auswertung und Interpretation

Die Rohdaten (Abb. 3a) zeigen nach der Stapelung ein gutes bis sehr gutes Signal/Rausch-Verhältnis, die Ersteinsätze zeichnen sich eindeutig ab. Die Darstellung ist auf eine Laufzeit von 800 ms beschränkt, da die Energie des Fallgewichts keine Reflexionen aus Tiefen größer als ca. 1500 m erwarten lässt. Die in Teufen von 370–380 m aufgezeichneten Daten wiesen offensichtlich technische Störungen auf, sodass sie nicht in die weitere Bearbeitung einbezogen wurden. Auch der Bereich von 390–410 m weist noch Störungen auf. Wegen technischer Schwierigkeiten während der Messungen (vgl. Tab. 1) mussten bei 600 m und 610 m Nullspuren eingefügt werden.

Die manuell bestimmten Ersteinsätze liegen annähernd auf einer Linie, Geschwindigkeitsvariationen können nicht aufgelöst werden. Die Intervallgeschwindigkeit im Bereich der vermessenen Punkte beträgt 2940 m/s. Sie ist damit geringfügig niedriger als die Durchschnittsgeschwindigkeit von 3110 m/s von der Oberfläche bis zum obersten Messpunkt bei 389 m. Da die Quelle nur 20 m neben der Bohrung stand, sind die Geschwindigkeitswerte nicht auf einen vertikalen Strahlverlauf korrigiert worden; die Abweichungen betragen weniger als 0,2 % bzw. 4 m/s.

In den Rohdaten dominieren tiefe Signalfrequenzen zwischen 10 Hz und 30 Hz. Das Spektrum des Rauschens ist relativ flach, die größten Amplitudenwerte werden unterhalb von 20 Hz sowie bei 400 Hz erreicht. Nach Spektralanalysen wurde ein Bandpassfilter von 20/25 bis 80/100 Hz gewählt. Die Analyse der bandpassgefilterten Daten zeigte, dass vor allem im Teufenbereich zwischen 390 und 510 m aufwärts laufende Wellen vorhanden sind. Sie müssen von Reflexionen im tieferen Bereich des Bohrlochs oder darunter stammen.

Durch eine Filterung im Frequenz-Wellenzahl (f-k)-Bereich wurde das nach oben laufende Wellenfeld (Abb. 3b) durch die Unterdrückung des nach unten laufenden Wellenfeldes in einem Geschwindigkeitsbereich von 500 bis 20 000 m/s separiert. Die einzelnen Seismogramme mussten vor der Anwendung des Filters auf einen äquidistanten Abstand interpoliert werden, die Null-

spuren wurden von den Rändern her interpoliert. Bei der Korrelation von Reflexionen muss einerseits beachtet werden, dass ihre Phase bei positivem Impedanzkontrast derjenigen der direkt laufenden Welle entgegengesetzt ist. Der Ersteinsatz von Steilwinkelreflexionen zeigt dann in Abb. 3b nach links (nicht geschwärzt). Andererseits stimmt der Betrag der Scheingeschwindigkeit mit demjenigen der nach unten laufenden Welle überein, wenn der Reflektor horizontal ist. Die Reflektortiefe ergibt sich durch den Schnittpunkt der Korrelation der aufwärts laufenden Welle mit der Korrelation der Ersteinsätze.

Zwei dieser Phasen sind gut zu erkennen: Die erste liegt in dem Teufenintervall von 430–390 m mit einer Laufzeit von 175–180 ms. Diese deutet auf eine Teufe von  $435 \pm 5$  m und kann mit einem Wechsel von Schlackenagglomerat/Agglutinat zu Hawaiiit korreliert werden. Die zweite Phase liegt in einer Teufe von 520–420 m mit einer Laufzeit von 180–210 ms. Als Teufe der Reflexion ergibt sich  $530 \pm 5$  m, was mit einem Wechsel von shoshonitischen zu Ti-reichen alkaliolivin-basaltischen Strömen korreliert (vgl. Kött et al. 2001). In Abb. 3b sind in diesem Teufenbereich noch weitere, zur ersten parallel verlaufende Phasen mit größerer Laufzeit zu erkennen. Diese Phasen spiegeln aber wahrscheinlich die Reflexion des breiten nach unten laufenden Wellenzuges der direkten Welle an derselben Grenzschicht wider.

Zwei weitere Phasen deuten sich schwach im Teufenbereich von 590–470 m bei einer Laufzeit von 350–370 ms und von 560–400 m bei 500–550 ms an. Die Schnittpunkte der Extrapolation dieser Phasen mit der Extrapolation der Ersteinsätze liefert für die Reflektoren Teufen von 830 bzw. 1100 m. Unter der Annahme einer möglichen Geschwindigkeitsvariation von  $\pm 10$  % ergeben sich für die Teufenwerte eine Unsicherheit von  $\pm 25$  m bzw.  $\pm 40$  m.

Bei 830 m wurde zunächst die Unterkante der basaltischen Abfolge vermutet. Zur Überprüfung dieser Hypothese und zur Frage der lateralen Fortsetzung der Reflektoren wurden reflexionsseismische Messungen an der Oberfläche durchgeführt.

## 3. Reflexionsseismik

### 3.1. Zielsetzung und Durchführung

Das 1,5 km lange reflexionsseismische Profil führte unmittelbar an der Forschungsbohrung vorbei (Abb. 1). Zur Aufnahme stand eine 48-kanalige Apparatur zur Verfügung. Da mit kleinräumigen lateralen Variationen in den vulkanischen Abfolgen gerechnet werden musste, wurde ein Schusspunkt- und Geophonabstand von 10 m gewählt. Bei einer geforderten Erkundungstiefe von bis zu 1000 m kam damit nur eine einseitige Aufstellung mit einer maximalen Registrierentfernung von 500 m in Betracht. Weitere

Parameter sind in Tab. 2 aufgelistet.

Als seismische Quelle wurde ein neuentwickelter Vibrator (Buness et al. 1997, Druivenga et al. 1997) eingesetzt, der sich durch eine maximale Kraftamplitude von 27 000 N und ein breites Frequenzband von 16–500 Hz auszeichnet. Versuche ergaben, dass im Messgebiet Frequenzen oberhalb von ca. 160 Hz nicht mehr ausreichend vom Untergrund übertragen werden. Der optimale Frequenzbereich des Signals (*sweep*) wurde daher auf 40–160 Hz festgelegt.

### 3.2. Datenbearbeitung

In den Rohdaten des reflexionsseismischen Profils (Abb. 4a) sind Reflexionen kaum zu erkennen. Deutlich treten starke Refraktionen mit parallelen Einsätzen bis ca. 400 ms sowie der Luftschall des Vibrators hervor. Die Einsätze, die zeitlich später als der Luftschall eintreffen, wer-

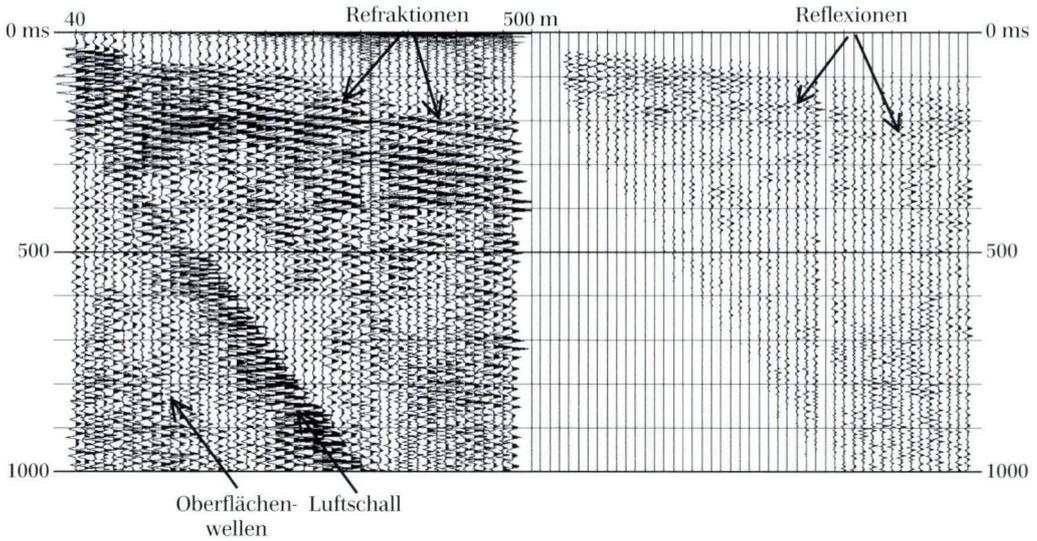
den hauptsächlich von Oberflächenwellen hervorgerufen. Bei der Datenbearbeitung vor dem Stapeln werden diese Bereiche ausgeblendet. Die weiteren wesentlichen Schritte vor dem Stapeln bestehen in einer Refraktions- und Reststatik sowie in einer Vorhersage - Dekonvolution

**Tab. 2.** Parameter der reflexionsseismischen Messungen.

Energieanregung	Vibrator
Anregungsfrequenz	40–160 Hz, linear
Anregungsdauer	10 s, taper 0,2 s
Stapelung	4
Schusspunktabstand	10 m
Anzahl Schusspunkte	999
Gruppenabstand	10 m
Offsetbereich	40–500 m
Untergrundüberdeckung	24-fach
CMP-Abstand	5 m
Messapparatur	Geometrics, StrataView, 48 Kanäle
Geophontyp	SM 4, 20 Hz
Geophonbündelung	6-fach, linear in 1 m Abstand
Abtastintervall	1 ms
Registrierlänge	12 s vor Korrelation 2 s nach Korrelation
Filter	Hochpass 25 Hz Anti-Alias 300 Hz

**Tab. 3.** Bearbeitung der reflexionsseismischen Daten.

1. Zuweisung der Geometrie zu den Spurheadern
2. Muting von Luftschall und Oberflächenwellen / Eliminierung schlechter Spuren
3. Automatische Amplitudenregelung (AGC, Fensterlänge 600 ms)
4. Berechnung der statischen Korrekturen aus Refraktionseinsätzen und Anwendung auf gleichendes Bezugsniveau
5. Dekonvolution (minimum phase predictive)
6. Bandpass 35/45–140/160 Hz
7. Geschwindigkeitsanalyse
8. NMO-Korrektur
9. Stretch - Mute (Ausblenden von Bereichen mit starker (> 40 %) Frequenzerniedrigung)
10. CMP-Stapelung
11. Korrektur auf Bezugsniveau (640 m ü.NN)
12. Berechnung und Anwendung der Reststatik (nach dem 1. Mal zurück zu Schritt 7)
13. F-X-Dekonvolution
14. Tiefenkonvertierung
15. Automatische Amplitudenregelung (AGC, Fensterlänge 600 ms)



**Abb. 4.** a) Rohdaten des reflexionsseismischen Profils im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. b) Daten nach der Bearbeitung vor dem Stapeln (Bearbeitungsschritte 1-7 in Tab. 3).

(Tab. 3). Erst nach diesen Bearbeitungsschritten sind im Seismogramm einzelne Phasen zu erkennen, die als Reflexionen identifiziert werden können (Abb. 4b).

Die oberflächennahen seismischen Geschwindigkeiten wurden aus drei Nahlinien bestimmt, sie betragen schon in weniger als 10 m Tiefe 2500–3000 m/s. Da die seismischen Ge-

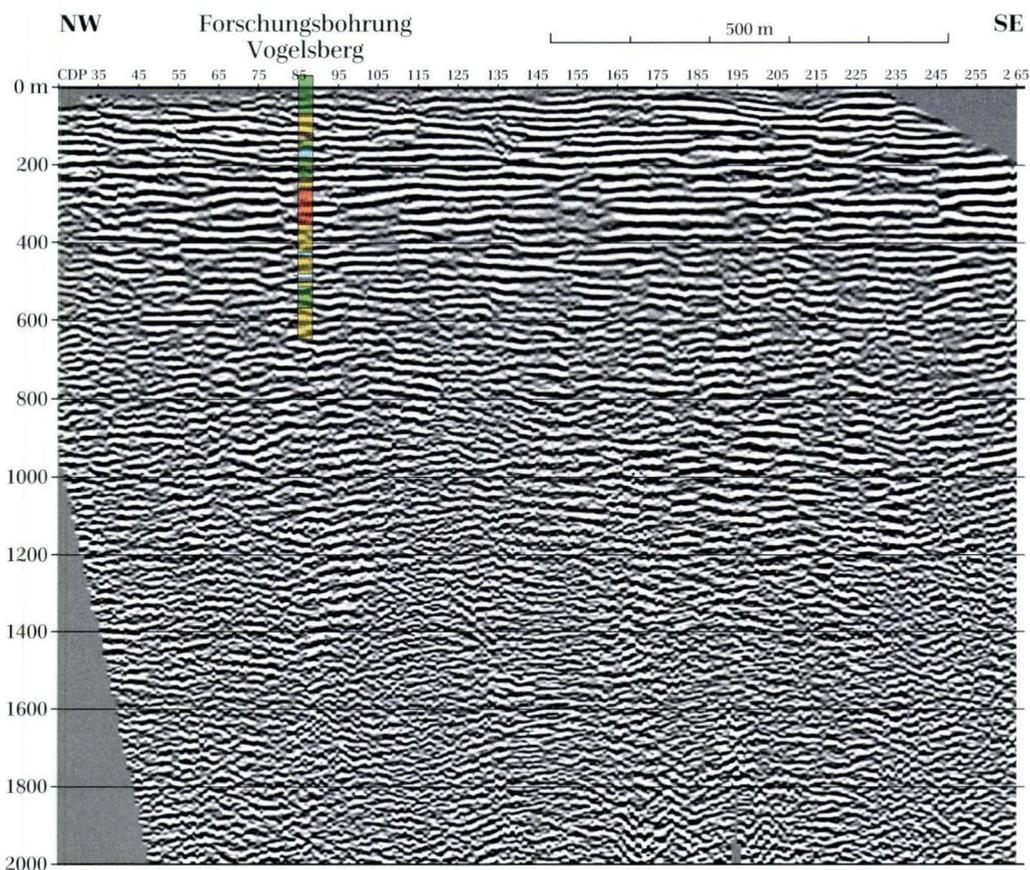
schwindigkeiten durch das VSP am Ort der Bohrung gut bekannt sind, ist die Variationsbreite für die optimalen Stapelgeschwindigkeiten sehr gering. Nach der Stapelung wurde eine f-x-Deconvolution zur Signalverbesserung und eine Tiefenkonvertierung durchgeführt. Das Bezugsniveau liegt nach der Stapelung bei 640 m ü. NN.

### 3.3. Interpretation

In der in den Tiefenbereich umgerechneten Stapelsektion (Abb. 5) sind mehr oder minder horizontale Reflexionshorizonte zu beobachten, die vor allem im Bereich zwischen 50 m und 500 m Tiefe über laterale Distanzen von 100–200 m hin zu verfolgen sind. In Tiefen größer als 500 m werden die Reflexionselemente kürzer und ihre Anordnung unregelmäßiger, was auch durch die schwächere Reflexionsenergie aus größerer Tiefe bedingt sein kann. Es sind in dieser Tiefe keine eindeutigen Reflexionen zu erkennen, auch eine Unterteilung aufgrund verschiedener Reflektivitätsmuster ist nicht möglich. Es ist wei-

terhin nicht auszuschließen, dass einige Horizonte durch Multiple vorgetäuscht werden.

Abb. 6 zeigt einen Ausschnitt aus der seismischen Sektion um die Lokation der Forschungsbohrung zusammen mit der VSP-Sektion. Der Bohransatzpunkt liegt 29 m über dem Bezugsniveau der seismischen Sektion. Wegen der Vielzahl der seismischen Horizonte bzw. Multiplen ist eine Korrelation zu den lithologischen Schichtgrenzen nicht sinnvoll. Dies gilt auch für eine Korrelation mit den aus der VSP-Sektion bestimmten Reflektoren. In einer Tiefe von 800 m sind unter der Forschungsbohrung zwar kräftige Reflektoren



**Abb. 5.** Seismisches Profil (zweifach überhöht) im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 nach Stapelung.

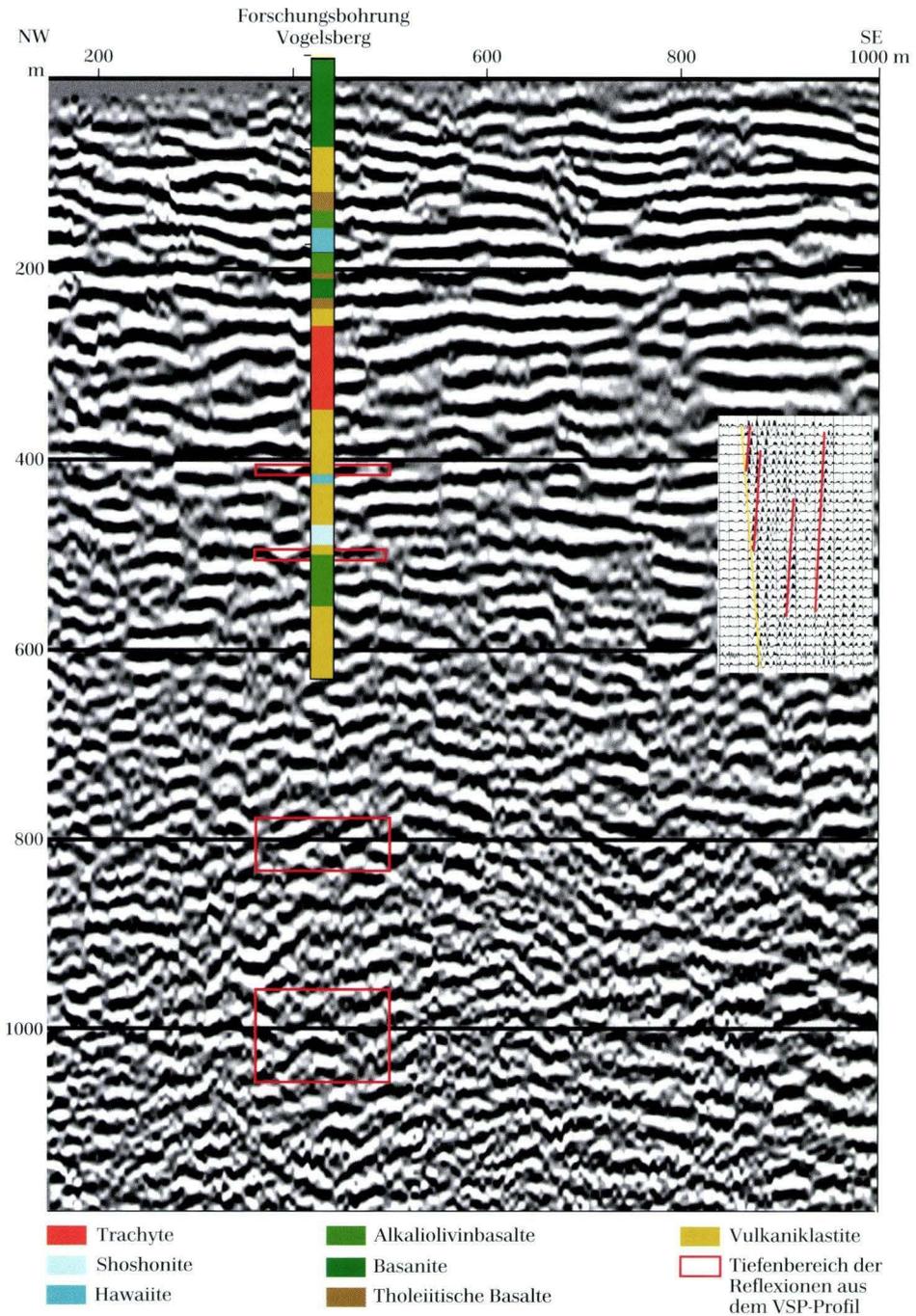
ren vorhanden, die sich lateral aber nur über ca. 100 m fortsetzen und somit nicht als Unterkante des Vulkanitkörpers gedeutet werden können. Es ist letztlich zu beachten, dass Reflexionen auch außerhalb der Profilebene hervorgerufen werden können, d.h. die Effekte einer 3D-Struktur können in diesem 2D-Profil nicht berücksichtigt werden.

Das Fehlen eines deutlichen Einsatzes in den VSP-Daten zeitlich vor der Reflexion aus 830 m Tiefe weist aber darauf hin, dass ein ausgeprägter Impedanzkontrast oberhalb dieser Tiefe nicht vorhanden ist, wie er an der Auflagefläche der Basaltdecken zu erwarten wäre. Dies gilt nur, wenn die Auflagefläche relativ eben ist.

## 4. Zusammenfassende Ergebnisse der Seismik

Die VSP-Messungen erlauben die Korrelation von insgesamt vier Reflexionen, von denen zwei im durchteuften Bereich lagen und mit lithologischen Schichtgrenzen identifiziert werden können. Eine weitere Reflexion in 830 m Tiefe

wurde zunächst als Unterkante der vulkanischen Gesteinsabfolge angesehen. Die Überprüfung der Reflektoren durch ein reflexionsseismisches Profil ergab jedoch, dass diese lateral nicht durchgängig sind und dass der Reflektor in



**Abb. 6.** Vergleich zwischen reflexionsseismischem und vertikalem seismischen Profil im Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. Der Bohransatzpunkt liegt 29 m über dem Bezugsniveau des reflexionsseismischen Profils.

830 m Tiefe nicht als Unterkante der vulkanischen Abfolge angesprochen werden kann. Auch der Reflexion in 1 100 m Tiefe entspricht kein durchgängiger Reflektor. Wahrscheinlich jedoch ist aufgrund der VSP-Daten, dass die Tiefe der Unterkante mehr als 830 m beträgt.

Die Reflexionsseismik konnte im Untersuchungsgebiet keinen Aufschluss über die Struktur im tieferen Bereich der vulkanischen Abfolge oder deren Mächtigkeit liefern. Der Hauptgrund liegt darin, dass die entsprechenden Reflexionen wegen der relativ kleinräumigen Lagerung und der hohen Geschwindigkeitskontraste im Vulkanitkörper durch Streuungen und Multiple überlagert werden. Industrieseismische Profile aus den 80er Jahren, die im Umkreis von ca. 20 km verlaufen und die Erkundung des unter den vulkanischen Gesteinen liegenden tieferen Untergrundes zum Ziel hatten, zeigen ebenfalls ein sehr inkohärentes und nicht interpretierbares Wellenfeld (GECO 1982, BEB 1985). Auf diesen Profilen wurden sowohl Vibratoren als auch Sprengstoff als seismische Quelle benutzt. Diese Erfahrungen bestätigen, dass die Basis der vulkanischen Abfolge im Gebiet des Hohen Vo-

gelsberges nur schwer oder gar nicht mit seismischen Methoden zu erkunden ist. Neueste seismische Untersuchungen an subaerischen Flut-Basalten und Vulkaniklastika an Kontinentalrändern durch Planke et al. (1999) zeigen Strukturen, die denen in dieser Untersuchung entsprechen: Es treten innerhalb dieser Einheiten parallele bis subparallele, sehr stark unterbrochene Reflexionen auf; die Basis wird nur sehr schwach oder gar nicht abgebildet.

Deutlich wird das bessere Auflösungsvermögen der VSP-Messungen gegenüber der Reflexionsseismik, obwohl der Messpunktabstand mit 10 m relativ groß war. Die Unsicherheit im durchteuften Bereich liegt nur bei etwa  $\pm 5$  m. Die dominante Frequenz der reflexionsseismischen Signale hingegen beträgt 50–60 Hz, entsprechend 50–60 m Wellenlänge. Erst die gemeinsame Interpretation von VSP- und reflexionsseismischen Messungen verhindert Fehlinterpretationen. Letztere ermöglichen Aussagen über die laterale Ausdehnung von Reflektoren und geben damit ein räumliches Abbild des Untergrundes, was allein aus VSP-Messungen in einer Bohrung nicht möglich ist.

## 5. Schriftenverzeichnis

- BEB (1985): Bericht über reflexionsseismische Messungen im Gebiet Vogelsberg 1984. – Archiv NLFb Nr. **99 309**; Hannover [unveröff.].
- Buness, H., Bram, K., Druivenga, G. & Grüneberg, S. (1997): A vibrator system for shallow high-resolution seismics. – Ext. Abstr. 59. Ann. Meet. European Assoc. Geosci. Engineers: 154.
- Cassel, B. (1984): Vertical seismic profiles – an introduction. – First Break, **2** (1): 9–19.
- Druivenga, G., Buness, H. & Grüneberg, S. (1997): Energiequellen für seismische Messungen oberflächennaher Bereiche. – DGG Mittlg. Sonderband **II/1997**: 20–26.
- GECO (1982): Bericht über reflexionsseismische Messungen nach dem Vibroseis-Verfahren im Konzessionsgebiet Vogelsberg. – Archiv NLFb Nr. **97 233**; Hannover [unveröff.].
- Hunter, J.A., Pullan, S.E., Burns, R.A., Good, R.L., Harris, J.B., Pugin, A., Skovortsov, A. & Gorai-nov, N.N. (1998): Downhole seismic logging for high-resolution reflection surveying in unconsolidated overburden. – Geophysics, **63** (4): 1371–1384.
- Kött, A., Nesbor, H.-D. & Ehrenberg, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkan-komplex, Geol. Abh. Hessen, **107**: 15–47, 18 Abb.; Wiesbaden.
- Planke, S., Alvestad, E. & Eldholm, O. (1999): Seismic characteristic of basaltic extrusive and intrusive rocks. – The Leading Edge, **18** (3): 342–348.
- Wonik, T., Bücker, C. & Gorling, L. (2001): Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten vulkanischen Gesteine. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkan-komplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 49–67, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

# Paläo- und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Kernen der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996

Elisabeth Schnepf<sup>1</sup>, Christian Rolf<sup>2</sup> & John Struck<sup>3</sup>

Schnepf, E., Rolf, C. & Struck, J. (2001): Paläo- und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Kernen der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 151–169, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 ist als Gemeinschaftsprojekt der Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben und des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung im Sommer 1996 in der Nähe von Ulrichstein abgeteufelt worden. Es wurde eine miozäne Abfolge von Lavaströmen und pyroklastischen Ablagerungen bis zu einer Endteufe von 656,5 m erbohrt und vollständig gekernt. Die Kerne der Forschungsbohrung wurden paläo- und gesteinsmagnetisch untersucht. Die magnetische Suszeptibilität wurde am Gesamtkern über die ganze Bohrung im Abstand von 0,33 m mit einer Messsonde zum Auflegen vermessen. Aus jedem Lavaström wurde mindestens eine Einzelprobe ( $\varnothing = 25$  mm,  $l = 22$  mm) erbohrt. An diesen wurde ebenfalls die Suszeptibilität, die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) und die Richtung der charakteristischen remanenten Magnetisierung bestimmt. Obwohl die magnetische Suszeptibilität starke Variationen zwischen  $10^3$  und  $10^6$  zeigt, stimmen die Messwerte der Einzelproben und des Gesamtkerns gut überein. Dabei spiegelt die Suszeptibilität li-

thologische Grenzen kaum wider, lediglich der mächtige Trachytlavastrom und die Vulkaniklastika zeichnen sich durch etwas geringere Suszeptibilitätswerte aus. Die NRM der erbohrten Lavaströme variiert zwischen 0,2 und 100 A/m und liegt damit in dem für vulkanische Gesteine typischen Bereich. Die NRM-Intensität des Trachyts ist mit ca. 1 A/m wesentlich niedriger als die der basaltischen Gesteine. Das Königsberger-Verhältnis variiert zwischen Werten von 0,1–100 und deutet mit Werten, die meist über 5 liegen, auf eine stabile thermoremanente Magnetisierung hin. Gesteinsmagnetische Untersuchungen an einigen ausgewählten Proben charakterisieren die Träger der Remanenz als Titanomagnetite, die häufig durch Hochtemperaturoxidation in Magnetit umgewandelt sind. Hämatit tritt in vielen Proben sehr untergeordnet auf und ist nur sehr vereinzelt Hauptträger der Remanenz.

Die Inklination der NRM ist im Teufenbereich 0–100 m und 280–450 m hauptsächlich invers, während sie im Teufenbereich 140–270 m und 490–580 m hauptsächlich normale Polarität

<sup>1</sup> Dr. E. Schnepf, Institut für Geophysik der Universität, Herzberger Landstraße 180, D-37075 Göttingen.

<sup>2</sup> Dr. C. Rolf, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Außenstelle Grubenhagen, OT Rotenkirchen, D-37574 Einbeck.

<sup>3</sup> J. Struck, Gesellschaft für automatische Datenverarbeitung eG, Weseler Straße 500, D-48163 Münster.

zeigt. Die Experimente der Wechselfeld- und der thermischen Entmagnetisierung lieferten zu meist sehr stabile Richtungen, die kaum von sekundären Magnetisierungen überprägt waren. Nur das Entmagnetisierungsverhalten der Proben unterhalb einer Teufe von 500 m war kompliziert, und es ließ sich nicht immer eine stabile Richtung finden. Die charakteristische Remanenz konnte außer in diesem unteren Teufenbereich leicht bestimmt werden und zeigt ein Polaritätsmuster mit der Abfolge invers-normal-invers-normal. Die drei Polaritätswechsel liegen zufällig jeweils in den nicht beprobten, vulkaniklastischen Gesteinsfolgen und sind deshalb nicht detailliert aufgezeichnet. Mit Hilfe von Altersdatierungen kann der untere Teil der Boh-

rung der Polaritätszeitskala zugeordnet werden. Der Teufenbereich von 490–580 m liegt im Chron C5Dn, und der Teufenbereich 270–450 m liegt im Chron C5Cr der paläomagnetischen Polaritätszeitskala. Der oberste invers magnetisierte Teil der Bohrung kann mit Einschränkungen in das Chron C5Br eingestuft werden.

Die Inklination der charakteristischen Remanenz über die gesamte Bohrung gemittelt (inverse Richtungen werden gespiegelt) liegt bei 64°. Dies ist etwa 3° niedriger als die Inklination des heutigen Feldes und auf die Kontinentaldrift zurückzuführen. Zur Zeit des Vogelsberg-Vulkanismus lagen die Vulkanprovinzen Mitteleuropas nach Literaturdaten bei einer Paläobreite von 40–46° N.

## Abstract

The scientific borehole Vogelsberg was drilled in summer 1996 near Ulrichstein (Germany) as a joined venture between the „Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben“ and the „Hessisches Landesamt für Bodenforschung“. A succession of Miocene lava flows and pyroclastic deposits was cored completely up to a maximum depth of 656.5 m. The drill-cores have been investigated paleomagnetically and rock magnetically. The bulk susceptibility of the whole drillcore was measured at distances of 0.33 m by putting a kappameter on the surface of the cores. For each lava flow at least one cylindrical standard subsample ( $\phi = 25$  mm,  $l = 22$  mm) was drilled from the boreholecore and bulk susceptibility, natural remanent magnetization (NRM), and direction of the characteristic remanent magnetization (ChRM) were determined. Although bulk susceptibility values show large variations between  $10^3$  and  $10^6$  and results of the subsamples are in very good agreement with the ones of the boreholecore. No correlation between lithological boundaries and susceptibility is obvious, but a huge trachytic lava flow and the pyroclastics are characterized by somewhat lower values of bulk susceptibility. The intensity of NRM of the lava

flows ranges from 0.2–100 A/m, which is typical for volcanic rocks. The NRM intensity of the trachytic lava flow is only about 1 A/m and much lower than the NRM of the basaltic lava flows. The Koenigsberger ratio varies between 0.1–100. Values above 5 are very frequent and suggest that the NRM is a stable thermoremanence. Rock magnetic investigations of some representative samples characterize the magnetic carriers as titanomagnetites, which frequently underwent a high temperature oxidation and developed to magnetite. Hematite occurs in many samples as a subordinate carrier of remanence but in a few samples the magnetic properties are dominated by it.

Inclination of the NRM has between 0–100 m and 280–450 m mainly reversed polarity, while it is normal between 140–270 m and 490–580 m. Experiments of alternating field and thermal demagnetization yielded in most cases very stable remanences with insignificant secondary magnetization components. Only for subsamples coming from depths below 500 m the behavior of demagnetization was often complicated and it was impossible to find any stable direction. Apart from this range of depth ChRM directions could easily be obtained and show a

pattern with a succession of reversed-normal-reversed-normal polarity intervals. Changes of polarity are correlated with intersections of huge volcanoclastic deposits, unsuitable for paleomagnetic investigation. Therefore polarity transitions were not recorded in detail. By using isotopic age determinations carried out for samples from the drillcore it is possible to relate the lower part of the drillcore with the paleomagnetic polarity time scale. The range of depth between 580–490 m correlates with chron C5Dn and the range of depth between 450–270 m correlates with chron C5Cr of the polarity time sca-

le. Relation of the upper part of the drillcore is still uncertain but most likely the upper reversed interval correlates with chron C5Br.

The mean inclination of ChRM averaged for the whole data set obtained (reversed directions were mirrored) is 64°. This is 3° less than the inclination of the present day field and due to continental drift. This is in good agreement with a paleolatitude of about 40–46° for the volcanic provinces of middle Europe during the miocene volcanism of the Vogelsberg as found in other publications.

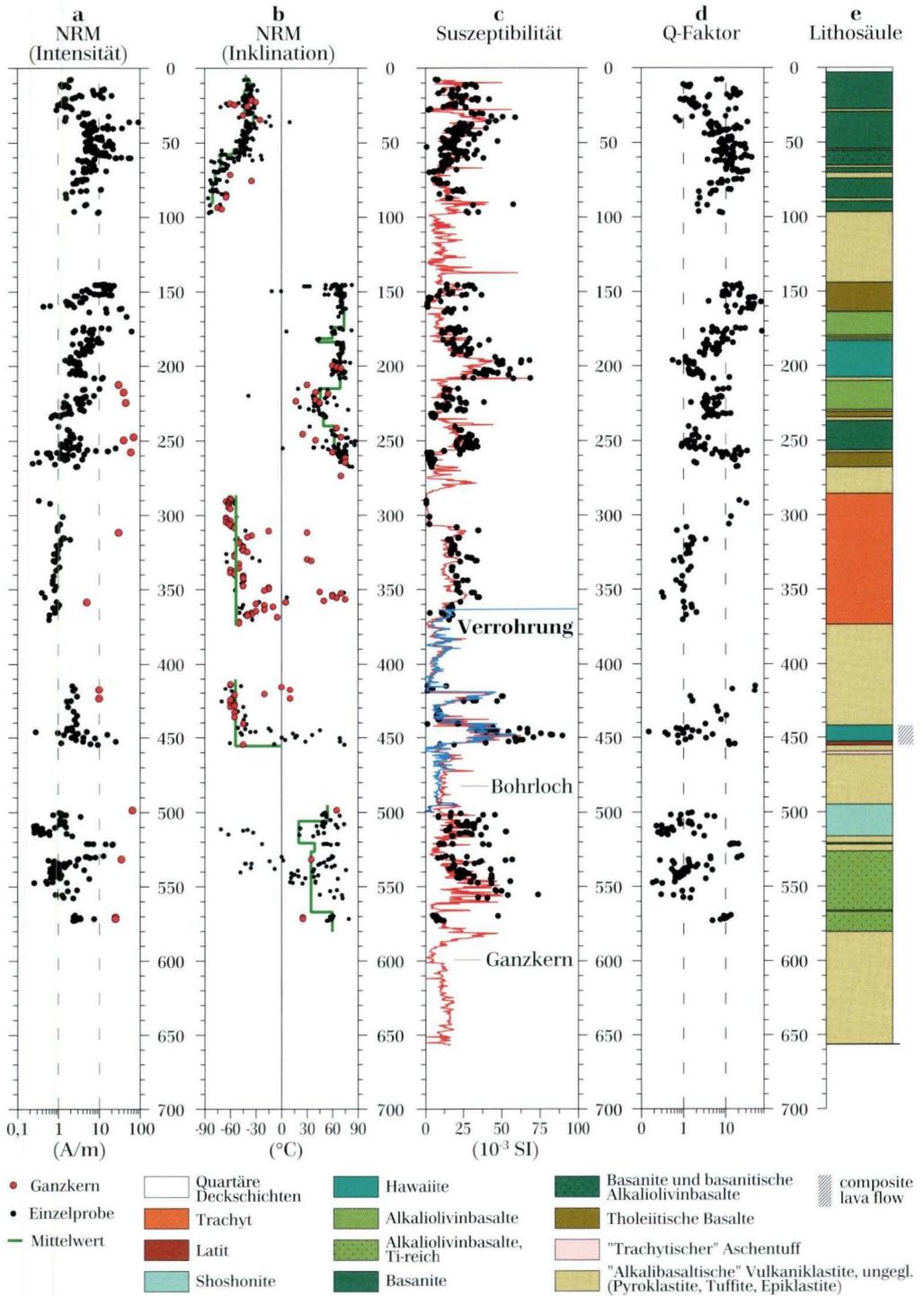
## 1. Einleitung

Zu den Zielen der im Sommer 1996 niedergebrachten Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (vgl. Hoppe & Schulz 2001) gehört die Beschreibung der Entwicklung und der heutigen Struktur des großflächigsten känozoischen Vulkangebietes in Mitteleuropa. Dabei soll die Paläomagnetik eventuell in den Lavaströmen aufgezeichnete Polaritätswechsel der Magnetisierung erfassen und diese mit Hilfe gleichzeitig erfolgter geochronologischer Datierungen in die Polaritätszeitskala für das Tertiär einhängen. Damit kann die zeitliche Entwicklung des Vogelsberges näher bestimmt werden. Über die Ermittlung des zur Zeit der vulkanischen Aktivitäten herrschenden Magnetfeldes ist eine Aussage über die paläogeographische Position des Vogelsbergs möglich. Gesteinsmagnetische Untersuchungen zur Identifizierung der Art und des Oxidationszustandes magnetisierbarer Mineralien sind zum einen zur Absicherung der paläomagnetischen Aussagen notwendig, sie liefern darüber hinaus wichtige Auskünfte über die mineralogischen Vorgänge nach dem Ausfließen der verschiedenen Lavaströme. Die paläo- und gesteinsmagnetischen Untersuchungen sollen daneben die Bohrlochmessungen des Magnetfeldes und der Suszeptibilität (Wonik et al. 2001) ergänzen und gesteinsphysikalische Daten für die Interpretation der Magnetfeldmes-

sungen vor Ort liefern (Pucher et al. 2001).

Nach den bisher vorliegenden Erkenntnissen (K/Ar-Datierungen von Kreuzer und paläomagnetische Untersuchungen von Pucher & Fromm, beide in Ehrenberg et al. 1981, sowie Sherwood 1990) entstanden die Vogelsberg-Vulkanite im Miozän, wobei die K/Ar-Alter vorwiegend zwischen 15 und 17 Ma liegen. Dies wird durch die neuen Altersdaten von Bogaard et al. (2001) weitgehend bestätigt. In den von Pucher & Fromm (1981) untersuchten Bohrungen treten nur wenige Polaritätswechsel auf. Somit kann angesichts der zu erwartenden häufigen Polaritätswechsel im Miozän (Cande & Kent 1995) auch eine wesentlich kürzere Zeitdauer für die vulkanischen Aktivitäten des Vogelsberges vermutet werden. Daneben ist es möglich, dass nicht alle Umkehrungen des Magnetfeldes erhalten blieben (Verwitterung), oder dass es lang anhaltende Unterbrechungen der vulkanischen Aktivitäten gab.

Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erreichte, bei einem praktisch vernachlässigbaren Kernverlust, eine Endteufe von 656,5 m. Die auf Meterstücke abgetrennten Teilkern sind nur oben/unten orientiert, eine azimutale Orientierung der Kerne war nicht möglich. Die Kernaufnahme erbrachte eine Abfolge von Lavaströmen basanitischer, alkaliolivinbasaltischer und tho-



leitischer Zusammensetzung sowie zwischen 286 m und 374 m eine mächtige Einschaltung von Trachyt (Abb. 1e; vgl. Bogaard et al. 2001 sowie Kött et al. 2001). Besonders zu erwähnen ist zwischen 442 m und 455 m ein sogenannter

„composite lava flow“ aus Hawaiiit und Latit. Mehr als die Hälfte der durchteuften vertikalen Abfolge wird von vielfältigen Vulkaniklastiten (Pyroklastite, Epiklastite) gebildet.

## 2. Paläo- und gesteinsmagnetische Untersuchungen

### 2.1. Messstrategie

Da ein möglichst vollständiges Magnetisierungsprofil erwünscht war, sollte – wann immer möglich – ein Bohrkernkryogenmagnetometer (Rolf 1999) zum Einsatz kommen, das zerstörungsfreie Messungen der remanenten Magnetisierung am Ganzkern erlaubt. Mit SQUIDS (Super conducting quantum interference device) ausgestattete Magnetometer wurden hauptsächlich zur Remanenzmessung schwach magnetisierter Gesteine (z.B. Sedimentkerne) entwickelt und sind daher in ihrem Messbereich auch nach oben begrenzt. Mit den eingesetzten SQUIDS lassen sich magnetische Momente von maximal  $10^3 \text{ Am}^2$  messen. Berücksichtigt man, dass das Bohrkernkryogenmagnetometer die Magnetisierung etwa über eine Länge von 5 cm integriert, so bedeutet dies, dass bei dem in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 verwendeten Kerndurchmesser von 10 cm Magnetisierungen von maximal 2,5 A/m (Magnetisierung ist magnetisches Moment/Volumen) gemessen werden können. Bei stärkeren Magnetisierungen wird der Messbereich der SQUIDS überschritten. Da bei Basalten Magnetisierungen von einigen A/m üblich sind (Angenheister 1982), war zu erwarten, dass ein erheblicher Teil der 1 m langen Teilkerne des Vogelsberges zu stark magnetisiert sein würde, um mit dem Bohrkernkryogenmagnetometer gemessen werden zu können.

Um das Bohrkernkryogenmagnetometer nicht

ständig über die obere Messbereichsgrenze zu belasten, wurde ein Verfahren mit Förster-Sonden entwickelt, mit dem die Magnetisierung der Teilkerne vorab abgeschätzt werden konnte (Struck 1997). Danach konnte an 187 Teilkerne (23 % des erbohrten Materials) die Magnetisierung mit dem Bohrkernkryogenmagnetometer gemessen werden. Etwa 63 % der Bohrkernkerne sind für paläomagnetische Messungen unbrauchbar, da sie entweder zu brüchig sind oder es sich um Gesteine handelt, von denen keine paläomagnetisch relevanten Magnetisierungsrichtungen zu erwarten sind (Umlagezonen, Gesteinsbrekzien und kalt abgelagerte Vulkaniklastite). Aus den mit dem Bohrkernkryogenmagnetometer gemessenen Teilkerne wurden maximal drei Einzelproben (Durchmesser 1 Zoll) je Teilkerne herausgebohrt. Zu stark magnetisierte Teilkerne wurden dagegen verstärkt mit Einzelproben beprobt, sodass insgesamt 543 Einzelproben anfielen. Während an den Teilkerne nur die Remanenz und in größeren Abständen die Suszeptibilität gemessen wurde (Abschn. 2.2.), erlauben die Einzelproben Entmagnetisierungs- und gesteinsmagnetische Experimente (Abschn. 2.3.) und somit Aussagen über den ferrimagnetischen Mineralbestand der Vogelsberg-Vulkanite (Abschn. 2.4.).

**Abb. 1.** Darstellung der Lithologie, der Gesteins- und Paläomagnetik im Profil mit der Teufe. a) Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM); b) Inklination der NRM aus Einzelproben und Teilkerne; c) magnetische Suszeptibilität aus Messungen von Einzelproben, an Teilkerne und im Bohrloch; d) Q-Faktor nach Koenigsberger (NRM/induzierte Magnetisierung); e) Lithologie.

## 2.2. Magnetisierung, Suszeptibilität und Q-Faktor

Die direkt nach der Probenentnahme gemessene remanente Magnetisierung wird als die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) bezeichnet und beschreibt die Summe aller im Gestein gespeicherten Remanenztypen. Verantwortlich für den Erwerb einer remanenten Magnetisierung sind ferromagnetische (genauer antiferro- und ferrimagnetische) Minerale, die in der Lage sind, permanent das Magnetfeld zu speichern. Eine ausführliche Beschreibung der Remanenztypen und der gesteinsmagnetischen Grundlagen der remanenten Magnetisierungen findet sich z.B. bei Soffel (1991) oder Butler (1992).

Die Intensität der NRM schwankt innerhalb der alkaliolivinbasaltischen und basanitischen Lavaströme des Vogelsberges erheblich ( $< 1\text{--}100\text{ A/m}$ ). Der Trachytstrom dagegen ist fast durchweg von vergleichsweise geringen Intensitäten um  $1\text{ A/m}$  geprägt (Abb. 1a). Die obersten 100 m sind, wie sowohl an Teilkernen als auch an Einzelproben festgestellt wurde, eindeutig invers magnetisiert, während zwischen 150 m und 270 m normale Magnetisierungsrichtungen vorherrschen (Abb. 1b). Bevor ab 420 m Mischpolaritäten auftreten, schließt sich bei 290 m, zumindest was die Einzelproben betrifft, erneut ein eindeutig invers magnetisierter Abschnitt an. Ab 550 m ist die Polarität wieder normal. Somit ist bereits die NRM in den oberen Bereichen durch eine klare Gliederung der Polarität in der Abfolge invers-normal-invers geprägt.

Im Gegensatz zur hauptsächlich vom Paläo-Erdmagnetfeld geprägten remanenten Magnetisierung ist die induzierte Magnetisierung dem heutigen Magnetfeld proportional. Der verbindende Proportionalitätsfaktor ist die magnetische Suszeptibilität. Die Suszeptibilität gibt die Art und Konzentration der magnetischen Minerale im Gestein wieder. Sie reicht von schwach negativen Werten bei diamagnetischen Gesteinen (Quarzite) bis zu sehr hohen positiven Werten (3,9 für Eisen). Unter den Ergussgesteinen besitzen die Basalte gewöhnlich die höchsten

Werte ( $1\text{--}160 \cdot 10^{-3}$ ). Je saurer die Ergussgesteine sind, desto mehr nimmt der Anteil an magnetisierbaren Teilchen ab. Trachyte sind daher z.B. durch relativ schwache Magnetisierungs- und Suszeptibilitätswerte gekennzeichnet (Thompson & Oldfield 1986, Soffel 1991, Hunt et al. 1995).

Die Suszeptibilität der Teilkerne wurde in Abständen von etwa 33 cm mit einer Suszeptibilitätssonde (k-2 der Firma EDA Instruments, Kanada) gemessen. Diese Daten werden durch Messungen der Suszeptibilität an Einzelproben unter Einsatz eines Tischgerätes der Firma Geofyzika Brno ergänzt. Das so erhaltene Suszeptibilitätsprofil kann zwischen 361 und 498 m mit Bohrlochmessungen (Wonik et al. 2001) verglichen werden. Weitere Bohrlochsuszeptibilitätsdaten fehlen, da im oberen Bereich die Verrohrung des Bohrlochs die Messung behinderte und ab 498 m das Bohrloch zur Zeit der Bohrlochmessungen bereits zugefallen war. Die Bohrlochmessungen der Suszeptibilität stimmen mit den an der Oberfläche der Teilkerne gemessenen Werten meist sehr gut überein (Abb. 1c). Die Suszeptibilität selbst variiert teilweise extrem stark innerhalb weniger dm. Ein markanter Sprung zeigt sich z.B. bei einer Teufe von 420 m, wo die Werte von  $20 \cdot 10^{-5}$  auf Werte über  $45 \cdot 10^{-3}$  ansteigen. Dieser Sprung tritt sowohl bei den Messungen am Kernmaterial als auch bei den Bohrlochmessungen auf, was optisch nicht erkennbare Artefakte (z.B. metallische Verunreinigungen durch die Bohrung) als Ursache des Suszeptibilitätsanstiegs ausschließt. Der Anstieg der Suszeptibilität liegt innerhalb pyroklastischer Ablagerungen (Schlackenagglomerat/Agglutinat), was auf die heterogene Zusammensetzung derselben schließen lässt. Eine klare Korrelation der Suszeptibilität mit dem geologischen Profil (Sprünge an lithologischen Grenzen) ist nicht feststellbar. Es gibt zwar bei 285 m einen Übergang von Aschentuff zu Trachyt, der auch mit einem Wechsel von relativ hohen Suszeptibilitätswerten im Aschentuff zu sehr geringen Werten im Trachyt verbunden ist, die Werte

steigen jedoch bei 305 m mitten im Trachyt wieder um das mehr als 20-fache an, was auf einen im Abschnitt 2.4. näher beschriebenen Wechsel der Magnetisierungsträger zurückzuführen ist.

Die Erkenntnis, dass die Intensität der NRM und die Suszeptibilitätswerte nicht mit der Petrographie korrelieren, wurde u.a. auch von Weinreich & Bleil (1984) für tertiäre Vulkanite der Eifel berichtet. Dies lässt vermuten, dass nicht die primäre Zusammensetzung der Vulkanite, sondern ihre Abkühlgeschichte für die magnetischen Eigenschaften entscheidend ist.

Das Verhältnis der Beträge der natürlichen zur induzierten Magnetisierung nennt man den Q-Faktor (nach Koenigsberger 1936). Der Q-Faktor wird u.a. für die Interpretation der Magnetfeldanomalien benötigt, ist aber auch ein Maß für die Stabilität oder das Alter einer remanenten Magnetisierung (Soffel 1991). Q-Faktoren zwischen 1 und 20 sind kennzeichnend für junge Vulkanite. Q-Faktoren kleiner 1 liefern Hin-

weise auf gering stabile Remanenzen oder sind typisch für Gesteine mit Altern von über 200 Ma.

Betrachtet man die Entwicklung von Q mit wachsender Teufe (Abb. 1d), so liegt für die ersten 100 m (basanitische Lavaströme) der Mittelwert bei 10,3. Der Mittelwert von Q steigt im Bereich alkaliolivinbasaltischer Lavaströme (150–180 m) sogar auf 20,4. Hier werden die mit Abstand höchsten Werte von bis zu 70 erreicht. In den nachfolgenden Bereichen sind die Q-Faktoren wieder geringer. Innerhalb des ca. 90 m mächtigen Trachytstroms fällt der Q-Faktor von Werten über 20 innerhalb weniger cm auf Werte unter 1, was wiederum den gesteinsmagnetisch belegten Wechsel des Magnetisierungsträgers verdeutlicht. Im unteren Bereich der Bohrung treten vermehrt niedrige Q-Faktoren auf, ein Hinweis auf relativ instabile Remanenzen. Dies wird durch die nachfolgend beschriebenen Entmagnetisierungsexperimente bestätigt.

## 2.3. Entmagnetisierungsexperimente

Um gesicherte Polaritätswechsel nachweisen zu können, mussten an Einzelproben Entmagnetisierungsexperimente durchgeführt werden. Die bisher betrachtete NRM hat die gesamte Magnetisierungsgeschichte eines Gesteins gespeichert und setzt sich unter Umständen aus verschiedenen Remanenztypen zusammen. Die unterschiedlichen Typen besitzen charakteristische physikalische Eigenschaften und sind auf unterschiedliche physikalische oder physikochemische Weise entstanden. Um die verschiedenen Lavaströme des Vogelsberges gesichert in die Polaritätszeitskala einhängen zu können, wird die ursprüngliche, mit der Gesteinsbildung erworbene sogenannte primäre Magnetisierung gesucht. Die sekundären Anteile der NRM müssen durch spezielle Verfahren (Wechselfeldentmagnetisierung, thermische Entmagnetisierung) in magnetfeldfreier Umgebung entmagnetisiert werden. Durch eine Vektoranalyse (Zijderveld 1968) sämtlicher Magnetisierungsanteile (Kom-

ponenten) gelingt dann meist die Ermittlung der charakteristischen Magnetisierung (ChRM), die der Richtung der primären Thermoremanenz der vulkanischen Gesteine parallel ist und somit die Richtung des Erdmagnetfeldes zur Zeit der Abkühlung wiedergibt. Ausführliche Beschreibungen der angewandten Entmagnetisierungsexperimente, ihrer Auswertungen und der gesteinsmagnetischen Grundlagen finden sich u.a. bei Soffel (1991) und Butler (1992).

Das an insgesamt 120 Proben bestimmte Entmagnetisierungsverhalten wird im Folgenden an mehreren repräsentativen Beispielen beschrieben. In Abb. 2 ist das Verhalten von zwei ein-komponentigen Basanit-Proben aus dem oberen Teufenbereich dargestellt. Die Intensität nimmt mit steigendem Wechselfeld bzw. Temperatur ab, die Richtungswerte bleiben davon jedoch unberührt, weshalb sich die Messpunkte auf in den Koordinatenursprung laufenden Geraden anordnen. In diesem Fall entspricht die Richtung der

NRM fast der gesuchten primären Richtung, und die Polarität bleibt erhalten. Dieses Entmagnetisierungsverhalten ist für den Teufenbereich 0–100 m repräsentativ, und sekundäre Magnetisierungs-komponenten treten nur vereinzelt auf. Die Polarität ist eindeutig invers.

Für den Teufenbereich 140–270 m wurde ein ähnliches Entmagnetisierungsverhalten gefunden. In Abb. 3 sind zwei Beispiele dargestellt, die zeigen, dass sowohl die thermische als auch die Wechselfeldentmagnetisierung schwache sekundäre Komponenten beseitigt und Richtung und Polarität der NRM erhalten bleiben. Für diesen Teufenbereich ist die Polarität durchgehend normal.

Im Teufenbereich 290–370 m (Trachyt) bzw. 420–450 m und besonders im „composite lava

flow“ (bei ca. 450 m) finden sich eine ganze Reihe von Proben mit deutlichen sekundären Komponenten, die sich auch im Auftreten normaler und inverser Polaritäten bei der NRM manifestieren (vgl. Abb. 1b). Durch Lagerung im heutigen Erdfeld weist die NRM bei einigen Proben eine normale Polarität auf. Erst durch Abbau dieser im heutigen Erdmagnetfeld erworbenen viskosen remanenten Magnetisierung (VRM) tritt die ursprüngliche primäre Remanenz inverser Polarität zutage. Dies ist besonders deutlich in Abb. 4a zu sehen, wo die Inklination von einer flachen normalen Richtung auf eine steile Inklination inverser Polarität als stabile Richtung wechselt (gekennzeichnet durch einen Quadrantenwechsel von +Z zu -Z in der vertikalen Projektion). Auch die Probe aus dem „com-

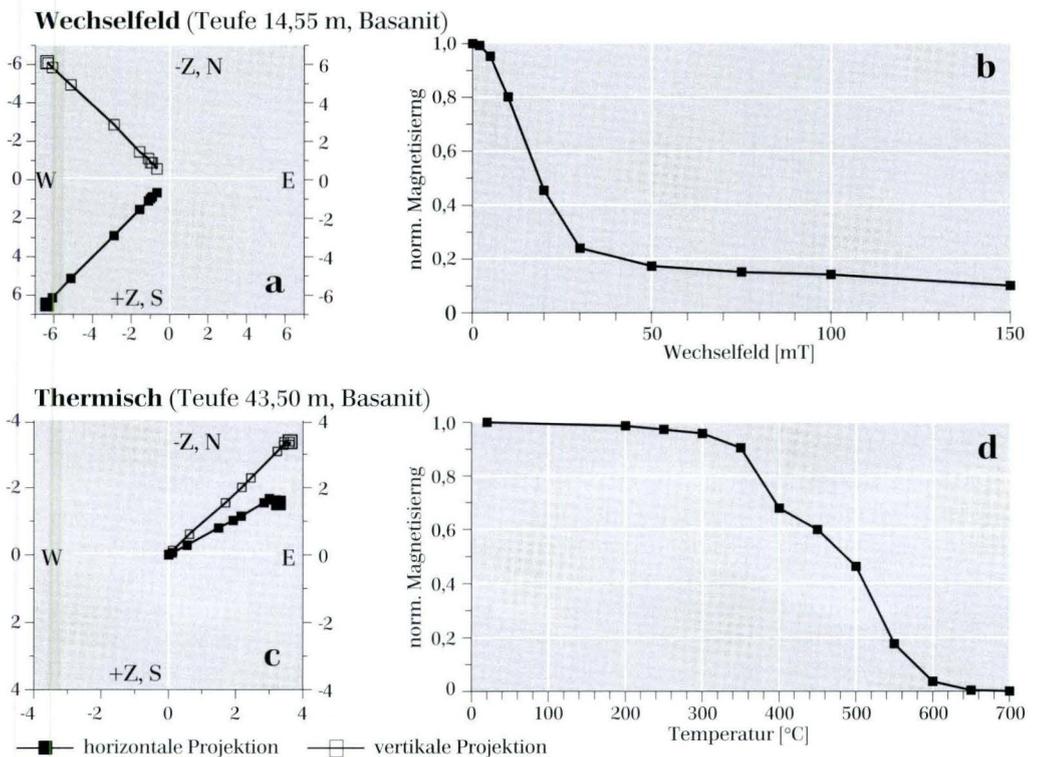


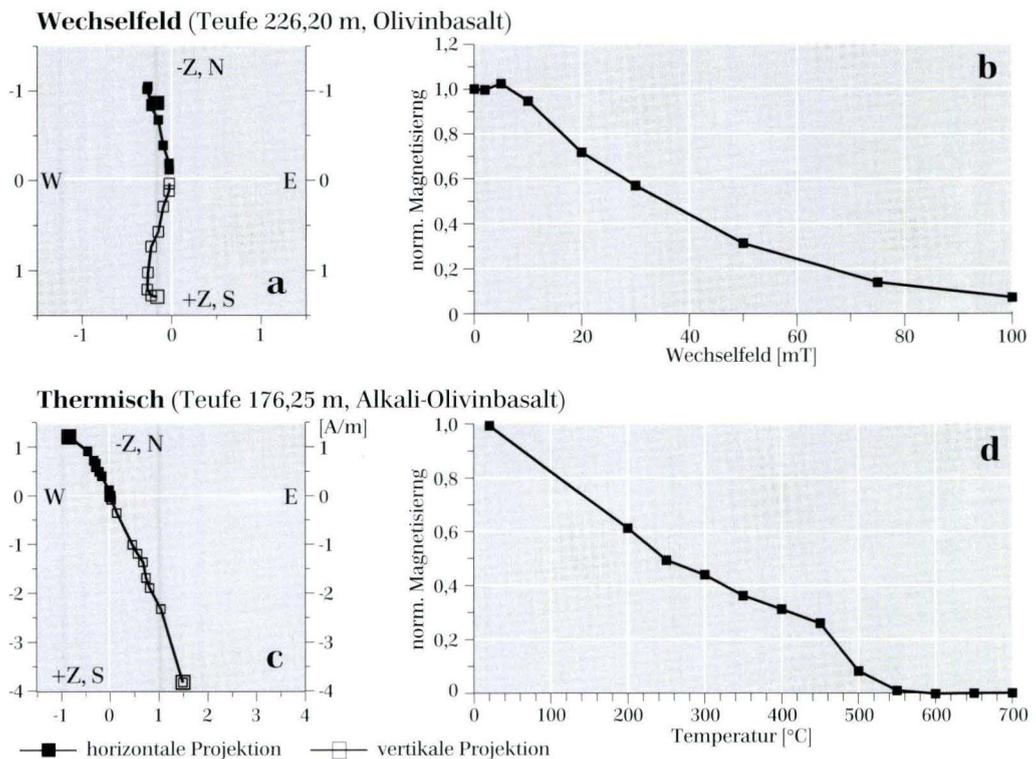
Abb. 2. Entmagnetisierungsbeispiele (thermisch und im Wechselfeld) für die Basanitserie des Teufenbereichs 0–100 m. Links jeweils das Zijdervelddiagramm und rechts die Entmagnetisierungskurve.

posite lava flow“ zeigt klar eine Überprägung der stabilen Magnetisierungskomponente durch eine VRM mit antiparalleler Richtung, da die Magnetisierungsintensität bei der Wechselfeldentmagnetisierung zunächst ansteigt und die Messpunkte im Zijderveld-Diagramm vom Ursprung weglaufen. Die Tiefenbereiche 290–370 m und 420–450 m zeigen nach dem Entmagnetisieren eindeutig inverse Polaritäten.

Im unteren Bereich der Bohrung (500–570 m) treten ebenfalls Mischpolaritäten der NRM auf (vgl. Abb. 1b). Hier war jedoch die Wechselfeldentmagnetisierung häufig nicht erfolgreich. So lässt sich bei der Shoshonit-Probe aus 510 m (Abb. 5a) keine Ursprungsgerade für die Messpunkte finden. In einigen anderen Fällen besteht die NRM ebenfalls aus mehreren Kompo-

nenten, hier ergibt sich am Ende aber eine stabile Richtung (Abb. 5c). Die thermische Entmagnetisierung bestätigte dagegen meist die Richtung der NRM (Abb. 5e), wobei bis auf zwei Ausnahmen normale Polaritäten gefunden wurden. Der untere Bereich der Bohrung ist also von normaler Polarität.

Es zeigt sich, dass die meisten Proben durch stabile NRM- und nur geringe VRM-Anteile charakterisiert sind, die meist bereits durch sehr schwache entmagnetisierende Felder ( $\leq 5$  mT) entfernt werden konnten. Nur einige wenige Proben – meist aus den Aschentuff-Lagen – ließen sich mit maximalen Wechselfeldern von 300 mT noch nicht vollständig entmagnetisieren (z.B. Abb. 2b). Hier ist ein gewisser Anteil hochkoerzitativer magnetischer Minerale (Häma-

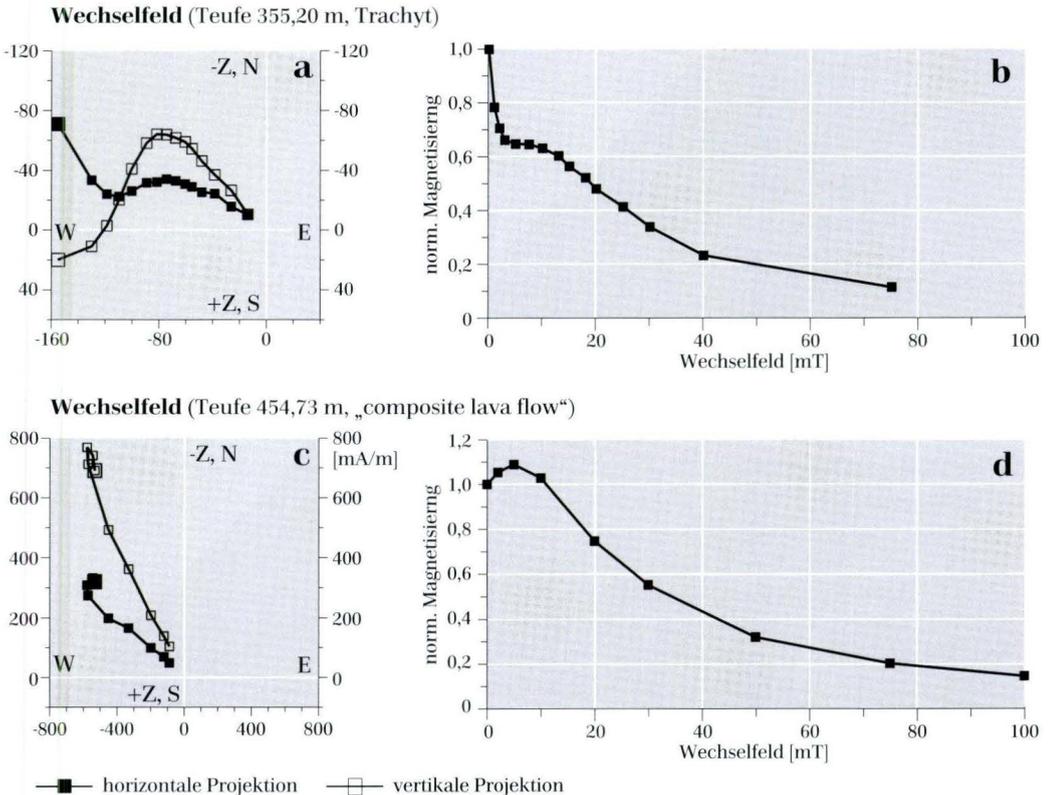


**Abb. 3.** Entmagnetisierungsbeispiele (thermisch und im Wechselfeld) für den Tiefenbereich 150–270 m. Links jeweils das Zijderveld-Diagramm und rechts die Entmagnetisierungskurve.

tit) zu vermuten. Die entsprechenden thermischen Entmagnetisierungen belegen eindeutig Hämatit, da die Magnetisierung erst oberhalb von 600 °C (Curie-Temperatur Hämatit 675 °C) endgültig abgebaut wird (z.B. Abb. 2d).

Für alle entmagnetisierten Proben wurde mit Hilfe einer Vektoranalyse (principal component analysis) die Richtung der ChRM bestimmt. Aufgrund der hohen Q-Faktoren, der gesteinsmagnetischen Untersuchungen (siehe Abschnitt 2.4.) und des meist unkomplizierten Entmagnetisierungsverhaltens kann davon ausgegangen werden, dass die ChRM die Richtung

einer primären Thermoremanenz und somit die des Paläoerdmagnetfeldes während der Zeit des Vogelsberg-Vulkanismus widerspiegelt. Es wird deutlich, dass sich die Inklination und damit die Polarität der Magnetisierung in den meisten Fällen nur sehr geringfügig ändert (Abb. 8b). Insbesondere in den obersten 100 m fallen die Inklinationen vor und nach der Entmagnetisierung zusammen. In den Bereichen um 350 m und um 450 m konnte dagegen durch die Entmagnetisierung ein Wechsel der Polarität aufgedeckt und somit eine Fehlinterpretation verhindert werden.



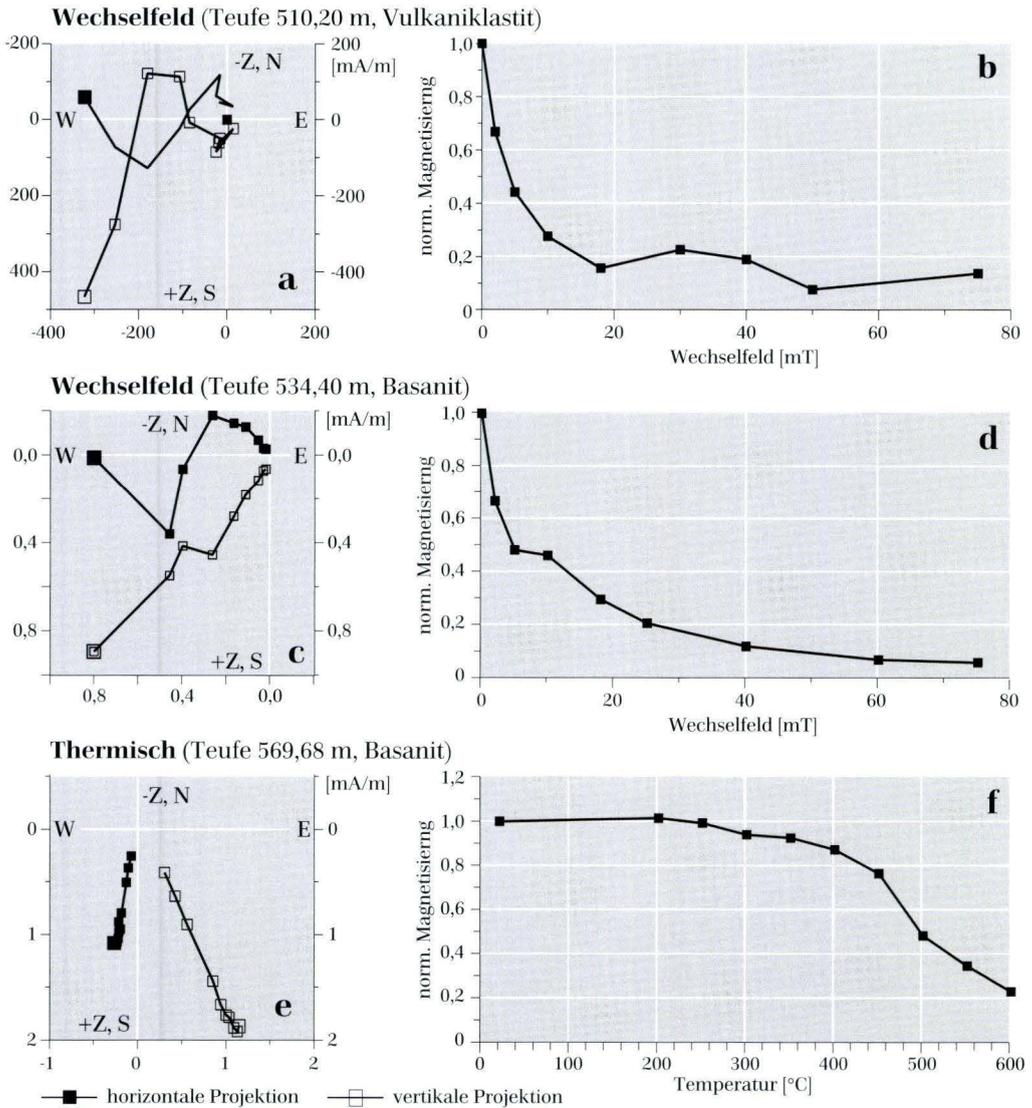
**Abb. 4.** Entmagnetisierungsbeispiele (Wechselfeld) für den Trachyt (355 m) und den „composite lava flow“ (454 m). Links jeweils das Zijdervelddiagramm und rechts die Entmagnetisierungskurve.

## 2.4. Gesteinsmagnetische Untersuchungen

Die Temperatur, unterhalb der ein magnetisches Material eine remanente Magnetisierung besitzen kann, nennt man Curie-Temperatur ( $T_c$ ). Die Curie-Temperatur ist eine charakteristische Materialkonstante der Ferromagnetika und kann für diagnostische Zwecke zur Identifi-

kation der magnetischen Minerale eines Gesteins verwendet werden. Zur Bestimmung der Curie-Temperaturen werden sog. Curie-Waagen verwendet (z.B. Soffel 1991).

In den untersuchten Lavaströmen (40 Proben) lassen sich drei Typen ferromagnetischer



**Abb. 5.** Entmagnetisierungsbeispiele (thermisch und im Wechselfeld) für den Teufenbereich 500–570 m. Links jeweils das Zijdervelddiagramm und rechts die Entmagnetisierungskurve.

Minerale unterscheiden. Alle stammen aus der Titanomagnetit-Mischkristallreihe und unterscheiden sich in erster Linie durch ihren Titan-gehalt.

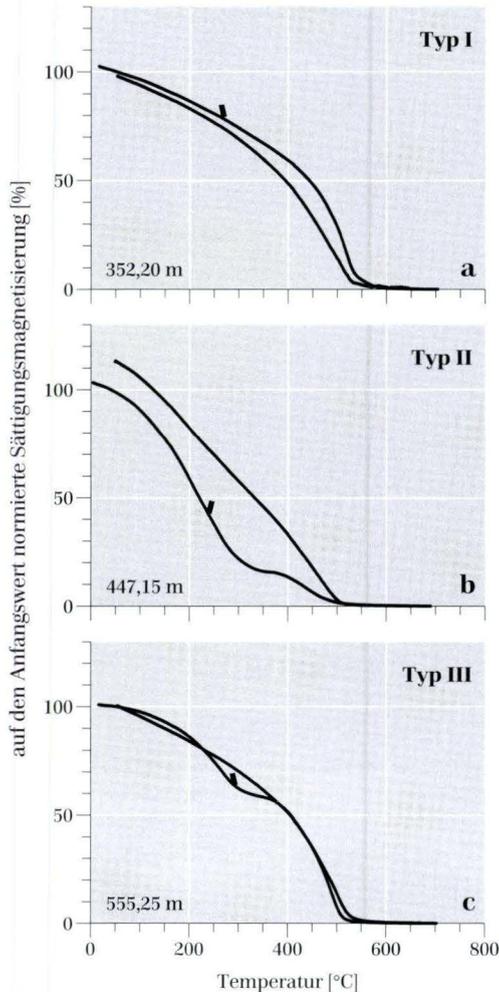
Die Titanomagnetit-Mischkristallreihe bildet die häufigste magnetische Mineralart in magmatischen Gesteinen. Bei Temperaturen oberhalb von 600°C ist eine komplette Mischungsreihe zwischen den Endgliedern Ulvöspinell ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ )

und Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) möglich. Die Curie-Temperaturen der Titanomagnetite sind stark vom Titan-gehalt abhängig und bewegen sich zwischen den Werten -200°C (Ulvöspinell) und 578°C (Magnetit), d.h. die Curie-Temperaturen der Titanomagnetite steigen mit sinkendem Titan-gehalt. In frischen unoxidierten Basalten mit primären homogenen Titanomagnetiten werden deshalb häufig sehr niedrige Curie-Temperaturen (100–200°C) gemessen. Eine Verschiebung der Curie-Temperatur auf Werte nahe der Curie-Temperatur von Magnetit spricht für eine Hochtemperaturoxidation der Titanomagnetite. Die Hochtemperaturoxidation ist typisch für die primäre Abkühlung einer Lava und tritt bei Temperaturen oberhalb 350°C auf. Dabei kommt es zu einer Entmischung der primären Titanomagnetitminerale in Magnetit und Ilmenit (paramagnetisch bei Raumtemperatur). Die im folgenden als Typ I (Abb. 6a) angesprochenen Minerale (60 % aller Proben) sind Vertreter dieser Hochtemperaturoxidation bei einer Curie-Temperatur von ca. 540°C.

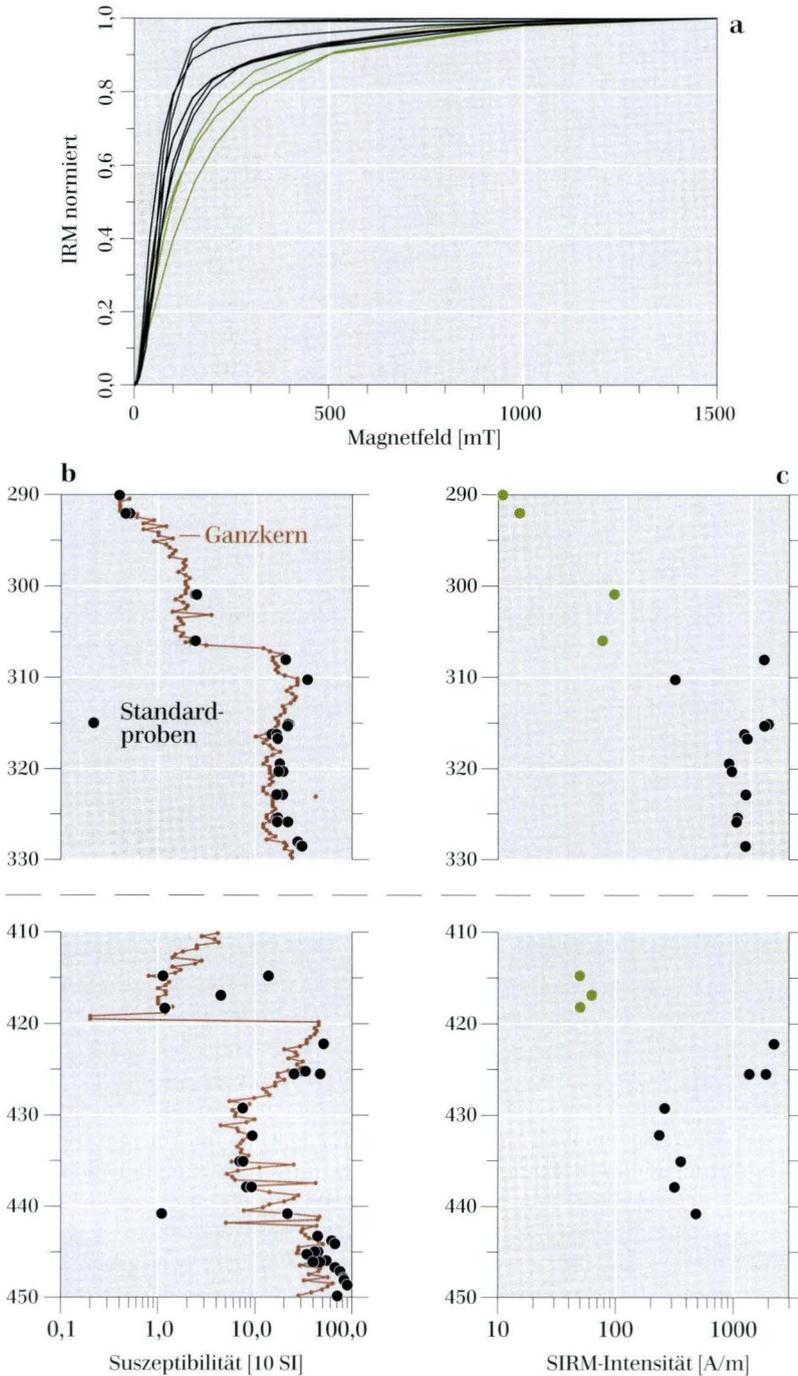
Typ II (20 % aller Proben) repräsentiert einen weitgehend unentmischten Titanomagnethemite mit einer Curie-Temperatur von ungefähr 300°C. Dieser Mineraltyp wird meist bei der sog. Tieftemperaturoxidation magmatischer Gesteine gebildet, die bei Temperaturen unterhalb von 300°C auftritt. Bei der Tieftemperaturoxidation wird primärer Titanomagnetit in Titanomagnethemite umgewandelt, dessen Curie-Temperaturen je nach Titan-gehalt zwischen 150 und 450°C liegen. Typisch für die Titanomagnethemite ist die Bildung von Magnetit während des Experiments, was zu einer Zunahme der Sättigungsmagnetisierung bei der Abkühlung führt (Abb. 6b).

Beim dritten Mineraltyp (20 %) der Vogelsberg-Vulkanite handelt es sich um eine Kombination der beiden oben genannten Typen (Abb. 6c).

Die Träger der Magnetisierung sind im wesentlichen als (magnethemitierte) titan-arme Titanomagnetite charakterisiert worden. Bei allen handelt es sich somit um typische Oxidationsprodukte (Hoch- und Tieftemperaturoxidation), die bei der primären Abkühlung von Laven entstehen. Da die Oxidation meist kurz



**Abb. 6.**  $I_s(T)$ -Kurven zur Ermittlung der Curie-Temperaturen  $T_c$ ; repräsentative Auswahl von 40 gemessenen Proben, davon sind 60 % vom Typ I und jeweils 20 % von Typ II und III.



**Abb. 7.** Detaillierte Darstellung der magnetischen Suszeptibilität für die Teufenbereiche um 318 m (Trachyt) und 420 m (Agglutinat). Die Sprünge lassen sich mit einer Änderung der Form der Erwerbsskurven der isothermalen remanenten Magnetisierung (IRM) und der daraus abgeleiteten Sättigungs-IRM (SIRM) korrelieren.

nach dem Ausfließen der Lava (syngenetisch) stattfindet, sind die von diesen Oxidationsprodukten getragenen Magnetisierungen als primär anzusprechen. Der bei der thermischen Entmagnetisierung nachgewiesene Hämatit ist aufgrund seiner gegenüber den Titanomagnetiten viel geringeren Sättigungsmagnetisierung unter Einsatz von Curie-Waagen meist nur schwer nachweisbar.

An zwei Stellen im Bohrprofil treten – wie bereits erwähnt – Sprünge in der magnetischen Suszeptibilität um mehrere Größenordnungen auf, ohne dass sich die Lithologie ändert (Abb. 1c und 7b). Proben aus diesen Teufenbereichen wurden mit Hilfe von Versuchen zur isothermalen remanenten Magnetisierung (IRM) näher untersucht. Der Suszeptibilitätssprung im Trachyt ereignet sich etwa bei einer Teufe von 308 m und ist von unten nach oben betrachtet mit einer starken Abnahme der Sättigungs-IRM (SIRM; Soffel 1991) korreliert (Abb. 7c). Die aus dem Teufenbereich mit verringerter Suszeptibilität stammenden Proben (grün in Abb. 7) sind auch durch spezielle Kurvenformen beim IRM-

Erwerb (Abb. 7a) charakterisiert. Diese Kurven zeigen deutlich später eine Sättigung (Ausbildung einer Plattform) und geben somit Hinweis auf die Dominanz eines hochkoerzitiven magnetischen Minerals. Der obere Bereich des Trachyts ist offenbar während der Abkühlung wesentlich stärker oxidiert worden, so dass die primären Titanomagnetite zu Titanohämatit oder Hämatit oxidiert wurden. Diese verursachen die niedrige Suszeptibilität und den flacheren Kurvenverlauf der IRM. Im unteren Bereich des Trachyts werden die magnetischen Eigenschaften dagegen von starkmagnetischen, niedrigkoerzitiven und titan-armen Titanomagnetiten geprägt.

Auch im Agglutinat (Teufe 420 m) ist der Sprung der Suszeptibilität (Abb. 7b unten) offenbar durch nach oben zunehmende Anteile schwach magnetischer, hochkoerzitiver Minerale verursacht. Der Wechsel stellt sich in diesem Fall in den Einzelproben jedoch weniger eindeutig dar als bei der Suszeptibilität der Teilerkerne, da Agglutinate naturgemäß sehr heterogen aufgebaut sind.

## 3. Paläogeographie und Polaritätsmuster

### 3.1. Paläogeographie

Die Bohrkerne der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 waren nur oben/unten orientiert. Bei der relativ hohen geographischen Breitenlage des Vogelsberges im Tertiär (etwas südlich der heutigen Position) ist die Polarität der Magnetisierung jedoch über das Vorzeichen der Inklination sicher bestimmbar. Will man aus mehreren Magnetisierungsrichtungen Mittelwerte bilden, so kommt ein von Fisher (1953) entwickeltes statistisches Verfahren zur Anwendung (siehe Butler 1992; Soffel 1991). Neben der Berechnung des vektoriellen Mittelwerts werden dabei noch zwei statistisch relevante Parameter, der Konfidenzwinkel  $\alpha_{95}$  und der Präzisionsparameter  $k$  berechnet. Dieses Verfahren kann nur dann angewendet werden, wenn sowohl die Inklination als auch die Deklination

absolut bestimmt wurde. Um nur über die Inklination mittlere Richtungen berechnen zu können, entwickelten Briden & Ward (1966) eine Theorie, die von Kono (1980) weiterentwickelt wurde. Um für die einzelnen Lavaströme Mittelwertberechnungen der Inklination durchführen zu können, wurde von Struck (1997) ein Programm erstellt, mit dessen Hilfe auf der Grundlage der Theorie von Kono  $\alpha_{95}$  und  $k$  berechnet wurden. Die auf diese Weise über die gesamte Bohrung berechnete mittlere Inklination (Abb. 8b) der charakteristischen Remanenz (negative Vorzeichen werden invertiert) beträgt  $64^\circ$  bei einem Konfidenzwinkel von  $8^\circ$  und einem Präzisionsparameter  $k$  von 8.

Dieser Wert ist steiler als die mittlere Inklination ( $57^\circ$ ) einer von Angenheister (1956) durch-

**Tab. 1.** Paläomagnetische Daten für das Miozän in Deutschland (Quelle: Global Paleomagnetic Database): Geographische Bezeichnung, geographische Position (Länge und Breite), Lage des Paläomagnetischen Pols (Länge und Breite), Richtung der charakteristischen primären Remanenz (ChRM; D: Deklination, I: Inklination) und Paläobreite.

Lokation	Position (Länge/ Breite) [°]	ChRM D/I [°]	Paläopol Länge/ Breite [°]	Paläo- breite [°]	Alter der Magnetisie- rung [Ma]	Literaturzitat
Nord-Bayern	11,4/50,1	12,0/59,0	140,0/78,0	41,9	16–41	Pohl & Soffel (1977)
Cottaer Spitzberg	14,0/50,9	23,2/51,1	135,0/68,0	36,7	2–65	Rother (1971)
Lausitz Vulkanite	14,7/51,0	201,1/–63,2	120,5/74,6	44,7	16–29	Nairn & Vollstädt (1967)
Rheinland-Pfalz Vulkanite	7,5/50,5	28,0/62,0	108,0/70,0	43,3	16–29	Nairn (1962)
Bonn Intrusiva	7,0/50,5	188,0/–63,0	142,0/82,0	44,6	5–35	Nairn (1960)
Vogelsberg Vulkanite	9,0/50,5	2,0/65	168,0/86,0	46,7	5–23	Nairn (1960)
Vogelsberg Basalte	9,5/50,5	8,5/57,5	160,0/76,5	38,4	5–23	Angenheister (1956)
Vogelsberg Vulkanite	9,4/50,5	178,6/–64,0	200,9/85,1	45,7	15–18	Sherwood (1990)
Kaiserstuhl Vulkanite	7,6/48,1	186,0/–49,0	171,0/71,0	29,7	14–18	Roche & Lauer (1964)
Nördlinger Ries Suevite	10,5/49,9	191,4/–59,5	146,3/77,5	40,3	14–18	Petersen et al. (1965)
Vogelsberg	9,2/50,5	?/–64,0	–	45,7	15–18	diese Arbeit

geführten Untersuchung im Vogelsberg. Jedoch reproduziert er einen von Sherwood (1990) an Vogelsberg-Proben bestimmten Wert (64°). Aufgrund der Dipolformel wären 67° für die heutige geographische Breite des Vogelsberges zu erwarten. Ein Vergleich mit paläomagnetischen Daten aus der Global Paleomagnetic Database (GPMDB Vers. 3.3 Mai 1998; beschrieben in McElhinny & Lock 1990) für das Miozän (5–23 Ma) in Deutschland (Tab. 1) lässt aufgrund der flacheren Paläobreite insgesamt auf eine etwas südlichere Lage Deutschlands während der

Eruption der Vogelsberg-Laven schließen, was durch die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit bestätigt wird. Der Verschiebungsbetrag gegenüber der heutigen geographischen Breite dürfte etwa 500 km betragen haben. Grund der Nordwanderung ist die permanente Drift der afrikanischen Platte nach Norden. Leichte tektonische Verstellungen (wenige Grad) der Vogelsberg-Schichten sind aufgrund der nicht sicher belegten Lagerungsverhältnisse nicht auszuschließen.

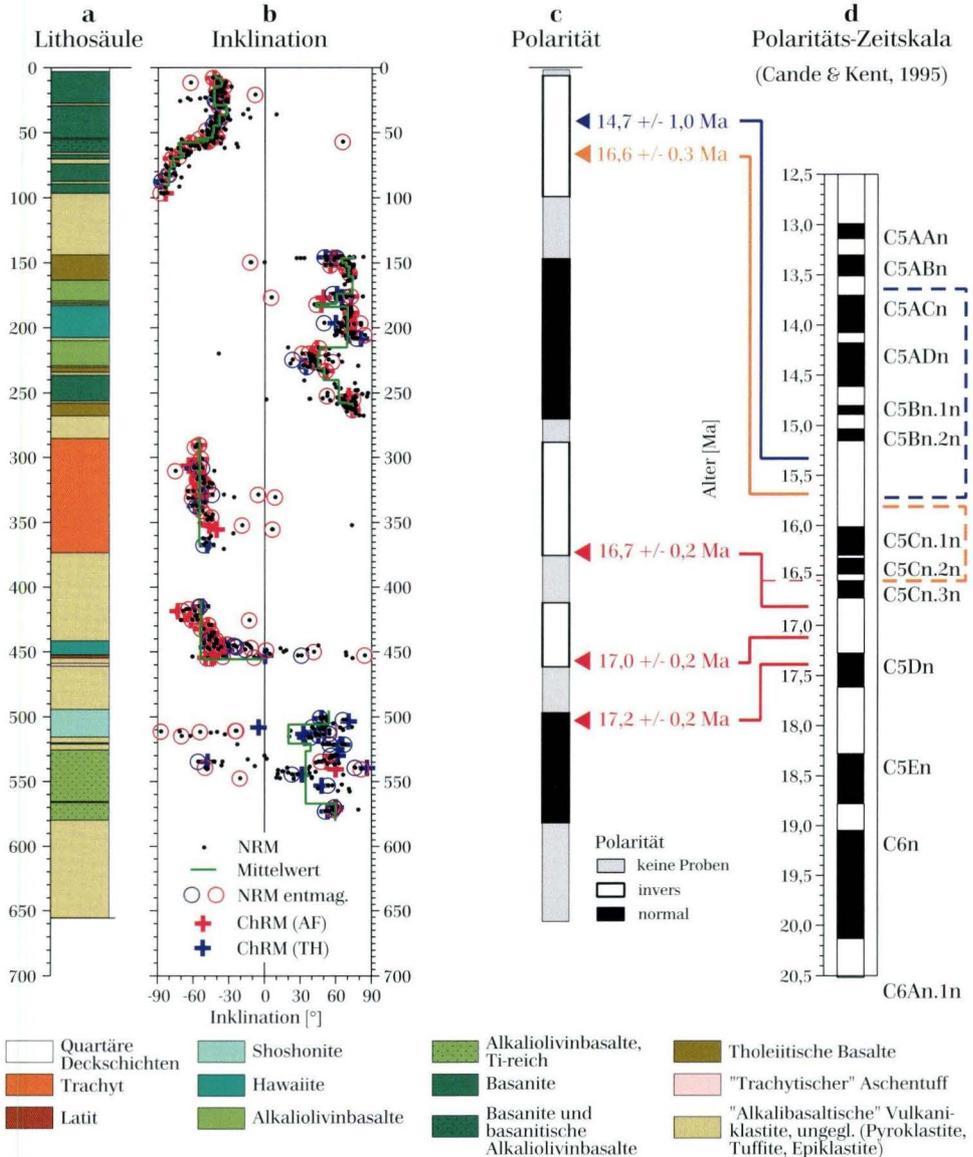
### 3.2. Polaritätszeitskala

Zur Einordnung des Polaritäts-Profiles der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 wird die Polaritätszeitskala von Cande & Kent (1995) verwendet. Diese hängt sich an das Nummerierungssystem der ozeanischen Anomalien an, die bis in den Jura reichen und teilweise über die Raten des Seafloor Spreading geeicht werden. Die Anomalien werden ausgehend von den ozeanischen Rücken mit aufsteigenden Nummern (1, 2, ...) versehen. Polaritätsepochen werden Chron (C) genannt, die erste normale

Polaritätsepoch wird mit C1N (N für normal) und das erste darauf folgende umgekehrt magnetisierte Chron mit C1R (R für revers) bezeichnet. Kurzzeitige Umkehrungen werden mit fortlaufenden Buchstaben bezeichnet (C5An), wenn neue entdeckt werden, müssen weitere Unterteilungen vorgenommen werden (z.B. C5AAn). In der in Abb. 8d dargestellten Polaritätszeitskala werden aus Gründen der Übersicht nur die normal magnetisierten Abschnitte angegeben.

Die sehr mathematisch aufgebaute Skala löste das früher gebräuchliche System mit Namen ab. Man gab den ersten Polaritätsepochen die Namen großer Wissenschaftler des Erdmagnetismus (Brunhes, Matuyama, Gauß und Gilbert); kürzere Bereiche mit umgekehrter Polarität in-

nerhalb einer Epoche nannte man Events und benannte sie nach dem Ort ihrer Entdeckung (z.B. Blake, Jaramillo, Kaena, Cochiti). Eine sehr ausführliche Beschreibung der Entwicklung der Polaritätszeitskala findet sich bei Hailwood (1989), ein relativ kurzer Abriss bei Butler (1992).



**Abb. 8.** Aus der Inklination der ChRM (b) abgeleitete Polaritätsfolge (c) der beprobten Abschnitte [Lithologie (a)] und Einhängen der Abfolgen in die Polaritätszeitskala (d) von Cande & Kent (1995) unter Zugrundelegen neuer Altersdaten von Bogaard et al. (2001).

### 3.3. Zeitliche Einstufung des erbohrten Materials

Das an der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 bestimmte Polaritätsmuster zeigt zwei Abschnitte inverser und zwei Abschnitte normaler Polarität (Abb. 8c). Die direkten Polaritätswechsel sind nicht gespeichert, da sie zufällig in Bereichen liegen, die aus Materialgründen nicht beprobt werden konnten. Die Tatsache, dass Polaritätswechsel selten mit lithologischen Grenzen zusammenfallen, konnte auch an Kernen von zwei 1972/73 im Hohen Vogelsberg abgeteufte Forschungsbohrungen durch Pucher & Fromm (1981) bestätigt werden. Sie führten dies auf Remagnetisierungen der älteren Schichten durch Aufheizung beim späteren Ausfließen jüngerer Laven zurück. Dieser Schluss wird jedoch durch die Daten der aktuellen Bohrung nicht unterstützt.

Die von Bogaard et al. (2001) durchgeführten  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -Datierungen lieferten für drei Lavaströme aus dem unteren Bereich der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 gut belegte Alter zwischen 17,4 und 16,5 Ma ( $17,2 \pm 0,2$  Ma;  $17,0 \pm 0,2$  Ma;  $16,7 \pm 0,2$  Ma). Die untersuchten Proben stammen aus den bis 490 m Teufe mit normaler und bis 270 m vorherrschend mit inverser Polarität bestimmten Vulkaniten. Diese lassen sich somit in der Polaritätszeitskala von

Cande & Kent (1995) in die Chrons C5Dn (17,62–17,28 Ma) bzw. C5Cr (17,28–16,73 Ma) (Abb. 8d) einordnen, ein Ergebnis, das sehr gut mit Befunden der Arbeit von Sherwood (1990) übereinstimmt. Mehr Probleme bereitet die zeitliche Einstufung der in den oberen Schichten aufgezeichneten Polaritätsabfolge (270–150 m normal / 100–5 m invers). Die Unsicherheit bei der Altersdatierung wird dadurch verschärft, dass sich oberhalb von Chron C5Cr das Erdmagnetfeld mehrmals in rascher Folge umpolt. Die aus dem obersten invers magnetisierten Abschnitt stammenden Altersdaten von  $16,6 \pm 0,3$  Ma bzw.  $14,7 \pm 1,0$  Ma wurden an Proben mit gestörten Ar-Entgasungsspektren gewonnen. Sie erlauben daher Einstufungen dieses Abschnitts zwischen Chron C5ABr und C5Cn.2r (13,7–16,5 Ma). Bogaard et al. (2001) kommen nach eingehender Diskussion zu dem Schluss, dass eine Einstufung in das Chron C5Br (15,2–16,0 Ma) am wahrscheinlichsten ist. Somit ist beim jetzigen Kenntnis-Stand davon auszugehen, dass die in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 beprobten Schichten nur innerhalb von 2,4 Ma im Zeitbereich 17,6–15,2 Ma abgelagert wurden.

## 4. Fazit

Bei der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 bot sich die gute Gelegenheit, den Betrag und die Polarität der Magnetisierung in einem größeren vertikalen Maßstab (Zeitraum) zu erfassen. In Aufschlüssen kann meist nur ein relativ eng begrenzter Zeitraum beprobt werden.

In der Forschungsbohrung überwiegen die invers magnetisierten Kernbereiche die normalen, eine wichtige Erkenntnis u.a. für die dreidimensionale Modellierung des Vogelsberg-Vulkanitkörpers durch Pucher et al. (2001).

Über die Inklination der ChRM kann in Ver-

bindung mit den vorliegenden Altersdaten eine südlichere paläogeographische Lage des Vogelsbergmassivs postuliert werden.

Die umfangreichen gesteinsmagnetischen Messungen sind einerseits zur Absicherung paläomagnetischer Schlussfolgerungen unverzichtbar notwendig, andererseits geben sie einen vertieften Eindruck über mineralogische Abläufe während der primären Abkühlung (Hochtemperatur-Oxidation) der vulkanischen Ablagerungen und zu einem späteren (Tieftemperatur-Oxidation) Zeitpunkt.

Die gesteinsmagnetischen Kernuntersuchungen ergänzen die Bohrlochmessungen und die integrierenden Messungen im Gelände.

Die in der Forschungsbohrung Vogelsberg

1996 erbohrten Schichten wurden sehr wahrscheinlich nur innerhalb von 2,4 Ma im Zeitbereich von 17,6 bis 15,2 Ma abgelagert.

## 5. Schriftenverzeichnis

- Angenheister, G. (1956): Über die Magnetisierung der Basalte des Vogelsberges. – Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen Math. Nat. **1956**: 187–204.
- Angenheister, G. (ed.), (1982): Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, 1, Physical Properties of Rocks; New York (Springer).
- Bogaard, P.J.F., Wörner, G. & Henjes-Kunst, F. (2001): Chemical stratigraphy and origin of volcanic rocks from the drill-core “Forschungsbohrung Vogelsberg 1996”. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 69–99, 7 figs., 4 tables, 1 annex; Wiesbaden.
- Briden, J.C. & Ward, M.A. (1966): Analysis of magnetic inclination in borecores. – Pure and Applied Geophysics, **63** (1): 133–152.
- Butler, R.F. (1992): Paleomagnetism: magnetic domains to geological terranes. – 319 S.; Boston (Blackwell).
- Cande, S.C. & Kent, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. – J. Geophys. Res., **B-100**: 6093–6095.
- Ehrenberg, K.-H., Fromm, K., Grubbe, K., Harre, W., Hentschel, G., Hölting, B., Holtz, S., Kreuzer, H., Meisl, S., Nöring, F., Plaumann, S., Pucher, R., Strecker, G., Susic, M. & Zschau, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen). Bohrung 1 (Flösser-Schneise). Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**: 166 S.; Wiesbaden.
- Fisher, R.A. (1953): Dispersion on a sphere. – Proc. Royal Soc. London, **217A**: 295–305.
- Hailwood, E.A. (1989): The role of magnetostratigraphy in the development of geophysical time scales. – Paleoceanography, **4**: 1–18.
- Hoppe, A. & Schulz, R. (2001): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einführung und Ergebnisse. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 5–14, 2 Abb.; Wiesbaden.
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M. & Banerjee, S.K. (1995): Magnetic properties of rocks and minerals. – In: T.J. Ahrens, ed.: A Handbook of Physical Constants, vol. 3: 189–204; Washington (Amer. Geophys. Union).
- Koenigsberger, J. (1936): Die Abhängigkeit der natürlichen remanenten Magnetisierung bei Eruptivgesteinen von deren Alter und Zusammensetzung. – Beitr. zur Angewandten Geophysik, **5**: 193–246.
- Kono, M. (1980): Statistics of paleomagnetic inclination data. – J. Geophys. Res., **85**: 3878–3882.
- Kött, A., Nesbor, H.-D. & Ehrenberg, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 15–47, 18 Abb.; Wiesbaden.
- Kreuzer, H., Besang, C., Harre, W., Müller, P., Ulrich, H.-J. & Vinken, R. (1973): K/Ar-Datierungen an jungtertiären Basalten aus dem Vogelsberg und aus dem Raum zwischen Kassel und Göttingen. – Fortschr. Mineral., **50** (3): 10–11.
- McElhinny, M.W. & Lock, J. (1990): IAGA global palaeomagnetic database. – Geophys. J. Int., **101**: 763–766.
- Nairn, A.E.M. (1960): Paleomagnetic results from Europe. – J. Geology, **68**: 285–306.
- Nairn, A.E.M. (1962): Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks. 1. Preliminary collections in the Eifel, Siebengebirge and Westerwald. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 412–424; Wiesbaden.
- Nairn, A.E.M. & Vollstädt, H. (1967): Paleomagnetic investigations of Tertiary and Quaternary rocks: IV. The tertiary volcanics of the Lausitz area, Germany. – Geol. Rundsch., **57**: 385–402.
- Petersen, N., Soffel, H., Pohl, J. & Helbig, K. (1965): Rockmagnetic Research at the Institut für Angewandte Geophysik, Universität München. – J. Geomagnetism & Geoelectricity, **17**: 363–372.
- Pohl, J. & Soffel, H. (1977): Palaeomagnetic and rock magnetic investigation of Tertiary volcanics in Northern Bavaria. – J. Geophys., **42**: 459–474.
- Pucher, R. & Fromm, K. (1981): Mag-

- netische Messungen an den Bohrkernen. – Geol. Abh. Hessen, **81**: 129–144; Wiesbaden.
- Pucher, R., Wonik, T. & Schulz, R. (2001): Eine dreidimensionale Modellierung der magnetischen Anomalien des Vogelsberges. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 119–140, 7 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- Roche, A. & Lauer, J.P. (1964): La direction de l'aimantation de formations volcaniques du Kaiserstuhl et l'évolution du champ magnétique terrestre au Miocene. – C.R. Acad. Sc. Paris, **258**: 1580–1582.
- Rolf, C. (1999): Das Kryogenmagnetometer im Magnetiklabor Grubenhagen. – Geol. Jb., **E 52**: 161–188; Hannover.
- Rother, K. (1971): Gesteins- und paläomagnetische Untersuchungen an Gesteinsproben vom Territorium der DDR. – Doktorarbeit Thesis, 92 S., Universität Berlin; DDR.
- Sherwood, G. (1990): A paleomagnetic and rock magnetic study of tertiary volcanics from the Vogelsberg (Germany). – Phys. Earth Planet. Interiors, **62**: 32–45.
- Soffel, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – 276 S.; Heidelberg (Springer).
- Struck, J. (1997): Paläomagnetische Untersuchungen an Bohrkernen des Vogelsberges. – Diplomarbeit, Westfälische-Wilhelms-Universität; Münster.
- Thompson, R. & Oldfield, F. (1986): Environmental magnetism. – 227 S.; London (Allen and Unwin).
- Weinreich, N. & Bleil, U. (1984): A paleomagnetic study of Tertiary volcanics from the Hoheifel (Germany) and the Cenozoic apparent polar wander path of Central Europe. – J. Geophys., **54**: 163–173.
- Wonik, T., Bucker, C. & Gorling, L. (2001): Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten vulkanischen Gesteine. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 49–67, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- Zijderveld, J.D.A. (1967): A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. – In: D.W. Collinson, K.M. Creer & S.K. Runcorn, eds.: Methods in Palaeomagnetism, 254–286; New York – Amsterdam (Elsevier).

# Fossilführende Rupelton-Klasten (Mittel-Oligozän) aus dem Untergrund des Hohen Vogelsberges bei Ulrichstein (Forschungsbohrung Vogelsberg 1996)

Martin Hottenrott<sup>1</sup>, Erlend Martini<sup>2</sup>, Kirsten I. Grimm<sup>3</sup>, Jörg Pross<sup>4</sup> & Gudrun Radtke<sup>1</sup>

Hottenrott, M., Martini, E., Grimm, K.I., Pross, J. & Radtke, G. (2001): Fossilführende Rupelton-Klasten (Mittel-Oligozän) aus dem Untergrund des Hohen Vogelsberges bei Ulrichstein (Forschungsbohrung Vogelsberg 1996). – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 171–188, 2 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Aus Tonmergel-Einschlüssen in einer vulkaniklastischen Bildung im tieferen Teil der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 wurden verschiedene Mikrofossil-Gruppen untersucht. Aufgrund der Fossilführung dieser Klasten konnte erstmals mitteloligozäner Rupelton im Unter-

grund des Hohen Vogelsberges nachgewiesen werden. Es wird eine Übersicht über die bisher in Randgebieten und der Umrahmung des Vogelsberges bekannten Rupelton-Vorkommen gegeben.

## Abstract

Several microfossil groups were investigated from marly clay-enclosures in a volcanoclastic sequence from the lower part of the research drilling Vogelsberg 1996. Based on the fossil content of these clasts, the Middle Oligocene

Rupelclay could be identified in the subsurface of the High Vogelsberg for the first time. A summary of Rupelclay occurrences in the surroundings of the Vogelsberg is presented.

---

<sup>1</sup> Dr. M. Hottenrott, Dr. G. Radtke, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden.

<sup>2</sup> Prof. Dr. E. Martini, Geologisch-Paläontologisches Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Senckenberganlage 32-34, D-60325 Frankfurt am Main.

<sup>3</sup> Dr. K. I. Grimm, Institut für Geowissenschaften (LE Paläontologie), Johannes Gutenberg Universität, Johann-Joachim-Becher-Weg 21, D-55099 Mainz.

<sup>4</sup> Dr. J. Pross, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen.

# 1. Einleitung

Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 bei Ulrichstein durchteufte ab 580 m eine als Schlammstrom gedeutete vulkaniklastische Abfolge (Kött et al. 2001). Diese enthält neben Muschelkalk-Epiklasten (Feist-Burkhardt & Hottenrott 2001) weitere vermutliche Trias-Klasten (vgl. Kött et al. 2001) und auffallende graublaue bis graugrüne Tonmergel-Einschlüsse. Die Bohrung mußte bei 656,5 m wegen Abrisses des Bohrgestänges noch vor Erreichen der Basis der vulkanischen Abfolge eingestellt werden. Erste

Untersuchungen des Tonmergels ergaben eine verhältnismäßig reichhaltige Mikrofossilführung, die auf ein marines Oligozän schließen ließ. Da bisher noch wenig über den Untergrund des Hohen Vogelsberges bekannt ist, wurden mehrere Sedimentproben auf die im Anschluß näher beschriebenen Fossilgruppen untersucht, um Hinweise auf das genaue Alter und die Paläogeographie zu erhalten und evtl. auch Angaben zur Paläoökologie und zum Paläoklima zu gewinnen.

## 2. Terrestrische Mikroflora (Pollen und Sporen)

Eine Probe von 625,95–626,20 m hat die in Tab. 1 aufgelisteten Formen geliefert. Einige charakteristische Vertreter der Mikroflora sind auf Taf. 1 abgebildet. Das nicht sehr reichhaltige Spektrum ist gleichwohl für eine stratigraphische Aussage geeignet. Wichtigstes Element mit Leitcharakter ist der häufiger vertretene *Boehlensipollis hohli*, welcher ab Basis Oligozän bis in das tiefe Eo-Chatte verbreitet ist, mit beson-

ders hohen Anteilen im mittleren Oligozän (Kruttsch 1966, 1970, 1992 u.a.).

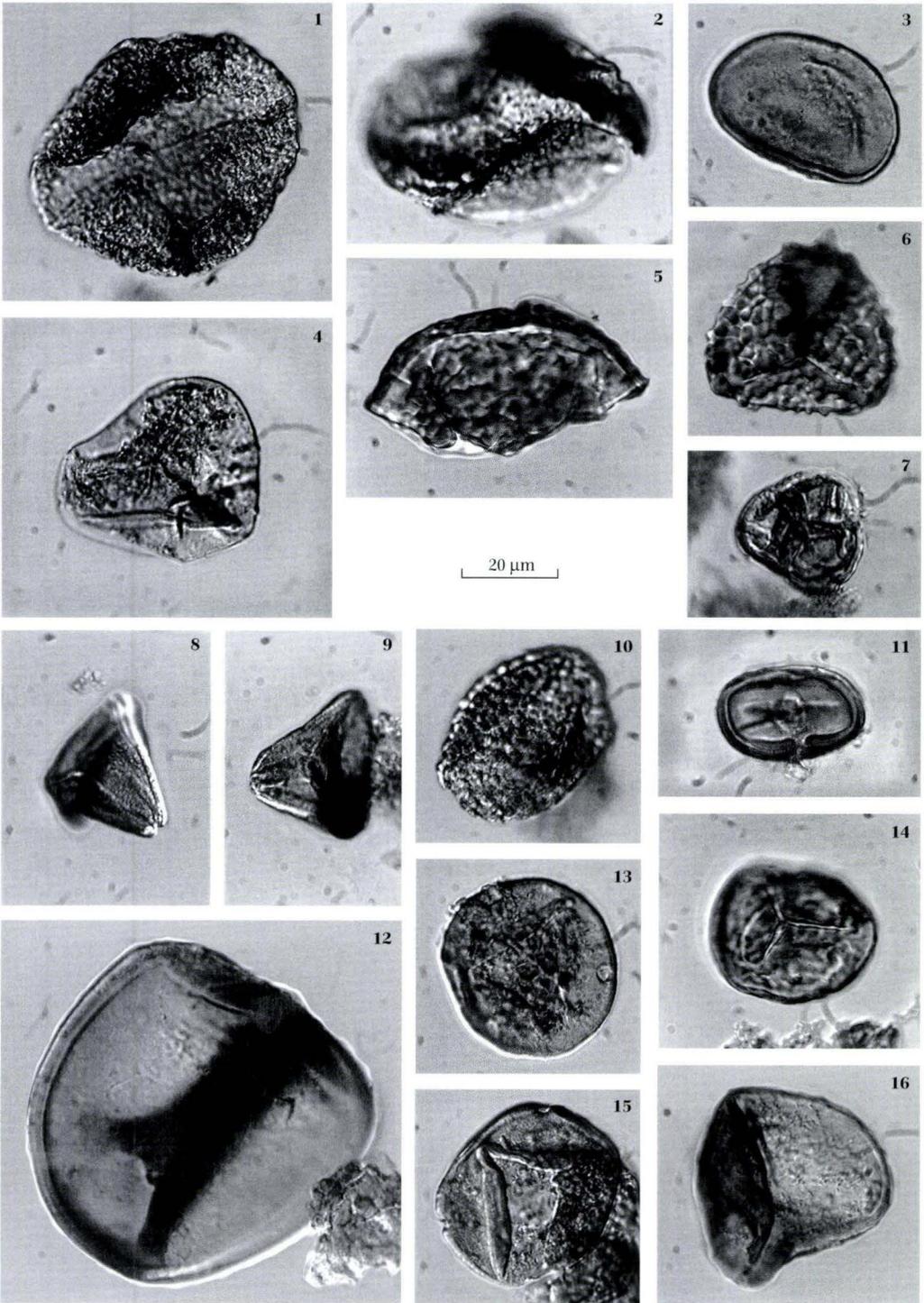
Die Mikroflora vermittelt zwischen solchen des älteren und des jüngeren Tertiärs. Relikte der typischen Eozän-Flora konnten nicht nachgewiesen werden, hingegen typische arktotertiäre Vertreter (z.B. *Ulmus*, *Carpinus*, *Sciadopitys*, *Tsuga*) wie sie für oligozäne Spektren bezeichnend sind. Vorherrschend sind hier Formen,

---

### Tafel 1

Pollen und Sporen aus dem Rupelton-Klast bei 625,95–626,20 m der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996.

- Fig. 1. *Zonalasporites* sp. (unbestachelte Form; Taxodiaceae: *Tsuga*)
- Fig. 2. *Baculatisporites primarius* (Wolff 1934) Thomson & Pflug 1953 (Osmundaceae: *Osmunda*)
- Fig. 3. *Laevigatosporites haardti* (R. Potonié & Venitz 1934) Thomson & Pflug 1953 (Polypodiaceae)
- Fig. 4. *Monoleiotriletes gracilis* Kruttsch 1959
- Fig. 5. *Camarozonosporites heskemensis* (Pflanzl 1955) Kruttsch 1959 (Lycopodiaceae: *Lycopodium*)
- Fig. 6. *Trilites multivallatus* (Pflug 1953) Kruttsch 1959 (?Schizaeaceae)
- Fig. 7. *Ericipites callidus* (R. Potonié 1931) Kruttsch 1970 (Ericaceae)
- Fig. 8. *Boehlensipollis hohli* Kruttsch 1962
- Fig. 9. *Boehlensipollis hohli* Kruttsch 1962
- Fig. 10 *Sciadopityspollenites serratus* (R. Potonié & Venitz 1934) Raatz 1937 (Taxodiaceae: *Sciadopitys*)
- Fig. 11. *Tetracolporopollenites manifestus* (R. Potonié 1931) Thomson & Pflug 1953 (Sapotaceae)
- Fig. 12. *Triplanosporites sinomaxoides* Kruttsch 1962 (Schizaeaceae: *Lygodium*)
- Fig. 13. *Caryapollenites simplex* (R. Potonié 1931) R. Potonié 1960 (Juglandaceae: *Carya*)
- Fig. 14. *Camarozonosporites heskemensis* Pflanzl 1956 (Lycopodiaceae: *Lycopodium*)
- Fig. 15. *Caryapollenites simplex* (R. Potonié 1931) R. Potonié 1960 (Juglandaceae: *Carya*)
- Fig. 16. *Leiotriletes* sp.



**Tab. 1.** Terrestrische Sporomorphen (Pollenkörner, Sporen) aus der Probe 625,95–626,20 m der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996.

<i>Leiotriletes maxoides</i> Krutzsch 1962 (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i> )
<i>Leiotriletes</i> sp. (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i> )
<i>Monoleiotriletes gracilis</i> Krutzsch 1959
<i>Triplanosporites sinomaxoides</i> Krutzsch 1962 (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i> )
<i>Triplanosporites sinuosus</i> (Pflug 1952) Thomson & Pflug 1953 (Schizaeaceae: <i>Lygodium</i> )
<i>Trilites multivallatus</i> (Pflug 1953) Krutzsch 1959 (? Schizaeaceae)
<i>Baculatisporites primarius</i> (Wolff 1934) Thomson & Pflug 1953 (Osmundaceae)
<i>Camaronosporites heskemensis</i> (Pflanzl 1955) Krutzsch 1963 (Lycopodiaceae: <i>Lygodium</i> )
<i>Laevigatosporites haardtii</i> (R. Potonié & Venitz 1934) Thomson & Pflug 1953 (Polypodiaceae)
<i>Verrucatosporites fucus</i> (R. Potonié 1931) Thomson & Pflug 1953 (Polypodiaceae)
<i>Pityosporites</i> sp. (Pinaceae: <i>Pinus</i> )
<i>Pityosporites microalatus</i> (Pinaceae)
<i>Piceapollis</i> sp. (Pinaceae: <i>Picea</i> )
<i>Podocarpidites</i> sp. (?Podocarpaceae)
<i>Sciadopityspollenites serratus</i> (R. Potonié & Venitz 1934) Raatz 1937 (Taxodiaceae: <i>Sciadopitys</i> )
<i>Zonalapollenites</i> sp. (Pinaceae: <i>Tsuga</i> )
<i>Inaperturopollenites concedipites</i> (Wodehouse 1933) Krutzsch 1971 (Taxodiaceae)
<i>Sparganiaceapollenites</i> sp. (Sparganiaceae)
<i>Triatriopollenites rurensis</i> Thomson & Pflug 1953 (Myricaceae: <i>Myrica</i> )
<i>Momipites punctatus</i> (R. Potonié 1931) Nagy 1969 (Juglandaceae: <i>Engelhardia</i> )
<i>Momipites</i> sp. (Juglandaceae: <i>Engelhardia</i> )
<i>Caryapollenites simplex</i> (R. Potonié 1931) R. Potonié 1960 (Juglandaceae: <i>Carya</i> )
<i>Trivestibulopollenites betuloides</i> Pflug 1953 (Betulaceae: <i>Betula</i> )
<i>Carpinuspollenites carpinooides</i> (Pflug 1953) Nagy 1969 (Betulaceae: <i>Carpinus</i> )
<i>Polyporopollenites undulosus</i> (Wolff 1934) Thomson & Pflug 1953 (Ulmaceae)
<i>Boehlensipollis hohli</i> Krutzsch 1962
<i>Tricolporopollenites cingulum pusillus</i> (R. Potonié 1934) Thomson & Pflug 1953 (Fagaceae)
<i>Tricolporopollenites cingulum fusus</i> (R. Potonié 1931) Thomson & Pflug 1953 (Fagaceae)
<i>Tricolporopollenites megaexactus exactus</i> (R. Potonié 1931) Thomson & Pflug 1953 (Cyrillaceae)
<i>Tricolporopollenites</i> cf. <i>satzveyensis</i> Pflug 1953 (?Mastixiaceae)
<i>Nyssapollenites kruschi</i> (R. Potonié 1931) Nagy 1969 (Nyssaceae: <i>Nyssa</i> )
<i>Tetracolporopollenites sapotoides</i> Pflug 1953 (Sapotaceae)
<i>Tetracolporopollenites manifestus</i> (R. Potonié 1931) Thomson & Pflug 1953 (Sapotaceae)
<i>Tetracolporopollenites</i> sp. (Sapotaceae)
<i>Ericipites callidus</i> (R. Potonié 1931) Krutzsch 1970 (Ericaceae)

die ab Beginn des Oligozäns einsetzen (*Boehlensipollis hohli*, *Caryapollenites simplex*), erst im Verlauf des Oligozäns erscheinen (*Momipites punctatus*, *Piceapollis*) oder die im Oligozän regelmäßiger vertreten sind (z.B. *Carpinus*, *Pinus*). Das Spektrum fügt sich zwanglos in die SPP-Zone 20 (mitteloligozäne Anteile) nach Krutzsch (1966, 1970, 1992) ein, ohne weitere Besonderheiten aufzuweisen oder eine engere Zuordnung zu gestatten.

Nach der palynostratigraphischen Gliederung des IGCP-Projektes 124 (Meyer 1988) für das Tertiär Nordwesteuropas ergibt sich eine Einstufung

in die Zone SP 7, welche das jüngere Unter-Oligozän und das Mittel-Oligozän umfasst.

Kennzeichnend für unser Spektrum ist u.a. der besonders auffällig hohe Anteil des Luftsackpollens (Pinaceae), wie dies für marine Ablagerungen charakteristisch und in Rupel-Spektren häufig zu beobachten ist (z.B. Holtz 1962, Hottenrott 1993, Pross et al. 1998) sowie hohe Anteile von *Caryapollenites simplex* (zweithäufigste Gruppe; vgl. Pross et al. 1998). Alle übrigen terrestrischen Sporomorphen treten demgegenüber stark zurück.

Mikroflora ähnlich gearteter Zusammensetzung

zung aus dem Mittleren Rupelton des Mainzer Beckens (Bohrung Bodenheim) sind von Pross et al. (1998) zu einer paläoklimatischen Rekonstruktion verwendet worden.

Nach dem sog. Koexistenz-Ansatz (Mosbrugger & Utescher 1997) ergibt sich danach für die Zeit des Mittleren Rupeltons eine durchschnittliche Jahrestemperatur (MTJ) zwischen 16 und 18 °C. Für die mittlere Temperatur des kältesten Monats (MTK) wurde ein Intervall zwischen 6 und 10 °C ermittelt. Die mittlere Temperatur des wärmsten

Monats (MTW) soll danach im Intervall zwischen 25 und 28 °C liegen. Unsere Mikroflora aus dem Vogelsberg ähnelt den Spektren aus der Bohrung Bodenheim, es wurden allerdings weniger Formen nachgewiesen. Da die biostratigraphischen Befunde anhand der Dinoflagellaten-Zysten, der Foraminiferen und des Nannoplanktons für den Tonmergel-Klast aus Teufe 625,95–626,20 m eine Altersstellung im Mittleren Rupelton nahelegen, können diese paläoklimatischen Daten übernommen werden.

### 3. Aquatische Mikroflora (Dinoflagellatenzysten, Chlorophyceen und Tasmaniten)

Eine Teilprobe des Tonmergels von 625,95–626,20 m wurde mit den üblichen palynologischen Standardverfahren aufbereitet (Entkalkung und Silikatlösung durch HCl- bzw. HF-Behandlung, Sieben mit 10 µm Maschenweite, Oxidation mit HNO<sub>3</sub>, Anfärben mit Fuchsin). Vom eingebetteten Rückstand wurden zehn Präparate auf ihren Gehalt an Dinoflagellatenzysten und weiteren aquatischen Palynomorphen untersucht. Unabhängig davon wurden als Grundlage für eine paläoökologische Interpretation der Vergesellschaftung 300 Dinoflagellatenzysten ausgezählt und ihre relative Häufigkeit im Vergleich zu anderen Palynomorphengruppen (Pollen und Sporen, Chlorophyceen, Prasino-phyceen) bestimmt.

Die Probe enthält eine sehr formenreiche Dinoflagellatenzysten-Assoziation eindeutig oligozänen Alters. Für diesen Zeitraum typische Taxa sind *Areoligera semicirculata*, *Chiropteridium lobospinosum*, *Cribroperidinium tenuitabulatum*, *Deflandrea phosphoritica*, *Distatodinium* spp., *Membranophoridium aspinatum*, *Phtanoperidinium* spp., *Thalassiphora pelagica*, *Enneadocysta pectiniformis* und *Wetzeliella symmetrica*. Eine Zusammenstellung aller nachgewiesenen Zysten-taxa sowie weiterer aquatischer Palynomorphen gibt Tab. 2, eine Auswahl typischer Formen ist auf Taf. 2 dargestellt.

Innerhalb des Oligozäns ist eine Einstufung in die Dinoflagellaten-Subzone D 14na nach der für Nordwestdeutschland erstellten Gliederung von Köthe (1990) möglich. Diese Dinoflagellaten-Zone setzt kurz nach der Eozän/Oligozän-Grenze ein und endet im höheren Rupel. In Bezug auf die Nannoplankton-Zonierung von Martini (1971) entspricht sie zeitlich der oberen Nannoplankton-Zone NP 22 sowie einem Großteil der Nannoplankton-Zone NP 23.

Die Zuordnung des Probenmaterials zur Dinoflagellaten-Subzone D 14na beruht auf dem Vorkommen von *Chiropteridium lobospinosum*, dessen Einsetzen die Basis von Zone D 14a markiert, und von *Enneadocysta pectiniformis*, die im Bereich der D 14na-Obergrenze aussetzt. Der Nachweis von *Diphyes* cf. *colligerum*, *Phtanoperidinium amoenum*, *P. comatum* und *P. coreoides* im Probenmaterial unterstützt diese Datierung. *Diphyes colligerum* setzt während Dinoflagellaten-Zone D 13 der Gliederung von Costa & Manum (1988) aus, die zeitlich mit den Zonen NP 22 und NP 23 (pars) der Nannoplankton-Zonierung von Martini (1971) gleichzusetzen ist (Powell 1992). Für *Phtanoperidinium amoenum* wird aus verschiedenen Untersuchungsgebieten Mitteleuropas, wie dem Oberrheingraben (Schuler 1990), dem Mainzer Becken (Pross 1997), Niedersachsen (Köthe 1990) und dem Pariser Becken (Gruas-Cavagnet-

**Tab. 2.** Dinoflagellatenzysten und marine Chlorophyceen aus der Probe 625,95–626,20 m der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. Taxonomie der Dinoflagellatenzysten nach Williams et al. (1998).

**Dinoflagellatenzysten:**

- Achilleodinium biformoides* (Eisenack 1954) Eaton 1976  
*Achomosphaera allicornu* (Eisenack 1954) Davey & Williams 1966a  
*Aptodinium* sp.  
*Areoligera semicirculata* (Morgenroth 1966) Stover & Evitt 1978  
*Caligodinium* cf. *endoreticulum* Stover & Hardenbol 1994  
*Chiropteridium lobospinosum* Gocht 1960  
*Cordosphaeridium gracile* (Eisenack 1954) Davey & Williams 1966b  
*Cribroperidinium tenuitabulatum* (Gerlach 1961) Helenes 1984  
*Dapsilidinium pastielsii* (Davey & Williams 1966) Bujak et al. 1980  
*Dapsilidinium pseudocolligerum* (Stover 1977) Bujak et al. 1980  
*Dapsilidinium simplex* (White 1842) Bujak et al. 1980  
*Dapsilidinium* spp.  
*Deflandrea phosphoritica* Eisenack 1938b  
*Dinopterygium cladoides* Deflandre 1935  
*Diphyes* cf. *colligerum* (Deflandre & Cookson 1955) Cookson 1965a  
*Distatodinium ellipticum* (Cookson 1965) Eaton 1976  
*Distatodinium paradoxum* (Brosius 1963) Eaton 1976  
*Distatodinium tenerum* (Benedek 1972) Eaton 1976  
*Enneadocysta pectiniformis* (Gerlach 1961) Stover & Williams 1995  
*Fibrocyta axialis* (Eisenack 1965) Stover & Evitt 1978  
*Glaphyrocysta* spp.  
*Histiocysta* sp.  
*Homotryblum tenuispinosum* Davey & Williams 1966b  
*Hystrichokolpoma cinctum* Klumpp 1953  
*Hystrichokolpoma rigaudiae* Deflandre & Cookson 1955  
*Hystrichokolpoma salacium* Eaton 1976  
*Impletosphaeridium multispinosum* Benedek 1972  
*Impletosphaeridium* spp.  
*Lejeunecysta fallax* (Morgenroth 1966) Artzner & Dörhöfer 1978  
*Lejeunecysta hyalina* (Gerlach 1961) Artzner & Dörhöfer 1978  
*Lejeunecysta tenella* (Morgenroth 1966) Wilson & Clowes 1980  
*Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967  
*Membranophoridium aspinatum* Gerlach 1961  
*Membranophoridium intermedium* Stover & Hardenbol 1994  
*Operculodinium centrocarpum* (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967  
*Operculodinium* spp.  
*Palaeocystodinium golzowense* Alberti 1961  
*Pentadinium laticinctum* Gerlach 1961  
*Pentadinium taenigerum* Gerlach 1961  
*Phtanoperidinium amoenum* Drugg & Loeblich 1967  
*Phtanoperidinium comatum* (Morgenroth 1966) Eisenack & Kjellström 1972  
*Phtanoperidinium coreoides* (Benedek 1972) Lentin & Williams 1976  
*Phtanoperidinium filigranum* (Benedek 1972) Benedek & Sarjeant 1981  
*Phtanoperidinium* cf. *filigranum* (Benedek 1972) Benedek & Sarjeant 1981  
*Phtanoperidinium* spp.  
*Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek 1972) Bujak & Matsuoka 1986  
*Samlandia chlamydropora* Eisenack 1954  
*Selenopemphix* sp. B sensu Pross 1997  
*Spiniferites membranaceus* (Rossignol 1964) Sarjeant 1970  
*Spiniferites pseudofurcatus* (Klumpp 1953) Sarjeant 1970  
*Spiniferites ramosus* (Ehrenberg 1838) Mantell 1854

Fortsetzung Tab. 2

*Tectatodinium pellitum* Wall 1967

*Thalassiphora pelagica* (Eisenack 1954) Eisenack & Gocht 1960

*Tityrosphaeridium cantharellum* (Brosius 1963) Sarjeant 1981

*Vozzhennikovia cearaichia* Stover & Hardenbol 1994

*Vozzhennikovia spinula* Stover & Hardenbol 1994

*Wetzeliella gochtii*/ *W. symmetrica*-Übergangsform

*Wetzeliella* cf. *gochtii* Costa & Downie 1976

*Wetzeliella symmetrica* Weiler 1956

*Wetzeliella* sp.

#### **Acritarchen und Prasinophyceen:**

*Ascomocystis potane* Drugg & Loeblich 1967

*Cymatiosphaera* sp.

*Ptermospermopsis barbarae* (Gorka 1963) Eisenack et al. 1973

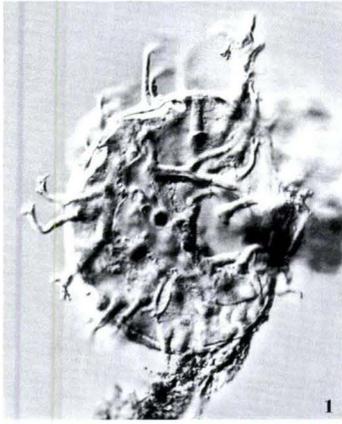
*Tasmanites* sp.

to et al. 1988) ein Aussetzen in der obersten Nannoplankton-Zone NP 23 angegeben; die Art bildet somit einen auch über größere Entfernungen korrelierbaren Horizont im mitteleuropäischen Paläogen. Das Aussetzen von *Phthanoperidinium comatum* innerhalb der untersten Nannoplankton-Zone NP 24 ist aus den gleichen Untersuchungsgebieten belegt und stellt damit ebenfalls ein überregionales Leitdatum dar. *Phthanoperidinium coreoides* erlischt am Niederrhein nach den Untersuchungen von Benedek (1972) und deren Neuinterpretation durch Powell (1992) im Verlauf der oberen Nannoplankton-Zone NP 23.

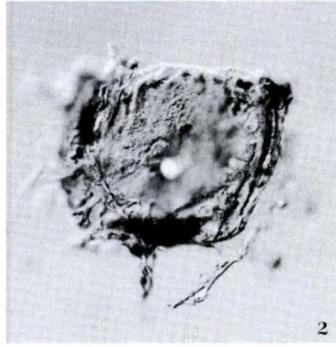
Die Anzahl der im Probenmaterial nachgewiesenen Dinoflagellatenzysten ist mit 60 Taxa ausgesprochen groß und liegt sogar geringfügig höher als bei bisher beschriebenen vollmarinen ruppelischen Dinoflagellatenzysten-Floren mittlerer Breiten (Benedek 1972, Köthe 1990, Brinkhuis 1994, Stover & Hardenbol 1994, Pross 1997). Da die Artenzahl jedoch extrem von der Menge des untersuchten Materials abhängt, lässt sie sich allein nur sehr begrenzt paläoökologisch interpretieren; in der vorliegenden Probe ist sie mit hoher Wahrscheinlichkeit in der hohen Anzahl ausgewerteter Präparate und damit methodisch begründet. Der Shannon-Wiener-Diversitätsindex (Shannon 1948, Wiener 1948) und die Äquität (Buzas & Gibson 1969, Buzas 1979) der Dinoflagellatenzysten-Flora erreichen Werte von 2,7 bzw. 0,4. Sie entsprechen damit Werten,

wie sie zeitgleich etwa in der Bohrung Frei-Laubersheim im nahegelegenen Mainzer Becken erreicht werden (Pross 1997). Auf der Grundlage der Daten aus dem Mainzer Becken lässt die vorliegende Dinoflagellatenzysten-Flora einen relativ landnahen, dabei aber vollmarinen Lebens- und Sedimentationsraum erwarten. Diese Interpretation wird durch die paläoökologische Aussagekraft der Gattung *Impletosphaeridium* im Probenmaterial unterstützt. Arten dieser Gattung, die mit normalmarinen Flachwasserbedingungen in Verbindung gebracht werden (Köthe 1990), erreichen mit 24 % einen hohen Anteil am Zystenspektrum.

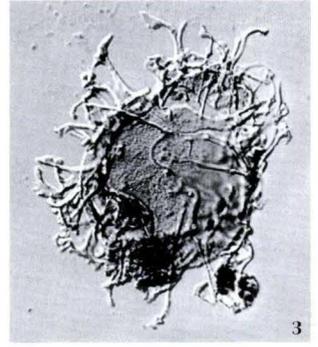
Auch die Anteile einzelner Palynomorphen-Gruppen am Gesamtspektrum einer Probe können für Rückschlüsse auf die Paläo-Umweltbedingungen genutzt werden. Der relative Anteil von Dinoflagellatenzysten am Gesamtgehalt aller Palynomorphen im Untersuchungsmaterial liegt bei 51%. Pollen und Sporen machen nur knapp 49% aller Palynomorphen aus; sie werden von bisaccaten Pollen dominiert, die aufgrund ihrer hohen Transportfähigkeit im Vergleich zu Sporen und nonsaccaten Pollen in größerer Küstenentfernung relativ angereichert werden und einen Anteil von 83% der terrigenen Palynomorphen erreichen. Gleichzeitig fehlen die Süß- bis Brackwasserindikatoren Chlorophyceen *Botryococcus* und *Pediastrum* völlig. Tasmaniten, die gemeinhin als „desaster species“ gelten und maximale



1

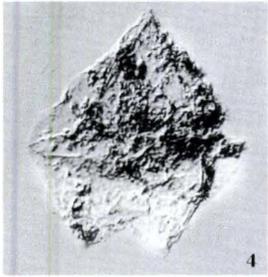


2

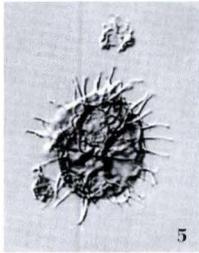


3

25 μm



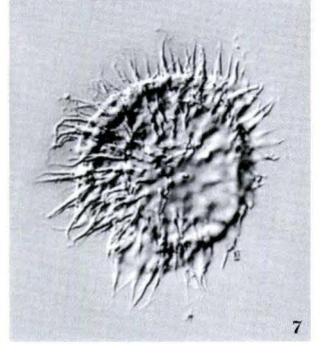
4



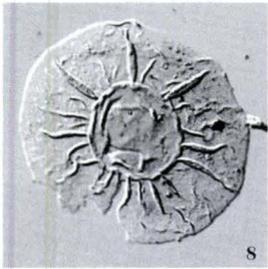
5



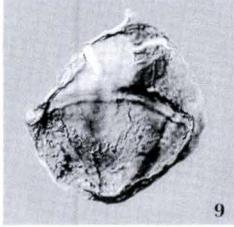
6



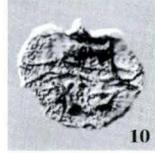
7



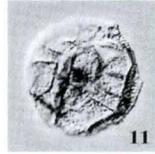
8



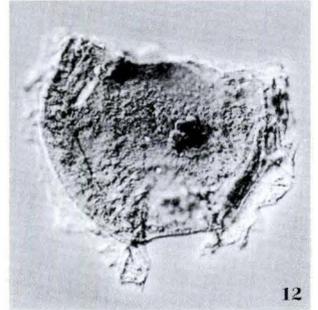
9



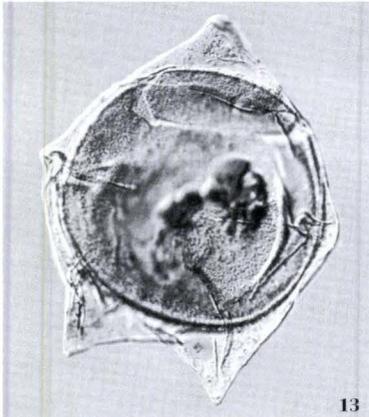
10



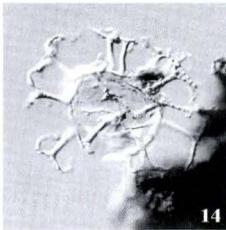
11



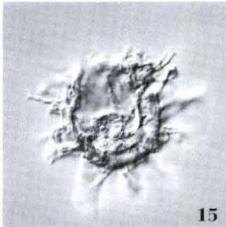
12



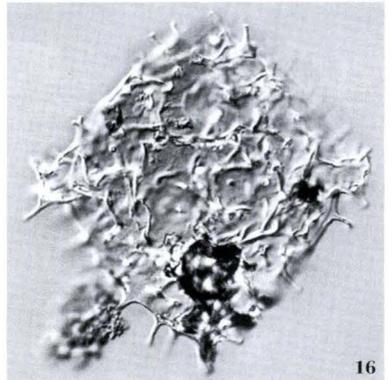
13



14



15



16

Häufigkeiten unter extremen Umweltbedingungen erreichen, bei denen die Entwicklung anderer Organismengruppen eingeschränkt wird, treten nur in Einzelexemplaren auf.

Insgesamt spricht der Befund anhand der Zusammensetzung der aquatischen Palynoflora für einen vollmarinen Ablagerungsraum in mäßiger Küstenentfernung. Extreme Umweltverhältnisse können aufgrund der mittleren Werte für die Di-

versität H(S) und die Äquität der Dinoflagellatenzysten-Assoziation sowie aufgrund der geringen Tasmaniten-Häufigkeiten ausgeschlossen werden. Der fehlende Nachweis der Süß- bis Brackwasser-Chlorophyceen *Botryococcus* und *Pediastrum* sowie der geringe Anteil an Sporen und nonsaccaten Pollen deutet darauf hin, dass der direkte terrigene Eintrag durch Flüsse nur sehr gering war.

## 4. Kalkiges Nannoplankton

Aus dem Bereich 611,0 bis 647,0 m wurden drei blaugraue Tonstein-Klasten auf kalkiges Nannoplankton untersucht. Die Proben 611,45–611,55 m und 646,68–646,73 m enthalten nur wenige, mäßig erhaltene autochthone Arten (Tab. 3) und als umgelagerte Art aus der Kreide *Watznaueria* cf. *barnesae* (Black) Perch-Nielsen 1968.

Diese Gemeinschaften können der Zone 1

(untere Coccolithophoriden-arme Zone) der Lokalgliederung des Rupeltons im Mainzer/Hannauer Becken (Martini 1960) zugeordnet werden, die dem Unteren Rupelton entspricht.

Der Tonstein-Einschluß bei 625,95–626,20 m enthält dagegen eine wohlerhaltene, autochthone, individuenreiche Nannoplankton-Gemeinschaft (Tab. 3).

---

### ◀ Tafel 2

Dinoflagellatenzysten aus dem Rupelton-Klast bei 625,95–626,20 m in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996.

Fig. 1. *Fibrocysta axialis* (Eisenack 1965) Stover & Evitt 1978

Fig. 2. *Chiropteridium lobospinosum* Gocht 1960

Fig. 3. *Areoligera semicirculata* (Morgenroth 1966) Stover & Evitt 1978

Fig. 4. *Lejeunecysta tenella* (Morgenroth 1966) Wilson & Clowes 1980

Fig. 5. *Phthanoperidinium comatum* (Morgenroth 1966) Eisenack & Kjellström 1972

Fig. 6. *Dinopterygium cladoides* Deflandre 1935

Fig. 7. *Impletosphaeridium multispinosum* Benedek 1972

Fig. 8. *Pterospermopsis barbarae* (Gorka 1963) Eisenack et al. 1973

Fig. 9. *Cribroperidinium tenuitabulatum* (Gerlach 1961) Helenes 1984

Fig. 10. *Phthanoperidinium filigranum* (Benedek 1972) Benedek & Sarjeant 1981

Fig. 11. *Phthanoperidinium filigranum* (Benedek 1972) Benedek & Sarjeant 1981

Fig. 12. *Membranophoridium aspinatum* Gerlach 1961

Fig. 13. *Deflandrea phosphoritica* Eisenack 1938b

Fig. 14. *Emmeadocysta pectiniformis* (Gerlach 1961) Stover & Williams 1995

Fig. 15. *Diphyes* cf. *colligerum* (Deflandre & Cookson 1955) Cookson 1965a

Fig. 16. *Wetzeliella symmetrica* Weiler 1956/ *Wetzeliella gochti* Costa & Downie 1976 (Übergangsform)

Zusätzlich wurden in dieser Probe diverse, umgelagerte Nannoplankton-Arten aus der Oberkreide festgestellt, darunter:

*Ahmuellerella octoradiata* (Gorka) Reinhardt 1964  
*Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina 1959  
*Calcutites obscurus* (Deflandre) Prins & Sissingh 1977

*Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen 1968

*Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt 1965

*Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre 1959

*Microrhabdulus decoratus* Deflandre 1959

*Micula staurophora* (Gardet) Stradner 1963

*Prediscosphaera cretacea* (Archangelsky) Gartner 1968

*Reinhardtites anthophorus* (Deflandre) Perch-Nielsen 1968

*Stradneria crenulata* (Bramlette & Martini) Noel 1970

Umgelagerte Arten aus dem Jura oder dem Alttertiär konnten nicht nachgewiesen werden, was für einen Antransport aus dem Norden spricht (Martini 1990). Die Zusammensetzung dieser Nannoplankton-Gemeinschaft führt zu-

nächst zu einer Einstufung in die Zone 2 (Zone der *Braarudosphaera bigelowi*) der Lokalgliederung des Rupeltons (Martini 1960), die weitgehend dem Mittleren Rupelton entspricht.

Da die international gebräuchlichen Leitarten im mittleren und höheren Oligozän (Sphenolithen) der Standard Nannoplankton Zonierung (Martini 1971) im nord- und mitteleuropäischen Raum weitgehend fehlen, wird als Indexart zur Grenzziehung zwischen den Zonen NP 23 und NP 24 *Cyclicargolithus abisectus* (Müller) benutzt (Müller 1970, Martini & Müller 1971). *Cyclicargolithus abisectus* ist in der vorliegenden Nannoplankton-Gemeinschaft noch nicht vertreten, sodass eine Einstufung in die Standard Nannoplankton Zone NP 23 erfolgen kann. Die Grenze NP 23/NP 24 liegt nach Müller (1971) innerhalb des Mittleren Rupeltons, nach neueren Untersuchungen eher an der Grenze Mittlerer/Oberer Rupelton (Grimm 1994). Damit kann die stratigraphische Position des Sediimenteinschlusses auf den tieferen Teil des Mittleren Rupeltons eingengt werden.

Tab. 3. Kalkiges Nannoplankton aus verschiedenen Rupelton-Klasten der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996.

Stratigraphie	UR (Zone 1)	MR (Zone 2)	UR (Zone 1)
Fossilien/Teufe	611,45- 611,55 m	625,95- 626,20 m	646,68- 646,73 m
<i>Braarudosphaera bigelowi</i> (Gran & Braarud) Deflandre 1947		•••	•
<i>Coccolithus pelagicus</i> (Wallich) Schiller 1930	•	•••	•
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (Roth & Hay) Bukry 1971	•	••	••
<i>Cyclococcolithus hirsutus</i> Müller 1970		•	
<i>Cyclococcolithus luminis</i> Sullivan 1965		•	
<i>Dictyococcites dictyodus</i> (Deflandre & Fert) Martini 1969		••	•
<i>Discolithina distincta</i> (Bramlette & Sullivan) Levin & Joerger 1967		•	•
<i>Reticulofenestra lockeri</i> Müller 1970		•••	
<i>Reticulofenestra</i> sp. (kleine Formen)	•	•••	•••
<i>Sphenolithus moriformis</i> (Brönnimann & Stradner) Bramlette & Wilcoxon 1967		•	
<i>Transversopontis zigzag</i> Roth & Hay 1967		••	
<i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Deflandre) Deflandre 1959		••	

• = selten, •• = mäßig häufig, ••• = häufig

UR (Zone 1) = unterer Rupelton, lokale Nannoplankton Zone 1

MR (Zone 2) = mittlerer Rupelton, lokale Nannoplankton Zone 2

## 5. Foraminiferen und Ostracoden

Acht Proben wurden mit H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> aufbereitet und auf Foraminiferen und Ostracoden untersucht (vgl. Tab. 4).

Vier der untersuchten Proben enthalten eine z.T. reichhaltige Foraminiferenfauna, die sich ausschließlich aus kleinwüchsigen, typischen Rupeltonformen zusammensetzt. Die Foraminiferen sind z.T. diagenetisch rekristallisiert, was ihre Bestimmung und stratigraphische Einstufung erschwert. Folgende Foraminiferen wurden insgesamt gefunden:

*Ammodiscus* sp.  
*Bolivina beyrichi* Reuss 1851  
*Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob 1798)  
*Cibicides* sp.  
*Elphidium* sp.  
*Fissurina* sp.  
*Globigerina* sp.  
*Globulina* sp.  
*Grigelis pyrula* (D'Orbigny 1826)  
*Guttulina globosa* Bornemann 1855  
*Gyroidina soldanii* D'Orbigny 1826  
*Heterolepa dutemplei* (D'Orbigny 1826)  
*Karriella chilostoma* (Reuss 1852)  
*Lagena striata* (D'Orbigny 1839)  
Lagenidae  
*Lenticulina* sp.  
*Nonion* sp.  
Polymorphinidae  
*Pullenia* sp.  
*Pyrulina* sp.  
*Quinqueloculina impressa* Reuss 1851  
*Rosalina* sp.  
Rotaliidae  
*Spiroplectinella carinata* (D'Orbigny 1846)  
*Stilostomella ewaldi* (Reuss 1851)  
*Stilostomella* sp.  
*Textularia* sp.  
*Turrilina alsatica* Andreae 1884  
Foraminifera indet.

An diesen vier Proben konnte eine detaillierte Einstufung erfolgen, die eine stratigraphische Reichweite vom Foraminiferenmergel 2 (FM 2) bis in den Fischschiefer 2/3 (FS 2/3) bzw. Fisch-

schiefer A (nach Grimm 1991, 1994, 1998) anzeigt (entspricht Teilen des Unteren bis Mittleren Rupeltons; siehe Tab. 4). Für die Proben wurde folgende Einstufung vorgenommen:

611,45–611,55 m: Die Vergesellschaftung von *Spiroplectinella carinata*, *Heterolepa dutemplei* und *Karriella chilostoma* ist typisch für den Foraminiferenmergel 2 (Grimm 1994, 1998) und ermöglicht somit die stratigraphische Einstufung dieser Probe in den mittleren Teil des Unteren Rupeltons.

625,95–626,20 m: Die relativ hohe Anzahl von *Bolivina beyrichi*-Individuen führt zu einer stratigraphischen Einstufung des Lithoklastens in den Fischschiefer A, genauer Fischschiefer 2 bzw. 3 (Grimm 1991, 1994). Die Zuordnung wird aufgrund vereinzelter *Stilostomella ewaldi*-Individuen auf den Fischschiefer 3 eingeengt (vgl. Abb. 1). Der Lithoklast kann damit biostratigraphisch in den höchsten Bereich des tieferen Mittleren Rupeltons gestellt werden.

640,95–641,05 m: Die Probe enthält neben *Bolivina beyrichi* nur Durchläuferformen, die lediglich eine Einstufung in den Fischschiefer A (unterer Teil des Mittleren Rupeltons) zulassen.

646,68–646,73 m: Das Vorkommen von *Spiroplectinella carinata* und *Heterolepa dutemplei* ermöglicht eine Einstufung in den Foraminiferenmergel 2 (mittlerer Teil des Unteren Rupeltons).

Alle anderen Proben enthalten nur eine spärliche Faunenvergesellschaftung, anhand derer nur eine stratigraphische Einstufung in den Rupelton erfolgen kann.

Die Fauna besteht hauptsächlich aus benthonisch epifaunalen Arten, die auf schlammigem Untergrund leben. Untergeordnet wurden auch festgeheftete Formen (z.B. *Cibicides*) gefunden. Planktonische Arten konnten nur in 2 Proben nachgewiesen werden. Die Foraminiferen-Assoziation spricht für ein vollmarines Milieu vergleichbar dem Schelfbereich (Murray 1991).

**Tab. 4.** Foraminiferen und Ostracoden aus verschiedenen Rupelton-Klasten der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996.

Stratigraphie	RT	FM 2	RT	RT	FS 2/3	RT	FS A	FM 2
<b>Fossilien/Teufe</b>	610,70–610,80	611,45–611,55	615,50–615,60	617,75–617,80	625,95–626,20	635,20–635,30	640,95–641,05	646,68–646,73
<b>Foraminiferen</b>								
<i>Ammodiscus</i> sp.								•
<i>Textularia</i> sp.					•			
<i>Spiroplectinella carinata</i>		••						••
<i>Karrerella chilostoma</i>		•						
<i>Quinqueloculina impressa</i>					•			
<i>Stilostomella ewaldi</i>					•		•	
<i>Stilostomella</i> sp.		•						
<i>Grigelis pyrula</i>		•			•			
<i>Lenticulina</i> sp.					•			
<i>Lagena striata</i>					•			
<i>Guttulina globosa</i>					•			
<i>Globulina</i> sp.							•	
<i>Globigerina</i> sp.		•			•			
<i>Pyrulina</i> sp.					•			
<i>Fissurina</i> sp.	•							
<i>Bolivina beyrichi</i>					•••	•	•••	
<i>Turrilina alsatica</i>							•	
<i>Rosalina</i> sp.							•	
<i>Cibicides lobatulus</i>					••		•	
<i>Cibicides</i> sp.		•						
<i>Nonion</i> sp.								•
<i>Pullenia</i> sp.	•							
<i>Heterolepa dutemplei</i>		••						•••
<i>Gyroidina soldanii</i>		•			••		••	•
<i>Elphidium</i> sp.		•						
Rotaliidae				•				
Lagenidae		•		•				
Polymorphinidae	•••	••	•	••		••		•
Foraminifera indet.	•				••		•	
<b>Ostracoden</b>								
<i>Cytheridea</i> sp.		••						
<i>Hemicyprideis montosa</i>		••		•				
Ostracoda indet.			•	•				
<b>Glaukonit</b>								
	•		•		•		•	•

• = selten, •• = häufig, ••• = sehr häufig

RT = Rupelton ungegliedert

FM 2 = Foraminiferenmergel 2 (Unterer Rupelton, mittlerer Teil)

FS A = Fischechiefer A (unterer Mittlerer Rupelton)

FS 2/3 = Fischechiefer 2/3 (unterer Mittlerer Rupelton, höherer Teil)

In drei der untersuchten Proben wurden Ostracoden gefunden (vgl. Tab. 4):

*Cytheridea* sp.

*Hemicyprideis montosa* (Jones & Sherborn 1889)

Ostracoda indet.

Auch sie bestätigen allgemein die Einstufung in den Rupelton.

In Probe 625,95–626,20 m (Fischschiefer) wurden zusätzlich einige Fischreste gefunden. Fünf der untersuchten Proben enthalten Glaukonit (vgl. Tab. 4), der ebenfalls Anzeiger eines flach-marinen Ablagerungsraumes ist.

Innerhalb des untersuchten Profilabschnitts wurden Tonsteinklasten unterschiedlichen stratigraphischen Alters nachgewiesen, die in den Unteren Rupelton (FM 2) und den basalen Teil des Mittleren Rupeltons (FS A) einzuordnen sind. Eine stratigraphische Abfolge der Klasten innerhalb des Profils ist nicht erkennbar. Zur Zeit der vulkaniklastischen Ablagerung haben somit Unterer und Mittlerer Rupelton oberflächlich in der Region angestanden.

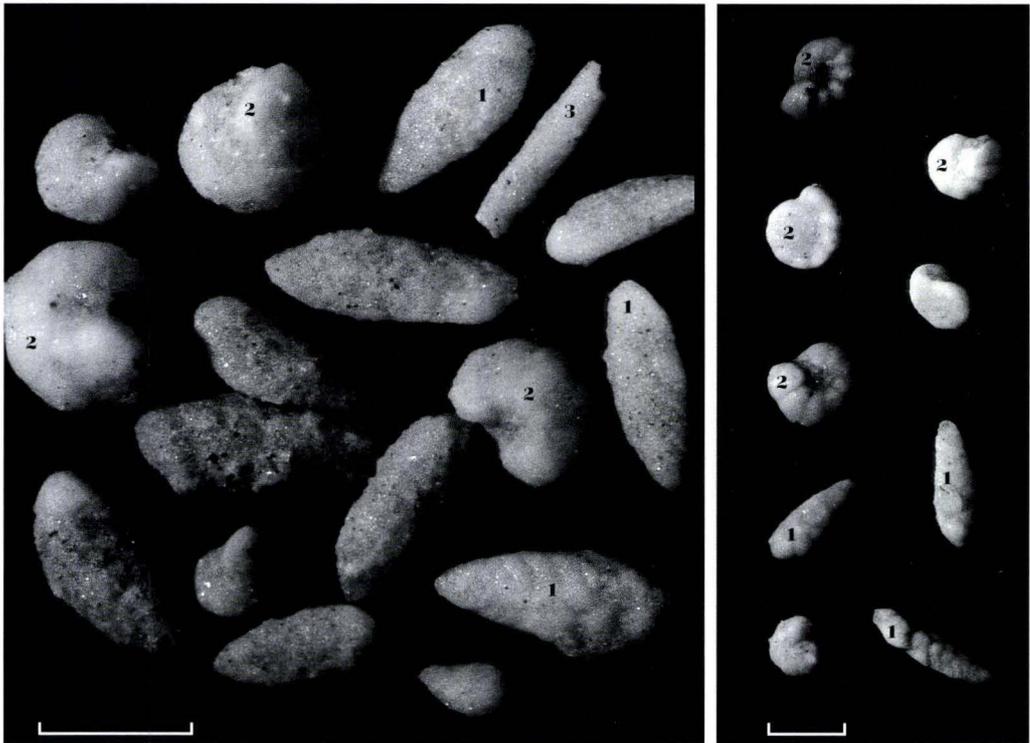


Abb. 1. Foraminiferen-Vergesellschaftung aus dem Rupelton-Klast bei 625,95–626,20 m.

1: *Bolivina beyrichi* Reuss 1851, 2: *Gyroidina soldanii* D'Orbigny 1826, 3: *Stilostomella ewaldi* (Reuss 1851), Balkenlänge = 0,4 mm.

## 6. Paläogeographie

Rupelton-Vorkommen (Abb. 2) waren bislang in zentraleren Bereichen des Vogelsberges unbekannt geblieben, was aufgrund der mehrere Hundert Meter mächtigen Überdeckung mit jüngeren Tertiär-Vulkaniten nicht verwundert. Aus den randlichen Gebieten der Basaltverbreitung und aus der Vogelsbergumrandung sind Rupelton-Vorkommen hingegen teils schon im 19. Jahrhundert aufgefunden und untersucht worden. Die isolierte Rupelton-Scholle bei Eckardroth (Bl. 5622 Steinau) am SE-Rand des Vogelsberges dürfte am längsten bekannt sein. Sie wurde 1842 bei der Suche nach Braunkohle erschürft (Genth 1848). Nachfolgende Bearbeitungen und Hinweise besonders zur Fossilführung stammen von Ludwig (1851), Sandberger (1853), Reuss (1866), Bücking (1878), Wenz (1922). Eine aktuelle Beschreibung des Vorkommens stammt von Ehrenberg & Hickethier (1982; mit Fossilisten von Kümmerle). Danach handelt es sich um Unteren Rupelton, vermutlich mit dem Übergang zu mehr sandigem Mittleren Rupelton. Im nördlichen Vogelsberg wurde bei Kartierungsarbeiten auf Bl. 5320 Burg-Gemünden Unterer Rupelton im Feldatal in Liegenden der basaltischen Decken nachgewiesen (Kümmerle 1986).

Weiter im Norden und NE haben aus der Gegend von Alsfeld Reuss (1866), Ludwig (1869), Beetz (1915), Diehl (1926, 1933) und Gramann (1960) den Rupelton und seine Fossilführung bekannt gemacht. Ausgedehnte Vorkommen von Oberem Rupelton wurden neuerdings auf Bl. 5220 Kirtorf (u.a. bei Dannenrod) durch Sondierbohrungen erschlossen (Dersch-Hansmann, in Vorb.). Die Vorkommen im NE aus der Gegend von Brauerschwend (Brauerschwender Senke) sind von Diehl (1933), Ritzkowski (1965) und Zulauf (1989) untersucht. Sie befinden sich in der Verlängerung des Lauterbacher Grabens und umfassen den Unteren- und den Mittleren Rupelton. Einen ersten Hinweis auf Rupelton mit Foraminiferenfauna (eine Lokalität zwischen Lauterbach und Maar; Bl. 5322 Lauterbach) in dieser Gegend geben bereits Gutberlet & Tasche

(1869: 39). Das Vorkommen konnte von Schottler (1924) nicht wiedergefunden werden und wird von ihm daher in Zweifel gezogen (in Abb. 2 ist es gleichwohl berücksichtigt). Nach Ritzkowski (1965: 179–180) handelt es sich nach der von Gutberlet & Tasche angeführten Foraminiferen-Fauna um Unteren Rupelton (Horizont 1 oder 3).

Im NW ist im Amöneburger Becken Unterer bis Oberer Rupelton sowie auch Schleichsand an mehreren Stellen angetroffen worden (Blanckenhorn 1930, Gramann 1960, Hötling & Stengel-Rutkowski 1964). Über die weiter im Norden liegenden Rupelton-Vorkommen des nördlichen Hessens geben u.a. Blanckenhorn (1950) und Ritzkowski (1967) zusammenfassende Darstellungen. Im Westen sind die Vorkommen von Lich seit längerem bekannt (Schottler 1905, 1913, 1937); im „Gießener Becken“ kann das Mittel-Oligozän in Unteren Rupelton, Gießener Meeressand (als fazielle Ausbildung des Mittleren Rupeltons), Oberen Rupelton und Schleichsand gegliedert werden (Schottler 1913, Klüpfel 1941, Huckriede 1955, Gramann 1960, Stengel-Rutkowski 1980).

Im südwestlichen Vorland des Vogelsberges ist in der nördlichen Wetterau Unterer Rupelton in der Umgebung von Rockenberg nachgewiesen worden (Steuer & Schottler 1914, Kümmerle 1981). Weiter im Süden sind die Rupelton-Vorkommen im Frankfurt–Hanauer Raum (Hanauer Becken) ausführlich bei Golwer (1968) dargestellt.

Der Nachweis von Klasten des Unteren und Mittleren Rupeltons aus Massenstromablagerungen im Untergrund des Hohen Vogelsberges schließt eine Beobachtungslücke zwischen den genannten Vorkommen der Randbereiche und indiziert, dass Rupelton auch im Untergrund des Hohen Vogelsberges anzustehen scheint (die Transportweite der Massenstromablagerungen ist nicht bekannt). Auffallend ist, daß Oberer Rupelton bisher nur im nordwestlichen und westlichen Teil des Untersuchungsgebietes nachgewiesen werden konnte (Abb. 2), was möglicherweise bereits mit einer Einengung der

Verbindung zum Nordseebecken zur Zeit der Ablagerung des Oberen Rupeltons zusammenhängt.

Anzeichen für jüngere tertiäre sedimentäre Bildungen fehlen offenbar im Profil der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. Vermutlich liegen im Untergrund des hier betrachteten Gebietes die vulkanischen Bildungen (zumindest teilweise) direkt auf Ablagerungen des

Mittleren Oligozäns, jüngere tertiäre Sedimente sind evtl. vor Einsatz des Vulkanismus abgetragen worden.

Hinweis auf ältere Sedimentgesteine im Untergrund gibt u.a. ein Kalksteinklast bei 640,90–640,95 m, ebenfalls aus der vulkaniklastischen Abfolge, aus dem eine Mikroflora des Oberen Muschelkalks isoliert werden konnte (Feist-Burkhardt & Hottenrott 2001).

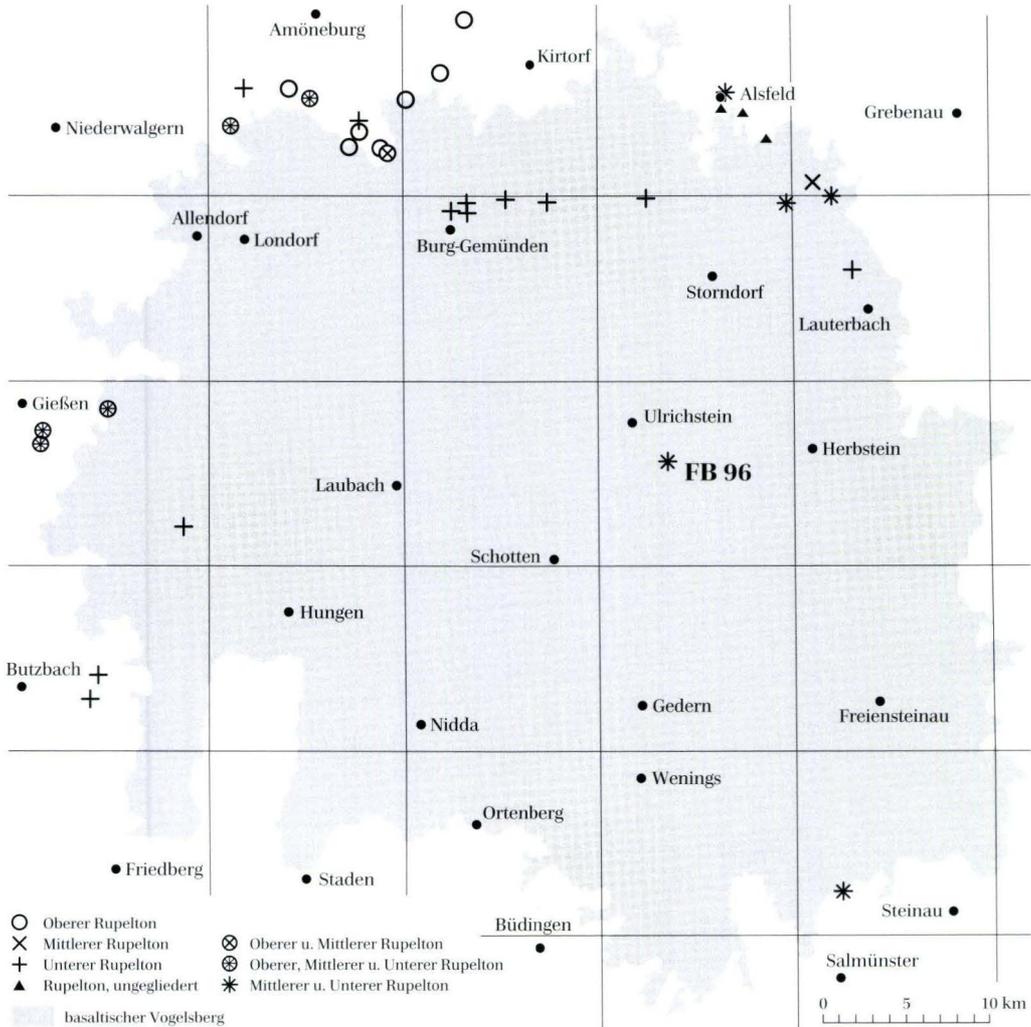


Abb. 2. Wichtigste Rupelton-Fundpunkte im Vogelsberg und seiner Umrahmung. Eng benachbart liegende Vorkommen sind zusammengefaßt.

## 7. Schriftenverzeichnis

- Beetz, W. (1915): Über Paläozoi-kum und Tertiär bei Alsfeld am Vogelsberg. - Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde., N.F., Natur-wiss. Abt., **6**: 1-12; Gießen.
- Benedek, P.N. (1972): Phytoplank-ton aus dem Mittel- und Obero-ligozän von Tönisberg (Niederr-heingebiet). - Palaeontographi-ca, **B 137**: 1-71; Stuttgart.
- Blanckenhorn, M. (1930): Erläute-rungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbar-ten deutschen Ländern, Liefe-rung 299, Bl. Amöneburg-Hom-berg a.d. Ohm: 83 S.; Berlin.
- Blanckenhorn, M. (1950): Das Ter-tiär Niederhessens. - Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **VI** (1): 7-82; Wiesbaden.
- Brinkhuis, H. (1994): Late Eocene to Early Oligocene dinoflagella-te cysts from the Priabonian ty-pe-area (Northeast Italy): bio-stratigraphy and paleoenviron-mental interpretation. - Palaeo-geography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **107**: 121-163; Amsterdam.
- Bücking, H. (1878): Die geognosti-schen Verhältnisse des Büding-er Waldes und dessen nächster Umgebung. - XVII. Bericht der Oberhessischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde in Gies-sen: 49-90; Gießen.
- Buzas, M.A. (1979): The measure-ment of species diversity. - So-ciety of Economic Paleontolo-gists and Mineralogists Short Course, **6**: 3-10; Tulsa.
- Buzas, M.A. & Gibson, T.G. (1969): Species diversity: Benthonic fo-raminifera in western North At-lantic. - Science, **163**: 72-75; Wa-shington, D.C.
- Costa, L.I. & Manum, S.B. (1988): Di-noflagellate cysts: The descripti-on of the international zonation of the Paleogene (D1-D15) and the Miocene (D16-D20). - In: R. Vinken, ed.: The Northwest Eu-ropean Tertiary Basin. Results of the International Geological Cor-relation Programme Project No 124. - Geol. Jb., **A 100**: 321-330; Hannover.
- Dersch-Hansmann, M. (in Vorberei-tung): Geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5220 Kirtorf; Wiesbaden.
- Diehl, O. (1926): Erl. geol. Kt. Hes-sen 1: 25 000, Bl. 5221 Alsfeld: 84 S.; Darmstadt.
- Diehl, O. (1933): Über einige Boh-rungen im oligozänen Tertiär bei Alsfeld. - Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. Geol. L.-Anst., **V** (14): 25-30; Darmstadt.
- Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H. (1982): Tertiär. Oligozän. - In: Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5622 Steinau a.d.Str., 2. Aufl.: 47-49; Wiesbaden.
- Feist-Burkhardt, S. & Hottenrott, M. (2001): Ein fossilführender Klast des Oberen Muschelkalks (Trias) aus dem Untergrund des Hohen Vogelsberges bei Ulrichstein (Forschungsbohrung Vogelsberg 1996). - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in ei-nen miozänen Vulkankomplex. - Geol. Abh. Hessen, **107**: 189-196, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- Genth, F.A. (1848): Mittheilungen an Professor Bronn gerichtet (Eocäne Bildungen bei Wächtersbach im Hanauischen und ihre fossilen Reste; zur miocänen Geognosie des Mainzer Beckens, seiner Reste; Kalk-Tuff). - N. Jb. Mineral. Geogn. Geol. u. Petre-faktenkde., **1848**: 188-199; Stutt-gart.
- Golwer, A. (1968): Paläogeogra-phy des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. - Notiz-bl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 157-184; Wiesbaden.
- Gramann, F. (1960): Das ältere Tertiär im nördlichen Vor-land des Vogelsberges. - Sber. Ges. Beförderung ges. Natur-wiss. Marburg, **82** (1): 6-113; Marburg.
- Grimm, K.I. (1991): Biostratigra-phy, Paläogeographie und Pa-läoökologie des Fischschiefers (Mittlerer Rupelton / Mittelo-ligozän) im Mainzer Becken. - Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 249-278; Mainz.
- Grimm, K.I. (1994): Paläoökologie, Paläogeographie und Stratigra-phy im Mainzer Becken, im Oberrheingraben, in der Hessi-schen Senke und in der Leipziger Bucht während des Mittleren Ru-peltons (Fischschiefer / Rupeli-um / Unteroligozän). - Mitt. Polli-chia, **81**: 7-193; Bad Dürkheim.
- Grimm, K.I. (1998): Correlation of Rupelian coastal and basin fac-ies in the Mainz Basin (Oligoce-ne, Germany). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1998** (3): 146-156; Stuttgart.
- Gruas-Cavagnetto, C., Chateaufeuf, J.J., Sittler, C. & Meyer, K.J. (1988): Dinoflagellate cysts: The Paris Basin. In: R. Vinken, ed.: The Northwest European Terti-ary Basin. Results of the Interna-tional Geological Correlation Programme Project No 124. - Geol. Jb., **A 100**: 332-334; Hanno-ver.
- Höltling, B. & Stengel-Rutkowski, W. (1964): Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. - Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **47**: 37 S.; Wiesbaden.
- Holtz, S. (1962): Sporen-stratigra-phische Untersuchungen im Oli-go-zän von Hessen. - Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **40**: 46 S.; Wiesbaden.
- Hottenrott, M. (1993): Mikrofloristi-sche Gliederung und Charakte-risierung der Tertiärschichten von Frankfurt a.M. - In: Küm-merle, E. & Seidenschwann, G.: Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost, 3. neu bearb. Aufl.: 54-69; Wiesbaden.
- Huckriede, R. (1955): Über umgela-gerte marine Kreide in Hessen. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1955**:

- 351-361; Stuttgart.
- Klüpfel, W. (1941): Der Boden der Stadt Gießen. - Gießener Anz., Heimat im Bild (Ausgabe vom 17.4. 1941); Gießen.
- Köthe, A. (1990): Paleogene dinoflagellates from Northwest Germany - biostratigraphy and paleoenvironment. - Geol. Jb., **A 118**: 3-111; Hannover.
- Kött, A., Nesbor, H.-D. & Ehrenberg, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 - Einblicke in einen miozänen komplex, Geol. Abh. Hessen, **107**: 15-47, 18 Abb.; Wiesbaden.
- Krutzsch, W. (1966): Die sporenstratigraphische Gliederung des älteren Tertiärs im nördlichen Mitteleuropa (Paläozän - Mitteloligozän). - Abh. Zentr. Geol. Inst., **8**: 112-149; Berlin.
- Krutzsch, W. (1970): Die stratigraphisch verwertbaren Sporen- und Pollenformen des mitteleuropäischen Alttertiärs. - Jb. Geol., **3** (für 1967): 309-379; Berlin.
- Krutzsch, W., unter Mitarbeit von Blumenstengel, H., Kiesel, Y. & Rüffle, L. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mittelozeän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien - paläobotanisch-ökologische Klimastratigraphie - Evolutions-Stratigraphie der Vertebraten). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **186** (1-2): 137-253; Stuttgart.
- Kümmerle, E. (1981): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5518 Butzbach: 214 S.; Wiesbaden.
- Kümmerle, E. (1986): Sedimentäres Tertiär. - In: Schricke, W.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5320 Burg-Gemünden: 17-19; Wiesbaden.
- Ludwig, R. (1851): Ueber die jüngeren Kalk-, Thon-, Sandstein-, Sand-, Geschieb- und Lehm-Ab lagerungen der Obergrafschaft Hanau. - Jb. wetterau. Ges. ges. Naturkd. f. **1850/51**: 9-52; Hanau.
- Ludwig, R. (1869): Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte des Grossherzogthums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete 1:50 000, Sektion Alsfeld: 35 S.; Darmstadt.
- Martini, E. (1960): Braarudospaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 65-87; Wiesbaden.
- Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - Proceedings II Planktonic Conference, Roma 1970, **2**: 739-785; Rom.
- Martini, E. (1990): The Rhinegraben system, a connection between northern and southern seas in the European Tertiary. - Veröff. Übersee-Mus., **A 10**: 83-98, 208-211; Bremen.
- Martini, E. & Müller, C. (1971): Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton Zonen. - Erdöl u. Kohle, Erdgas, Petrochemie, **24**: 381-384; Hamburg.
- Meyer, K.-J. (1988): Pollen and spores. The description of the interregional zonation of the Paleogene (SP zones 1-8). - In: R. Vinken, ed.: The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme Project 124. - Geol. Jb., **A 100**: 288-294; Hannover.
- Mosbrugger, V. & Utescher, T. (1997): The coexistence approach - a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **134**: 61-86; Amsterdam.
- Müller, C. (1970): Nannoplankton aus dem Mittel-Oligozän von Norddeutschland und Belgien. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **135**: 82-101; Stuttgart.
- Müller, C. (1971): Nannoplankton-Gemeinschaften aus dem W-deutschen Mittel-Oligozän. - Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 43-53; Wiesbaden.
- Murray, J.W. (1991): Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. - 379 S.; London.
- Powell, A.J. (1992): Dinoflagellate cysts of the Tertiary system. - In: A.J. Powell, ed.: A stratigraphic index of dinoflagellate cysts: 155-252; London (Chapman and Hall).
- Pross, J. (1997): Aquatische Palynomorphe im Rupel des Mainzer Beckens (Oligozän, Südwestdeutschland): Paläoökologie, Biostratigraphie und Taxonomie. - Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen, **15**: 208 S.; Tübingen.
- Pross, J., Bruch, A.A. & Kvacek, Z. (1998): Paläoklima-Rekonstruktionen für den Mittleren Rupelton (Unter-Oligozän) des Mainzer Beckens auf der Basis mikro- und makrobotanischer Befunde. - Mainzer geowiss. Mitt., **27**: 79-92; Mainz.
- Reuss, E.A. (1866): Die Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen des deutschen Septarienthones. Ein Beitrag zur Fauna der Mitteleozänen Tertiärschichten. - Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Cl., **25**: 117-214; Wien.
- Ritzkowski, S. (1965): Das marine Oligozän im nördlichen Hessen, Stratigraphie und Paläogeographie. - Inaugural-Diss. Univ. Marburg: 194 S.; Marburg.
- Ritzkowski, S. (1967): Mittel-Oligozän, Ober-Oligozän und die Grenze Rupel/Chatt im nördlichen Hessen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **127** (3): 293-336; Stuttgart.
- Sandberger, F. (1853): Untersuchungen über das Mainzer Tertiärbecken und dessen Stellung im geologischen Systeme: 91 S.;

- Wiesbaden (Kreidel & Niedner).
- Schottler, W. (1905): Über einige Bohrlöcher im Tertiär bei Lich in Oberhessen. – Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. Geol. Landesanst. zu Darmstadt (IV) **26**: 49–66; Darmstadt.
- Schottler, W. (1913): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen 1:25 000, Bl. Gießen: 134 S.; Darmstadt.
- Schottler, W. (1924): Beiträge zur Kenntnis des Tertiärs und der Basalte am Nord- und Westrand des Vogelsberges (zumeist auf Grund neuer Bohrungen). – Notizbl. Ver. Erdkde. hess. geol. L.-Anst., (V) **6**: 40–67; Darmstadt.
- Schottler, W. (1937): Der Vogelsberg. – Notizbl. hess. geol. L.-Anst., (V) **18**: 3–86; Darmstadt.
- Schuler, M. (1990): Environnements et Paléoclimats Paléogènes. Palynologie et biostratigraphie de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur dans les fossés rhénan, rhodanien et de Hesse. – Documents du BRGM, **190**: 1–503; Orléans.
- Shannon, C.E. (1948): A mathematical theory of communication. – The Bell System Technical Journal, **27**: 379–423; New York.
- Stengel-Rutkowski, W. (1980): Geologische Neuerkenntnisse. Sedimentäres Tertiär. – In: Schottler, W.: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5418 Gießen, 2. ergänzt. Aufl.: 81–83; Wiesbaden.
- Steuer, A. & Schottler, W. (1914): Über ein neues Vorkommen von Rupelton bei Rockenberg in der nördlichen Wetterau. – Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. Geol. Landesanst. zu Darmstadt (IV) **35**: 73–94; Darmstadt.
- Stover, L.E. & Hardenbol, J. (1994): Dinoflagellates and depositional sequences in the Lower Oligocene (Rupelian) Boom Clay Formation, Belgium. – Bull. Soc. Belge Géol., **102**: 5–77; Brüssel.
- Tasche, H. & Gutberlet, W.C.J. (1863): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Großherzogthums Hessen und der angrenzenden Gebiete 1:50 000, Section Lauterbach: 82 S.; Darmstadt.
- Wiener, N. (1948): Cybernetics. – 194 S.; New York (Wiley).
- Williams, G.L., Lentin, J.K. & Fensome, R.A. (1998): The Lentin and Williams Index of fossil dinoflagellates, 1998 edition. – Amer. Assoc. Strat. Palynol. Found. Contr. Ser., **34**: 817 S.; Dallas.
- Wenz, W. (1922): Das Tertiär im Vogelsberg und seine Beziehungen zu dem der Wetterau und zu anderen Tertiärablagerungen. – Jb. Wetterau. Ges. Naturkde., **1909–1921**: 1–81; Hanau.
- Zulauf, G. (1989): Die Untersuchungsbohrungen der Kreismülldeponie „Bastwald“ (Vogelsbergkreis) und ihre Bedeutung für die nordöstliche Fortsetzung des Lauterbacher Grabens. – Geol. Jb. Hessen, **117**: 169–205; Wiesbaden.

# Ein fossilführender Klast des Oberen Muschelkalks (Trias) aus dem Untergrund des Hohen Vogelsberges bei Ulrichstein (Forschungsbohrung Vogelsberg 1996)

Susanne Feist-Burkhardt<sup>1</sup> & Martin Hottenrott<sup>2</sup>

Feist-Burkhardt, S. & Hottenrott, M. (2001): Ein fossilführender Klast des Oberen Muschelkalks (Trias) aus dem Untergrund des Hohen Vogelsberges bei Ulrichstein (Forschungsbohrung Vogelsberg 1996). – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 189–196, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Aus einem Kalkstein-Einschluss in einer vulkaniklastischen Bildung im tieferen Profilschnitt der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 konnte eine Mikroflora des Muschelkalks isoliert werden. Das Spektrum weist einen hohen Anteil marinen Planktons (Acritarchen) auf, Prasinophyten sind nur spärlich vertreten. Innerhalb der terrestrischen Mikroflora sind

neben striaten und nicht striaten bisaccaten Pollenkörnern auffällig viele Vertreter der Form-Gattung *Aratrisporites* angetroffen worden. Der Klast wird nach Vergleichen dem Oberen Muschelkalk zugeordnet. Die Verbreitung des Muschelkalks im Untergrund des basaltischen Vogelsberges wird diskutiert.

## Abstract

A Triassic microflora from a limestone-enclosure in a volcanoclastic sequence from the lower part of the research drilling Vogelsberg 1996 was isolated. The spectrum contains large amounts of marine plankton (acritarchs) with only few prasinophytes. Spores of the form ge-

nus *Aratrisporites* is, after bisaccate and non bisaccate pollen-grains, the striking element of the terrestrial microflora. After this, the limestone-enclosure belongs to the Upper Muschelkalk. The distribution of the Muschelkalk under the basaltic Vogelsberg is discussed.

---

<sup>1</sup> Dr. S. Feist-Burkhardt, Micropalaeontology Division, Department of Palaeontology, The Natural History Museum, Cromwell Road, London, SW7 5BD, UK.

<sup>2</sup> Dr. M. Hottenrott, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden.

# 1. Einleitung

Die vulkaniklastischen Bildungen (Massenstromablagerungen) im Liegendabschnitt des Bohrprofils (vgl. Kött et al. 2001) enthalten (neben wenigen Mergelton-Einschlüssen des Tertiärs, Rupelton; Hottenrott et al. 2001) meist grünliche Tonstein-Klasten, untergeordnet auch Sandstein- sowie Kalkstein-Klasten. Für die genannten Gesteinskomponenten erschien aufgrund der makroskopischen Ansprache ein Trias-Alter am wahrscheinlichsten zu sein. Die grauen Kalksteine sind massig und dicht und

zeigen keine auffallende Ähnlichkeit mit den typischen Bildungen des Unteren Muschelkalks. Von wesentlichem Interesse erschien hier insbesondere die Datierung eines größeren Kalksteinblockes aus dem tiefsten Profilabschnitt (Teufe 654,70–654,80 m); dieser hat offenbar als harter Klotz in weicher Einbettung zum Abriß des Bohrgestänges geführt und damit letztlich die Einstellung der Bohrung erzwungen.

# 2. Palynostratigraphie und Paläoökologie

Für eine palynostratigraphische Untersuchung wurde Material dieses großen Klasts aufbereitet (Probe 1234, Teufe 654,70–654,80 m, Einwaage: 200 g); zusätzlich gelangte ein kleinerer Klast aus Teufe 640,90–640,95 m (Probe 1233, Einwaage: 186,5 g) zur Auswertung. Die Probe 1234 erbrachte ausschließlich sehr viel kleinstückiges, schwarzes opakes degradiertes Material sowie wenige dunkelbraune degradierte Partikel. Das gesamte organische Material ist so stark degradiert, sodass die Herkunft nicht mehr erkennbar ist. Eine Altersbestimmung des großen Klasts ist somit auf diesem Weg nicht möglich.

Die Probe 1233 hat hingegen dunkelbraune, zum großen Teil stark degradierte Palynomor-

phen geliefert. Der palynologische Rückstand enthält ansonsten noch schwarze opake Phyto-Klasten, dunkelbraune Phyto-Klasten, etwas dunkelbraune degradierte organische Substanz (DOM) und dunkelbraune amorphe organische Substanz (AOM).

Folgende Palynomorphen konnten bestimmt werden:

## Sporen und Pollen:

*Aratrisporites* sp.

*Calamospora tenera* (Leschik 1954) De Jersey 1962

*Concavisporites* sp.

*Deltoidospora* sp.

*Eucommiidites* sp.

*Kraeuselisporites* sp.

*Punctatisporites* sp.

---

## Tafel 1

Pollenkörner und Sporen aus der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (Probe 1233, Teufe 640,90–640,95 m). ▶

Fig. 1. *Eucommiidites* sp.

Fig. 2. trilete Spore

Fig. 3. *Calamospora tenera* (Leschik 1954) De Jersey 1962

Fig. 4. *Aratrisporites* sp.

Fig. 5., 8. *Aratrisporites* sp.; hoher und mittlerer Fokus

Fig. 6. *Kraeuselisporites* sp.

Fig. 7. *Lunatisporites* sp.

Fig. 9. *Aratrisporites* sp.

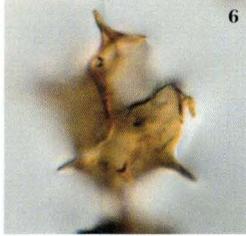
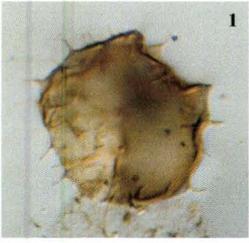
Fig. 10., 12. *Lunatisporites* sp.; hoher und niedriger Fokus

Fig. 11., 13. *Striatoabietites* sp.; hoher und niedriger Fokus

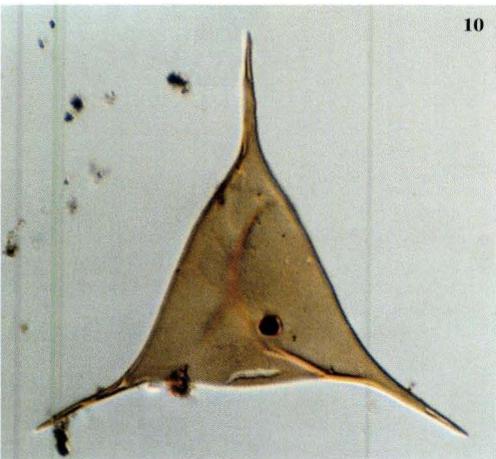
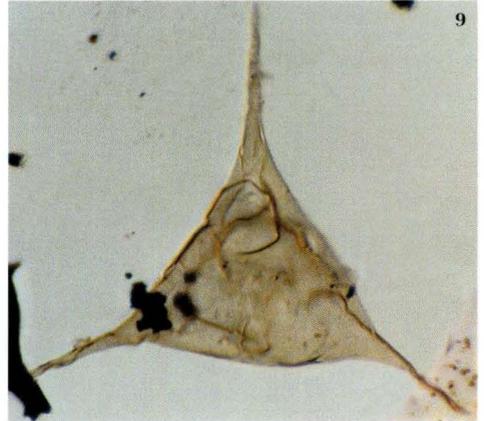
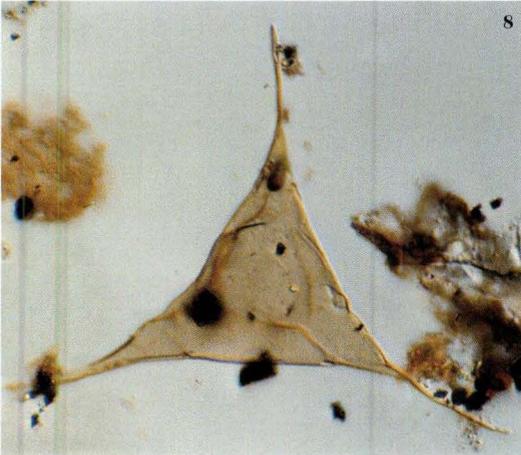
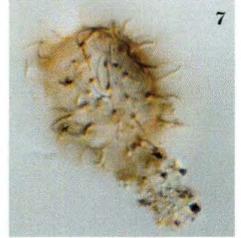


20  $\mu$ m





20  $\mu$ m



*Verrucosiporites* sp.

*Lunatisporites* sp.

*Striatoabietites* sp.

weitere striate und nicht striate bisaccate Pollenkörner

### **aquatische Palynomorphe:**

seriale und spiralförmige Foraminiferentapeten

Acritarchen:

*Micrhystridium* spp.

*Veryhachium* spp.

Prasinophyten:

*Tasmanites* sp.

*Cymatiosphaera* sp.

Auffallend ist der hohe Anteil marinen Planktons am Spektrum, vertreten durch zwei Arten der Form-Gattung *Veryhachium* sowie mehreren Vertretern aus der Form-Gattung *Micrhystridium*, die sich durch unterschiedliche Größe, Anzahl und Ausbildung der Fortsätze unterscheiden lassen. Die Prasinophyten *Tasmanites* und *Cymatiosphaera* hingegen sind sehr selten. Es wurden nur je zwei Exemplare erkannt. Der Anteil des marinen Planktons beträgt mehr als 50% der Summe der Palynomorphen.

Die Pollen und Sporen lassen sich wegen des generell schlechten Erhaltungszustandes nur bis auf Gattungsebene bestimmen. Neben striaten und nicht striaten bisaccaten Pollenkörnern sind auffällig viele Vertreter der Gattung *Aratrisporites* angetroffen worden. Trilete Sporen sind rar.

Der hohe Anteil der Acritarchen an der Vergesellschaftung bei geringer Präsenz der Prasinophyten spricht für einen offen-marinen Ablage-

rungsraum (vgl. Heunisch 1990). Das angetroffene Formenspektrum (Taf. 1 und 2) lässt auf Muschelkalk schließen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um Oberen Muschelkalk, wie Vergleiche zeigen. Nach den palynologischen Untersuchungen von Reitz (1985) am Muschelkalk der „KB Remlingen 5“ (Asse) bei Braunschweig zeichnen sich die Spektren des Oberen Muschelkalks durch einen Anteil des Phytoplanktons und der terrestrischen Mikroflora von jeweils ca. 50% aus. Im Phytoplankton des Oberen Muschelkalks treten nach Reitz (1985) die Acritarchen mit Schwerpunkt im mo2 mit bis über 80% gegenüber den Prasinophyten hervor. Im Gegensatz zum Unteren und Mittleren Muschelkalk sind hier auch die den Lycopodiophyten zuzuordnenden cavat-monoleten Sporen der Form-Gattung *Aratrisporites* (Pionierpflanzen der Küstensäume; Grauvogel-Stamm & Düringer 1983) arten- und individuenreicher vertreten. Den Ergebnissen von Reitz (1985) zufolge setzen die Vertreter der Form-Gattung *Aratrisporites* erst im oberen Abschnitt des Unteren Muschelkalks ein und erreichen im Oberen Muschelkalk Anteile von bis über 50% der terrestrischen Mikroflora (im Mittleren Muschelkalk scheint die Gruppe keine Rolle zu spielen).

Zu ähnlichen Ergebnissen gelangt Heunisch (1990) anhand der Mikroflora der Bohrung „Natzungen 1979“ (Oberer Muschelkalk 2, 3; Unterer Keuper) im Nordteil der Borgentreicher Keuper-Mulde am Ostrand der Rheinischen Masse.

Die Probe 1233 wäre danach dem „Faziesbereich 1. Flachmarin“ (offen-marin; reduzierende Verhältnisse) zuzuordnen, wie ihn Heunisch (1990) aus dem Oberen Muschelkalk (mo2, mo3)

## ◀ **Tafel 2**

Acritarchen und Prasinophyten aus der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (Probe 1233, Teufe 640,90–640,95 m).

Fig. 1. *Micrhystridium* sp.

Fig. 2., 3., 4. *Veryhachium* sp.; hoher, mittlerer und niedriger Fokus

Fig. 5., 6. *Veryhachium* sp.; hoher und niedriger Fokus

Fig. 7. *Micrhystridium* sp.

Fig. 8. *Veryhachium* sp.

Fig. 9. *Veryhachium* sp.

Fig. 10. *Veryhachium* sp.

Fig. 11. *Cymatiosphaera* sp.

beschrieben hat. *Aratrisporites* gehört hier zu den bezeichnenden Formen (die dritthäufigste Paly-nomorphen-Gruppe). Die quantitativen Anteile des Phytoplanktons (Verhältnis Acritarchen/Prasinophyten) hingegen ergeben dort kein so einheitliches Bild wie bei Reitz (1985). Dies wird von Heunisch (1990) für das Profil der Bohrung „Natzungen 1979“ auf mehrere Transgressions- und Regressionsereignisse zurückgeführt sowie auf die randnahe Lage zur Rheinischen Masse.

Stärkere Anreicherungen von marinem Plankton (gegenüber den Prasinophyten) sind auch aus Abschnitten des Unteren Muschelkalks bekannt (im oberen Drittel nach Reitz 1985; mit Ma-

xima im höheren Mittleren Wellenkalk, im Zwischenmittel der Terebratelbänke und im Oberen Wellenkalk nach Götz 1996, Götz & Feist-Burkhardt 1999). In der Häufigkeit sind allerdings regionale Unterschiede zu vermerken. *Aratrisporites* ist hier nicht oder nur sehr untergeordnet vertreten.

Die Oberen Muschelkalk indizierende Mikroflora aus dem kleinen Klast der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 legt es nahe, dass auch der große Kalkstein dieser Formation angehören dürfte. Dafür spricht u.a. auch seine massive und dichte Ausbildung.

### 3. Paläogeographie

Nach den Ergebnissen anderer Bohrungen und nach Tagesaufschlüssen im weiteren Umfeld der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 ist die Anwesenheit von Muschelkalk im Untergrund des Hohen Vogelsberges unweit von Ulrichstein bereits früher prognostiziert worden (u.a. Hickethier 1988; vgl. Abb. 1). Spätestens nach dem Trockenfallen der Mitteldeutschen Landbrücke im Oberen Jura ist es in der ausgeprägten Depression im Kreuzungsbereich von Hessischem Trog und der Frankenberg-Schlüchterner Senke zu starken relativen Absenkungen gekommen, die vermutlich auch später noch zeitweise wieder verstärkt auflebten. Unter den tertiären Vulkaniten und Sedimenten des heutigen südöstlichen Vogelsberges weitgehend verborgen, sind so Schichten des Muschelkalks und örtlich auch des Keupers erhalten geblieben, die mit Ausnahme von Grabenstrukturen auf den umgebenden Schwellen erodiert wurden. Zwischen Kefenrod im SW und Sterbfritz (Schlüchterner Becken) im SE bis über Bermuthshain im NW hinaus sind so Muschelkalk und örtlich auch noch Reste von Unterem Keuper nachgewiesen (Köbrich 1926, Reul et al. 1972, Hickethier & Holtz 1977, Ehrenberg & Hickethier 1982, 1985, Hickethier 1988;

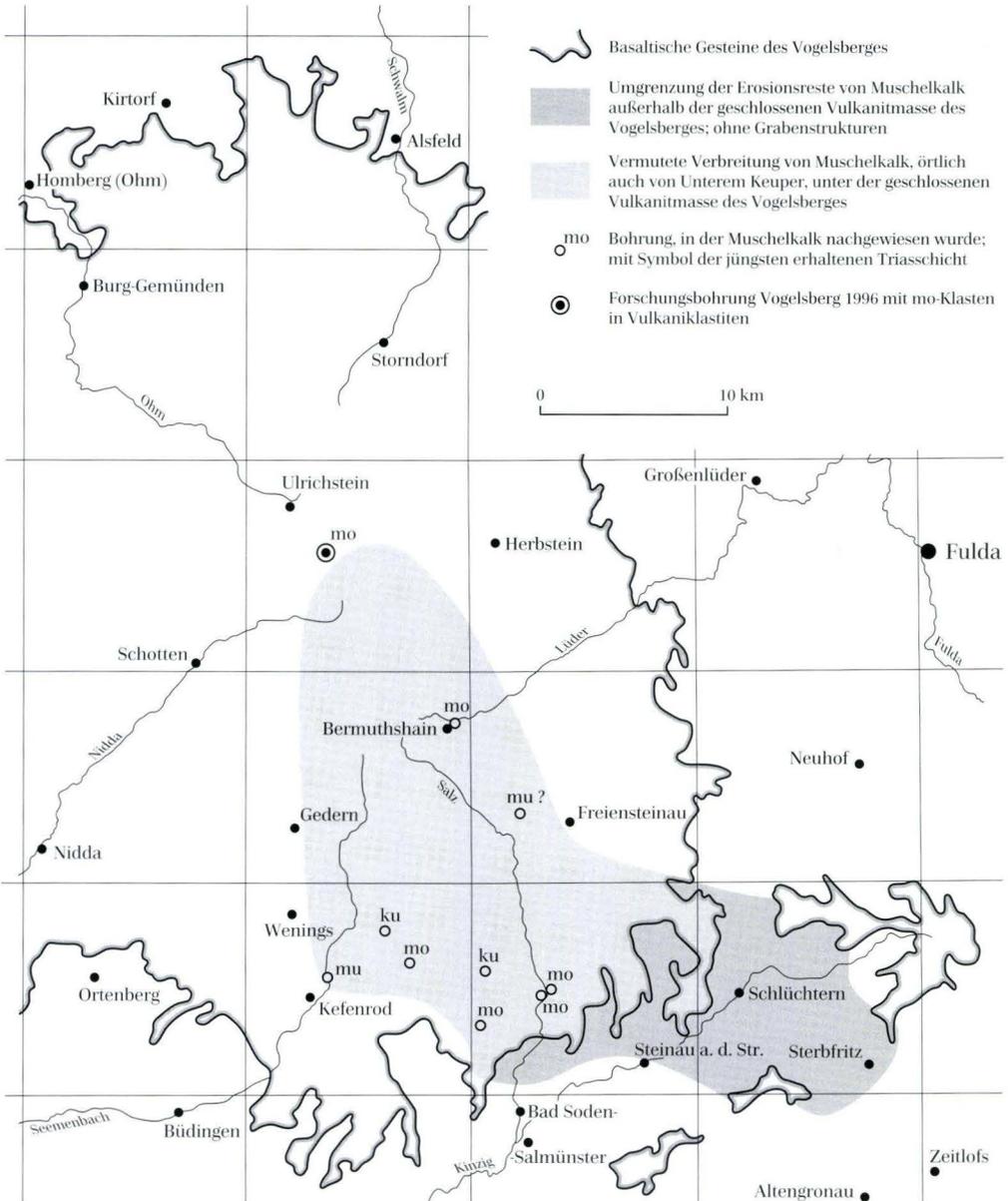
vgl. Abb. 1). Wichtigstes Indiz im zentraleren Bereich des Vogelsberges hierfür ist die fremdartige Trias-Scholle von Bermuthshain. Dieses inmitten vulkanischer Gesteine gelegene, isolierte Trias-Vorkommen ist bereits von Tasche (1859) beschrieben worden (Buntsandstein). Erkundungsbohrungen auf Salz (Brg. Bermuthshain I und II) haben dort in der Brg. I auch Oberen und Mittleren Muschelkalk unter quartärer Bedeckung nachgewiesen (Zimmermann 1910, Köbrich 1926, Ehrenberg & Hickethier 1985). In der bis 700 m tief reichenden Bohrung Bermuthshain II wurden 470 m Buntsandstein und kontaktmetamorph veränderter Zechstein über einem bis 700 m nicht durchteuften Trachyt erbohrt. Die Trias-Scholle von Bermuthshain kann somit durch die domartige Intrusion dieses Trachyts erklärt werden, der die Gesteine der Trias (und des obersten Zechsteins) um bis zu ca. 700 m angehoben hat (Ehrenberg & Hickethier 1985).

Der Obere Muschelkalk von Bermuthshain ist ca. 12 km südöstlich vom Ansatzpunkt der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 entfernt.

Die in der vulkaniklastischen Abfolge ebenfalls angetroffenen, meist grünlichen Tonstein-Klasten (noch nicht untersucht) könnten nach

dem Nachweis von Oberem Muschelkalk möglicherweise dem Keuper zuzurechnen sein; Sandstein-Klasten sind in der vulkaniklasti-

schen Abfolge nur untergeordnet angetroffen worden (vgl. Kött et al. 2001).



**Abb. 1.** Vermutete Verbreitung von Muschelkalk vom Schlüchtern Becken bis unter die vulkanischen Gesteine des Hohen Vogelsberges (nach Hickethier 1988) mit Lage der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996.

## 4. Schriftenverzeichnis

- Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg, Schollenbau und Hinweise zur Entwicklung der vulkanischen Abfolge. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 97–135; Wiesbaden.
- Götz, A.E. (1996): Palynofazielle Untersuchungen zweier Geländeprofile im Unteren Muschelkalk Osthessens und Westthüringens. – Geol. Jb. Hessen, **124**: 87–96; Wiesbaden.
- Götz, A.E. & Feist-Burkhardt, S. (1999): Sequenzstratigraphische Interpretation der Kleinzyklen im Unteren Muschelkalk (Mitteltrias, Germanisches Becken). – Zbl. Geol. Paläont. Tl I **1997** (H. 7–9): 1205–1219; Stuttgart.
- Grauvogel-Stamm, L. & Düringer, P. (1983): *Annalepis zeileri* Fliche 1910 emend., un organe reproducteur de lycophyte de la Lettenkohle de l'Est de la France. Morphologie, spores in situ et paléocécologie. – Geol. Rdsch., **72** (1): 23–51; Stuttgart.
- Heunisch, C. (1990): Palynologie der Bohrung „Natzungen“, Blatt 4321 Borgholz (Trias, Oberer Muschelkalk 2, 3; Unterer Keuper). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1990** (1): 17–42; Stuttgart.
- Hickethier, H. (1988): Muschelkalk. Keuper. – In: Diederich, G., Ehrenberg, K.-H. & Hickethier, H. (1988): Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5621 Wenings: 37–42; Wiesbaden.
- Hickethier, H. & Holtz, S. (1977): Ein weiteres Vorkommen von Oberem Muschelkalk im südlichen Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 131–139; Wiesbaden.
- Hottenrott, M., Martini, E., Grimm, K.L., Pross, J. & Radtke, G. (2001): Fossilführende Rupelton-Klasten (Mittel-Oligozän) aus dem Untergrund des Hohen Vogelsberges bei Ulrichstein (Forschungsbohrung Vogelsberg 1996). – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 171–188, 2 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- Köbrich, C. (1926): Die Tiefbohrungen nach Salz in Oberhessen in den Jahren 1905/07. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. geol. L.-Anst. Darmstadt, (V) **8**: 197–223; Darmstadt.
- Kött, A., Nesbor, H.-D. & Ehrenberg, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 15–47; Wiesbaden.
- Reitz, E. (1985): Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. – Geol. Abh. Hessen, **86**, 36 S.; Wiesbaden.
- Reul, K., Schott, H. & Wirth, H. (1972): Periodische gezeitenbedingte Grundwasserspiegelschwankungen im Vogelsberg. – Dt. gewässerkundl. Mitt., **16** (4): 94–98; Koblenz.
- Tasche, H. (1859): Geologische Spezialkarte des Großherzogthums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete, Section Schotten, mit Erl.: 76 S.; Darmstadt (Jonghaus).
- Zimmermann, E. (1910): Schichtenverzeichnisse Bermuthshain I u. II. – In: K. Keilhack: Ergebnisse von Bohrungen. – Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad. (für 1907), **28**: 929; Berlin.

# Fotolineationskarte des Vogelsberges

Igor Fetissow<sup>1</sup>

Fetissow, I. (2001): Fotolineationskarte des Vogelsberges. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 197–199, 1 Abb.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Der Vogelsberg wurde mit Hilfe von Luftbildern ausgewertet und eine Fotolineationskarte erstellt. Zur besseren Orientierung wurde die

Karte mit den Informationen der Geologischen Übersichtskarte GÜK 300 hinterlegt.

## Abstract

Aerial photographs from the area of the Vogelsberg in Hesse were interpreted and a photo-geological map with the photolineations was

created. These data were merged with the informations from the geological map GÜK 300.

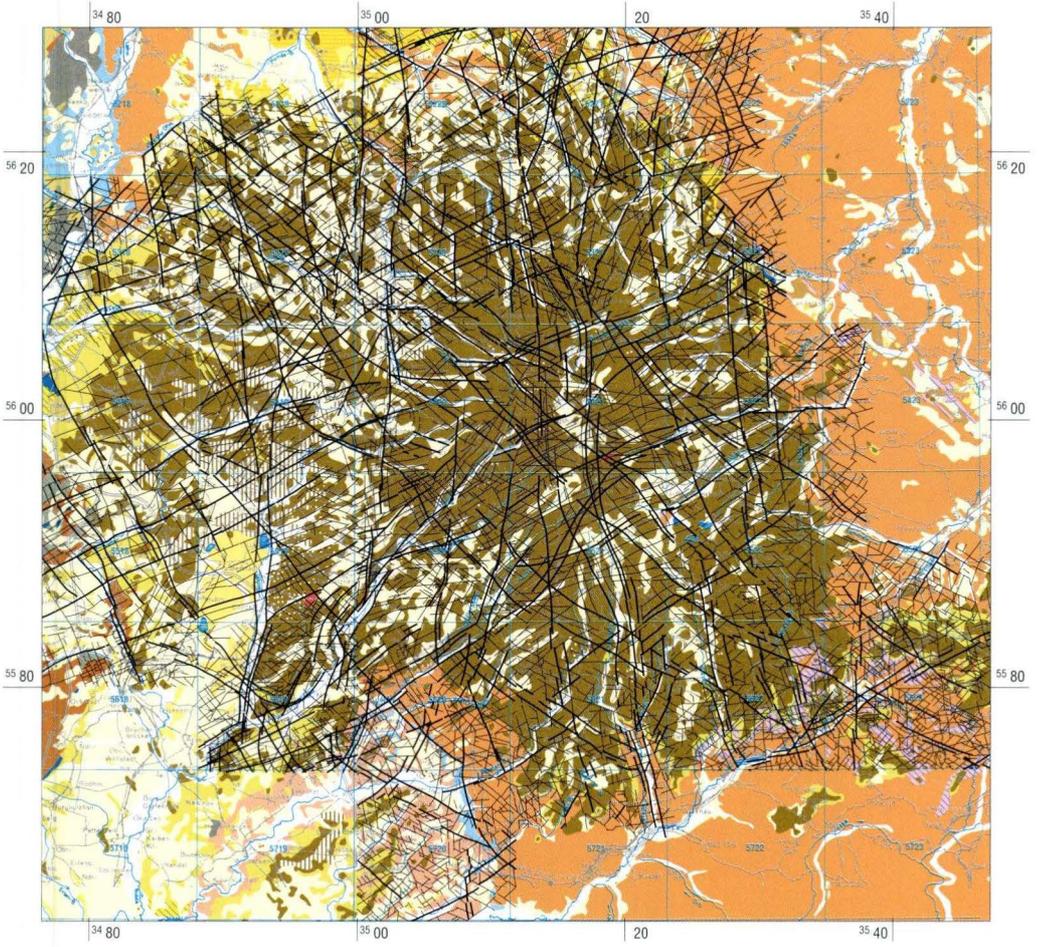
## 1. Material und Methoden

Der Vogelsberg ist durch zahlreiche Störungen gegliedert, die jedoch im Gelände auf Grund der quartären Überdeckung, aber auch wegen der makroskopisch oft geringen Variationsbreite der vulkanischen Gesteine nur schwer nachzuweisen sind. Mit der Interpretation von Luftbildern in diesem Raum sollten vor allem steil stehende Störungs- bzw. Kluftzonen ausgewertet werden. Solche Lineamente pausen sich meist bis an die Erdoberfläche durch und sind dann als meist geradlinig oder winkelig verlaufende Geländeeinschnitte oder Geländekanten bzw. Steilstufen, Fluss- bzw. Talabschnitte, Vegetationsaufreihungen oder an dem Wechsel der Bodenfeuchte erkennbar.

Das Arbeitsgebiet umfasste die folgenden 29 Blätter der GK 25: 5218 Niederwalgern, 5219 Amöneburg, 5220 Kirtorf, 5221 Alsfeld, 5222 Grebenau, 5318 Allendorf, 5319 Londorf, 5320 Burg-Gemünden, 5321 Stornsdorf, 5322 Lauterbach, 5418 Gießen, 5419 Laubach, 5420 Schotten, 5421 Ulrichstein, 5422 Herbstein, 5518 Butzbach, 5519 Hungen, 5520 Nidda, 5521 Gedern, 5522 Freiensteinau, 5523 Neuhof, 5618 Friedberg, 5619 Staden, 5620 Ortenberg, 5621 Wenings, 5622 Steinau a.d. Straße, 5623 Schlüchtern, 5720 Büdingen und 5721 Gelnhausen. Die für die Auswertung festgelegte Fläche konnte mit 233 Luftbildern abgedeckt werden, die Maßstäbe zwischen 1:18 000 bis 1:24 000 aufweisen.

---

<sup>1</sup> I. Fetissow, Gutenauer Weg 4, D-56377 Nassau.



<b>Lx, f</b>	Ablagerungen in Fluss- und Bachtälern	Holozän	<b>oi</b>	Ton-Kies, Mergel	Oligozän	<b>cd</b>	Ton-, Kieselschiefer, Grauwacke, Kalkstein, Konglomerat	Unter-Karbon
<b>np</b>	Solifluktionsschutt: Lößlehm, Löß		<b>e-olu</b>	Ton-Sand, Braunkohle, Quarzit	Unter-Oligzän/Eozän	<b>b</b>	Vulkanite	Unter-Karbon und Devon
<b>hp</b>	Terrassen	Pleistozän	<b>k</b>	Ton-Sand, Dolomit	Keuper	<b>do</b>	Tonschiefer, Sandstein, Grauwacke, Quarzit, Kalkstein	Ober-Devon
<b>pl</b>	Ton-Schluff, Sand-Kies, Braunkohle	Pliozän	<b>m</b>	Kalkstein, Mergelstein, Dolomit, Tonstein	Muschelkalk	<b>dv, k</b>	Massenkalk	Ober-/Mittel-Devon
	Ferrallitische Verwitterungen		<b>s</b>	Sandstein, Ton-Schluffstein	Buntsandstein	<b>dm</b>	Tonschiefer, Sandstein, Quarzit	Mittel-Devon
<b>v</b>	Basaltische Vulkanite	Miozän	<b>z</b>	Ton-Kies, Mergelstein, Dolomit, Kalkstein	Zechstein	<b>du</b>	Tonschiefer, Grauwacke, Kalkstein, Quarzit	Unter-Devon
<b>z</b>	Trachyte		<b>r</b>	Ton-Kies, z.T. konglomeratisch	Rotliegend		Fotolineation (1. Ordnung)	
	vulkaniklastische Gesteine (Tuffe)			Fotolineation (2. Ordnung)				
<b>mi</b>	Ton-Kies, Quarzit, Kalkstein, Tuffit, Braunkohle							

Abb. 1. Fotolineationen aus Luftbildern des vulkanischen Vogelsberges.

Die Luftbilder wurden vorwiegend im Jahr 1961 geflogen und stammen ursprünglich aus den Beständen der Militärgeografischen Dienststelle Bad Godesberg, von wo sie in das Luftbildarchiv des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie abgegeben worden waren.

Die Luftbildauswertung erfolgte mit Hilfe eines Stereoskopes, das Linieninventar wurde auf Folien übertragen. Dabei wurden vorwiegend die größeren Lineationen erfasst, die im Wesentlichen lineare bzw. winkelig verlaufende Reliefmerkmale, Talverläufe und z.T. auch Vegetationsaufreihungen widerspiegeln. In der fotogeologischen Karte werden sie als Fotolineationen bezeichnet (Abb. 1). Kleinere und untergeordnete Lineationen, die sich, hervorgerufen durch den Wechsel im Feuchtigkeitsgehalt des Bodens, vorwiegend durch Grautonunterschiede darstellen, wurden nicht in die Auswertung mit einbezogen. Mit Hilfe eines Zoom Transferskopes ZT4 der Firma Bausch & Lomb wurden

die Fotolineationen auf den Maßstab 1:25 000 projiziert und in topografische Karten der TK 25 übertragen.

Die digitale Fotolineationskarte dient der geologischen und hydrogeologischen Landesaufnahme als Datengrundlage und Entscheidungshilfe.

Die so erstellten Fotolineationskarten konnten dann EDV-technisch bearbeitet und zu einer den gesamten Vogelsberg umfassenden Karte zusammengestellt werden. Unterlegt wurde diese Karte mit der Information der Geologischen Übersichtskarte von Hessen 1:300 000.

Die in der vorliegenden Darstellung der Karte (Abb. 1) vorgenommene starke Reduzierung des Originalmaßstabes machte es erforderlich, die weniger bedeutenden Fotolineationen auszublenden.

Im Schriftenverzeichnis sind Arbeiten über Untersuchungen des Vogelsberges mit den Methoden der Fernerkundung zu finden.

## 2. Schriftenverzeichnis

Günther, R. (1977): Großfotolineation des mitteleuropäischen Raumes und ihre geologisch-tektonische Bedeutung. – Geotektonische Forschungen, **53**: 42–67; Stuttgart.

Kronberg, P. (1976): Bruchstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges des Münsterlandes und

des Niederrheins – kartiert in Aufnahmen des Erderkundungs-Satelliten ERTS-1. – Geol. Jb. **A 33**: 37–48; Hannover.

Kronberg, P. (1977): Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas – Bestandaufnahme und Interpretation. – Geotektonische Forschungen,

**53**: 7–41; Stuttgart.

Weitere Hinweise auf Hauptstörungen im vulkanischen Vogelsberg gibt die folgende Publikation:

Ehrenberg, K.-H. & Hicketier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 97–135; Wiesbaden.

# Hydrogeologie der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996

Bernd Leßmann<sup>1</sup>, Hans-Jürgen Scharpff<sup>2</sup> & Klaus Wiegand<sup>3</sup>

B. Leßmann, H.-J. Scharpff & K. Wiegand (2001): Hydrogeologie der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 201–208, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

In der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 bei Ulrichstein konnten neben dem lithologischen Aufbau der vulkanischen Abfolge auch hydrogeologisch relevante Einzelinformationen erzielt werden. Dabei wurden mehrere durch Grundwasser gering leitende Schichten voneinander getrennte, besonders in Topbrekzien gut wasserwegsame Grundwasserhorizonte bzw. Grundwasserstockwerke belegt, die im höchsten Teil der Bohrung schwebend ausgebildet sind. Der (Ausgleichs-)Grundwasserspiegel im Bohrloch wurde einerseits durch aus höheren Grundwasserstockwerken frei fallendem Wasser, andererseits durch aus tieferen Grundwasserstockwerken teilweise aufsteigendem Grundwasser bestimmt. Die insgesamt gute Wasserwegsamkeit machte sich durch in allen Teufen bestehende hohe Spülungsverluste bemerkbar. Die hydraulischen Erkenntnisse wurden durch hydrochemische und isotopenhydrologische

Wasseruntersuchungen ergänzt.

Die Forschungsbohrung bestätigt damit in zahlreichen Details die in langjähriger Praxis der angewandten Hydrogeologie gemachten Erfahrungen sowie Erkenntnisse aus der in den Jahren 1994–1999 in der gesamten Vogelsberg-Region flächendeckend ausgeführten hydrogeologischen Kartierung (Leßmann et al. 2001). Der vulkanische Vogelsberg bildet infolge des vielfachen lithologischen Wechsels von Laven und Vulkanoklastiten und deren stark differierender Wasserwegsamkeiten hydrogeologisch ein mehrschichtiges Kluftgrundwasserleitersystem von zahlreichen übereinanderliegenden Grundwasserstockwerken. Der Vogelsberg ist dabei hydrogeologisch in die Oberwaldzone, die Zone der Schwebenden Grundwasserstockwerke und die Zone der Durchgehenden Grundwassersättigung (Abb. 2) gegliedert.

---

<sup>1</sup> Dr. B. Leßmann, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden.

<sup>2</sup> Dr. H.-J. Scharpff, Rilkestraße 7, D-65207 Wiesbaden.

<sup>3</sup> Dr. K. Wiegand, Robert-Koch-Straße 3, D-65232 Taunusstein.

## Abstract

The borehole Vogelsberg 1996, near Ulrichstein, has been drilled for research purposes, mainly for exploring the lithological conditions. Besides that, valuable hydrogeological informations have been gained by visual observations (core viewing and televiwer logging) and geophysical logging (temperature, flowmeter, caliper, gamma ray, salinity). Hereby, several highly permeable ground water storeys, especially well permeable in the upper breccie, have been identified. They are separated by poorly permeable tuff layers and they form perched water tables in the uppermost part of the well, in the lower part they lie completely in the saturated zone. The (equilibrium) water level in the borehole on the one hand is influenced by water falling free from higher aquifers, on the other

hand by water rising in different quantities from deeper aquifers, whereby the over all good permeability in all depths caused large losses of drilling mud. The hydraulic results have been supplemented by hydrochemical and isotopic water tests. Thus, the new borehole confirmed the knowledge gained by many years of practical work of applied hydrogeology and the hydrogeological mapping campaign in the whole Vogelsberg region from 1994–1999, stating that the volcanic Vogelsberg, as a result of the change of lavas and volcanoclastics with strongly variable hydraulic permeabilities, forms a multi-layered system of aquifers. On a regional scale, three zones can be distinguished, the Oberwald zone, the zone with perched water tables and the zone with ground water saturation.

## 1. Einleitung

1996 wurde im Hohen Vogelsberg bei Ulrichstein die Forschungsbohrung Vogelsberg abgeteuft (Hoppe & Schulz 2001). In ihr stellten sich fast während des gesamten Bohrvorganges mit unterschiedlichen Teufen verschiedene Wasserspiegelhöhen im Bohrloch ein. Bei einer Bohrtiefe von rd. 7 m wurde der erste Grundwasserspiegel bei 3,82 m u. GOK (unter Geländeoberkante) eingemessen. Dieser fiel jedoch nach wenigen Metern Bohrfortschritt schlagartig nach unten ab. Die wechselnden hydrologischen Si-

tuationen im Bohrloch führten dazu, dass beim durchgeführten Kernbohrverfahren über die gesamte Teufe große Mengen Fremdwasser als Spülung, z.T. mit Zusätzen, durch die eine Minderung der Wasserwegsamkeiten erreicht werden sollte, eingesetzt wurden. Außer auf den obersten Metern wurden über fast die gesamte Bohrstrecke totale Spülungsverluste beobachtet. Die Verluste pendelten um 10 m<sup>3</sup>/h. Zwischen 75–80 m u. GOK lag der Wert deutlich darüber.

## 2. Kamerabefahrung, hydrogeologische und geophysikalische Messungen

Das Einmessen des Wasserspiegels mit einem Lichtlot führte bei Wiederholungsmessungen immer wieder zu Abweichungen zwischen den einzelnen Messwerten. Am Bohrloch war ferner deutlich das Rauschen von Wasser zu hören. Das Wasser strömte aus den oberen Bereichen

der durch die Bohrung angeschnittenen wasserführenden vulkanischen Gesteine in das Bohrloch und fiel im Bohrloch nach unten. Die Menge dieses Wassers war so erheblich, dass das Lichtlot teilweise Werte anzeigte, die nicht dem Wasserspiegel entsprachen. Das war insbeson-

dere dann der Fall, wenn die Messsonde des Lichtlotes die Bohrlochwand, an der Wasser nach unten floss, berührte. Verlässliche Angaben über die Wasserspiegelhöhe im Bohrloch der Forschungsbohrung lieferten unterhalb einer Teufe von etwa 50 m u. GOK die geophysikalischen Bohrlochlogs, so z.B. zur Salinität (vgl. Wonik et al. 2001), und die Kamerabefahrung.

Am 18.6.1996 sowie am 26./27.6.1996 wurde mittels geophysikalischer Messsonden der Wasserspiegel bei 184 m u. GOK (ca. 485 m ü. NN) festgestellt. Die Lichtlotmessungen zu diesen Zeitpunkten lagen bis zu 100 m über dem tatsächlichen Wasserspiegel. Bei der etwa 4 Monate später am 4.11.1996 durchgeführten Kamerabefahrung war der Wasserspiegel auf 116 m u. GOK (ca. 553 m ü. NN) angestiegen. Der Anstieg des Wasserspiegels wird durch das aus den oberen Bereichen zufließende Grundwasser erklärt. Der Zufluss dieses Wassers ist dabei größer als die Menge an Wasser, die unterhalb des Wasserspiegels aufgrund des durch die Wassersäule im Bohrloch ausgeübten Wasserdruckes an unterlagernde Schichten abgegeben wird. Dies führt so lange zu einem kontinuierlich steigenden Wasserspiegel, bis ein Ausgleichswasserspiegel zwischen den betroffenen Grundwasserpotentialen erreicht ist. Wenn die Menge an zulaufendem Wasser größer ist als die Menge an schwindendem Wasser, steigt der Wasserspiegel bis auf die Höhe des obersten Grundwasserpotentials an. Ob zum Zeitpunkt der Kamerabefahrung ausgeglichene Verhältnisse vorherrschten, kann nicht gesagt werden, da der Beobachtungszeitraum zu gering war, um einen Anstieg des Wasserspiegels festzustellen. Über die gesamte Betrachtungsstrecke unterhalb des Wasserspiegels von rd. 116,0–246,5 m u. GOK war jedoch eine durch einen Partikelfluss deutlich erkennbare, nach unten gerichtete Wasserbewegung zu beobachten.

Hydrogeologische Untersuchungen an der Forschungsbohrung beschränkten sich lediglich auf wenige Abschnitte des Bohrprofils. Flowmeter-Messungen liegen so z.B. bei einer Gesamtteufe von 657 m (Bohrkerne bis 656,5 m) über einer Länge von 125 m vor. Die Messstrecken be-

finden sich zwischen 186 und 288 m u. GOK sowie zwischen 350 und 373 m u. GOK. Eine weiterreichende Befahrung mit dem Flowmeter war aus technischen Gründen nicht möglich.

Für die Strecke von GOK bis 246,5 m u. GOK wurde eine Kamerabefahrung durchgeführt. Diese erbrachte bis zu einer Teufe von 58,2 m u. GOK die in Tab. 1 dargestellten Ergebnisse. Danach umspülte das im Bohrloch nach unten fallende Wasser die Kamera so stark, dass eine weitergehende Untersuchung im tieferliegenden Bereich bis zum Wasserspiegel nicht möglich war. Erst unterhalb des Wasserspiegels konnten wieder Beobachtungen durchgeführt werden. Diese lassen jedoch keine Rückschlüsse über eventuelle Grundwasserzutritte in das Bohrloch zu. In den Abschnitten von 154,5 bis 156,5, von 183,7 bis 185,0 sowie von 236,4 bis 237,0 m u. GOK lagen starke Bruchzonen. Diese Abschnitte befinden sich am Übergang zwischen basaltischen Lavaströmen, im Bereich der Topbrekzie eines hawaiitischen Lavaströms unter einer 0,5 m mächtigen Vulkaniklastitfolge (vgl. Kött et al. 2001) bzw. in einer sehr heterogen aufgebauten Umlagerungszone. Dies wird als Hinweis für teilweise gute Klüftigkeiten in Bereichen von Top- bzw. Basisbrekzien von Lavaströmen sowie in Umlagerungszonen gedeutet.

Die Wassertemperatur betrug beim Eintritt der Kamera in die Wassersäule 5,7 °C. Bei 246,5 m u. GOK am Ende der Messstrecke war der Wert auf 6,1 °C angestiegen. Dies ist als Indiz für den Zutritt von tiefem, entsprechend dem geothermischen Gradienten höher temperiertem Grundwasser in das Bohrloch zu werten. Der geringe Anstieg der Temperatur zeigt jedoch, dass in diesem Abschnitt der Bohrung der Einfluss des nach unten gerichteten Wasserflusses von oberflächennahem Grundwasser gegenüber tiefem Grundwasser deutlich überwiegt.

Im oberen Teilabschnitt bis 58,2 m u. GOK waren durch die Kamerabefahrung in zehn Bereichen mehr oder weniger starke Grundwasserzutritte ins offene Bohrloch zu beobachten. Hiervon lagen sechs in den Topbrekzien der hier vorherrschenden basanitischen Lavaströ-

**Tab. 1.** Hydrogeologische Auswertung der Kamerabefahrung in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 am 4.11.1996 (TK25 5421 Ulrichstein, Bohransatzpunkt: ca. 669 m ü. NN, R 35 15 830, H 56 02 260).

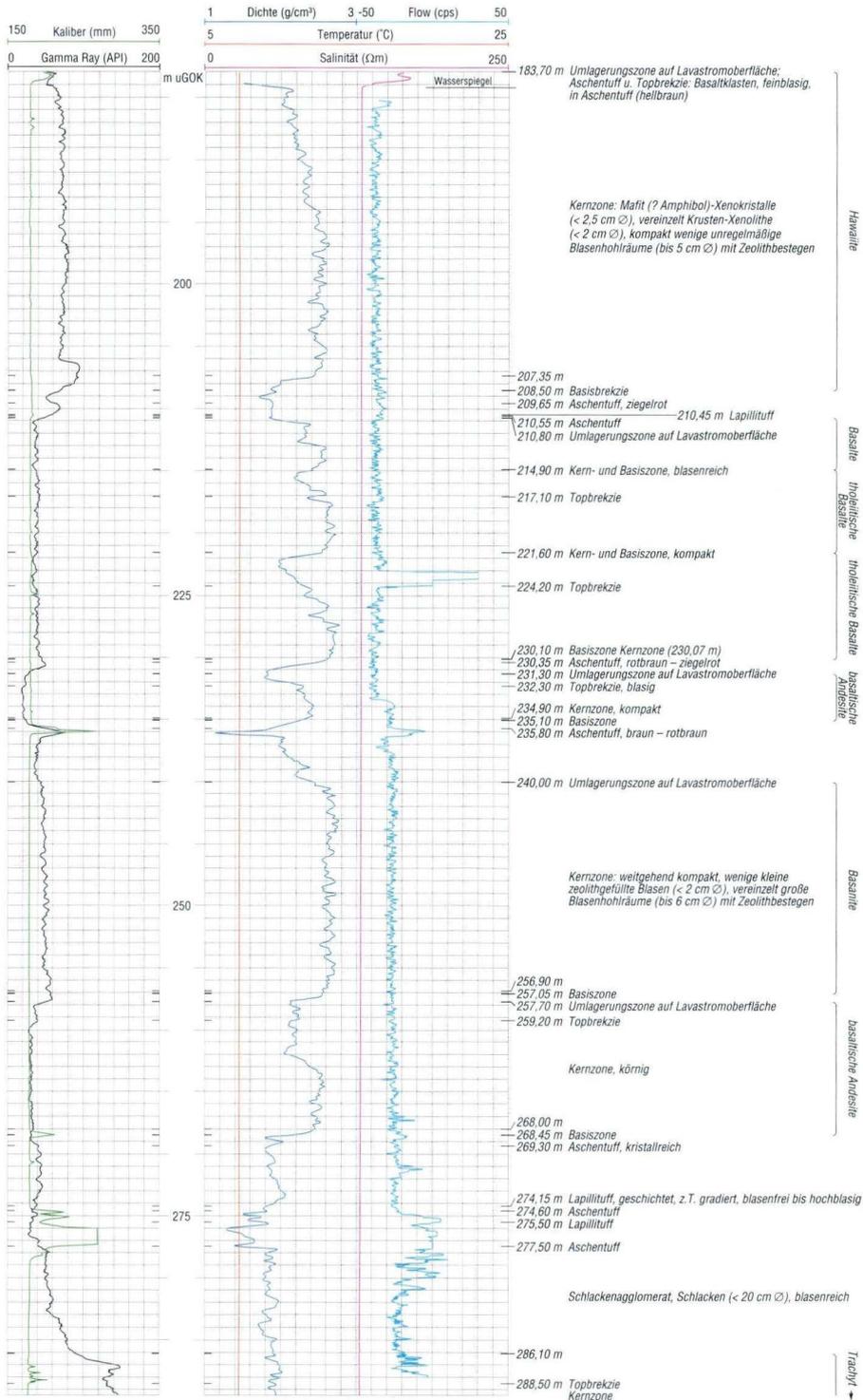
<b>Teufe</b>		<b>Beobachtungen</b>	<b>Geologie (Kött et al. 2001)</b>	
m u. GOK	m ü. NN (ca.)		m u. GOK	
0-7,50	669,0-661,5	Hilfsverrohrung, Durchmesser 350 mm, am Ende der Verrohrung läuft Wasser ins Bohrloch	-0,20	Boden
			-0,60	Lehm
			-4,20	Basalt, zersetzt
ab 7,50	ab 661,5	offenes Bohrloch, Durchmesser 250 mm		
8,20-10,20	660,8-658,8	schwache Grundwasserzutritte	-8,20	basanitischer Lavastrom
12,90-18,50	656,1-650,5	Grundwasserzutritte, starke Klüftung	-12,95	basanitischer Lavastrom
-14,80	-654,2	Wasser spritzt aus Klüften	-14,60	basanitischer Lavastrom
-15,30	-653,7	Wasser spritzt aus Klüften		
-16,30	-652,7	Wasser spritzt aus Klüften		
-17,00	-652,0	Wasser spritzt aus Klüften		
19,30-20,00	649,7-649,0	Grundwasserzutritte, starke Klüftung		
26,70-27,50	642,3-641,5	Grundwasserzutritte, starke Klüftung	-27,40	basanitischer Lavastrom
			-27,57	Lapilli- bis Aschentuff
29,70-33,00	639,3-636,0	Klüftung, jedoch keine Grundwasserzutritte erkennbar	-29,20	Umlagerungszone
35,50-36,50	633,5-632,5	Klüftung, jedoch keine Grundwasserzutritte erkennbar	-36,40	basanitischer Lavastrom
			-36,65	Umlagerungszone
38,90-39,20	630,1-629,8	schwache Grundwasserzutritte, starke Klüftung		
44,70-46,50	624,3-622,5	starke Grundwasserzutritte, starke Klüftung	-44,90	basanitischer Lavastrom
50,40-51,60	618,6-617,4	Grundwasserzutritte	-50,40	basanitischer Lavastrom
			-54,25	basanitischer Lavastrom
55,60-56,20	613,4-612,8	Wasser spritzt aus Klüften	-55,20	Umlagerungszone
56,50-57,00	612,5-612,0	starke Grundwasserzutritte aus breiten Klüften	-56,65	basanitischer Lavastrom
			-57,70	basanitischer Lavastrom
58,20	610,8	Wasser spritzt aus Klüften	-58,95	alkalibasaltischer Lavastrom

me. Bei starken Grundwasserzutritten waren stets Topbrekzien betroffen. Wenn aus den Kernzonen der Lavaströme Wasserzutritte bemerkt wurden, war das Gestein zumeist mit Blasen durchsetzt. Diese erreichten Größen von einigen Millimetern bis zu Dezimetern.

Die Grundwasserzutritte im Abschnitt zwischen 26,7 und 27,5 m u. GOK befinden sich in der unteren Kernzone bzw. in der Basiszone eines Lavastroms. Diese sind zumeist sehr kompakt. Zwischen 27,4 und 27,6 m u. GOK liegt ein offensichtlich grundwassergeringleitender bis grundwasserstauender Lapilli- bis Aschentuff vor. Über dem Tuff hat sich ein schwebender Grundwasserkörper in einem kompakten Ba-

salt ausgebildet.

Zu ähnlichen Ergebnissen führt die Auswertung der geophysikalischen Messungen im Bohrloch. Der Wasserspiegel lag während der Bohrlochmessungen bei 184 m u. GOK (ca. 485 m ü. NN) im Bereich einer Umlagerungszone und der Topbrekzie eines hawaiitischen Lavastroms. Die Topbrekzie ist brüchig, sodass eine Aufweitung des Bohrloches um etwa 30 mm im Kaliber-Log zu erkennen ist. Der Wasserzufluss aus der Topbrekzie und eventuell auch aus der überlagernden Umlagerungszone war offensichtlich so stark, dass sich der Wasserspiegel im Bohrloch auf das Niveau dieses Grundwasserleiters eingestellt hat.



**Abb. 1.** Geophysikalische Befahrung der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 (vgl. Wonik et al. 2001); zur geologischen und geochemischen Charakterisierung der Bohrkerns (vgl. Kött et al. 2001).

Die Flowmeter-Messungen, die nur für die Strecke zwischen 186 und 288 sowie 350 und 373 m u. GOK durchgeführt wurden, bestätigen die visuellen Eindrücke und Interpretationen, die durch die Kamerabefahrung gewonnen wurden. Die direkt im Bereich bzw. unterhalb des bei 184 m u. GOK liegenden Wasserspiegels lokalisierten Bruchzonen werden durch das Kaliber-Log deutlich indiziert (Abb. 1). Beispielhaft hierfür ist der Bereich zwischen 234,5 und 237,0 m u. GOK. Am Gamma-Ray-Log ist der Materialwechsel von der Basiszone des Lavastroms zum unterlagernden, 0,7 m mächtigen Aschentuff durch einen Peak erhöhter Strahlungsintensität von annähernd 310 API zu erkennen. Bei etwa 236 m u. GOK beginnt eine Umlagerungszone; die Gamma-Ray-Strahlung sinkt auf unter 250 API ab. Das Kaliber-Log zeigt die Aufweitung des Bohrloches von 180 mm auf fast 270 mm. Der oberste Bereich der aus Basaltklasten in Aschentuffmatrix bestehenden Umlagerungszone ist offensichtlich so brüchig, dass es zu einer Bohrlochverbreiterung um ca. 30% kam. Der Ausschlag des Flowmeters kann in dieser Zone nicht eindeutig einem Grundwasserzutritt aus der brüchigen, gut geklüfteten und damit potentiell wasserführenden Umlagerungszone zugeordnet werden. Möglich ist ebenfalls, dass es in der im Bohrloch nach unten gerichteten Wasserbewegung durch die plötzliche Aufweitung des Bohrloches zu einem stark turbulenten Fließen kam. Dagegen ist der Schwankungsbereich der Flowmeter-Messungen bei 233,5 m u. GOK eindeutig als Grundwasserzutritt zu charakterisieren. Über dem grundwassergeringleitenden Aschentuff ist es scheinbar (wie bereits für die Zone um 27,5 m u. GOK beschrieben) zur Ausbildung eines Grundwasserkörpers gekommen. Die Grundwasserzutritte befinden sich im Bereich der Kernzone eines tholeiitischen Lavastroms.

Dass die Grundwasserzutritte nicht nur an Topbrekzien gebunden sind, die mit ihren geringen Dichten und daher guten Wasserwegsamkeiten bevorzugte Grundwasserleiter sind, zeigen die Messstrecken zwischen 223,0 und 224,5 m u. GOK sowie das Beispiel des tholeiiti-

schen Lavastroms zwischen 257,7 und 268,5 m u. GOK. In den Bereichen dieser Topbrekzien sind keine außergewöhnlichen Schwankungen und damit keine Grundwasserzutritte aus den Gesteinen in das Bohrloch zu bemerken.

Die starken Ausschläge der Flowmeter-Kurve zwischen 274,5 und 280,0 m u. GOK liegen in einer Zone mit Lapilli- und Aschentuffen und in der oberen Zone eines Schlackenagglomerats (Abb. 1). Da es im Bereich des Lapillituffs und des oberen Aschentuffs zu einer Aufweitung des Bohrloches kam, werden die starken Schwankungen nicht auf Grundwasserzutritte zurückgeführt, sondern durch Turbulenzen erklärt, die durch die abrupte Aufweitung des Bohrloches hervorgerufen wurden. Die gleiche Interpretation ist auf die Flowmeter-Messstrecke zwischen 350,0 und 373,0 m u. GOK anwendbar. Die Schwankungen werden wiederum durch unterschiedliche Bohrlochdurchmesser erklärt.

Die Auswertung von geophysikalischen Bohrlochmessungen und hier speziell von Flowmeter-Messungen, die an anderen Bohrungen im Vogelsberg vor deren Ausbau durchgeführt wurden, bestätigt im Vergleich zu den entsprechenden Logs der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 die oben beschriebenen Erkenntnisse über das mehrschichtige Kluftgrundwasserleitersystem des Vogelsberges. Dies gilt insbesondere für die 1972/73 abgeteufte Forschungsbohrung 2/2A (Hasselborn, R 35 20 81, H 55 98 89, Ehrenberg et al. 1981). Auch bei dieser Bohrung stellten sich mit fortschreitender Tiefe unterschiedliche Wasserspiegel ein. Das obere (530–559 m ü. NN) und das mittlere Niveau (470–500 m ü. NN) der Grundwasserspiegel in der Forschungsbohrung Hasselborn wurden am 4.11.1996 mit 553 m ü. NN bzw. am 18. und 26.6.1996 mit 485 m ü. NN in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 wieder angetroffen. Die damalige Folgerung von Hölting (1981), dass die Bohrlochwasserspiegellagen unterschiedliche hydraulische Potentialniveaus von schwebenden Grundwasserstockwerken sind, wird durch die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 bestätigt.

An der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996

wurden des Weiteren hydrochemische und isotonhydrologische Wasserproben aus einer Teufe von 588 m u. GOK entnommen (Lefsmann 2001). Es handelte sich hierbei um ein etwa

5000 Jahre altes Alkali-Hydrogencarbonat-Wasser (Bestimmung Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Hannover).

### 3. Schlussfolgerungen

Aus den Beobachtungen an der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 lassen sich allgemeine Aussagen über die Wasserwegsamkeiten in der Gesteinsabfolge des vulkanischen Vogelsberges treffen:

- Topbrekzien von Lavaströmen und sekundäre Umlagerungszonen weisen zum Teil eine starke Klüftigkeit und damit gute Wasserwegsamkeiten auf.
- Ein hoher Blasenanteil in Kernzonen ist ein Hinweis auf gute Wasserwegsamkeiten, welche jedoch nur in Verbindung mit Klüften erreicht werden.
- Grundwasserleitende Gesteine bedeuten nicht automatisch eine große Grundwasserhöflichkeit, da überlagernde Grundwasser nicht leitende Schichten einen Grundwasserzustrom behindern oder ganz verhindern können.
- Über Grundwasser gering leitenden oder Grundwasser nicht leitenden Schichten kann es zur Ausbildung eines Grundwasserkörpers kommen. Grundwasser gering leitend können Vulkaniklastika, vertonte Paläoböden, aber auch sehr dichte und kompakte Basalte sein. Eine grundsätzlich Ansprache der Vulkaniklastika als Grundwasser gering leitend und der

Basalte als Grundwasser führend sollte nicht vorgenommen werden.

Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 hat aus hydrogeologischer Sicht gezeigt, dass die im Vogelsberg vor allem durch den Wechsel effusiver und explosiver Tätigkeitsphasen bedingte Gesteinsabfolge einen Wechsel von Grundwasser leitenden mit Grundwasser gering leitenden bzw. Grundwasser nicht leitenden Schichten bedingt. Dies führt zur Ausbildung von mehreren übereinander liegenden Grundwasserstockwerken, die über einer Zone mit durchgehender Grundwassersättigung (Zone 3 in Abb. 2) schwebend (Zonen 1 und 2) sind (Lefsmann & Wiegand 1998, Lefsmann et al. 2001).

Aus hydrogeologischer Sicht können Bohrungen und deren mögliche spätere Nutzungsarten als Wassergewinnungsanlage oder als Grundwassermessstelle in einem solchen mehrschichtigen Klufftgrundwasserleitersystem Erkenntnisse zur hydrogeologischen Grundwasserstockwerksgliederung, zu den hydraulischen Kenngrößen einzelner Grundwasserstockwerke, zu hydraulischen Kontakten zwischen den Grundwasserstockwerken, zu den Grundwasserflächen bzw. Grundwasserpotenzialflächen der

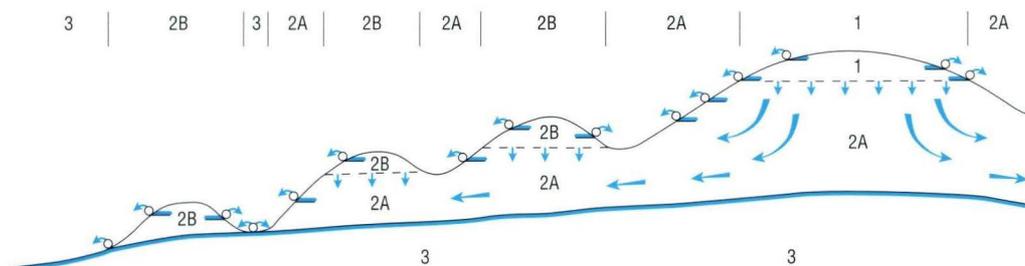


Abb. 2. Schematische Darstellung der hydrogeologischen Zonen des Vogelsberges (aus Lefsmann & Wiegand 1998).

Grundwasserstockwerke, zur Grundwasserbeschaffenheit, zum Einzugsgebiet und zur hydraulischen Anbindung an oberirdische Gewässer liefern. Hydrogeologische Fragestellungen

spielten jedoch bei der Konzeptionierung der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 eine untergeordnete Rolle.

## 4. Schriftenverzeichnis

- Ehrenberg, K.-H., Fromm, K., Harre, W., Hentschel, G., Hölting, B., Holtz, S., Kreuzer, H., Meisl, S., Nöring, F., Plaumann, S., Pucher, R., Streckler, G., Susic, M. & Zschau, H.-J. (1981): Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen). Bohrung 1 (Flöser-Schneise). Bohrung 2/2A (Hasselborn). – Geol. Abh. Hessen, **81**, 166 S.; Wiesbaden.
- Hölting, B. (1981): Hydrogeologische Ergebnisse der Bohrung 2/2A. – Geol. Abh. Hessen, **81**: 122–126; Wiesbaden.
- Hoppe, A. & Schulz, R. (2001): Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einführung und Ergebnisse. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 5–14, 2 Abb.; Wiesbaden.
- Kött, A., Nesbor, H.-D. & Ehrenberg, K.-H. (2001): Schichtenverzeichnis der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex, Geol. Abh. Hessen, **107**: 15–47, 18 Abb.; Wiesbaden.
- Leßmann, B., Scharpff, H.-J. & Wiegand, K. (1998): Hydrogeologische Untersuchung des komplexen Klufgrundwasserleitersystems Vogelsberg (Hessen) im Hinblick auf eine umweltschonende Grundwasserbewirtschaftung. – Terra Nostra **98/3**: V206.
- Leßmann, B. & Wiegand, K. (1998): Der vulkanische Vogelsberg als Beispiel für ein mehrschichtiges Grundwasserstockwerkssystem. – Geol. Jb. Hessen, **126**: 81–92; Wiesbaden.
- Leßmann, B., Wiegand, K. & Scharpff, H.-J. (2001): Die Hydrogeologie des Vulkanischen Vogelsberges. – Geol. Abh. Hessen, **108**, 144 S.; Wiesbaden.
- Leßmann, B. (2001): Hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen an Grundwässern aus dem Vulkangebiet Vogelsberg. – Grundwasser, **6**, 2: 81–85; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- Wonik, T., Bücken, C. & Gorling, L. (2001): Geophysikalische Eigenschaften der in der Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 erbohrten vulkanischen Gesteine. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 49–67, 8 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

# Die Bodenlandschaften des Vogelsberges

Karl-Josef Sabel<sup>1</sup>

Sabel, K.-J. (2001): Die Bodenlandschaften des Vogelsberges. – In: A. Hoppe & R. Schulz, Hrsg.: Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 – Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex. – Geol. Abh. Hessen, **107**: 209–213, 1 Abb.; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) [ISBN 3-89531-809-4].

## Kurzfassung

Beschrieben werden die wichtigsten Bodenlandschaften des Mittelgebirges, die sich im wesentlichen durch ihr periglaziäres Ausgangsgestein, seine Zusammensetzung und der Landschaftsbauf orm unterscheiden lassen. Da sich im flachen Oberwald großflächig Laacher-See-Tephra erhalten konnte, dominieren Lockerbraunerden. Daneben treten Hochmoore und Blockströme auf. Mit Einsetzen der Zertalung bestimmen skelettreiche Braunerden und in

den Talschlussmulden staunasse Böden und Quellengley mit Übergang zu Gley in Auenlage das Bodenmosaik. In den tieferen Lagen des Vogelsberges wird diese Bodengesellschaft von (Pseudogley-)Parabraunerden aus mehrgliedrigen Solifluktsdecken und Lösslehm abgelöst, die schließlich zu denen der Lössböden überleiten. Abschließend werden die fossilen Bodenbildungen des Tertiärs vorgestellt.

## Abstract

The main soil landscapes in the basaltic hills of the Vogelsberg are described according to their parent materials, their composition, and the topographic relief. „Lockerbraunerden“ (cambisols with a specific weight below 1 kg/dm<sup>3</sup>) predominate in the flat high region of the „Oberwald“ where tephra from Lake Laach have been preserved extensively. Besides that, high bogs and boulder streams occur here. In

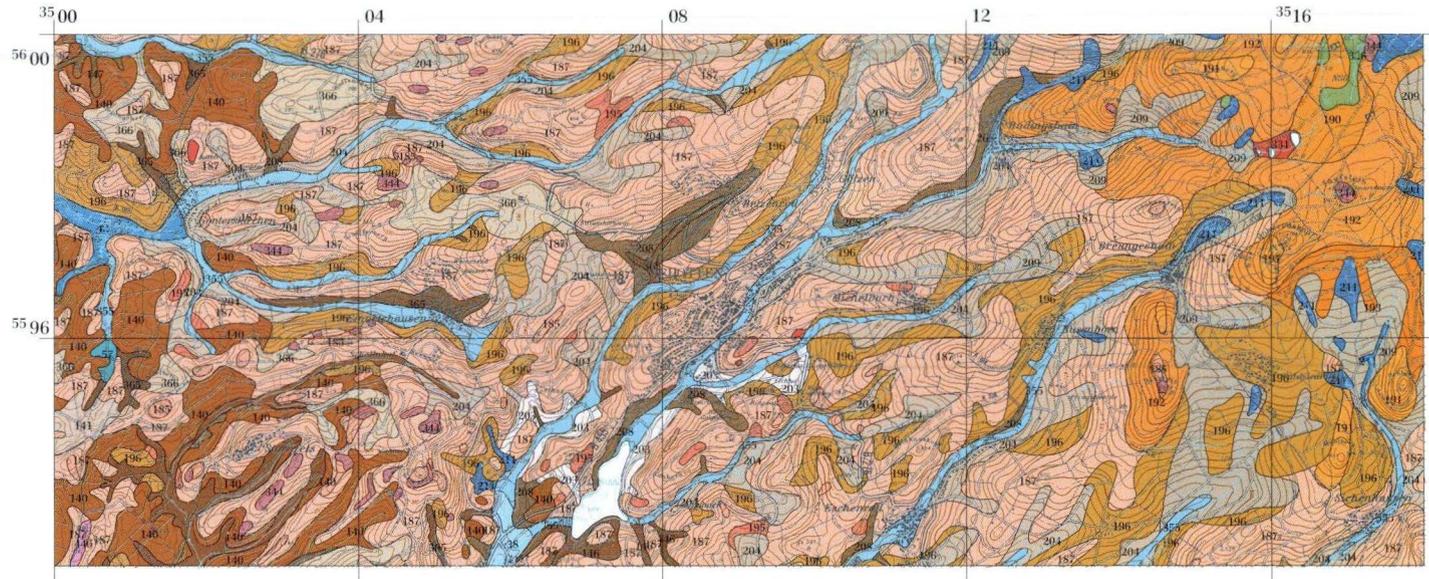
lower, maturely dissected regions cambisols with more or less hydromorphic soils predominate in valley bottoms. In the lowest parts of the hills this soil association is replaced by (gleyic) acric- and luvisols, depending on the content of loess/loam in the periglacial debris. In the surrounding loess basins luvisols are developed. Finally, fossil soil developments of the Tertiary are presented.

## 1. Einleitung

Die Flächenverteilung der Böden des Vogelsberges liegt als Bodenkarte von Hessen 1:50 000 vor. Die als Abb. 1 gewählte Darstellung ist eine Verkleinerung auf 1:100 000, lässt aber die typi-

schen Bodenlandschaften, die ganz wesentlich durch das Beziehungsgefüge der bodenbildenden Faktoren Ausgangsgestein und Relief geprägt sind, erkennen.

<sup>1</sup> Prof. Dr. K.-J. Sabel, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden



<span style="background-color: #4682B4; color: white; padding: 2px;">42</span> Auengley	<span style="background-color: #654321; color: white; padding: 2px;">208</span> Kolluvisol	<span style="background-color: #FF8C00; color: white; padding: 2px;">192</span> Lockerbraunerde	<span style="background-color: #F08080; color: white; padding: 2px;">187</span> Braunerde	<span style="background-color: #DC143C; color: white; padding: 2px;">331</span> Steinbrüche
<span style="background-color: #ADD8E6; color: white; padding: 2px;">355</span> Auengley	<span style="background-color: #5D2E08; color: white; padding: 2px;">365</span> Kolluvisol	<span style="background-color: #FF4500; color: white; padding: 2px;">193</span> Lockerbraunerde	<span style="background-color: #D2691E; color: white; padding: 2px;">195</span> Braunerde über Fersiallit	
<span style="background-color: #4682B4; color: white; padding: 2px;">57</span> Naßgley	<span style="background-color: #8B4513; color: white; padding: 2px;">140</span> Pseudogley-Parabraunerde	<span style="background-color: #FF8C00; color: white; padding: 2px;">190</span> Lockerbraunerde, humos	<span style="background-color: #E0E0E0; color: black; padding: 2px;">203</span> Pseudogley	
<span style="background-color: #4169E1; color: white; padding: 2px;">211</span> Quellengley	<span style="background-color: #D3D3D3; color: black; padding: 2px;">141</span> Pseudogley	<span style="background-color: #C71585; color: white; padding: 2px;">344</span> Felshumusboden	<span style="background-color: #DAA520; color: white; padding: 2px;">196</span> Pseudogley-Parabraunerde	

Abb. 1. Bodenkarte des Vogelsberges. Gleichlautende Bodeneinheiten unterscheiden sich durch Schichtung, Bodenart, Mächtigkeit oder Ausgangsgestein.

Die Beschaffenheit des oberflächennahen Untergrundes trägt ganz entscheidend zu den Eigenschaften und Merkmalen der Böden bei. So pausen sich der Mineralbestand und Chemismus der vorherrschend basaltischen Vulkanite und Vulkaniklastite auf die Böden durch, die daher im Vergleich zu benachbarten Mittelgebirgen wie Spessart, Büdinger Wald oder Taunus ungleich basenreicher sind. Allerdings ist das Anstehende nur in exponierten Steillagen zugleich das Ausgangsgestein der Bodenbildung, ansonsten wurde fast die gesamte Landschaft periglazial überprägt und die Oberfläche solifluidal überwändert (Semmel 1968).

Basal tritt verbreitet ein Schutt auf, der sich aus kryoklastisch aufgearbeitetem Anstehendem zusammensetzt und hangabwärts weiteres Untergrundmaterial aufgenommen hat. Vor allem in der Rückenposition und am Oberhang

ist er grobsteinig, mitunter blockreich und daher hohlraumreich. Schneidet die Solifluktion Vulkaniklastite an, wird die periglaziale Lage feinkörniger und neigt zur Verdichtung. Hangend hat sich die Mittellage entwickelt. Die ihr eigene hohe Lösslehmkomponente machte sie aber für erosive Prozesse anfällig, sodass sie nur in erosionsarmen Reliefpositionen wie den konkaven Talschlussmulden, an Unterhängen und auf Verebnungen erhalten ist. Praktisch ubiquitär verbreitet findet man die Hauptlage, deren Genese in die finale Phase des Würms datiert wird. Neben Gemengeanteilen des Untergrundgesteins und Löss weist sie auch Aschen des allerödzeitlichen Laacher-See-Vulkanismus auf. Nach der Ausbildung dieser jüngsten Schuttdecke setzte das Holozän mit Wiedererwärmung und allmählicher Bewaldung ein und konservierte die Hangstruktur.

## 2. Bodenlandschaft Lockerbraunerde des Oberwaldes

Vor allem in ebenen Reliefpositionen bleiben äolische Sedimente wie Löss oder Laacher-See-Tephra erhalten. Daher verwundert es nicht, dass trotz der orographischen Toplage im reliefarmen Oberwald größere Mengen feinkörniger Laacher-See-Tephra verbreitet sind, in der sich im Holozän eine Lockerbraunerde entwickelte. Vor allem die selektive Verwitterung der Gläser zu Allophan führte zur namensgebenden Lockerheit und Stabilität des Bodengefüges. Trotz der extrem sauren Bodenreaktion und der sehr geringen Basensättigung besitzen die Böden wegen des idealen Porenraumvolumens einen vorzüglichen Wasser- und Lufthaushalt. Vor allem wegen der bodenphysikalischen Eigenschaften erscheint gerade die forstliche Nutzung standortgerecht. Die Verbreitung von Kolluvien sowie pollenanalytische Untersuchungen bezeugen aber eine einstige längerfristige

Auflichtung oder Rodung des Waldes (Schäfer 1991, zuletzt Semmel 1998).

In geschützten Reliefpositionen folgt unter der Lockerbraunerde ein Bt-Horizont aus Lösslehm, der zu den erosionsanfälligen Hängen hin schnell auskeilt. Dort liegt die Hauptlage direkt der Basislage, mitunter sogar dem Anstehenden auf. In exponierten Gipfelpositionen wie am Taufstein kommen gesteinsbedingt auch Blockströme mit Skelett- oder Felshumusböden vor.

Erwähnenswert sind die meist kleinen Hochmoore, deren größtes sich im Sattel zwischen Taufstein und Sieben Ahorn über stark verdichtetem Untergrund entwickelte. Pollenanalysen belegen seine schnelle Entwicklung von einem topogenen zu einem ombrogenen Moorstadium (Hocke 1996).

### 3. Bodenlandschaft Pseudogley und Braunerde des Hohen Vogelsberges

Die Gipfelregion (Oberwald) des Hohen Vogelsberges wird von radial angeordneten Talzügen, die in den sich weit öffnenden Talschlussmulden enden und den trennenden Berg Rücken aufgebaut. Auf den Rücken, in Ober- und Mittelhangposition, sind Braunerden aus Haupt- über Basislage verbreitet. Die äolische Fremdkomponente in den Schutten nimmt zugunsten des Steingehaltes ab. Die Böden sind grobporenreich, edaphisch trocken, aber aufgrund der basaltischen Komponente basenreicher. In Unterhangpositionen, in konkaven Hangflanken und vor allem in den Talschlussmulden treten feinerdereiche, häufig verdichtete Mittellagen auf. Vielfach wurden im Hang Vulkaniklastitlagen angeschnitten, über denen schwebende Grundwasserstockwerke Quellho-

rizonte bilden, die in die Solifluktsdecken entwässern (Lefmann & Wiegand 1998). Das Bodentypenspektrum reicht daher von Pseudogley, Stagnogley zu Anmoor-, Moorgley bis zu Quellengley. Immer sind die Talschlussmulden vernässt und als Grünlandstandorte genutzt. Die staunassen Böden sind gewöhnlich sehr sauer und basenarm. Die Unterbodenverdichtung reduziert den Wurzelraum und das pflanzenverfügbare Bodenwasser. Typisch sind auch zeitweilige Sauerstoffarmut und mangelhafte Durchlüftung. Ackerbauliche Nutzung ist dagegen auf die trockeneren Hangflanken begrenzt. Hinderliche Gesteinsblöcke wurden ausgelesen und zum Bau von Ackerterrassen verwendet oder am Feldrain abgelegt, wo sich später Hecken ansiedelten.

### 4. Bodenlandschaft Pseudogley und Parabraunerde des Unteren Vogelsberges

Im Unteren Vogelsberg tritt die Reliefenergie zunehmend zurück. Daher sind lösslehmreiche Solifluktsdecken häufig, und Braunerden werden von Parabraunerden mit Mittellage als dominante Bodenform abgelöst. Diese Böden sind tiefgründiger, besitzen eine größere nutzbare Feldkapazität und sind besser basenversorgt. Allerdings neigen sie zur Pseudovergleyung. Neben den Solifluktsprofilen treten Parabraunerden aus Lösslehm auf, der vermutlich postsedimentär durch kurzstreckige Umlagerung entkalkt wurde. Zu den charakteristischen Merkmalen zählen die tiefreichende Tonverlagerung bei geringer Tongehaltdifferenz zwischen Ober- und Unterboden. Die Böden sind aufgrund ihres hohen Schluffanteils und der Niederschlagsverhältnisse oft etwas haftnässepseudovergleyt. Im Gegensatz zum Hohen Vogelsberg treten die für äolisch geprägte Landschaften typischen Periglazialformen Dellental und Delle auf. In ihnen sammelt sich das von

den Hängen infolge der verbreiteten landwirtschaftlichen Nutzung abgespülte Bodenmaterial. Dieses Kolluvium stellt als Kolluvisol den komplementären Bodentyp zu der erodierten Parabraunerde dar.

Die Talzüge weisen anders als in den Oberläufen ausgeprägte Auen mit bis zu 2 m mächtigen schluffig-tonigen holozänen Ablagerungen auf. In unmittelbarer Nachbarschaft des Gerinnes sind oft Dammuferwälle aufgeschichtet, deren Substrat naturgemäß sandiger ist. Als Bodentyp herrscht hier Vega vor, die im sonstigen Auenbereich je nach Grundwasserstand in Gley-Brauner Auenboden oder Vega-Gley übergeht. Auengley, Nassgley oder vermoorte Bereiche sind seltener und beschränken sich auf Altläufe und Senken. Die Böden sind potentiell sehr fruchtbar, da es sich wie beim Kolluvisol um die erodierte Ackerkrume handelt. Nutzungsbeschränkend wirken der Grundwasserstand, die Überflutungs- und Spätfrostgefahr.

Mit Annäherung an die den Vogelsberg begrenzenden Tiefländer wie Wetterau oder Niederhessische Senke kommt auch Parabraunerde aus kalkhaltigem Löss vor. Diese Böden zählen zu den ertragreichsten Ackerstandorten Hessens mit vorzüglichem Wasserhaushalt, ba-

senreichem Mineralbestand und hohem Puffer- und Filtervermögen. Die seit dem Neolithikum andauernde intensive Nutzung hat stellenweise zum völligen Verlust des Solums geführt, sodass der Rohlöss als Pararendzina an der Oberfläche ansteht.

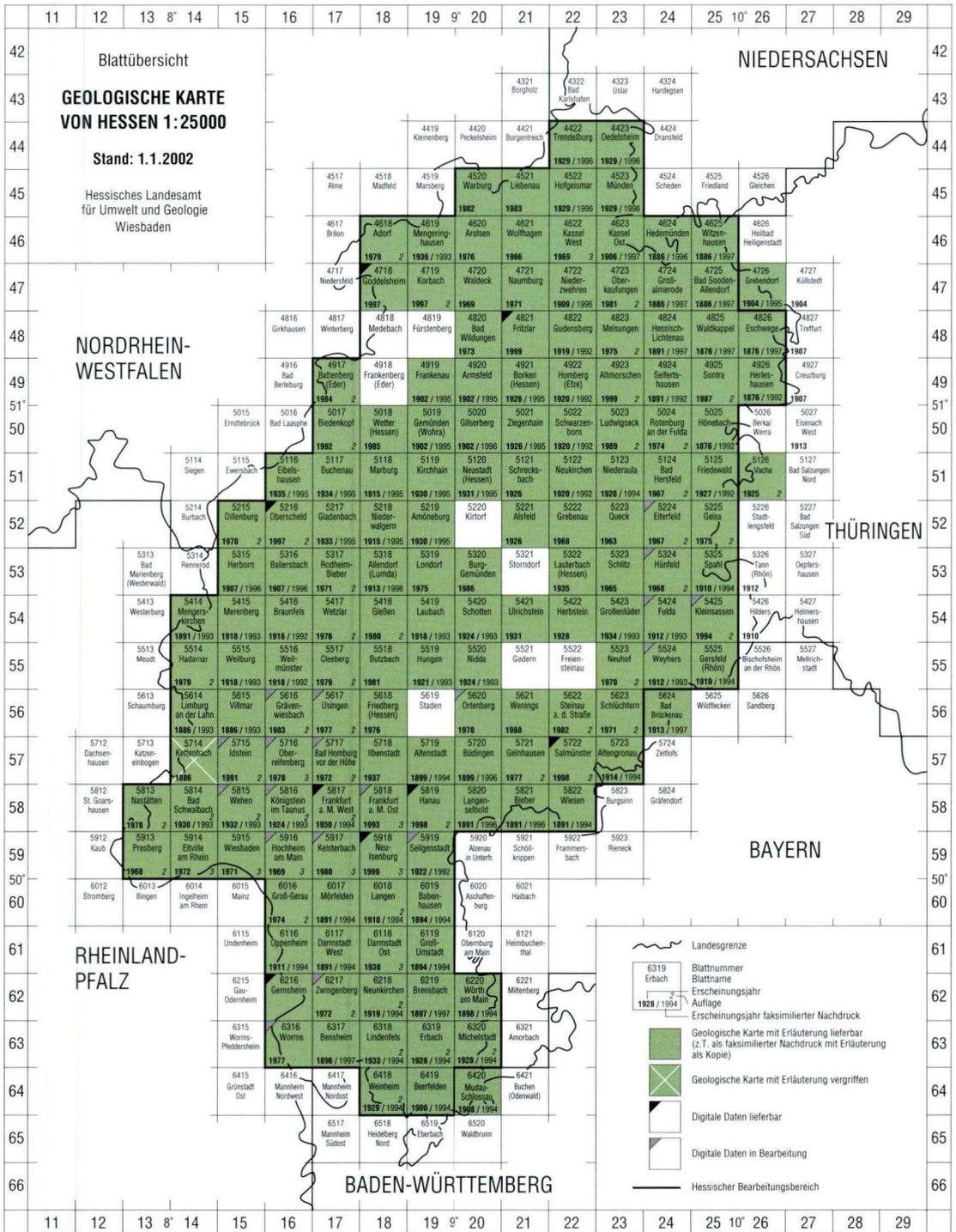
## 5. Tertiäre Bodenrelikte

Abschließend sei noch auf fossile Bodenbildungen eingegangen, die angesichts des tropenähnlichen Klimas des Tertiärs fersiallitische und ferrallitische Böden mit rotem hämatitreichem Oberboden und einer grauen bis graublauen Zersetzzone hervorbrachten. Relikte vor allem des Zersatzes finden sich überall im Vogelsberg (Schrader 1986, Rosenberg 1988, Sabel 1988), großräumig sind sie aber im Vorderen Vogelsberg, nördlich der Wetterau, infolge tektonischer Absenkung von der Erosion verschont geblieben. Oberflächennah werden sie während des Pleistozäns solimixtiv oder -fluidal

verändert und mit Löss angereichert oder gar von der Hauptlage überwandert, doch lassen sie sich aufgrund der intensiven roten Färbung vor allem auf frisch gepflügten Feldern leicht erkennen. Die Intensität der Verwitterung dokumentieren der Mineralbestand (Turmalin, Rutil, Zirkon) und das Tonmineral Kaolinit bei Verlust fast aller Basen. Davon zu unterscheiden sind vulkanogene Edaphoide, bei denen es sich nicht um exogene Pedogenesen, sondern um endogene hydrothermale Zersetzung handelt, die sich sehr ähnlich sehen.

## 6. Schriftenverzeichnis

- Hocke, R. (1996): Niddahänge östlich Rudingshain. Waldkundliche Untersuchungen. – Mitt. hess. Forstverwaltung, Bd. 31: 192 S.; Wiesbaden.
- Leßmann, B. & Wiegand, K. (1998): Der vulkanische Vogelsberg als Beispiel für ein mehrschichtiges Grundwasserstockwerkssystem. – Geol. Jb. Hessen, 126: 81–92; Wiesbaden.
- Rosenberg, F. (1988): Geochemie. – Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5621 Wenings: 186–209; Wiesbaden.
- Sabel, K.-J. (1988): Böden. – Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5621 Wenings: 177–185; Wiesbaden.
- Schäfer, M. (1991): Grünland im Hohen Vogelsberg (Hessen) in prähistorischer Zeit – Ergebnis von Bodenpollenanalysen. – Archäol. Korrespondenzbl., 21: 477–489; Mainz.
- Schrader, L. (1986): Böden. – Erl. Geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5320 Burg-Gemünden: 65–79; Wiesbaden.
- Semmel, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. Hefte, 45: 133 S.; Frankfurt am Main.
- Semmel, A. (1998): Lockerbraunerden, periglaziale Solifluktsdecken und holozäne Kolluvien im Oberwald (Hoher Vogelsberg). – Eiszeitalter u. Gegenwart, 48: 67–71; Hannover.



Übersicht der lieferbaren Geologischen Karten

## Kurzfassung des Inhalts

### Die Forschungsbohrung Vogelsberg 1996 Einblicke in einen miozänen Vulkankomplex

Der Vogelsberg hat eine Ausdehnung von etwa 2 300 km<sup>2</sup>, wird aus teils mehr als 650 m mächtigen vulkanischen Abfolgen aufgebaut, umfasst mindestens 500 km<sup>3</sup> vulkanisch gefördert Material und ist so das größte Vulkangebiet Mitteleuropas. Im Miozän hatte er sich über einer flachen Fluss- und Seenlandschaft aus vielen Einzelvulkanen aufgebaut. Dabei wurden in zahlreichen Förderphasen alkalibasaltische, teils auch tholeiitische Schmelzen gefördert.

Im Jahre 1996 wurde im Hohen Vogelsberg eine Forschungsbohrung abgeteuft, die bis 656,5 m u.Gel. eine vulkanische Abfolge durchfuhr. Sie ist zu annähernd gleichen Teilen aus Laven und vulkanischen Lockerprodukten aufgebaut. Besonders auffällig sind eine zwischen 286 und 374 m u.Gel. erbohrte Trachytlava und ein „composite lava flow“ aus Hawaiiit und Latit zwischen 442 und 455 m. Lithoklasten aus dem Oberen Muschelkalk sowie aus dem Rupelton belegen deren Verbreitung im prä-vulkanischen Untergrund. Eine Kamerabefahrung des oberen Teils der Bohrung zeigte schwebende Grundwasserstockwerke.

Geochemisch lassen sich in der vulkanischen Abfolge drei Abschnitte erkennen: Ein unterer Abschnitt (656–270 m) enthält gering bis stark differenzierte Laven. Dabei sind zwei mächtige Basaltströme mit höheren Ti-Gehalten in seinem tieferen Teil die primitivsten Gesteine dieser Differentiationsserie. Der mittlere Abschnitt zwischen 270 und 100 m ist überwiegend aus Alkalibasalten und Tholeiiten aufgebaut. Der obere Abschnitt ab 100 m umfasst dagegen fast ausschließlich ± primitive basanitische Gesteine. Diese geochemi-

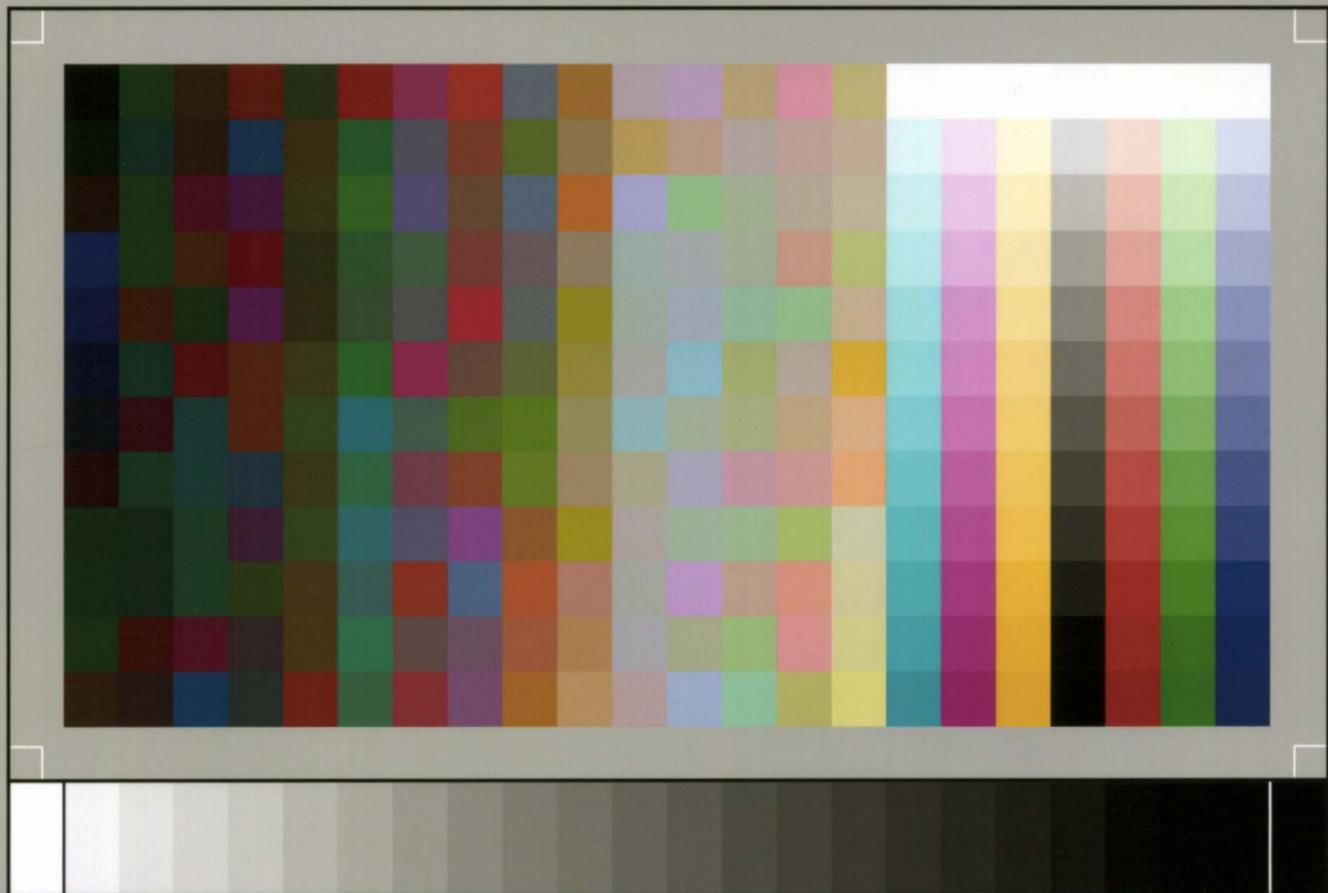
sche Einteilung koinzidiert mit Wechseln in der magnetischen Polarität, die auf Pausen magmatischer Aktivität bzw. auf aufeinander folgende Magmenschübe hinweisen. Argon-Alter zeigen, dass die erbohrte Abfolge zwischen ca. 17,6 und 15,2 Ma gebildet wurde.

Geophysikalisch zeichnet sich der Vogelsberg durch eine sehr markante magnetische Anomalienhäufung aus. Sie liefert Indizien für eine relativ oberflächennahe Lage des magnetisierten Gesteins. Ein tief reichender magnetischer Körper scheint nicht nachweisbar; es handelt sich stattdessen um eine dünne, aber weit ausgedehnte Decke vulkanischer Gesteine. Nur im Südwesten existiert eine Anomalie, die zu einem größeren, tiefer liegenden magnetischen Körper gehören könnte. Für die magnetisierten Gesteine ergab sich in der Bohrung eine hohe mittlere Magnetisierung. Aus den vorliegenden Gesteinsuntersuchungen lässt sich der Vogelsberg-Körper als diskusförmiger magnetischer, max. 1000 m mächtiger Körper charakterisieren. Drei Umkehrungen des erdmagnetischen Feldes konnten nachgewiesen werden. Zur Erkundung der Basis des vulkanischen Vogelsberges wurde ein vertikales seismisches Profil in der Bohrung vermessen und mit einem an der Oberfläche gemessenen 1,5 km langen reflexionsseismischen Profil ergänzt. Dabei wurden zwei Reflektoren bei etwa 830 bzw. 1100 m Tiefe registriert, die allerdings lateral nicht weit verfolgt werden können.

Eine Karte der Fotolineationen sowie eine Übersicht der im Vogelsberg verbreiteten Böden ergänzen den Band.

Herausgeber © und Vertrieb:  
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie  
Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden





SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0