

Geologische Abhandlungen Hessen

Band 98

Vulkanismus im Devon des Rhenohertzynikums

**Fazielle und paläogeographische Entwicklung
vulkanisch geprägter mariner Becken
am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes**

Von

HEINZ-DIETER NESBOR, WERNER BUGGISCH, HEINER FLICK, MANFRED HORN
und HANS-JOACHIM LIPPERT

**Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite
im Schalstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde)**

Von

ROMAN BEHNISCH

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

Wiesbaden 1993

Geol. Abh. Hessen	98	149 S.	66 Abb.	8 Tab.	1 Taf.	Wiesbaden 1993
-------------------	----	--------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341-4043

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Die Titel und Preise der Hefte 3—40 (Heft 1 u. 2 vergriffen) sind aus dem jeweils neuesten "Verzeichnis verkäuflicher Veröffentlichungen geowissenschaftlicher Karten und Schriften" zu entnehmen (zu beziehen durch: Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Vertriebsstelle, Hasengartenstr. 26, 65189 Wiesbaden, Tel. 0611/701034).

- | | |
|--|--|
| Heft 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf. | DM 12,— |
| Heft 42: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1—20, erschienen 1916—1939. 1963. 58 S., 1 Taf. | DM 7,60 |
| Heft 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf. | DM 7,60 |
| Heft 44: JACOBSSHAGEN, E., et al.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf. | DM 12,— |
| Heft 45: KÜMMERLE, E.: Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel West). 1963. 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf. | DM 9,40 |
| Heft 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf. | DM 7,60 |
| Heft 47: HÖLTING, B., & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf. | DM 5,60 |
| Heft 48: DIEDERICH, G., et al.: Das obere Biebental im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. 1964. 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kt. | DM 7,20 |
| Heft 49: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1—35, erschienen 1880—1914. 1965. 56 S., 1 Taf. | DM 6,60 |
| Heft 50: ZAKOSEK, H., et al.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas. | Textteil
vergriffen
Atlas DM 8,— |
| Heft 51: MATTHESS, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab. | DM 10,— |
| Heft 52: BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere <i>Asiatosuchus</i> und aff. <i>Sebecus</i> ?, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. 1966. 105 S., 11 Abb., 6 Taf. | DM 11,20 |
| Heft 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab. | DM 7,— |
| Heft 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclostomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf. | DM 5,— |
| Heft 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf. | DM 15,— |
| Heft 56: Festschrift zum 60. Geburtstag von HORST FALKE. 1970. 228 S., 71 Abb., 10 Tab., 23 Taf., 1 Bild | DM 14,— |
| Heft 57: MEISL, S.: Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. 1970. 93 S., 70 Abb., 2 Tab. | DM 11,— |
| Heft 58: MATTHESS, G.: Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. 1970. 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf. | vergriffen |
| Heft 59: SOLLE, G.: <i>Brachyspirifer</i> und <i>Paraspirifer</i> im Rheinischen Devon. 1971. 163 S., 1 Diagr., 20 Taf. | DM 30,— |
| Heft 60: Festschrift zum 60. Geburtstag von HEINZ TOBIEN. 1971. 308 S., 58 Abb., 12 Tab., 32 Taf., 1 Bild | DM 24,— |
| Heft 61: WIRTZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der Paläosole im Vogelsberg. 1972. 159 S., 2 Abb., 21 Tab. | DM 19,— |
| Heft 62: BUGGISCH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). 1972. 68 S., 19 Abb., 6 Tab., 13 Taf. | DM 16,— |

Geologische Abhandlungen Hessen

Band 98

Vulkanismus im Devon des Rhenohertzynikums

**Fazielle und paläogeographische Entwicklung
vulkanisch geprägter mariner Becken
am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes**

Von

HEINZ-DIETER NESBOR, WERNER BUGGISCH, HEINER FLICK, MANFRED HORN
und HANS-JOACHIM LIPPERT

**Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite
im Schalstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde)**

Von

ROMAN BEHNISCH

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

Wiesbaden 1993

Geol. Abh. Hessen	98	149 S.	66 Abb.	8 Tab.	1 Taf.	Wiesbaden 1993
-------------------	----	--------	---------	--------	--------	----------------

ISSN 0341-4043

Schriftleitung

Dr. JOE-DIETRICH THEWS, HARTMUT POSCHWITZ

Hessisches Landesamt für Bodenforschung

Leberberg 9, 65193 Wiesbaden

© Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden 1993

Printed in Germany

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 written permission from the publisher.

Herstellung: Dinges & Frick GmbH, Adolfsallee 45, 65185 Wiesbaden

Geol. Abh. Hessen	98	S. 3–87	37 Abb.	8 Tab.	1 Taf.	Wiesbaden 1993
-------------------	----	---------	---------	--------	--------	----------------

Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn–Dill-Gebietes

Von

HEINZ-DIETER NESBOR, WERNER BUGGISCH, HEINER FLICK, MANFRED HORN
und HANS-JOACHIM LIPPERT*

Kurzfassung: Das Lahn–Dill-Gebiet im SE des Rheinischen Schiefergebirges zählt zu den Senkungsstrukturen, die sich im jüngeren Paläozoikum auf dem ausgedünnten externen Schelf im Süden des Old Red-Kontinentes entwickelten. Der infolge der Dehnungstektonik einsetzende bimodale Vulkanismus verteilte sich auf mehrere Phasen, von denen die bedeutendste vom Oberen Mitteldevon bis ins tiefe Oberdevon reichte (Givet/Adorf-Phase). Basaltische Magmen bauten im Laufe dieses Zeitraumes mächtige submarine Vulkankomplexe auf, die lokal die Meeresoberfläche überragten. Hinzu kamen Vulkaninseln aus kieselsäurereichen Gesteinen. Während im submarinen Bereich die basaltischen Schmelzen meist effusiv als Decken- und Pillowlaven gefördert wurden, aus denen durch unterschiedliche Fragmentierungsprozesse große Mengen vulkaniklastischen Materials entstanden, fanden auf den Vulkaninseln explosive Eruptionen statt. Diese sind in subaerischen Surge-Ablagerungen und submarinen primären pyroklastischen Schuttstromablagerungen dokumentiert. Längere Unterbrechungen der vulkanischen Aktivitäten führten zur Erosion exponierter Teile der Vulkankomplexe und an günstigen Stellen zur Entwicklung von Riffen auf dem vulkanischen Detritus. Die unmittelbar nach der Ablagerung der vulkanischen Abfolgen einsetzenden diagenetischen Alterationsprozesse hatte eine unterschiedlich starke Umkristallisation der Gesteine zur Folge. Hiermit waren umfangreiche Stoffverschiebungen verbunden, die zur Entstehung der Roteisensteinvererzungen vom Lahn–Dill-Typ führten.

In der Verteilung der verschiedenen vulkanogenen Gesteine ist eine charakteristische Faziesentwicklung erkennbar, die eine Unterscheidung mehrerer, z.T. sich überschneidender Vulkankomplexe zuläßt. Dieses ermöglicht paläogeographische Rekonstruktionen für Teilbereiche des Lahn–Dill-Gebietes, die als Modell für vergleichbare, vulkanisch geprägte marine Becken innerhalb des Variszikums herangezogen werden können.

Abstract: The Lahn–Dill region being part of the Rhenish Mountains belonged to the outer shelf area at the south of the Old Red continent which exemplified crustal thinning during upper Palaeozoic times. Extensional tectonics were accompanied by several episodes of bimodal volcanism. The most important one was the Givetian/Adorfian phase when basaltic melts built up big submarine volcanic edifices. Locally they rose above the sea level or were topped by felsic volcanic islands. In the submarine environment the basaltic magmas produced mainly sheet flows and pillow lavas from which huge amounts

* Dr. H. D. NESBOR, Dr. M. Horn und Prof. Dr. H. J. LIPPERT, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden. Prof. Dr. W. BUGGISCH, Institut für Geologie, Schloßgarten 5, 91054 Erlangen. Prof. Dr. H. FLICK, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Im Neuenheimer Feld 234, 69120 Heidelberg.

of volcanoclastic material were produced by several kinds of fragmentation. Explosive eruptions are documented from the volcanic islands by subaerial surge and submarine primary pyroclastic debris flow deposits. Longer breaks in volcanic activity gave rise to the erosion of exposed parts of the volcanic edifices and at favorable sites to the development of reef limestones on volcanic detritus. Alteration processes starting after deposition led to recrystallisation of the rocks combined with a shift in chemistry producing the Lahn–Dill iron ore deposits.

A characteristic facies development is recognizable in the distribution of the different volcanic rocks allowing several partly overlapping volcanic edifices to be discerned. This enables the palaeogeographic reconstruction of parts of the Lahn–Dill area serving as a model for comparable marine basins with a volcanic imprint in the Variscides.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	5
2. Geologische Situation.....	5
3. Nomenklatur und Klassifikation der Vulkanite.....	7
4. Methodik	12
5. Petrographie der Vulkanite.....	13
5.1 Deckenlaven.....	13
5.2 Pillowlaven	16
5.3 Gänge und Lagergänge.....	18
5.4 Endogene Dome.....	18
5.5 Metabasaltische Vulkaniklastite.....	18
5.6 Metatrachytische Vulkaniklastite.....	21
5.7 Subvulkanische Intrusiva.....	22
6. Geochemie der Vulkanite.....	24
6.1 Diagenetische Alteration.....	24
6.2 Magmentyp	29
7. Magmatische und sedimentologische Prozesse.....	34
7.1 Eruption und Fragmentierung.....	34
7.2 Transport und Sedimentation.....	40
8. Faziesmodell der submarinen Vulkankomplexe.....	44
8.1 Zentralfazies	44
8.2 Proximalfazies.....	45
8.3 Distalfazies	46
9. Karbonate	47
9.1 Autochthone und parautochthone Riffkalke.....	47
9.2 Allochthone Riffkalke	47
9.3 Detritische Kalke	48
9.4 Altersstellung	48
10. Paläogeographie.....	48
11. Folgerungen und Diskussion.....	52
12. Schriftenverzeichnis.....	62
Tabellen und Probenverzeichnis.....	67

1. Einleitung

Das Lahn-Dill-Gebiet im SE des Rheinischen Schiefergebirges ist durch einen intensiven bimodalen Vulkanismus geprägt, dessen Produkte in die devonischen und unterkarbonischen Sedimentabfolgen eingeschaltet sind. Die vulkanischen Aktivitäten erreichten während des Oberen Mitteldevons bis tiefen Oberdevons (Givet/Adorf-Phase) ihren Höhepunkt. Die bei weitem vorherrschenden metabasaltischen vulkaniklastischen Abfolgen aus diesem Zeitraum wurden bisher unter dem Überbegriff „Schalstein“ zusammengefaßt. HENTSCHEL (1951a, b, 1961a, 1963) hob dabei die Tuffnatur dieser Gesteine hervor, die bereits AHLBURG erkannt und beschrieben hatte (z.B. AHLBURG 1918, KEGEL 1922). Die dazugehörigen Metabasalte sind als Begleitgesteine bezeichnet worden (HENTSCHEL 1970), ohne daß die genetischen Zusammenhänge näher beleuchtet wurden.

Neue Untersuchungen zeigen, daß die verschiedenen vulkanogenen Gesteine nicht isoliert zu betrachten sind, sondern Teile mächtiger, im wesentlichen submariner Vulkankomplexe darstellen. Diese sind durch eine charakteristische Faziesentwicklung gekennzeichnet. Die in den einzelnen Faziesbereichen auftretenden Gesteine entstanden durch unterschiedliche Eruptions- und Fragmentierungsprozesse. Transport- und Sedimentationsmechanismen sind ebenfalls faziesabhängig und werden durch die Paläogeographie des Ablagerungsraumes bestimmt.

Mit in die Untersuchungen einbezogen wurden die an die submarinen Vulkankomplexe gebundenen Riffkalke und deren Umlagerungsprodukte. Von diesen fehlten bisher für diese Region moderne zusammenfassende Publikationen, die über die Arbeiten von RIETSCHEL (1966) und KREBS (z.B. 1968, 1974) hinausgehen. Näher wird hierauf bei BUGGISCH & FLÜGEL (1992) eingegangen.

2. Geologische Situation

Im jüngeren Paläozoikum entwickelten sich auf dem ausgedünnten externen Schelf im Süden des Old Red-Kontinentes mehrere Senkungsstrukturen, zu denen die heutige Lahn- und die Dill-Mulde zählten. Die damit zusammenhängende Dehnungstektonik hatte einen bimodalen Vulkanismus zur Folge, der die klastische und karbonatische Sedimentation in diesem Raum begleitete. Basaltische Magmen überwogen hierbei gegenüber den trachytischen bis alkalirhyolithischen bei weitem. Die vulkanischen Aktivitäten verteilten sich auf mehrere Phasen (Abb. 1). Der Vulkanismus setzte im höchsten Unterdevon zu Beginn des Einsenkens des Lahn- und des Dill-Beckens mit der Förderung trachytischer bis alkalirhyolithischer Schmelzen ein, die bis in die Eifel-Stufe andauerte (Ems/Eifel-Phase). Die Magmen traten bevorzugt subaerisch im Bereich morphologischer Hochlagen aus. Ihre Produkte lagern deshalb verbreitet mit einer stratigraphischen Diskontinuität über verschieden altem Unterdevon.

Die bedeutendste vulkanische Phase des Lahn-Dill-Gebietes umfaßte das Obere Mitteldevon und reichte bis in das tiefe Oberdevon (Givet/Adorf-Phase, HENTSCHEL 1970). Während dieses Zeitraumes wurden vorwiegend basaltische, untergeordnet auch kieselsäurereiche Magmen gefördert. Die basaltischen Schmelzen eruptierten als Pyroklastite oder traten in großen Mengen am Meeresboden als Laven aus, in geringerem Umfang drangen sie in subvulkanischem Niveau in die älteren Sedimente ein. Über den Fördersystemen bauten sich mehrere 100 m mächtige submarine Vulkankomplexe auf, die häufig an die Meeresoberfläche heranreichten oder sie mitunter auch überragten. In diesen Flachwasserarealen konnten sich Riffe

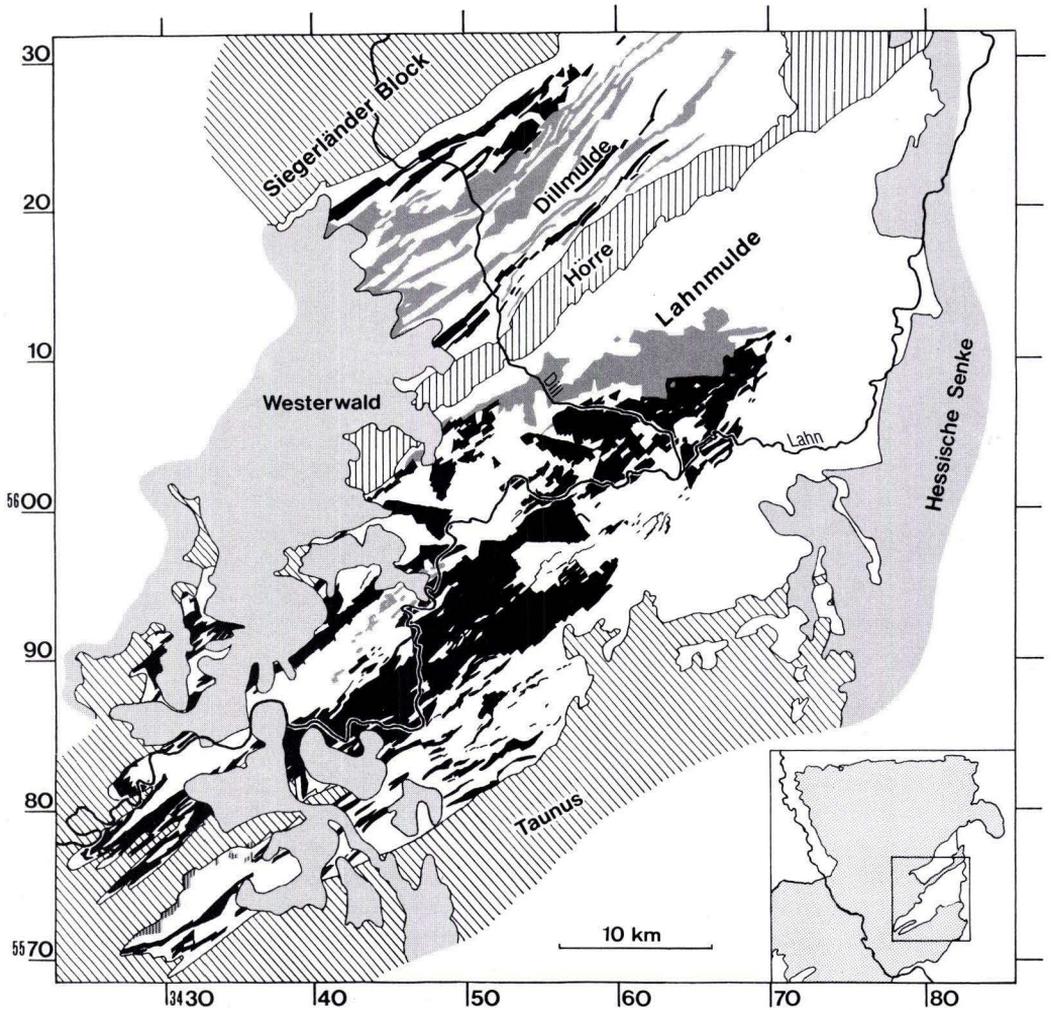


Abb. 1. Verbreitung der paläozoischen Vulkanite im Lahn-Dill-Gebiet. Ems/Eifel-Phase = grau, senkrechte Schraffen, Givet/Adorf-Phase und Oberdevon-Phase = schwarz, Unterkarbon Phase = graues Raster.

und Biostrome entwickeln. Die erheblichen Reliefunterschiede hatten Faziesdifferenzierungen zur Folge, welche die nachfolgende Sedimentation steuerten.

Die kieselsäurereichen Vulkanite der Givet/Adorf-Phase sind gegenüber den metabasaltischen nur in geringer Menge, aber in großer Vielfalt vertreten. Sie verkörpern Teile ehemaliger kleiner Vulkaninseln, die häufig den durch basaltische Magmen aufgebauten, überwiegend submarinen Vulkankomplexen aufsaßen.

Der Givet/Adorf-Phase folgte im höheren Oberdevon eine weniger bedeutende vulkanische Phase, die ausschließlich basaltische Schmelzen lieferte. Lokal entstanden kleinere Pillowvulkane, die lateral in Pillowbreccien, Pillowfragmentbreccien und Hyaloklastite übergehen. In den Beckenbereichen wurden mächtigere Abfolgen aus umgelagerten Vulkaniklastiten sedimentiert.

Einen weiteren Höhepunkt erreichte der Vulkanismus während der Unterkarbon-Phase mit der Förderung großer Mengen fast ausschließlich basaltischer Magmen. Diese ergossen sich in größeren Wassertiefen als mächtige Lavaströme oder drangen in subvulkanischem Niveau in die älteren Sedimente ein. Vulkaniklastite treten nur untergeordnet auf (SCHMINCKE & SUNKEL 1987).

Die Gesteinsabfolgen des Lahn–Dill-Gebietes sind als Teil des Rhenoherynikums während der variskischen Orogenese tektonisch überprägt worden. Die geschichteten Gesteine, insbesondere die tonigen Sedimente, wurden hierbei NW-vergent verfault. Massige Gesteinseinheiten, zu denen die meisten Vulkanite und ein Großteil der dazugehörenden Vulkaniklastite zählen, sind mehr durch Schuppentektonik geprägt. Diese kann mitunter deckenartige Dimensionen erreichen (QUADE et al. 1981, NESBOR & FLICK 1987) und erschwert die Rekonstruktion der ursprünglichen Verteilung sowie die Bestimmung der Mächtigkeiten der verschiedenen Vulkaniteinheiten. Hinzu kommt eine Verschieferung, die in Abhängigkeit von Gesteinstyp und Grad der diagenetischen Alteration der Vulkanite unterschiedlich stark entwickelt ist. So können selbst massige Lavaergüsse hiervon betroffen sein, wenn infolge von Verdrängungsvorgängen die Feldspatkomponente durch Schichtsilikate ersetzt wurde und dadurch die Stabilität des sperrigen Gerüstes aus Plagioklasen verloren gegangen war.

Das Hauptverbreitungsgebiet der vulkanischen Produkte der Givet/Adorf-Phase liegt in der mittleren Lahn-Mulde im Bereich des Schalstein-Hauptsattels (nach AHLBURG, s. KEGEL 1922), der durch das Lahn- und Weital über weite Strecken zusammenhängend im Querprofil aufgeschlossen ist (Abb. 2a, b). Vergleichbar gute Aufschlüsse befinden sich in den Vulkanitabfolgen am SW-Ende der Lahn-Mulde in der Balduinsteiner Spezialmulde SW Diez (REQUADT 1990). Ein weiteres Gebiet liegt N Oberscheld in der südwestlichen Dill-Mulde (KREBS 1960), allerdings mit wesentlich schlechteren Aufschlußverhältnissen. Dort wurden besonders Untertageaufschlüsse herangezogen. Nördlich davon, am NW-Rand der Dill-Mulde, ist bei Oberdieten (Bl. 5116 Eibelshausen) eine subvulkanische Intrusion aufgeschlossen, die ebenfalls untersucht und als oberflächennahe Magmakammer erkannt worden ist (FLICK et al. 1991).

3. Nomenklatur und Klassifikation der Vulkanite

Die paläozoischen Vulkanite des Lahn–Dill-Gebietes und des übrigen Variszikums sind durch postmagmatische, im wesentlichen diagenetische Prozesse alteriert worden (WEDEPOHL et al. 1983, SCHMINCKE & SUNKEL 1987, FLICK et al. 1990). Eine weitere Überprägung erfolgte während der variskischen Orogenese durch eine leichte Regionalmetamorphose (MEISL et al. 1982). Die ursprünglich basaltischen Gesteine werden in der regionalen Literatur deshalb z.T. als Spilit und/oder Diabas bezeichnet. Für die aus Trachyten und Alkalirhyolithen hervorgegangenen Vulkanite sind die Begriffe Keratophyr bzw. Quarzkeratophyr gebräuchlich. Diese Bezeichnungen gehen auf unterschiedliche und zum Teil sehr kontrovers diskutierte genetische

Vorstellungen zurück (z.B. LEHMANN 1941, 1949, 1974, HENTSCHEL 1961b, 1970), wobei die Vulkanite vielfach nicht als alterierte Basalte, Trachyte und Alkalirhyolithe, sondern als eigenständige Gesteinstypen gedeutet wurden. Eine in allem logische und allgemein verbindliche Nomenklatur ist nicht in Sicht. Das gilt besonders für die Vulkaniklastite.

Im folgenden werden die Gesteine nach ihrer ursprünglichen Zusammensetzung benannt und wegen ihrer sekundären Veränderung mit der Vorsilbe „Meta“ versehen. Die subvulkanischen basaltischen Intrusivgesteine werden aufgrund ihres Gefüges als doleritische Metabasalte bezeichnet. Bei den dazugehörenden ultramafischen Kumulaten (Pikrit) und den aus der leukokraten Restschmelze hervorgegangenen feldspatreichen Differentiaten (Plagioklasit) wird wegen der schwächeren Alteration auf die Vorsilbe verzichtet.

Die metabasaltischen Vulkaniklastite im Lahn-Dill-Gebiet und im weiteren Rhenoharzynikum sind unter dem Begriff „Schalstein“ zusammengefaßt worden, für die metatrachytischen vulkaniklastischen Gesteine ist der Ausdruck „Keratophyrtuff“ in die Literatur eingeführt. Da diese beiden Bezeichnungen jeweils sehr heterogene Gesteinsgruppen umfassen, werden sie im folgenden durch mehrere Begriffe ersetzt. Vulkaniklastit oder vulkaniklastisches Gestein werden als Überbegriffe für sämtliche vulkanogenen klastischen Ablagerungen, ungeachtet ihrer Entstehung, verwendet (FISHER 1961, FISHER & SMITH 1991). Die Klassifikation der Vulkaniklastite erfolgt einerseits deskriptiv nach Korngröße, Zusammensetzung und Schichtungsmerkmalen, andererseits mit Hilfe genetischer Parameter, zu denen die Art der Fragmentierung sowie die Transport- und Ablagerungsmechanismen gehören (s. Tab. 1, S. 35). Gemäß dem Vorschlag der IUGS-Subkommission für die Systematik magmatischer Gesteine werden die pyroklastischen Gesteine entsprechend ihrer Korngröße in Pyroklastische Breccien/Agglomerate (>64 mm), Lapillituffe (2–64 mm) und Aschentuffe (<2 mm) unterschieden (SCHMID 1981), die jeweils geschichtet oder ungeschichtet sein können.

Ablagerungen aus pyroklastischen Fragmentierungsprozessen, d.h. durch das Zerreißen der Schmelze infolge spontaner Entgasung entstanden, sind durch hochaufgeschäumte juvenile, ehemals glasige Pyroklasten gekennzeichnet. Demgegenüber sind die aus hydroklastischen Prozessen, d.h. durch den Kontakt zwischen Schmelze und exogenem Wasser hervorgegangenen juvenilen Partikel blasenarm. Beide Vorgänge können sowohl Fall- als auch Fließablagerungen erzeugen. Als pyroklastische Stromablagerungen werden Fließablagerungen bezeichnet, die auf einen heißen Gas/Partikel-Strom zurückzuführen sind. Erreichen pyroklastische Ströme das Meer, fließen sie nach Wasseraufnahme als submarine, wassergestützte Massenströme weiter. Die daraus entstandenen Abfolgen werden in Anlehnung an CAREY & SIGURDSON (1980) und CAS & WRIGHT (1991: 358) als primäre pyroklastische Schuttstromablagerungen (pyroclastic debris flow deposits) bezeichnet.

Bei den durch autoklastische Fragmentierung gebildeten Gesteinen standen mechanische Vorgänge im Vordergrund, indem die schon erkalteten Außenbereiche von Lavaströmen durch das Weiterfließen der Schmelze zerbrochen wurden. Die Ablagerungen setzen sich im wesentlichen aus Bruchstücken meist aus den Randbereichen von Pillow- oder Deckenergüssen zusammen.

Das Erkennen epiklastischer Ablagerungen (Epiklastite) bereitet häufig besondere Schwierigkeiten. Sie bestehen aus erodierten und umgelagerten vulkanischen Gesteinen, die überwiegend, jedoch nicht ausschließlich, älteren vulkanischen Aktivitäten zuzuordnen sind (FISHER & SMITH 1991). Unter den Klasten finden sich z.T. auch schon diagenetisch verfestigte ältere Vulkaniklastite. Neben dem vulkanogenen Anteil treten in unterschiedlichem Umfang Bruch-

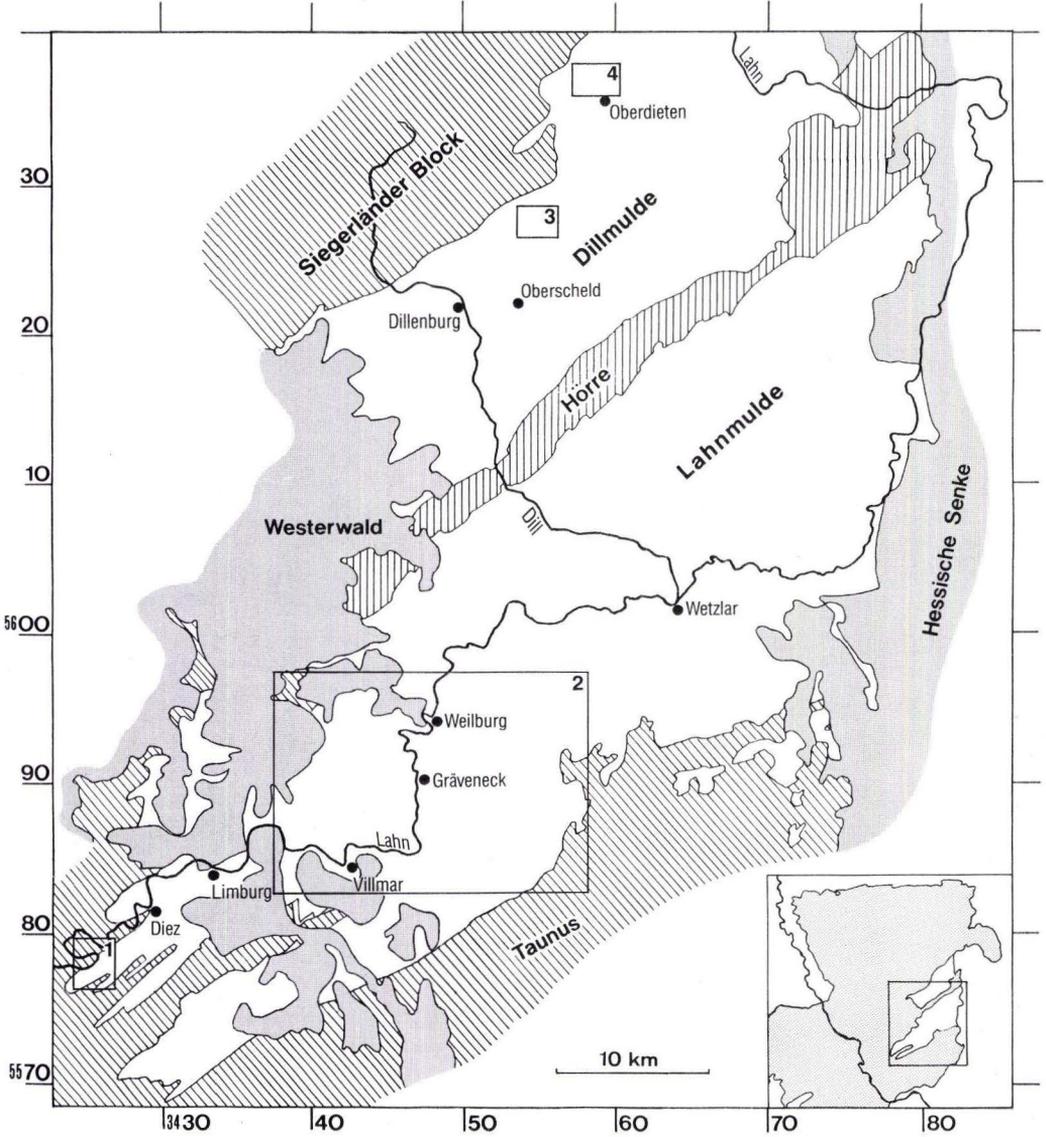
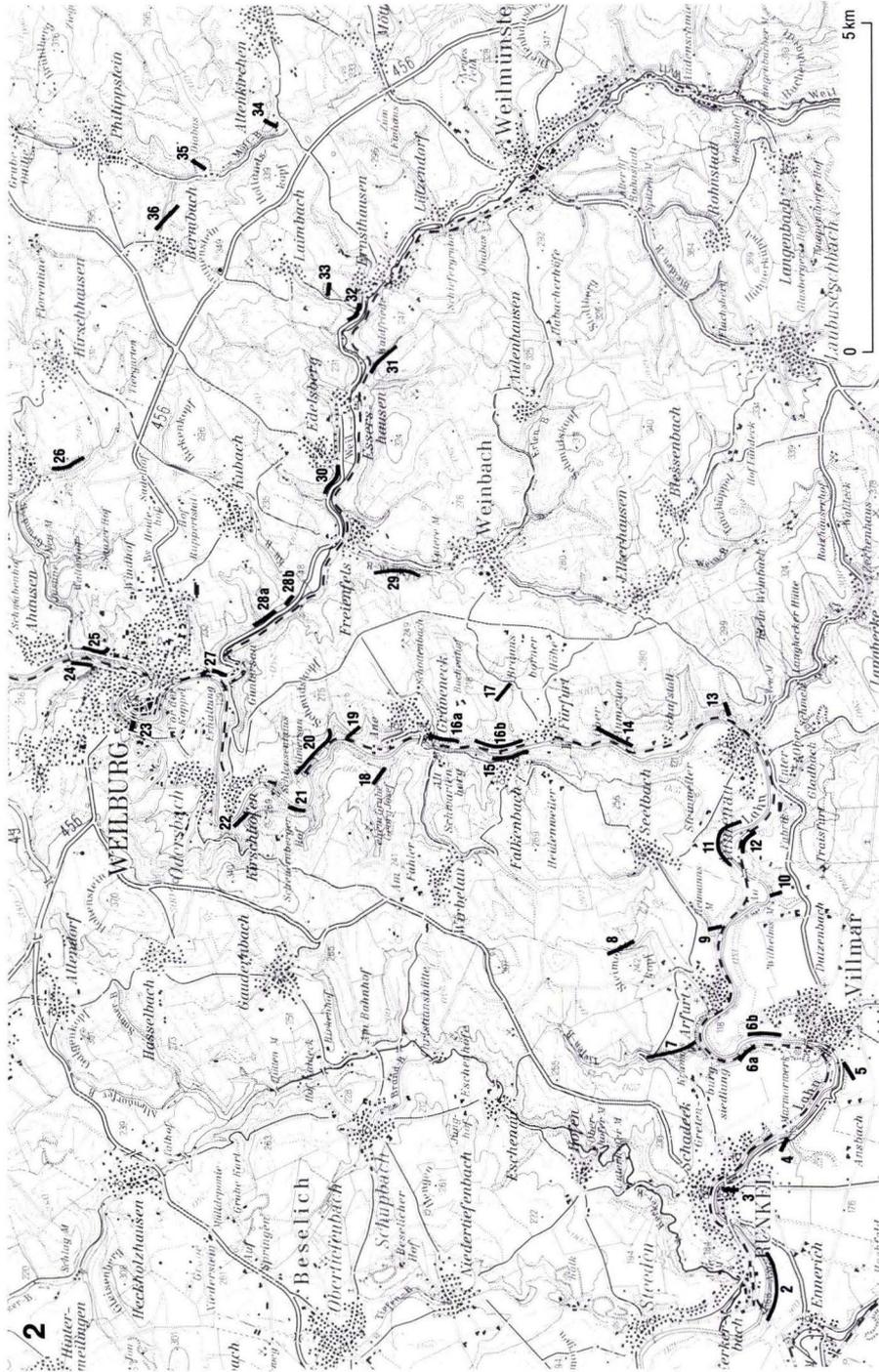


Abb. 2a. Arbeitsgebiete im Lahn-Dill-Gebiet (Lage der einzelnen Profile in Abb. 2b).

stücke von karbonatischen oder siliziklastischen Sedimentgesteinen auf. Zu den epiklastischen Ablagerungen zählen z.B. die von einem Vulkanhang stammenden Rutschmassen, die sehr unterschiedliche Gesteine enthalten können (Pillow- und Deckenlavafragmente unterschiedlicher Kristallinität, hochaufgeschäumte und blasenarme Pyroklasten, Hyaloklasten, verfestigte Lapilli- und Aschentuffbruchstücke, Metatrachytlasten, Sedimentgesteinsbruchstücke etc.).



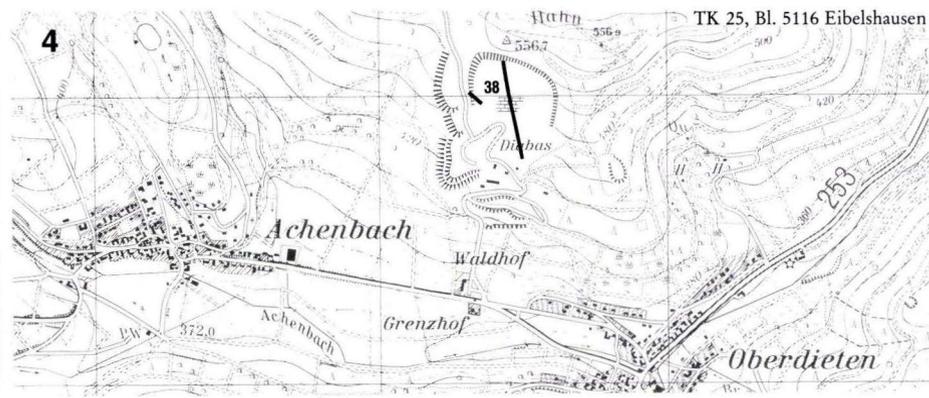
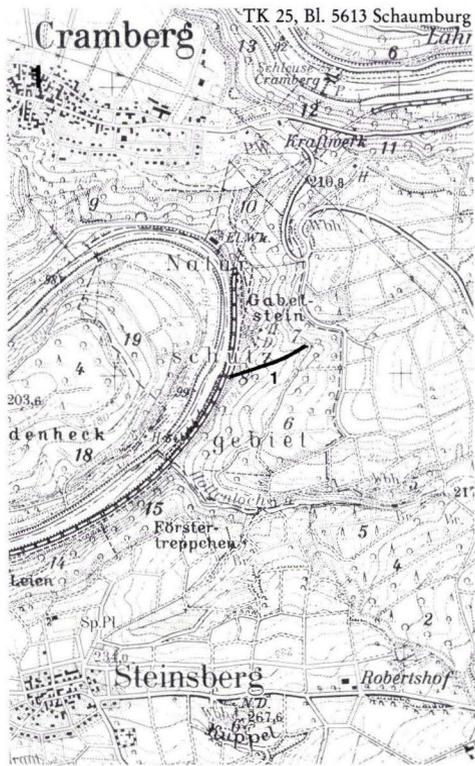


Abb. 2b. Lage der in Taf. 1, Abb. 14 u. 32 vorgestellten Profile (Kartenausschnitte s. Abb. 2a).

Nicht zu dieser Gruppe gehört im Strandbereich aufgearbeitete Tephra, d.h. unverfestigtes pyroklastisches Material, das in diesem hochenergetischen Milieu in kürzester Zeit (Tage bis wenige Wochen) mehr oder weniger in situ gerundet werden kann (vgl. FISHER & SCHMINCKE 1984: 89, FISHER & SMITH 1991). Gleiches gilt für autochthone bis paraautochthone Ablagerungen, die als mächtige Schuttanhäufungen aus der Fragmentierung subaquatischer Lavaströme oder beim Eintritt der Lava vom subaerischen in den submarinen Raum entstanden sind. Durch Umlagerung in Form von Schuttströmen oder Turbiditen gehen sie jedoch in epiklastische Ablagerungen über.

Während für die pyroklastischen Gesteine, zu denen die pyroklastisch und ein Teil der hydroklastisch fragmentierten Tuffe zählen (s. Tab. 1), eine brauchbare Klassifikation mit der oben genannten Korngrößendefinition existiert, trifft das für die autoklastisch und epiklastisch entstandenen Ablagerungen nicht zu. So werden die durch Fließprozesse, z.B. in Zusammenhang mit der Bildung von Pillowlaven fragmentierten Vulkaniklastite ausdrücklich ausgeschlossen und nicht weiter erwähnt (LE MAITRE 1989: 7). SCHMINCKE (1988a) teilt diese Ablagerungen in Pillowbreccien, Pillowfragmentbreccien, Pillowrandbreccien und Hyaloklastite ein, wobei letztere nach ihrer Korngröße weiter in Lapillite und Tuff unterschieden werden (SCHMINCKE & SUNKEL 1987).

Die Epiklastite werden von SCHMID (1981) wie gewöhnliche klastische Sedimente klassifiziert. Dies hat den Nachteil, daß das Korngrößenintervall der Konglomerate oder Breccien (> 2 mm) nicht dem der Pyroklastischen Breccien/Agglomerate (> 64 mm) entspricht, sondern auch noch den Bereich der Lapillituffe umfaßt.

Die fazielle Gliederung submariner Ablagerungsräume, wie z.B. im Lahn-Dill-Gebiet, erfordert jedoch neben der genetischen Ansprache der vulkaniklastischen Ablagerungen eine einheitliche Korngrößenklassifikation. Aus diesem Grunde wird im folgenden das Korngrößenschema der Pyroklastite auch für autoklastisch bzw. epiklastisch fragmentierte Vulkaniklastite verwendet, wobei die unterschiedliche Entstehungsweise jeweils gekennzeichnet wird.

Als Hyaloklastite werden nur solche subaquatischen Ablagerungen bezeichnet, deren blasenarme Partikel ursprünglich aus vulkanischem Glas bestanden. Das Korngrößenspektrum umfaßt den Bereich der Lapillituffe und Aschentuffe. Pillowfragmentbreccien bestehen aus Pillow- (Deckenlava-)fragmenten, isolierten Minipillows und blasenarmen ehemaligen Glasscherben. Sie liegen in der Regel in der Korngrößenfraktion der Lapillituffe vor, während die Pillowbreccien den Pyroklastischen Breccien entsprechen. Der von SCHMINCKE (1988a: 767) verwendete Begriff Bomben-Lapillibreccie wird vermieden, weil es sich bei den isolierten Minipillows nicht um Bomben (SCHMINCKE, 1988: 734), d.h. ballistisch transportierte, beim Flug noch heiße und somit plastisch verformbare Partikel handelt (Kap. 7.1).

4. Methodik

Ausgehend von detaillierten Fazieskartierungen im Maßstab 1:5 000 und 1:10 000 sind zusätzlich zu den makroskopischen und mikroskopischen Gesteinsuntersuchungen an ausgewählten Proben chemische Analysen vorgenommen worden. Die Hauptelemente wurden z.T. mittels Röntgenfluoreszenzanalyse, z.T. auf naßchemischem Wege bestimmt (Tab. 2 u. 3). Die Untersuchung der Spurenelemente erfolgte generell durch Röntgenfluoreszenzanalyse (Tab. 4 u. 5). Die Seltenen Erd-Elemente (SEE) wurden mit Hilfe der ICP ermittelt (Tab. 6 u. 7). Mikrosondenanalysen von Primärmineralen aus den Metabasalten (Tab. 8) und von Karbonatzementen aus basaltischen Vulkaniklastiten sind mit einer Camebax von Cameca durchgeführt worden, für die Kathodenlumineszenzuntersuchungen wurde ein Cold Cathode Luminescence-Gerät von Technosyn (8200 MK II) verwendet.

5. Petrographie der Vulkanite

Die untersuchten Vulkankomplexe der Givet/Adorf-Phase im Lahn-Dill-Gebiet werden zum einen aus Lavaströmen, oberflächennahen Lagergängen, Gängen und endogenen Domen (Kryptodome), zum anderen aus vulkaniklastischen Gesteinen aufgebaut (Taf. 1). Die als Decken- oder in Pillowergüssen auftretenden Laven sind fast ausschließlich metabasaltisch. Gleiches gilt für die Lagergänge und Gänge, während die endogenen Dome einen metatrachytischen Gesteinscharakter aufweisen. Kieselsäurereiche Laven sind als Reste von Vulkaninseln nur gelegentlich erhalten geblieben. Sie spielen, wie auch Gänge und Lagergänge vergleichbarer Zusammensetzung, für die betrachteten Vulkankomplexe keine Rolle und werden deshalb nicht weiter beschrieben (näheres dazu bei FLICK 1977 und FLICK & NESBOR 1988 a). Die Vulkaniklastite sind zu ihrem überwiegenden Anteil metabasaltisch zusammengesetzt, untergeordnet kommen metatrachytische Gesteine hinzu. Den vulkanischen Unterbau bilden in subvulkanischem Niveau intrudierte doleritische Metabasalte und die dazugehörigen ultramafischen Kumulate (Pikrite) sowie salische Differentiate (Plagioklasite).

5.1 Deckenlaven

Die Deckenlaven (sheet flows) sind massig, einzelne Abkühlungseinheiten erreichen mitunter Mächtigkeiten von mehreren 10er m und weisen dann z.T. eine säulige Absonderung auf (z.B. S Philippstein, Taf. 1, Profil 35). Der Anteil an Gasblasen ist meist gering. Am Top und an der Basis ist eine dünne, ehemals aus Sideromelan bestehende Abschreckungsrinde zu beobachten, die heute aus Chlorit und Leukoxen besteht und daher hellgrün erscheint. Sie geht nach innen in eine tachylitische Zone (im Sinne von PEACOCK & FULLER 1928) über. Diese setzt sich überwiegend aus einem Gemenge submikroskopischer Opakminerale und weniger winziger Plagioklasmikrolithe zusammen. Mit zunehmender Entfernung von den Randzonen erhöht sich die Kristallinität des Gesteins, gleichzeitig steigt die Korngröße.

Bei den Deckenlaven lassen sich schwach kumulative und hierzu vergleichsweise differenziertere Metabasalte unterscheiden. Die schwach kumulativen Metabasalte sind durch Kristallfraktionierung geringfügig bis deutlich an mafischen Mineralen angereichert, bei den differenzierteren ist der salische Mineralanteil stärker betont. Beide Gesteinstypen können meist schon im Handstück durch ihre unterschiedliche Farbe und die voneinander abweichende Zusammensetzung der Einsprenglinge getrennt werden. Die differenzierteren Metabasalte (z.B. SE Cramberg, W Altenkirchen, S Philippstein u. E Nanzenbach, Taf. 1, Profil 1, 34, 35 u. 37) sind dunkelgrün bis graugrün, selten violett (hämatitisiert). Sie sind aphyrisch oder pyroxen-feldspatporphyrisch, wobei die Feldspatkomponente dominiert. Im Unterschied dazu haben die schwach kumulativen Metabasalte (z.B. S Gräveneck u. W Kubach, Taf. 1, Profil 16a, b u. 28a) eine schwarze Farbe und unterscheiden sich hierin kaum von jüngeren, unveränderten Basalten. Mitunter sind die Gesteine hämatitisiert und dann dunkelviolett gefärbt. Kennzeichnend ist der z.T. hohe Anteil an Pyroxeneinsprenglingen, der bis zu 25 Vol.-% erreicht. Die überwiegend frischen Kristalle werden bis zu 15 mm groß.

Im Dünnschliff weisen die stets idiomorphen Pyroxene eine bräunliche Eigenfarbe und einen deutlichen Zonarbau auf, z.T. sind Sanduhrstrukturen zu beobachten. Bei den Kristallzentren, die relativ hohe Cr_2O_3 -Gehalte aufweisen (Abb. 3, Tab. 8), handelt es sich um Endiopsid, der nach außen in Augit und

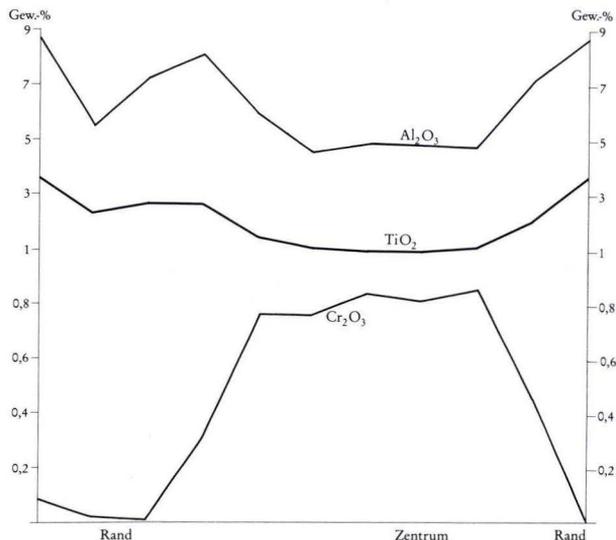


Abb. 3. Elementverteilung in einem Pyroxeneinsprengling aus den schwach kumulativen Metabasalten. W-Flanke Lahntal, 1 km SSW Fürfurt, mittlere Lahn-Mulde.

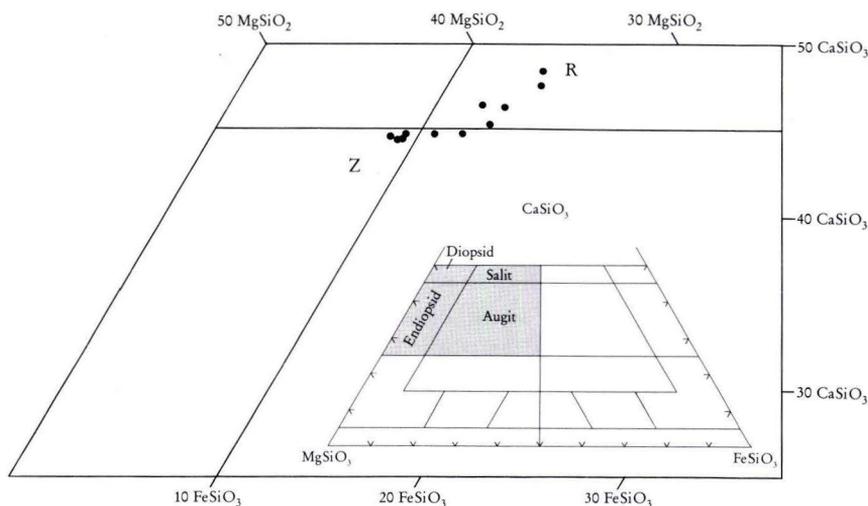


Abb. 4. Pyroxeneinsprengling aus den schwach kumulativen Metabasalten im CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 -Diagramm von POLDERVAART & HESS (1951), Z = Kristallzentrum, R = Kristallrand. Lokalität wie Abb. 3.

schließlich Salit übergeht (Abb. 4). Die Kristallränder bestehen aus Titanaugit. Die meist tafeligen Kristalle umschließen mitunter poikilitisch kleine ehemalige Olivine, die völlig in Quarz und Calcit umgewandelt wurden. Die Pyroxeneinsprenglinge werden entlang von Spaltrissen und an den Rändern mehr oder weniger stark durch Chlorit, z.T. auch Epidot verdrängt. Sie sind öfter randlich korrodiert, seltener sind tiefere Korrosionsbuchten zu beobachten.

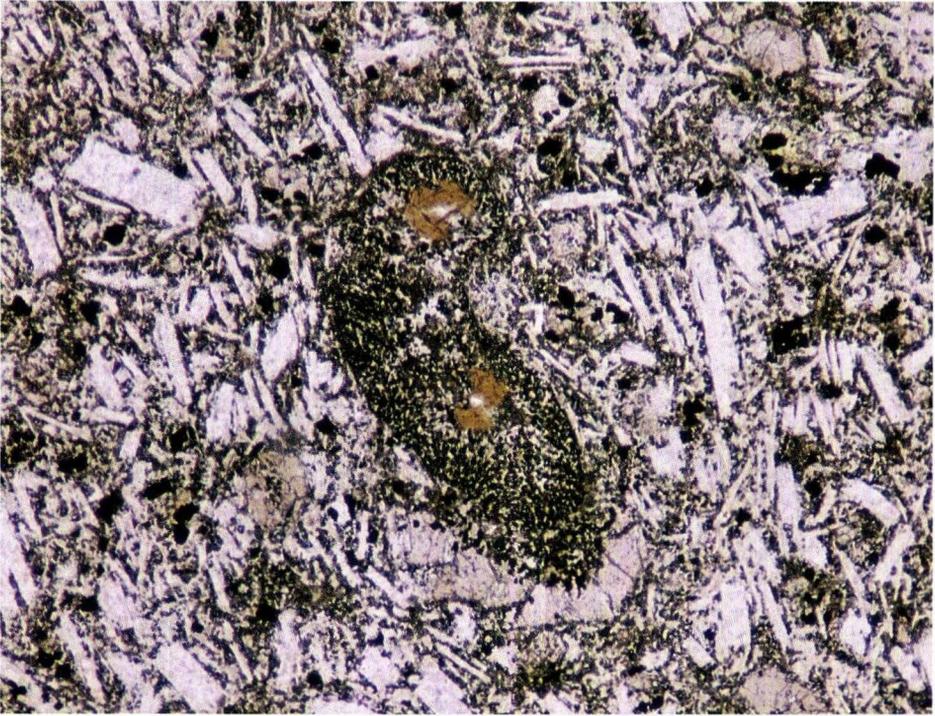


Abb. 5. Pyroxenporphyrischer Metabasalt im Dünnschliff: Stark korrodierter und verdrängter Amphiboleinsprengling (braun), umwachsen von Pyroxen. Grundmasse aus Plagioklas, Pyroxen und Magnetit. II Pol. Bildbreite 3 mm. Lokalität wie Abb. 3.

Aus weitere mafische Einsprenglingsphase kommen untergeordnet Kaersutite hinzu (Tab. 8). Diese zeigen einen ausgeprägten Pleochroismus von dunkelbraun (Z) nach hellbraun (X) und werden z.T. völlig von Pyroxen homoachsil umwachsen (Abb. 5). Ein auffallender, fast opaker Reaktionssaum umschließt die stark korrodierten Kristalle, die häufig völlig von einem submikroskopischen Gemenge, überwiegend aus Opakmineralen, verdrängt worden sind.

Olivine sind nicht mehr vorhanden, sondern durch Chlorit, Quarz, Epidot und Opakminerale ersetzt worden, wobei letztere mitunter die für Olivin typischen Risse und Sprünge nachzeichnen. Die idiomorphen Kristalle nehmen bei einer durchschnittlichen Größe von 1 mm maximal 3 Vol.-% ein.

Die wenigen, bis zu 5 mm großen Plagioklaseinsprenglinge haben überwiegend einen tafeligem Habitus und weisen einen deutlichen Zonarbau mit einem kalziumreichen Kern auf. Sie sind jedoch selten frisch, sondern liegen als gefüllte Plagioklase vor. Neben der Albitisierung sind sie im wesentlichen durch Sericit, Calcit und Kalifeldspat verdrängt worden.

Akzessorisch treten kleinere Magnetiteinsprenglinge und bis zu 4 mm lange säulige Apatitkristalle auf.

Die Grundmasse der schwach kumulativen Metabasalte besteht aus mehr oder weniger stark sericitisiertem Plagioklas, Pyroxen und Magnetit. Die Zusammensetzung der Pyroxene reicht, ähnlich wie bei den Einsprenglingen, von Augit über Salit bis Titanaugit (Tab. 8). Der verbleibende Zwickelraum wird durch eisenarmen und daher nur leicht bräunlich gefärbten Leukoxen und etwas Chlorit eingenommen. Das Gefüge der Grundmasse ist intergranular, untergeordnet auch hyalopilitisch, d.h. die in einer ehemals glasigen Matrix eingebetteten Plagioklasleisten sind fluidal eingeregelt.

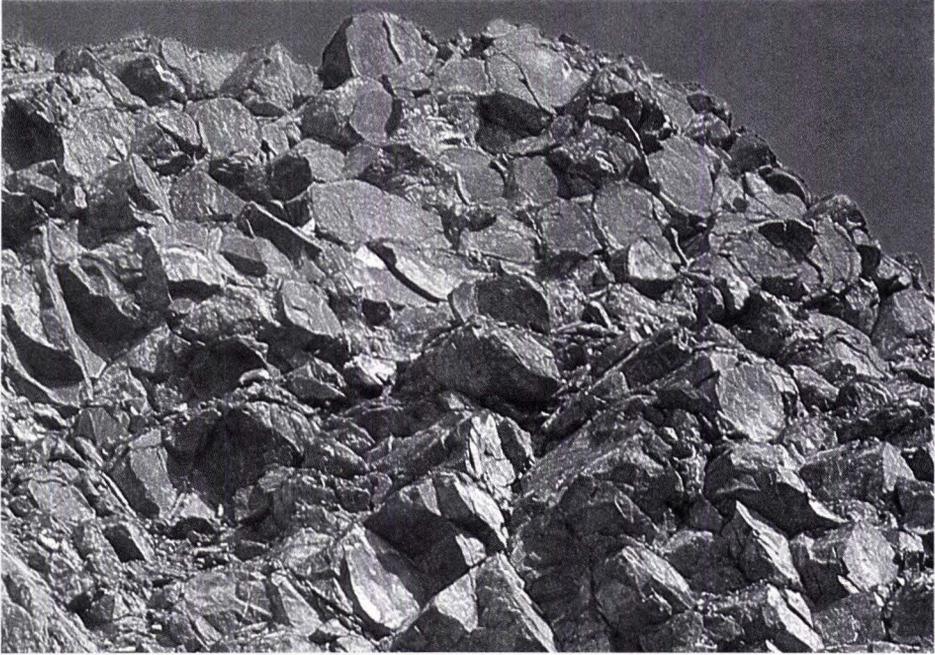


Abb. 6. Pillowlaven mit rundlichen Querschnitten der einzelnen Pillowschläuche. Höhle des Aufschlusses ca. 8 m. Steinbruch 1,2 km S Philippstein (Profil 35), mittlere Lahn-Mulde.

Die differenzierteren Metabasalte führen z.T. bis zu 30 Vol.-% Plagioklaseinsprenglinge, die mitunter mehrere cm groß werden. Sie sind albitisiert und häufig stark durch weitere Sekundärminerale verdrängt worden. Die relativ kleinen Pyroxeneinsprenglinge sind ebenfalls niemals frisch, sondern liegen überwiegend als Chloritpseudomorphosen vor. Die Grundmasse weist ein intersertales, seltener ein hyalopilitisches Gefüge auf. Sie besteht aus albitisierten und unterschiedlich stark durch weitere Sekundärminerale verdrängten Plagioklasleisten, chloritiertem Pyroxen und Olivin sowie aus Magnetit. Der Zwickelraum ist im Unterschied zu den schwach kumulativen Metabasalten überwiegend mit Chlorit gefüllt, daher die dunkelgrüne Farbe des Gesteins.

5.2 Pillowlaven

Pillowlaven (z.B. SE Cramberg, W Altenkirchen, S Philippstein u. E Nanzenbach, Taf. 1, Profil 1, 34, 35 u. 37), die in etwas geringerem Umfang als die oben beschriebenen Deckenlaven vertreten sind, belegen ein subaquatisches Fließen der Schmelze. Im Einklang mit den Beobachtungen an rezenten submarinen Lavaströmen (z.B. MOORE 1975) wird deutlich, daß es sich nicht um tropfenförmige Gebilde, sondern um Lavaschlauche handelt, in denen die Schmelze fließt. Im Querschnitt zeigen diese die typisch rundliche Form, wobei sich die Unterseite an die konvexen Oberflächen der unterlagernden Pillowschläuche anpaßt (Abb. 6). Der Durch-

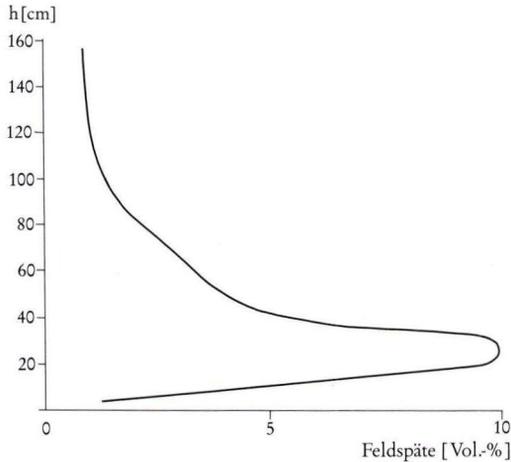


Abb. 7. Verteilung der Plagioklaseinsprenglinge in einem Pillowquerschnitt (h). Pillowstrom am Schellhofskopf 500 m N Weilburg (Profil 25), mittlere Lahn-Mulde (aus SCHLEUNIGER 1991).

messer der Pillows schwankt zwischen etwa 3 m und wenigen dm, wobei innerhalb der einzelnen Lavaströme eine Abnahme der Größe von unten nach oben zu beobachten ist, wie sie z.B. auch von DIMROTH et al. (1978) oder aus der Dill-Mulde von SCHMINCKE & SUNKEL (1987) beschrieben wird. Kennzeichnend ist eine Vielzahl von Gasblasen, die sekundär mit überwiegend Calcit und Chlorit gefüllt und häufig in konzentrischen Blasenzyklen angeordnet sind. Im Zentrum einzelner Pillows ist mitunter eine größere, mit Calcit gefüllte Blase zu beobachten. An der Peripherie sind selten größere langgezogene Blasen (pipe vesicles) ausgebildet.

Eine gravitative Abseigerung von Kristallen wurde in einem Pillowstrom zwischen Weilburg und Ahausen beobachtet (Hinweis RIETSCHEL, s. SCHLEUNIGER 1991), dessen Basis aus Megapillows mit einem Durchmesser bis zu 3 m besteht (Taf. 1, Profil 25, 20–25 m). Im unteren Teil dieser Megapillows sind Plagioklaseinsprenglinge stark angereichert (Abb. 7). Ein vergleichbares Phänomen beschreiben MATHEWS et al. (1964) aus Island, dort handelt es sich jedoch um abgeseigerte Olivinkristalle.

Die einzelnen Pillowschläuche sind von einer Rinde aus ehemaligem Glas umgeben, die bis zu 1 cm dick ist. Nach innen folgt, wie bei den Deckenlaven, eine tachylitische Zone, die in ein Gestein mit zunehmendem Kristallisationsgrad und steigender Kristallgröße übergeht. Die Gasblasen zeigen hinsichtlich Größe und Anzahl ebenfalls eine charakteristische Entwicklung. In der ehemaligen Glasrinde sind sie sehr zahlreich, mit einem durchschnittlichen Durchmesser von 0,4 mm relativ klein und fast ausschließlich mit Chlorit gefüllt. Mit zunehmender Entfernung vom Rand nimmt die Größe kontinuierlich auf einen Durchmesser von durchschnittlich 3 mm zu, die Anzahl dagegen deutlich ab. Die Füllung der Gasblasen besteht nun überwiegend aus Calcit.

In ihrer petrographischen Entwicklung entsprechen die Pillowlaven den differenzierteren Deckenergüssen. Das Gefüge der Grundmasse ist jedoch im Unterschied zu diesen häufiger hyalopilitisch. Pillowergüsse aus schwach kumulativen Metabasalten konnten nicht gefunden werden.

5.3 Gänge und Lagergänge

Gänge sind gewöhnlich einige dm bis zu mehrere m breit (z.B. SE Runkel u. N Gräveneck, Taf. 1, Profil 4 u. 20). Das sehr massive Gestein ist in seiner petrographischen Zusammensetzung überwiegend mit den differenzierteren basaltischen Laven vergleichbar, wobei relativ häufig aphyrische Metabasalte auftreten. Ein sehr großer Gang, mit einer Breite von mindestens 100 m, ist bei Gräveneck (Taf. 1, Profil 16a) aufgeschlossen. Er gehört zu den schwach kumulativen Metabasalten. Gegenüber den umgebenden Deckenlaven läßt er sich nur durch seine nahezu horizontal liegenden Säulen abgrenzen, die einen Durchmesser von mehreren dm erreichen.

Im Gegensatz zu den Gängen, besonders wenn sie vulkaniklastische Abfolgen durchschlagen haben, sind die subeffusiven Lagergänge (z.B. W Kubach, Taf. 1, Profil 28a) nur schwer von Deckenlaven zu unterscheiden. Als Merkmale können ein meist nur undeutlich entwickelter Hangendkontakt, der geringe Blasengehalt und ein etwas gröberes Korn herangezogen werden.

5.4 Endogene Dome

Vereinzelte treten innerhalb der basaltischen Vulkaniklastite des Lahn-Dill-Gebietes metatrachytische Intrusionen (endogene Dome) auf, die mit Durchmessern von maximal einigen 10er m relativ klein bleiben (z.B. N Gräveneck, Taf. 1, Profil 20). In Kontaktnähe wurden mitunter kleinere Nebengesteinsschollen von der Schmelze aufgenommen. Die rotbraun bis fleischrot gefärbten Metatrachyte führen Alkalifeldspateinsprenglinge, die bis zu 8 mm groß werden und häufig fluidal eingeregelt sind. Im Dünnschliff zeigen sie eine deutliche Schachbrettalbitisierung. Die Grundmasse besteht überwiegend aus Alkalifeldspatleisten, das Gefüge ist trachytisch. Als akzessorischer Gemengteil kommt Zirkon hinzu. In Kontaktnähe zum Nebengestein weisen die Metatrachyte ein vitrophyrisches Gefüge auf. Die Schachbrettalbiteinsprenglinge sind dort in eine aus ehemals vulkanischem Glas bestehende Grundmasse eingebettet, die zu mikrokristallinem Quarz rekristallisiert ist. Verdrängungen durch Karbonat sind häufig. Ein größerer endogener Dom (N Guntersau, am Ausgang des Weiltales) ist bei FLICK (1977) und FLICK & NESBOR (1988a) näher beschrieben worden.

5.5 Metabasaltische Vulkaniklastite

Die metabasaltischen Vulkaniklastite im Lahn-Dill-Gebiet sind aus unterschiedlichen Prozessen hervorgegangen (Kap. 7) und daher in ihrem Erscheinungsbild sehr heterogen. Neben den verschiedenen pyroklastischen Ablagerungen treten Hyaloklastite, Pillowfragmentbreccien und Pillowbreccien auf. Im Aufschluß sind die in verschiedenen Grüntönen, bei Hämatitisierung auch violett gefärbten Gesteine überwiegend massiv, zum Teil zeigen sie Schichtungsmerkmale (Taf. 1). Von der Korngröße der Partikel her entsprechen die Pyroklastite und Hyaloklastite überwiegend Lapillituffen (2–64 mm), seltener Aschentuffen (<2 mm). Die Pillowfragmentbreccien liegen meist im Korngrößenintervall von Lapillituffen, die Pillowbreccien im Bereich von Pyroklastischen Breccien/Agglomeraten (>64 mm).

Bereits im Handstück sind unterschiedliche juvenile, d.h. unmittelbar aus der Schmelze abzuleitende Vulkaniklasten erkennbar, wobei die Vulkaniklastite weitgehend aus nur einem oder auch aus mehreren Klastentypen bestehen können. Zu der ersten Gruppe zählen Ablagerungen, die sich fast nur aus sehr blasenreichen Pyroklasten zusammensetzen (z.B. SW Runkel, NE Arfurt, S Weilburg u. SW Kubach, Taf. 1, Profil 2, 8, 27 u. 28b). Die 0,1–0,5 mm großen, sekundär überwiegend mit Chlorit gefüllten Gasblasen heben sich auf den Schieferungsflächen des Gesteins als winzige schwarze Punkte mehr oder weniger deutlich von der grünen oder auch violetten, ehemals glasigen Substanz der Pyroklasten ab. Eine ebenfalls monomikte Zusammensetzung weisen die Hyaloklastite auf (z.B. SE Runkel u. NW Arfurt, Taf. 1, Profil 4 u. 7). Sie bestehen aus blasenarmen, ehemals glasigen Hyaloklasten. Im Gegensatz hierzu sind die Pillowfragmentbreccien polymikt entwickelt (z.B. NW Arfurt, N Gräveneck u. W Altenkirchen, Taf. 1, Profil 7, 20 u. 34). Dieser sehr weit verbreitete Gesteinstyp setzt sich aus Pillowrandbruchstücken und runderlichen, unregelmäßig geformten Lavakörpern (isolierte Minipillows) mit Größen zwischen einigen dm bis über 1 m sowie deren Bruchstücken zusammen. Sie sind in eine Matrix aus relativ blasenarmen, ehemals glasigen Hyaloklasten eingebettet, wobei die einzelnen Klastentypen unterschiedliche Anteile am Gestein erreichen. Die Schwankungsbreite reicht von Pillowfragmentbreccien mit zahlreichen Pillowrandbruchstücken bis zu solchen, die hauptsächlich aus Hyaloklasten bestehen und nur wenige Pillowrandbruchstücke führen. Schichtungsmerkmale sind in der Regel nicht zu beobachten.

Zu den juvenilen Vulkaniklasten kommen z.T. Lithoklasten (Metabasalt, Metatrachyt), bei den Epiklastiten Bruchstücke aus umgelagerten Vulkaniten und Sedimentgesteinen (Metabasalt, Metatrachyt, Riffkalk, untergeordnet Sand-, Silt- und Tonstein) in wechselnden Mengenanteilen hinzu. Die Durchmesser der Lithoklasten und umgelagerten Gesteinskomponenten reichen von einigen mm bis zu mehreren 10er m (z.B. NW u. E Arfurt, Taf. 1, Profil 7 u. 9). Bei solchen hausgroßen Blöcken, in denen z.T. kleine Steinbrüche angelegt wurden, handelt es sich ausschließlich um umgelagerten Riffkalk. Sie sind oft nur schwer von kleineren autochthonen Riffkörpern zu unterscheiden (Kap. 9).

Die juvenilen Klastentypen unterscheiden sich insbesondere in ihrer Kristallinität, aber auch im Blasengehalt und in ihrer mineralogischen Zusammensetzung. In Abhängigkeit von der Kristallinität lassen sich ehemals glasige von tachylitischen Klasten und Pillowrandbruchstücken trennen. Die ehemals glasigen Vulkaniklasten sind durch sekundäre, im wesentlichen diagenetische Prozesse zu einem Gemenge aus Chlorit und Leukoxen umgewandelt worden. Häufig enthalten sie winzige albitisierte Plagioklasmikrolithe, deren schnelle Bildung durch die geringe Viskosität der Schmelze begünstigt wurde. Hinzu kommen Mikroeingrenklungen aus Plagioklas und Pyroxen. Die Plagioklase sind albitisiert und z.T. mehr oder weniger stark durch weitere Sekundärminerale ersetzt worden, die Pyroxene wurden meist durch Chlorit verdrängt. Der Blasengehalt in den juvenilen Vulkaniklasten ist sehr unterschiedlich. Er liegt überwiegend unter 50 Vol.-% (Abb. 8), in einigen Fällen überschreitet er 70 Vol.-% (Abb. 9). Die Gasblasen sind mit Chlorit, selten mit Calcit oder Quarz gefüllt. Untergeordnet treten völlig blasenfreie ehemals glasige Vulkaniklasten auf.

Die tachylitischen Vulkaniklasten weisen generell einen relativ geringen Blasenanteil (<40 Vol.-%) auf. Sie sind durch einen niedrigen Kristallisationsgrad gekennzeichnet und bestehen überwiegend aus einem feinen Filz nadeliger Opakminerale. In dieser nahezu opaken Grundmasse schwimmen kleine albitisierte Plagioklasleisten und Chloritpseudomorphosen nach mafischen Mineralen (Pyroxen/Olivin).

Die Pillowrandbruchstücke dagegen sind nicht einheitlich aufgebaut, sondern lassen in den einzelnen Partikeln jeweils verschiedene Zonen unterscheiden. Die Bereiche, die aus der Außenhaut und somit aus der Abschreckungszone eines Pillows stammen, waren ursprünglich glasig entwickelt und entsprechen somit in ihrer Zusammensetzung den ehemals glasigen Vulkaniklasten. Die überwiegend mit Chlorit gefüllten Gasblasen sind relativ klein und zahlreich. Einige mm von dieser Außenhaut entfernt folgt eine tachylitische Zone, die in einen zunehmend besser kristallisierten Bereich übergeht. Die Größe der Gasblasen nimmt dabei kontinuierlich zu, während ihre Anzahl abnimmt. Sie sind dort meist mit Calcit gefüllt. Im Handstück sind die beiden zuerst genannten Zonen grün gefärbt und heben sich dadurch deutlich von

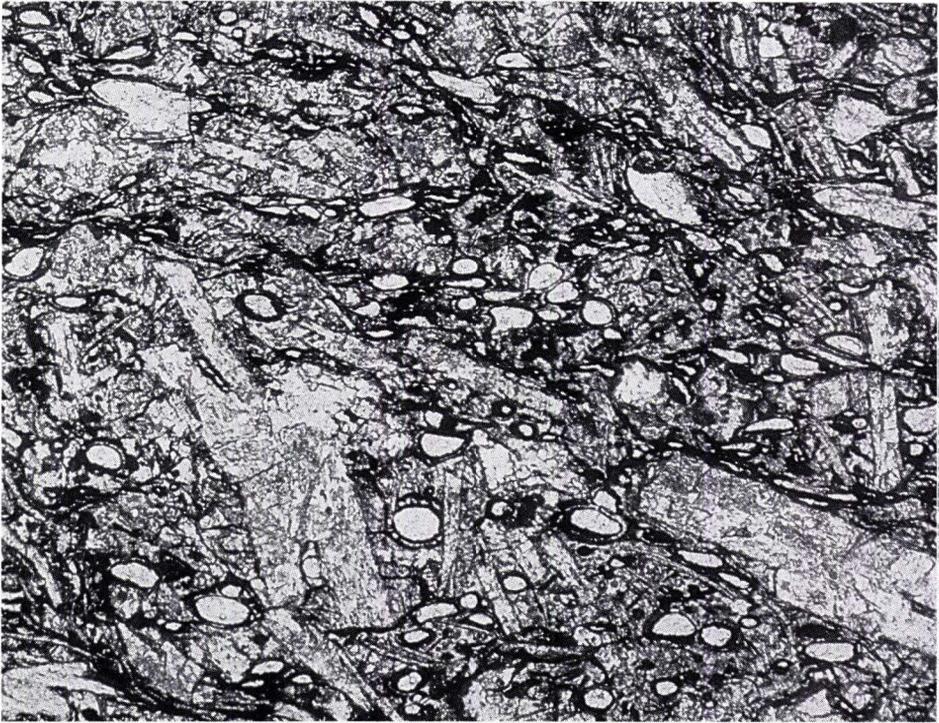


Abb. 8. Blasenarmer Hyaloklast (Dünnschliff). Zwei Generationen von Plagioklas (hell), eingebettet in eine ehemals glasige Grundmasse (grau) aus Chlorit und Leukoxen. Bildbreite 3 mm. Nördliches Weital 1,5 km W Kubach (Profil 28a), mittlere Lahn-Mulde.

den kristallinen, tief dunkelgrünen bis dunkelvioletten Bereichen ab, die in ihrer Zusammensetzung und Gefügeentwicklung den Metabasalten entsprechen (Abb. 10).

Anhand der mineralogischen Zusammensetzung können bei den juvenilen Vulkaniklasten, wie bei den Deckenlaven, zwei Typen unterschieden werden. Der erste ist aus schwach kumulativen basaltischen Schmelzen hervorgegangen (z.B. NW Arfurt, N Gräveneck u. W Kubach, Taf. 1, Profil 7, 20 u. 28a). Er ist, analog zu den entsprechenden Metabasalten, durch das Auftreten großer Pyroxen- und kleinerer Amphiboleinsprenglinge gekennzeichnet. Plagioklaseinsprenglinge sind nur von untergeordneter Bedeutung. Der zweite Typ (z.B. SE Cramberg, SW Kirschhofen, S Weilburg, W Altenkirchen u. E Nanzenbach, Taf. 1, Profil 1, 22, 27, 34 u. 37) ist den vergleichsweise differenzierteren Metabasalten zuzuordnen. Er ist überwiegend aphyrisch, untergeordnet führt er z.T. sehr große albitisierte Plagioklaseinsprenglinge und wenige kleinere Chloritpseudomorphosen nach Pyroxen. Die albitisierten Plagioklaseinsprenglinge sind meist stark durch weitere Sekundärminerale verdrängt worden, z.T. liegen gefüllte Kristalle vor.

Die ehemaligen Glas- und Tachylitfragmente, Kristalle, Pillowrandbruchstücke, Lithoklasten und umgelagerten Gesteinskomponenten sind entweder in eine feinkörnige Matrix einge-

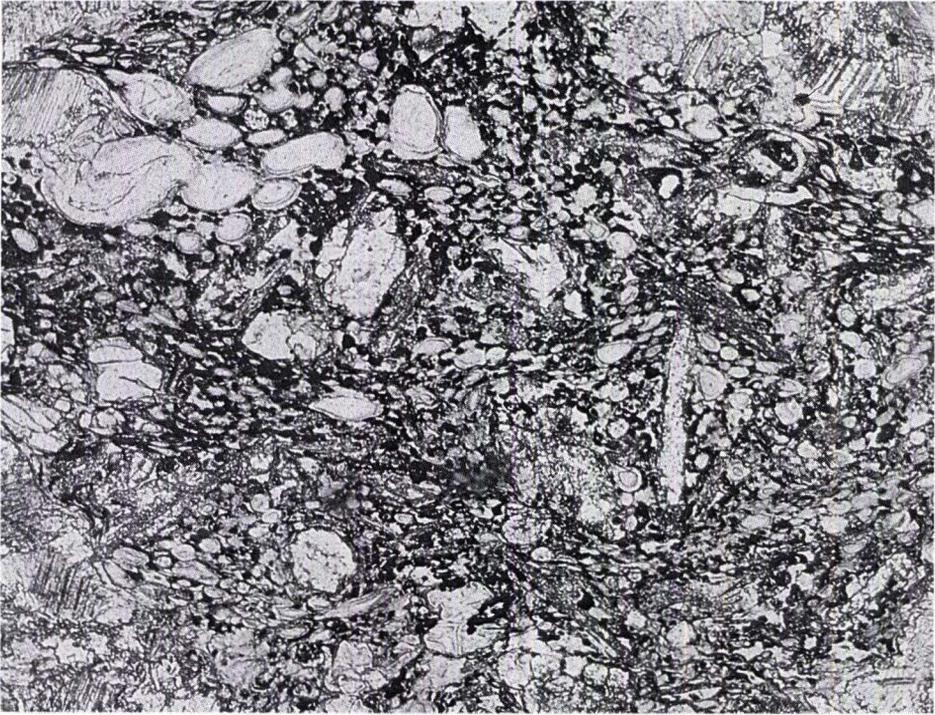


Abb. 9. Hochaufgeschäumter Lapillus (Dünnschliff). Wenige Plagioklasleisten (hell) eingebettet in eine aus Chlorit und Leukoxen bestehende, ehemals glasige Grundmasse (dunkelgrau). Interpartikelraum mit sparitischem Calcitcement gefüllt. Bildbreite 3 mm. S-Flanke Lahntal, 1 km S Weilburg (Profil 27), mittlere Lahn-Mulde.

bettet, oder der Interpartikelraum ist mit Calcit-, untergeordnet auch mit Chloritcement gefüllt. Sehr selten ist ein Albit-, Hämatit- oder Quarz cement zu beobachten. Die Matrix bestand ursprünglich aus vulkanischem Glas oder bei epiklastischen Ablagerungen auch aus Ton (z.B. NE Aumenau, Taf. 1, Profil 13). Bei einer Aschenmatrix wurde das vulkanische Glas, ebenso wie bei den größeren glasigen Klusten, sekundär in Chlorit und Leukoxen umgewandelt. Sie unterscheidet sich dadurch von dem Chloritcement, der nahezu frei von Leukoxen ist und daher im Handstück schwarz erscheint (Abb. 10), während bei einer Aschenmatrix grüne Farbtöne vorherrschen.

5.6 Metatrachytische Vulkaniklastite

Die metatrachytischen Vulkaniklastite (z.B. SW Kirschhofen, Taf. 1, Profil 22) bestehen überwiegend aus Metatrachytfragmenten und größeren Alkalifeldspäten sowie deren Bruchstücken, die meist eine Schachbrettalbitisierung erfahren haben. Die häufig eckigen Metatrachytklusten sind in der Regel porphyrisch entwickelt, mit unterschiedlich großen Schachbrettalbiteinsprenglingen (Abb. 11). Die Grundmasse weist z.T. ein trachytisches Gefüge mit fluidal

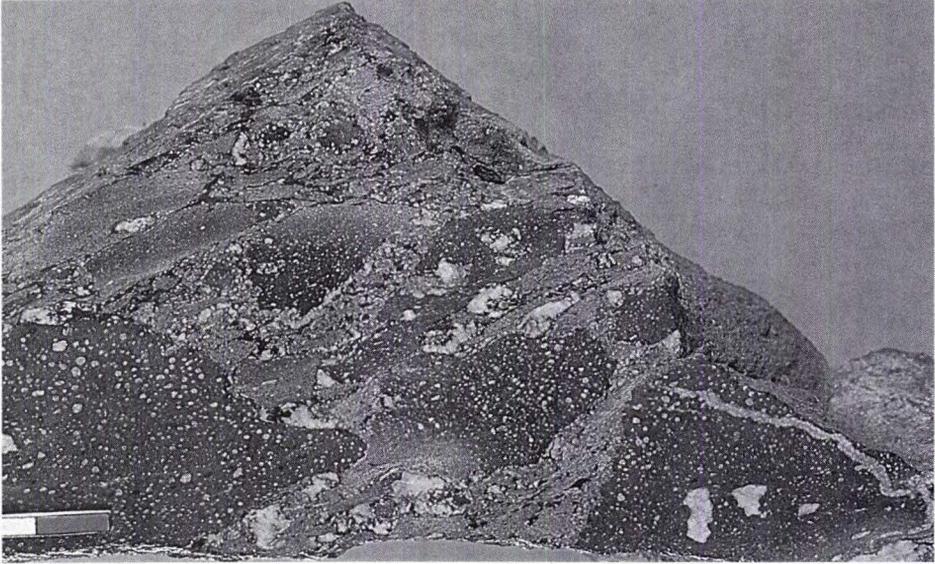


Abb. 10. Pillowfragmentbreccie. Pillowrandbruchstücke (dunkelgrau) mit ehemals glasigen Rändern (hellgrau), umgeben von ebenfalls ehemals glasigen Hyaloklasten (hellgrau). Interpartikelraum mit Chlorit-zement (schwarz) und Calcit-zement (weiß) gefüllt. Maßstab 2 cm. Steinbruch 1 km NW Altenkirchen (Profil 34), mittlere Lahn-Mulde.

eingeregelt Alkalifeldspatleisten auf, z.T. ist ein vitrophyrisches Gefüge entwickelt, wobei die ursprünglich glasige Grundmasse zu mikrokristallinem Quarz rekristallisiert ist. Zwischen diesen beiden Gefügetypen sind alle Übergänge möglich (hyaloophitisches oder hyalopilitisches Gefüge). Neben den Metatrachytfragmenten treten Metabasaltbruchstücke, basaltische Pyroklasten und Hyaloklasten unterschiedlicher Zusammensetzung, Sand-, Silt-, Tonsteinfragmente und Fossilien auf.

5.7 Subvulkanische Intrusiva

Bei den in subvulkanischem Niveau intrudierten Gesteinen handelt es sich um doleritische Metabasalte und die dazugehörigen ultramafischen Kumulate (Pikrit) sowie leukokraten Differentiate (Plagioklasit). In dem untersuchten Vorkommen bei Oberdieten am NW-Rand der Dill-Mulde (FLICK et al. 1991) ist der doleritische Metabasalt in Kontaktnähe zum Nebengestein in einer etwa 1,5 m mächtigen Zone gleichmäßig tief dunkelgrün gefärbt und direkt am Kontakt durch porphyrisches Gefüge sowie geringe Korngröße gekennzeichnet (Taf. 1, Profil 38). Unmittelbar am Liegendkontakt wurde die Schmelze zu einer wenige mm dicken Zone vulkanischen Glases abgeschreckt, das sekundär in Chlorit und Leukoxen umgewandelt wurde. In einiger Entfernung vom Kontakt dagegen, im Dachbereich der Intrusion, ist das dort grau gefärbte Gestein sehr grobkörnig entwickelt und durch einen deutlich höheren Pla-

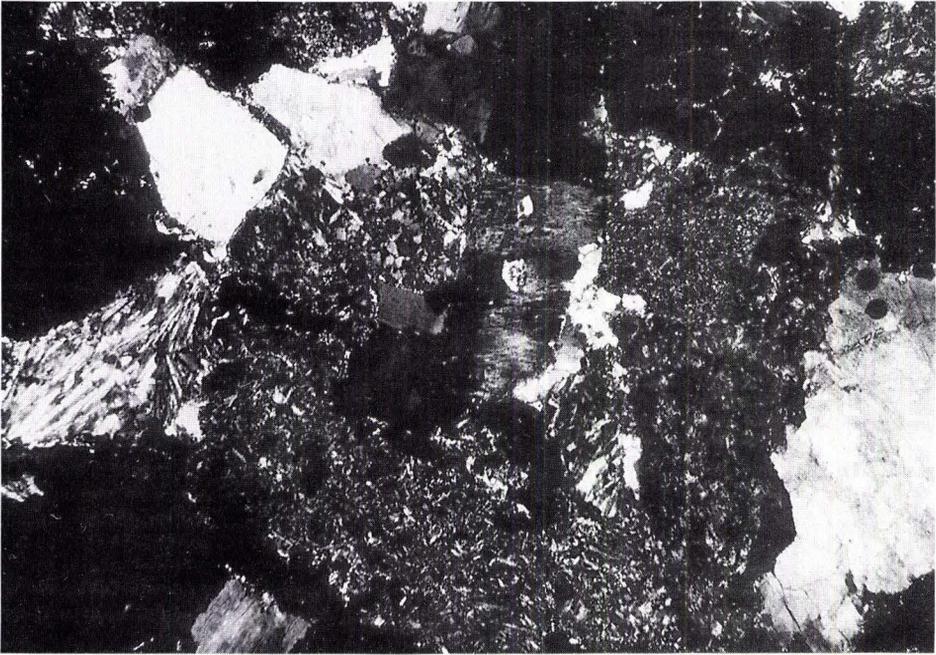


Abb. 11. Metatrachytischer Epiklastit aus Partikeln mit trachytischem (links) und ehemals vitrophyrischem Gefüge (Mitte) sowie isolierten Alkalifeldspatkristallen (weiß) in einer limonitisierten Matrix (schwarz). Bildbreite 3 mm. X Pol. Seitental W der Lahn, 1 km W Kirschhofen, mittlere Lahn-Mulde.

gioklasgehalt gekennzeichnet. Der doleritische Metabasalt setzt sich aus den primären, magmatisch entstandenen Mineralen Plagioklas, Olivin, Pyroxen, Amphibol, Biotit, Apatit, Titanit sowie Magnetit zusammen. Als Folge der Alterationsvorgänge entstanden die Sekundärminerale Chlorit, Albit, Sericit, Prehnit, Calcit, Cancrinit, Pumpellyit, Leukoxen und Titanit.

Der untere Teil der Intrusion besteht aus schwarzem Pikrit, der in einen homogenen und in einen lagendifferenzierten Typ unterschieden werden kann. Wichtigste Mineralkomponente ist der Olivin, der poikilitisch von Pyroxen, Plagioklas und Amphibol umwachsen ist. Der Olivin ist z.T. weitgehend frisch, z.T. stärker durch Serpentin verdrängt worden. Biotit, Magnetit und gelegentlich etwas Apatit sind akzessorisch vertreten. Der lagendifferenzierte Pikrit weist zum Hangenden hin einen zunehmenden Plagioklasanteil auf und geht somit in einen pikritischen Metabasalt über.

In den lagendifferenzierten Pikrit sind mehrere Lagergänge und ein Gang intrudiert, die nahezu weiß gefärbt und aufgrund ihrer hohen Plagioklasanteile als Plagioklasit zu bezeichnen sind. Als gemeinsames Merkmal hat sich bei allen leukokraten Intrusionen an der Kontaktfläche eine feinkörnigere Abschreckungszone gebildet. Im pikritischen Nebengestein entstand seinerseits ein Reaktionssaum. Zu dem Plagioklas kommen unterschiedliche Mengen an Augit und Ägirinaugit hinzu. Ein wichtiges Merkmal der Plagioklasite ist der zum Teil beträchtliche Gehalt an den wasserhaltigen mafischen Mineralen Kaersutit und Biotit. Die Gehalte an Apatit und Magnetit sind ebenfalls relativ hoch.

6. Geochemie der Vulkanite

6.1 Diagenetische Alteration

Die Vulkanite im Lahn–Dill-Gebiet, so auch die der Givet/Adorf-Phase, wurden nach ihrer Ablagerung durch diagenetische Vorgänge verändert und zusätzlich im Zuge der variskischen Orogenese von einer leichten Regionalmetamorphose überprägt. Dabei hat im wesentlichen eine Albitisierung der Plagioklase und eine Chloritisierung der mafischen Minerale stattgefunden (s. Kap. 5). Die Alterationsprozesse haben besonders die vulkaniklastischen Gesteine betroffen, die primär zu einem hohen Anteil aus vulkanischem Glas bestanden. Dieses war sehr reaktionsfreudig und wurde bei trachytischer bis alkalirhyolithischer Zusammensetzung im wesentlichen zu mikrokristallinem Quarz, bei basaltischem Chemismus zu einem Gemenge aus Chlorit und Leukoxen umgewandelt (FLICK et al. 1990). Die basaltischen Vulkaniklastite sind aus diesem Grunde in verschiedenen Grüntönen gefärbt. In der Umgebung von Roteisensteinvererzungen ist darüber hinaus eine Hämatitisierung der Abfolgen zu beobachten, mitunter treten Bleichungshorizonte auf (z.B. S Weilburg u. E Nanzenbach, Taf. 1, Profil 27 u. 37). Diese Bereiche wurden von einer ausgeprägten Karbonatisierung betroffen, wodurch das ursprüngliche Gefüge der Gesteine mehr oder weniger vollständig zerstört wurde. Die weitgehend verdrängten Vulkaniklasten sind dort nur noch schemenhaft zu erkennen (Abb. 12).

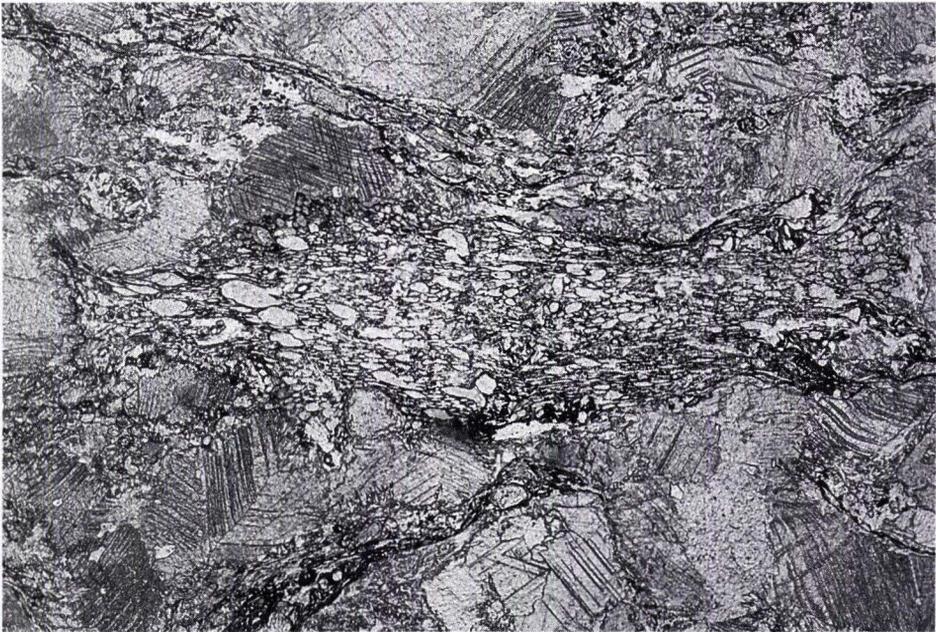


Abb. 12. Karbonatisierter Lapillituff. Hochblasige Pyroklasten (grau) eingebettet in Calcitcement (weiß).
Bildbreite 3 mm. S-Flanke Lahntal, 1 km S Weilburg (Profil 27), mittlere Lahn-Mulde.

Die sekundären Veränderungen spiegeln sich besonders deutlich in der Verteilung der Hauptelemente wider. Generell ist im Vergleich zu unveränderten Basalten eine Anreicherung von H_2O , CO_2 und K_2O sowie eine Abreicherung von SiO_2 zu beobachten. Dieses gilt in verstärktem Maße für die basaltischen Vulkaniklastite. Die K_2O -Aufnahme führte dabei vor allem zur Neubildung von Kalifeldspat. Na_2O wurde in den Laven angereichert, in den basaltischen Vulkaniklastiten abgereichert. Die CaO -Gehalte hängen im wesentlichen von dem Anteil an sekundär gebildetem Calcit ab und sind daher in den stark karbonatisierten Bereichen am höchsten. Überwiegend ist in diesen häufig gebleichten oder auch hämatitisierten Gesteinen zusätzlich eine deutliche Verringerung des Fe -Gehaltes zu verzeichnen (Abb. 13, Tab. 2 u. 3).

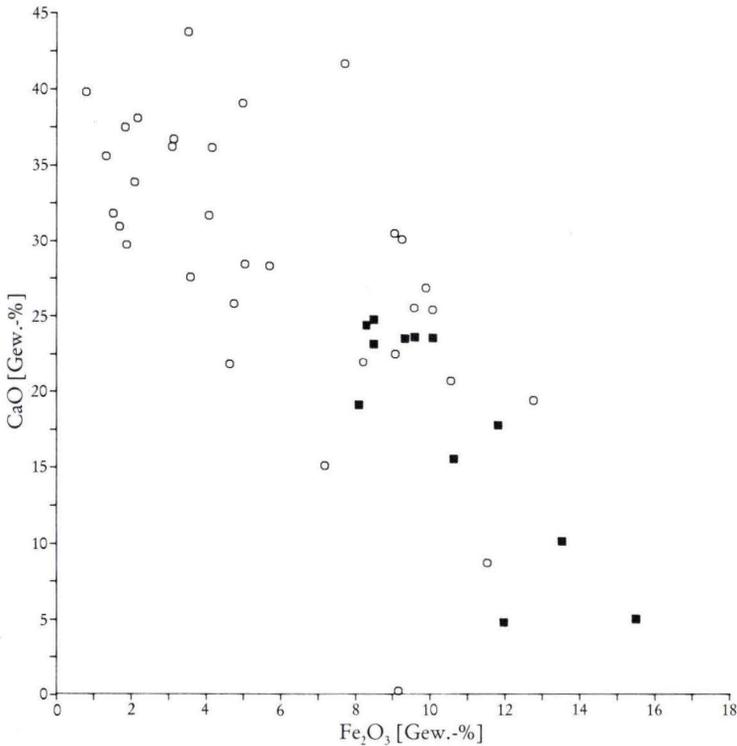
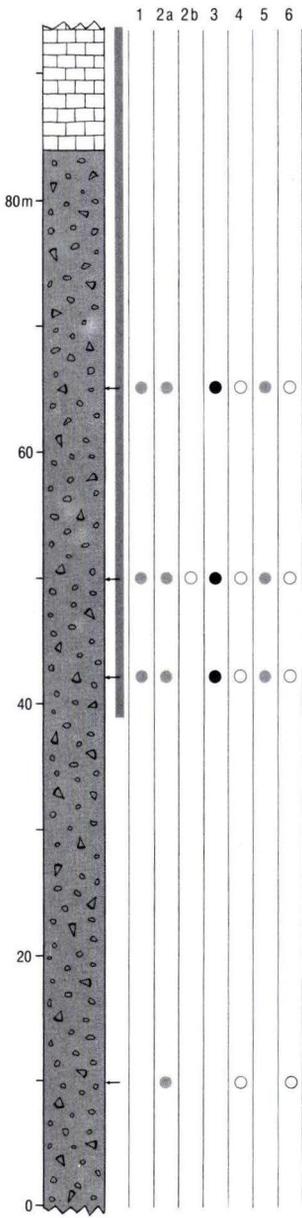
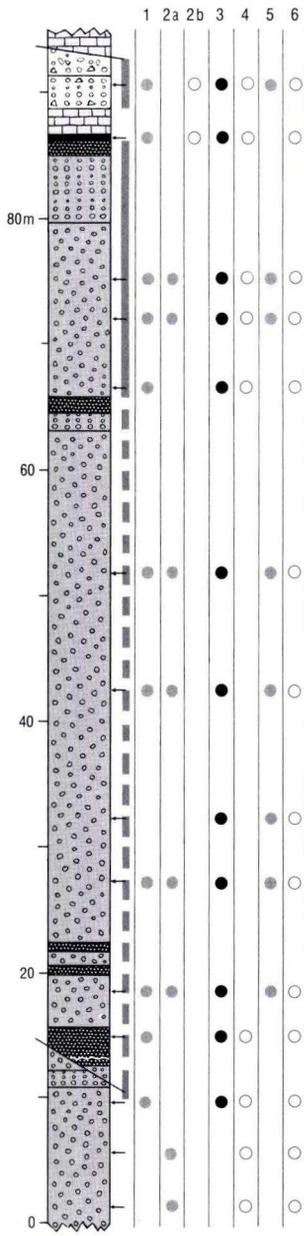


Abb. 13. CaO/Fe_2O_3 -Verhältnisse in vulkaniklastischen Abfolgen aus der mittleren Lahn-Mulde (Profil 21 u. 27, Abb. 2b) und südwestlichen Dill-Mulde (Profil 37, Abb. 2b). Quadrate = weniger stark alterierte, grüne Vulkaniklastite, Kreise = stark alterierte, hämatitisierte und gebleichte Vulkaniklastite.

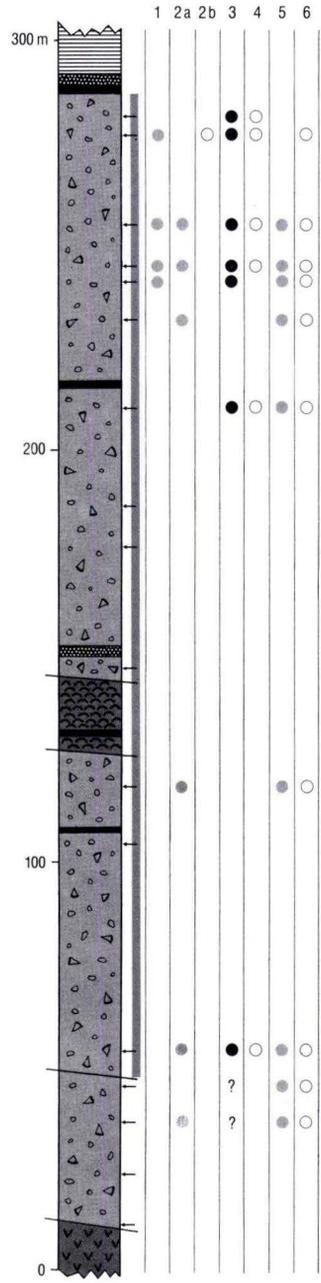
Die diagenetischen Bedingungen, unter denen diese Stoffverschiebungen stattgefunden haben, lassen sich anhand von Kathodenlumineszenzuntersuchungen und Mikrosondenanalysen der Karbonatzemente nachvollziehen. Sie erlauben Rückschlüsse auf die Redox-Verhältnisse und somit auf die Mobilität bestimmter Elemente, wie z.B. des Eisens (FLICK et al. 1990). Die verschiedenen Calcitzemente sind dabei an ganz bestimmte Gesteinstypen gebunden (Abb. 14). So treten in den kräftig grün gefärbten Abschnitten



21



27



37

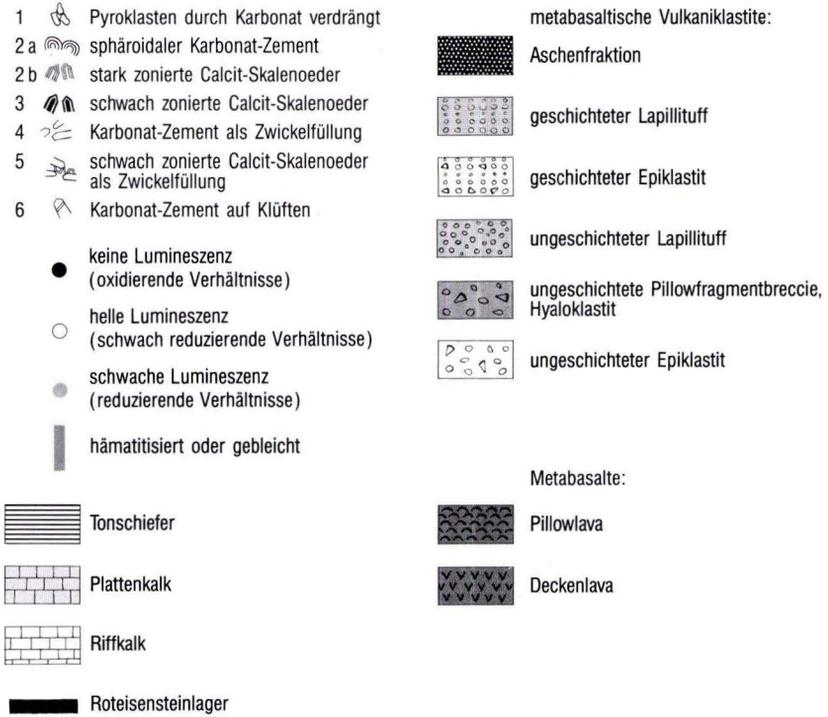


Abb. 14. Entwicklung der Zementtypen in Abhängigkeit von den Redoxverhältnissen.
(Lage der Profile Abb. 2b).

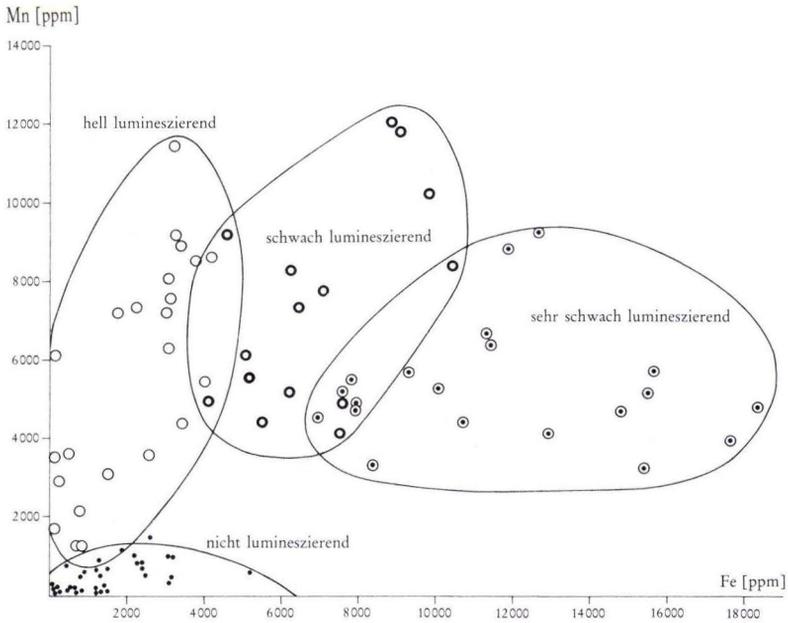


Abb. 15. Fe- und Mn-Gehalte in Calcizementen metabasaltischer Vulkaniklastite (Profil 27 u. 37, Abb. 14) und Lumineszenzverhalten in Abhängigkeit vom Fe/Mn-Verhältnis.

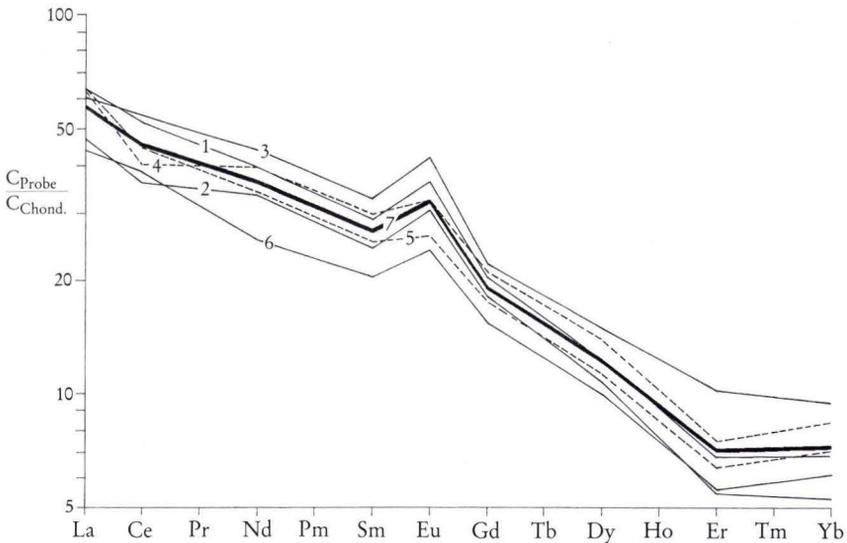


Abb. 16. Verteilung der SEE im Profil Gänsberg S Weilburg (Profil 27, Abb. 2b). Arithmetische Mittelwertkurven, normiert nach „recommended“ Chondrit (BOYNTON 1984). (1) ungeschichteter Lapillituff, (2) ungeschichteter Lapillituff (gebleicht), (3) ungeschichteter Lapillituff (violett), (4) geschichteter Lapillituff (violett), (5) geschichteter Lapilli- bis Aschentuff, (6) Aschentuff, (7) Mittelwert Gesamtprofil.

der Profile überwiegend schwach lumineszierende Zemente auf, die unter stark reduzierenden Bedingungen gebildet wurden. Die Einbauraten von Fe und Mn in das Kristallgitter des Calcits sind entsprechend hoch (Abb. 15). In den hämatitisierten Bereichen und den gebleichten Zonen wurden die Vulkaniklasten verstärkt durch schwach lumineszierenden Calcit, d.h. in einem stark reduzierenden Milieu verdrängt. Zusätzlich sind dort nicht lumineszierende Zemente mit sehr niedrigen Fe- und Mn-Gehalten der Calcite vertreten, die später, unter oxidierenden Verhältnissen gebildet wurden.

6.2 Magmentyp

Hauptelemente, die bei frischen Vulkaniten üblicherweise zur Klassifikation herangezogen werden (z.B. SiO_2 , Na_2O und K_2O für die TAS-Klassifikation), eignen sich wegen ihrer Mobilität mit Ausnahme von Ti und P nicht für diagenetisch und metamorph veränderte Gesteine. Bestimmte, weitgehend immobile Spurenelemente, wie z.B. Cr, Ni, Y, Zr, Nb und die Seltenen Erd-Elemente (SEE), sind dagegen verwendbar (WINCHESTER & FLOYD 1977, PEARCE & NORRY 1979). Dieses gilt uneingeschränkt jedoch nur für die Metabasalte. Bei den metabasaltischen Vulkaniklastiten haben in den stark karbonatisierten und hämatitisierten Gesteinen selbst bei den als immobil geltenden Elementen Y, Zr und Nb Veränderungen stattgefunden (Abb. 17b). Auf die Gehalte an SEE hatten die sekundären Alterationsprozesse jedoch nahezu keinen Einfluß (Abb. 16, Tab. 6 u. 7).

Vom Magmentyp her handelt es sich bei den untersuchten Metabasalten der Givet/Adorf-Phase aus dem Lahn-Dill-Gebiet um Alkalibasalte (Abb. 17a, 18a, 19a). Entsprechend sind die metabasaltischen Vulkaniklastite aus diesem Bereich ebenfalls überwiegend aus alkalibasaltischen Schmelzen hervorgegangen (Abb. 17b, 18b, 19b). Nur am NW-Rand des Schalstein-Hauptsattels in der mittleren Lahn-Mulde deutet der Chemismus dagegen eher auf einen tholeiitischen Charakter hin.

Die Unterscheidung der alkalibasaltischen Gesteine in einen schwach kumulativen und einen differenzierteren Typ (Kap. 5) läßt sich auch geochemisch nachvollziehen. Der relativ hohe Anteil an mafischen Mineralen in den schwach kumulativen Metabasalten und Vulkaniklastiten äußert sich dabei im wesentlichen durch hohe Cr- und Ni-Gehalte (Abb. 20a, b, Tab. 4 u. 5).

Die SEE bestätigen die Trennung in einen alkalibasaltischen (z.B. N Gräveneck u. W Kubach, Taf. 1, Profil 19, 20 u. 28a) und einen tholeiitischen Typ (z.B. S Weilburg, Taf. 1, Profil 27). So ist die Anreicherung der Leichten Seltenen Erd-Elemente (LSEE) in den Gesteinen aus dem mittleren Bereich des Schalstein-Hauptsattels etwa doppelt so hoch wie an dessen N-Rand (Abb. 21, Tab. 6 u. 7)

Die Metabasalte und die dazugehörigen Vulkaniklastite fallen generell in das Feld der Intraplattenbasalte (Abb. 17a, b u. 18a, b). Ausgenommen hiervon sind nur die völlig karbonatisierten und hämatitisierten Vulkaniklastite, bei denen auch die als immobil geltenden Elemente sekundär verändert wurden und deshalb keine Aussage mehr ermöglichen. Keines der analysierten Vorkommen ist den MOR-Basalten zuzuordnen.

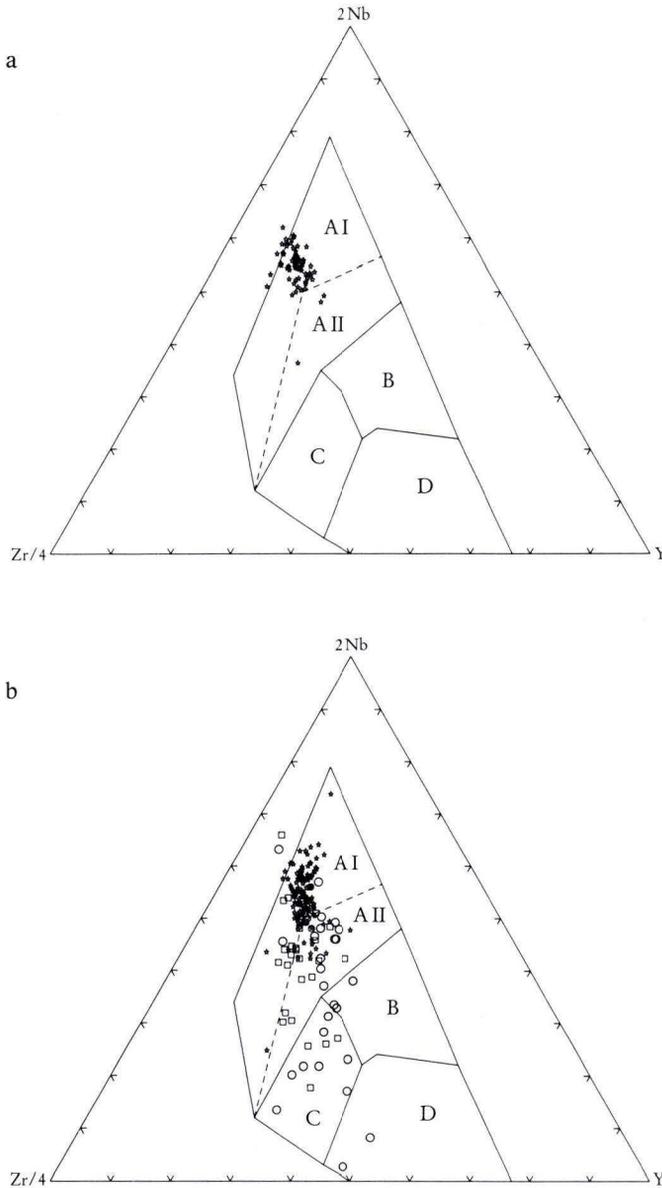


Abb. 17. Nb-Zr-Y-Diagramm von MESCHÉDE (1986). A I + A II: Intraplatten-Alkalibasalte (WPA), A II + C: Intraplatten-Tholeiite (WPT), B: „plume type“ MOR-Basalte, D: „normal type“ MOR-Basalte, C + D: Basalte der Inselbögen (VAB).

a. Metabasalte der Givet/Adorf-Phase aus dem Lahn-Dill-Gebiet.

b. Metabasaltische Vulkaniklastite der Givet/Adorf-Phase aus dem Lahn-Dill-Gebiet. Sterne = Vulkankomplexe der mittleren Lahn-Mulde (Abb. 33), Schaumburger Mulde und Nanzenbacher Mulde, Quadrate = N-Rand Schalstein-Hauptsattel, Kreise = hämatitisiert und karbonatisiert.

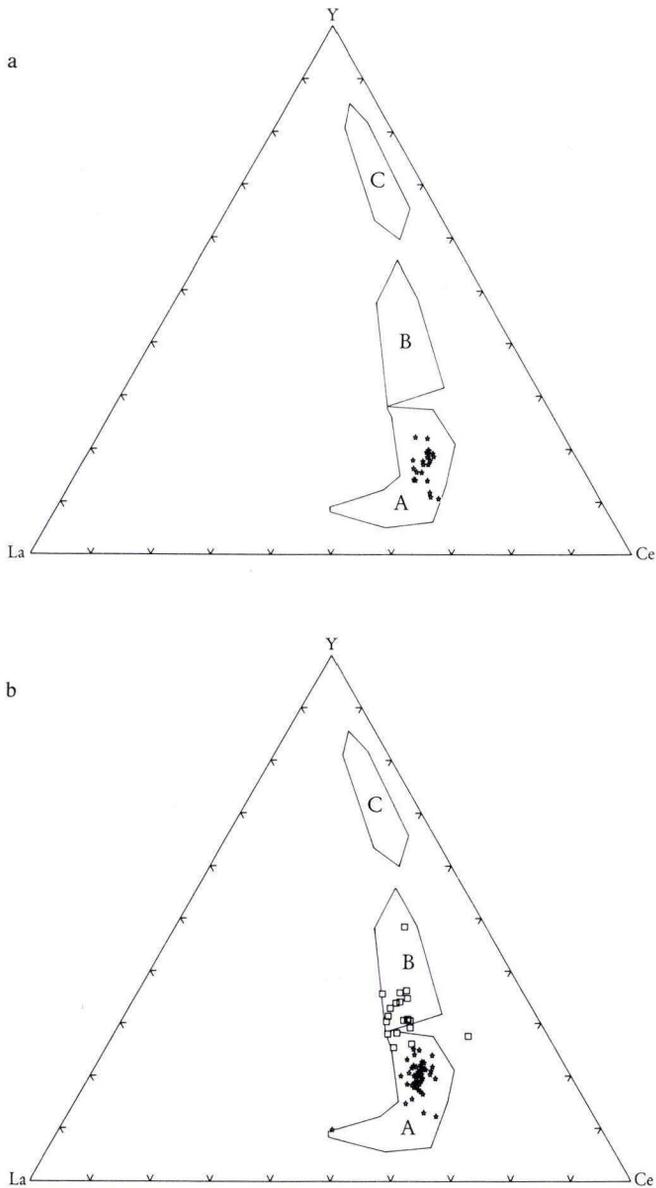


Abb. 18. Y-La-Ce-Diagramm von RICCI & SABATINI (1978). A: Alkalibasalte, B: Tholeiite, C: Basalte des Ozeanbodens.

a. Metabasalte der Givet/Adorf-Phase aus der Lahn-Mulde.

b. Metabasaltische Vulkaniklastite der Givet/Adorf-Phase aus der Lahn-Mulde. Sterne = Vulkankomplexe der mittleren Lahn-Mulde (Abb. 33), Quadrate = N-Rand Schalein-Hauptsattel.

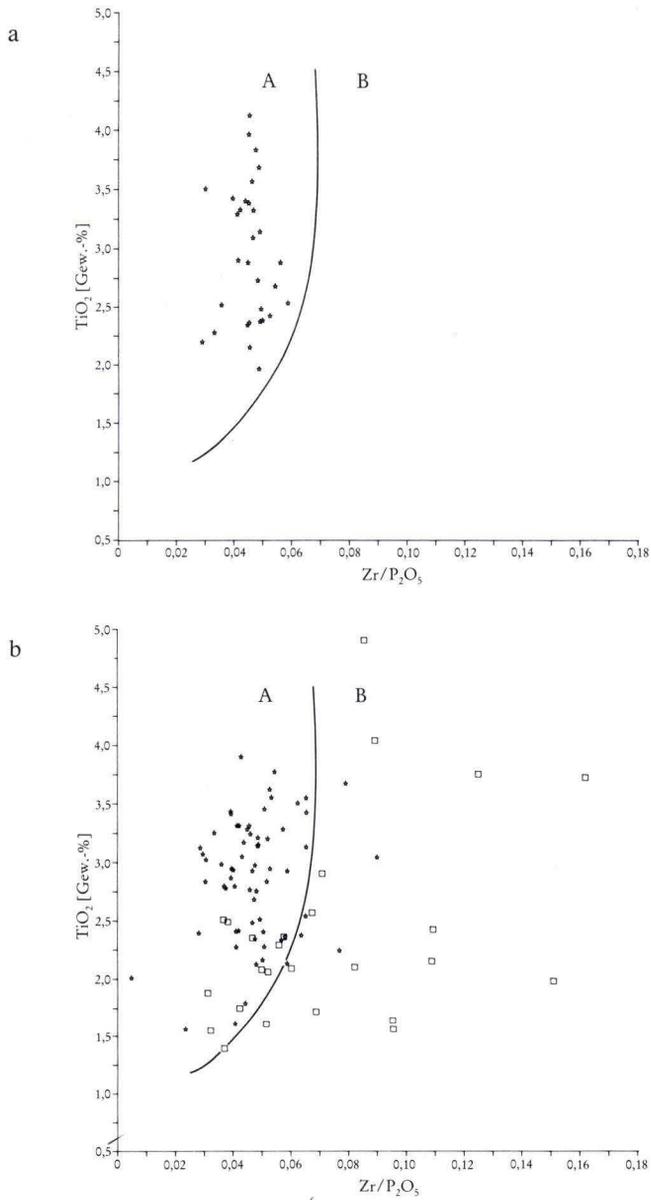


Abb. 19. TiO_2 - $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ -Diagramm von WINCHESTER & FLOYD (1976). A: Alkalibasalte, B: Tholeiite.

a. Metabasalte der Givet/Adorf-Phase aus dem Lahn-Dill-Gebiet.

b. Metabasaltische Vulkaniklastite der Givet/Adorf-Phase aus dem Lahn-Dill-Gebiet. Sterne = Vulkankomplexe der mittleren Lahn-Mulde (Abb. 33), Schaumburger Mulde und Nanzenbacher Mulde, Quadrate = N-Rand Schalstein-Hauptsattel.

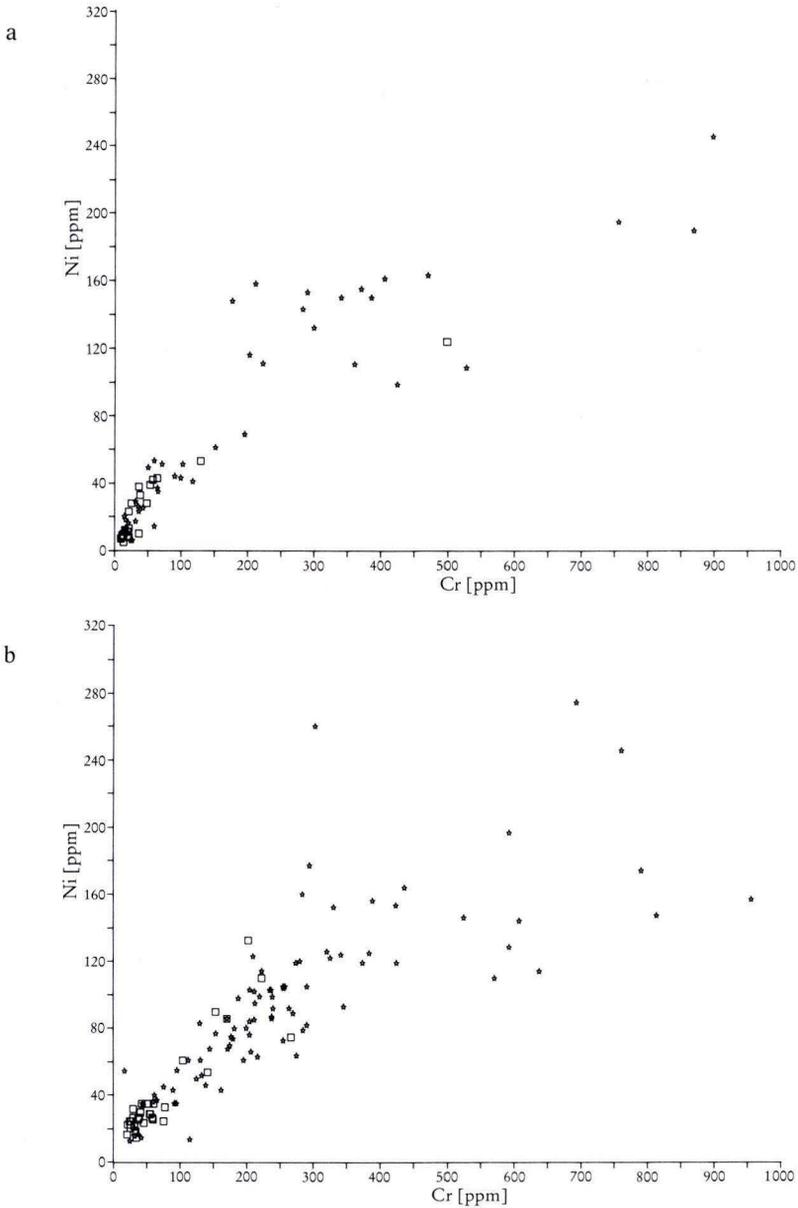


Abb. 20. Cr/Ni-Verhältnisse in Metabasalten (a) und metabasaltischen Vulkaniklastiten (b) der Givet/Adorf-Phase aus dem Lahn-Dill-Gebiet. Sterne = westlicher Vulkankomplex der mittleren Lahn-Mulde (Abb. 33), Quadrate = östliche Vulkankomplexe der mittleren Lahn-Mulde, Vulkangebäude der Schaumburger Mulde und Nanzenbacher Mulde.

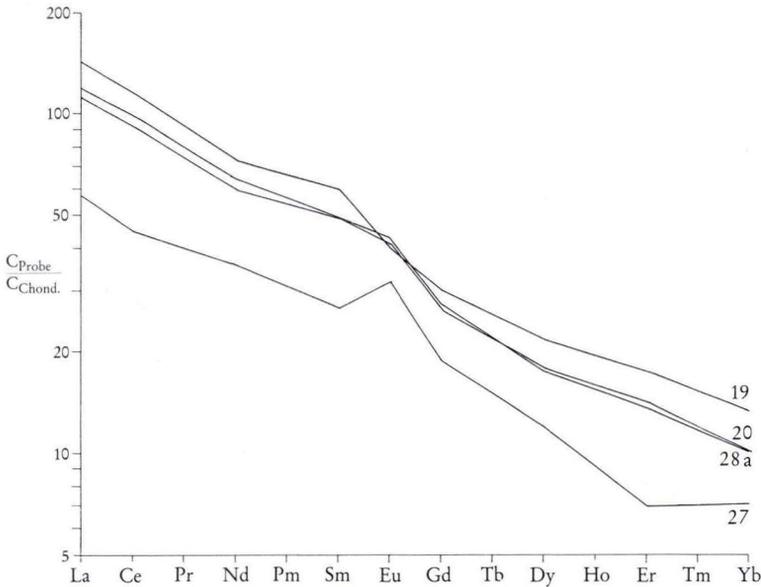


Abb. 21. Verteilung der SEE in ausgewählten Vulkanitprofilen aus der mittleren Lahn-Mulde (arithmetische Mittelwertkurven, normiert nach „recommended“ Chondrit, BOYNTON 1984). Profil Gräveneck I (19) und II (20), Profil Gänsberg (27), Profil nördliches Weital (28a). Lage der Profile in Abb. 2b.

7. Magmatische und sedimentologische Prozesse

7.1 Eruption und Fragmentierung

Die basaltischen Magmen, aus denen der größte Teil der vulkanischen Abfolgen der Givet/Adorf-Phase im Lahn-Dill-Gebiet entstand, wurden überwiegend submarin bei generell geringer Wassertiefe, untergeordnet aber auch subaerisch gefördert. Hierbei waren unterschiedliche Fragmentierungsmechanismen wirksam (Tab. 1). Grundsätzlich ist zwischen primären Prozessen, bei denen juveniles Magma fragmentiert wurde, und sekundären epiklastischen Vorgängen zu unterscheiden (CAS & WRIGHT 1987). Zu den primären, vulkanischen Prozessen zählt die pyroklastische Fragmentierung der Schmelze durch explosive magmatische Entgasung der gelösten Volatile, ebenso wie die hydroklastische Fragmentierung durch Einwirkung externen Wassers auf das Magma. Hierbei kommt es infolge des thermischen Schocks zur Granulation der Schmelze. Diese Interaktion zwischen Magma und Wasser kann explosiv (phreatomagmatisch) oder ohne Explosionen (hyaloklastisch) ablaufen (CAS & WRIGHT 1987, FISHER & SMITH 1991). Beim effusiven Ausfließen der Schmelze in den Meeresraum wird die hydroklastische Fragmentierung durch autoklastische Prozesse überlagert, die zum mechanischen Zerbrechen bereits erkalteter Lava führen. Die sekundären epiklastischen Vorgänge dagegen werden nicht durch vulkanische Prozesse gesteuert, sondern sind rein sedimentäre Massenverlagerungen.

Tab. 1. Fragmentierungsmechanismen vulkaniklastischer Gesteine der Givet/Adorf-Phase im Lahn-Dill-Gebiet. Nomenklatur nach FISHER & SMITH (1991, fett) und CAS & WRIGHT (1987, kursiv), (Normalschrift bei übereinstimmender Bezeichnung)

Fragmentierung	pyroklastisch	hydroklastisch		autoklastisch	epiklastisch
	<i>pyroklastisch:</i> <i>magmatisch</i>	<i>pyroklastisch:</i> <i>phreatomagmatisch</i>	<i>hyalo-</i> <i>klastisch</i>		
Vorgang	explosive Entgasung	Granulation u. Dampfexplosion	Granulation	mechanisches Zerbrechen	Erosion
auslösender Faktor	magmatische Gase	externes Wasser	externes Wasser	Fließvorgang	gravitative Massenverlagerung
fragmentiertes Material	Schmelze	Schmelze u. Nebengestein	Lava	erkaltete Lavakrusten	ältere vulkanische u. sedimentäre Gesteine
Klastentypen	Pyroklasten	Pyroklasten u. xenolithische Lithoklasten	Hyaloklasten	Hyaloklasten, Pillow- u. Deckenlavafragmente	Pillow- u. Deckenlavafragmente, Hyaloklasten, Pyroklasten, Metatrachyt- u. Riffkalkbruchstücke etc.
Blasengehalt	hoch	gering	gering	gering	gering bis hoch

Bestimmende Faktoren für eine explosive Entgasung des Magmas sind die chemische Zusammensetzung der Schmelze, von der der Gehalt an Volatilen abhängt, und die Höhe der auflastenden Wassersäule, d.h. die Wassertiefe (MOORE & FISKE 1969, JONES 1970, MOORE & SCHILLING 1973). Letztere ist im Devon des Lahn-Dill-Gebietes relativ gering gewesen, z.T. entstanden Vulkaninseln. Die Magmen wiesen überwiegend eine alkalibasaltische Zusammensetzung (Kap. 6.2) und somit höhere Wassergehalte auf, so daß vielfach die Bedingungen für eine pyroklastische (magmatische) Fragmentierung gegeben waren (Tab. 1). Hierbei wurde die Schmelze durch die expandierenden Gase zerrissen. Die daraus entstandenen Lapillituffe, untergeordnet auch Aschentuffe, bestehen fast ausschließlich aus ehemals glasigen Fragmenten. Kennzeichnend ist der hohe Blasengehalt der Pyroklasten (Abb. 9), der 70 Vol.-% meist überschreitet (z.B. SW Runkel, NE Arfurt, S Weilburg u. SW Kubach, Taf. 1, Profil 2, 8, 27 u. 28b).

Beim Kontakt zwischen externem Wasser (Meerwasser) und dem Magma im Schlotbereich kann es ebenfalls zu hochexplosiven phreatomagmatischen Eruptionen kommen (PECKOVER et al. 1973, BUCHANAN & DULLFORCE 1973, LORENZ 1985, 1987). Hierbei kann neben der Schmelze in unterschiedlichem Umfang auch das Nebengestein fragmentiert und gefördert werden (Tab. 1). Aufgrund der hydroklastischen Fragmentierung weisen die juvenilen Pyroklasten generell einen geringen Blasengehalt auf.

Phreatomagmatische Prozesse haben bei der Entstehung der metabasaltischen vulkaniklastischen Ablagerungen des Lahn-Dill-Gebietes eine nicht zu unterschätzende Rolle gespielt. Eine sichere Ansprache und Interpretation dieses Gesteinstyps ist jedoch schwierig, da aufgrund des hohen, bei der Eruption mitgeführten Nebengesteinsanteils eine eindeutige Trennung von epiklastischen, d.h. umgelagerten Gesteinseinheiten häufig nicht möglich ist. Voraussetzung hierfür sind entsprechend gute Aufschlußverhältnisse, wie

z.B. in der mittleren Lahn-Mulde. Dort ist am östlichen Lahnhang, etwa 1,2 km N Gräveneck (Taf. 1, Profil 19) eine über 50 m mächtige vulkaniklastische Abfolge lückenlos aufgeschlossen. Das Gestein fällt durch seine z.T. mehr als 0,5 m großen Metatrachyt-Xenolithe auf, die lokal über 50 Vol.-% erreichen (Abb. 22). Hinzu kommen Metabasalt-Lithoklasten, deren Gehalt von 20 Vol.-% im unteren auf bis zu 80 Vol.-% im oberen Teil der Abfolge zunimmt (ROLLE 1990). Gegenläufig dazu verhält sich der Gehalt an Metatrachyt-Xenolithen. Die Lithoklasten sind in eine sehr einheitliche Matrix aus blasenarmen, ehemals glasigen Lapilli eingebettet. Dieser Pyroklastentyp ist kennzeichnend für hydroklastisch fragmentierte Tephra, der z.T. hohe Gehalt an Lithoklasten deutet auf eine phreatomagmatische Entstehung hin. Die juvenilen Pyroklasten sind darüber hinaus auch in ihrer geochemischen Zusammensetzung sehr homogen. Sowohl die Gehalte an den immobilen Spurenelementen als auch an den SEE bleiben über das gesamte Profil auffallend konstant (Abb. 23). Dieses spricht gegen eine epiklastische Fragmentierung, da bei Umlagerungsvorgängen dieser Größenordnung sehr unterschiedliche Gesteinseinheiten betroffen sein müßten. Es wären also heterogen zusammengesetzte Gesteine mit unterschiedlichen Pyroklastentypen zu erwarten.

Weitere Hinweise auf subaerische phreatomagmatische Eruptionen werden durch Surge-Ablagerungen gegeben (BEHNISCH 1993, dieser Band), die etwa 1,5 und 2,6 km S von Profil 19 aufgeschlossen sind (Taf. 1, Profil 16a, b). Es handelt sich hierbei um relativ schlecht sortierte metabasaltische Aschen- und Lapillituffe aus eckigen, z.T. aber auch gerundeten Komponenten. Die einzelnen Lagen der gut geschichteten Ablagerungen sind meist nur wenige cm dick. Neben den blasenarmen, ehemals basaltischen Pyroklasten treten untergeordnet oft mehrere cm große xenolithische Lithoklasten mit meist basaltischer oder trachytischer Zusammensetzung auf. Die Ablagerungen sind häufig schräggeschichtet, wobei die einzelnen Lagen unter steilem Winkel abgeschnitten werden. Vereinzelt wurden durch cm- bis dm-große Metabasaltblöcke

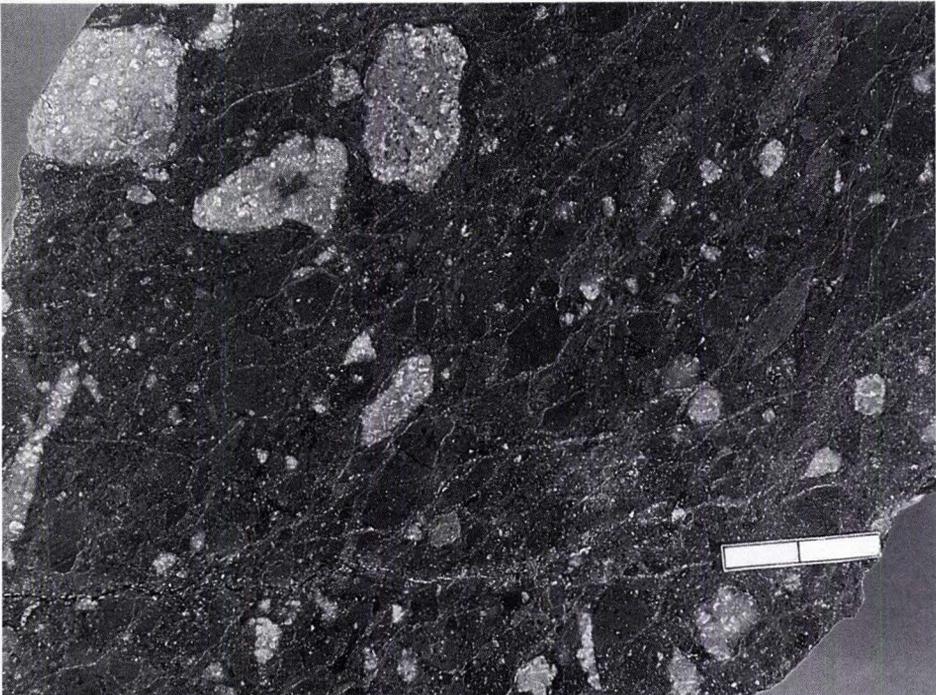


Abb. 22. Phreatomagmatisch entstandener Lapillituff. Lithoklasten aus Metatrachyt (hellgrau) und Metabasalt (dunkelgrau), eingebettet in eine Matrix aus blasenarmen, ehemals glasigen Lapilli (mittelgrau). Maßstab 2 cm. E-Flanke Lahntal, 1,2 km N Gräveneck (Profil 19), mittlere Lahn-Mulde.

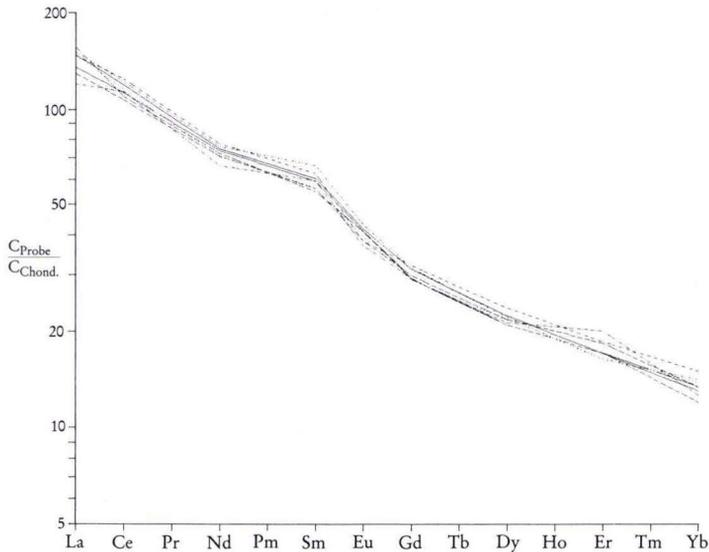


Abb. 23. Verteilung der SEE in Profil Gräveneck I (Profil 19, Abb. 2b). Normiert nach „recommended“ Chondrit (BOYNTON 1984).

und -bomben Impaktstrukturen erzeugt. Die durch den Einschlag verursachte plastische Verformung der einzelnen Schichten deutet auf einen höheren Feuchtigkeitsgehalt der Surge-Ablagerungen hin, wie er bei phreatomagmatischen Eruptionen typisch ist.

Bei den subaquatischen Effusionen flossen die basaltischen Schmelzen bei hohen Förderaten und Fließgeschwindigkeiten als Deckenergüsse, bei geringeren als Pillowlaven aus (DIMROTH et al. 1978). Der Durchmesser der einzelnen Pillowschläuche nahm dabei mit zurückgehender Fördermenge ab.

Aus den Decken- und Pillowströmen entstanden durch hydroklastische (hyaloklastische) und autoklastische Fragmentierungsprozesse große Mengen vulkaniklastischer Gesteine (Tab. 1). Hierbei sind zwei Typen unterscheidbar. Der erste ist monomikt und besteht aus blasenarmen bis blasenfreien ehemaligen Glasscherben (Abb. 24). Von der Korngröße her entsprechen die Ablagerungen überwiegend den Lapillituffen, z.T. liegen sie auch im Bereich der Aschentuffe (z.B. SE Runkel u. NW Arfurt, Taf. 1, Profil 4 u. 7). Diese Hyaloklastite entstanden durch Abplatzen der glasigen Oberflächenkrusten beim subaquatischen Fließen der Laven oder durch Granulation größerer Lavakörper infolge des thermischen Schocks beim Kontakt der Schmelze mit dem Meerwasser im Stirnbereich und an den Flanken der Lavaströme. In diesem Fall sind bei entsprechend guten Aufschlußverhältnissen direkte Übergänge zu massiven Lavaströmen zu beobachten, wobei die Hyaloklasten noch im ursprünglichen Verband erhalten geblieben sind (Abb. 25).

Der zweite Gesteinstyp setzt sich aus Pillowrandbruchstücken und rundlichen, unregelmäßig geformten Lavakörpern (isolierte Minipillows) mit Größen zwischen einigen dm bis über 1 m sowie deren Bruchstücken zusammen (z.B. SE Cramberg, NW Arfurt, W Altenkirchen u. E Nanzenbach, Taf. 1, Profil 1, 7, 34 u. 37). Sie sind in eine Matrix aus relativ blasenarmen,



Abb. 24. Hyaloklastit aus blasenarmen bis blasenfreien ehemals glasigen Hyaloklasten (hellgrau), eingebettet in Chloritzement (dunkelgrau). Weital 300 m N Freienfels, mittlere Lahn-Mulde.

ehemals glasigen Hyaloklasten eingebettet (Abb. 26). Die Anteile der unterschiedlichen Klakstentypen sind sehr variabel, die Variationsbreite reicht von Pillowfragmentbreccien mit einem sehr hohen Gehalt an Pillowrandbruchstücken bis zu solchen, die überwiegend aus Hyaloklasten bestehen und nur wenige Pillowrandbruchstücke führen. Die Pillowfragmentbreccien liegen meist innerhalb des Korngrößenintervalls von Lapillituffen. Schichtungsmerkmale sind in der Regel nicht zu beobachten. Lokal sind zungenförmige Lavakörper von einigen m Größe zu erkennen, die lateral in Pillowfragmentbreccien übergehen.

Diese im Lahn-Dill-Gebiet weit verbreiteten Ablagerungen sind aus der Fragmentierung von Pillow- und Deckenlaven herzuleiten, wie sie z.B. auch CARLISLE (1963) oder DIMROTH et al. (1978) beschrieben haben. Hierbei bildeten sich am Top, an den Flanken und an der Stirn von Lavaströmen große Mengen von vulkaniklastischem Material, das sich aus abgeplatzen Glasrinden und Pillowrandbruchstücken zusammensetzt. Hinzu kommen rundliche bis „amöbenförmige“ Lavakörper (isolierte Minipillows), die durch Herauspressen von Lava aus Rissen in den Pillowschläuchen entstanden sind (Abb. 27). DIMROTH et al. (1978) stellen diesen Typ von Ablagerungen in einem Idealprofil vor, mit massiven Deckenlaven an der Basis, die zum Hangenden hin in Pillowlaven übergehen. Diese werden ihrerseits von einer Breccie aus isolierten und zerbrochenen Pillows überlagert. Den Abschluß der Sequenz bilden geschichtete Hyaloklastite. Eine solche Unterteilung ist in den entsprechenden vulkaniklastischen Ablagerungen des Lahn-Dill-Gebietes jedoch nicht nachvollziehbar.

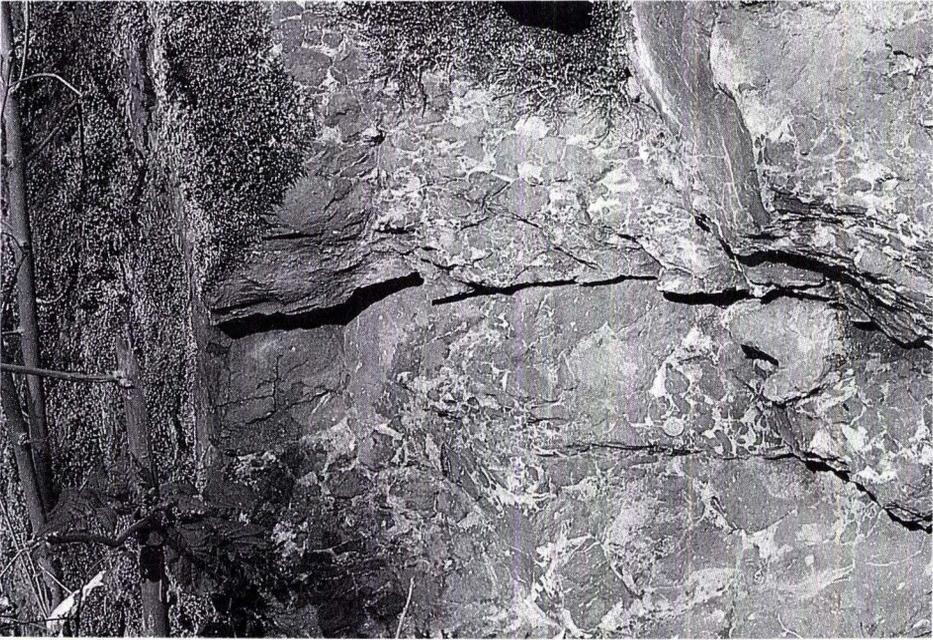


Abb. 25. Granulierter Lavaström mit ungestörtem Übergang zu massigem Deckenerguß (linker Bildrand). Straßenanschnitt NE-Flanke Weital, ca. 600 m SW Edelsberg (Profil 30), mittlere Lahn-Mulde.

Neben den primären vulkanischen Prozessen spielen Abtragungs- und Umlagerungsvorgänge bei der Fragmentierung vulkaniklastischer Ablagerungen und den dazwischengeschalteten Sedimentgesteinen eine bedeutende Rolle. Die hieraus entstandenen epiklastischen Ablagerungen sind lithologisch überaus heterogen zusammengesetzt (Abb. 28). Sie bestehen aus Pyroklasten und Hyaloklasten unterschiedlicher Größe, Zusammensetzung und Blasigkeit. Hinzu kommen in wechselnden Gehalten Bruchstücke von Riffkalk, Metatrachyt, Metabasalt, Sand-, Silt- und Tonstein. Als weitere Bestandteile sind Fragmente aus schon diagenetisch verfestigten und z.T. hämatitisierten Aschentuffen, seltener aus zementierten Lapillituffablagerungen zu beobachten. Die Partikel können weitgehend eckig, aber auch durch Aufarbeitung im Strandbereich gerundet sein (z.B. NW u. E Arfurt, NE Aumenau u. SW Kirschhofen, Taf. 1, Profil 7, 9, 13 u. 22).

Die kieselensäurereichen Schmelzen bauten verbreitet Vulkaninseln auf (FLICK & SCHMIDT 1987). Im Unterschied zu den basaltischen eruptierten sie somit zu einem hohen Anteil subaerisch. Untergeordnet bildeten sie endogene Dome (Kap. 5.4), die lokal innerhalb der metabasaltischen Vulkaniklastite aufgeschlossen sind (z.B. N Gräveneck, Taf. 1, Profil 20). Die explosiven Eruptionsprodukte dieser subaerischen Vulkane sind jedoch nur noch schwer zu interpretieren, da sie infolge der intensiven Abtragung der Vulkaninseln ausschließlich in umgelagerten, epiklastischen Ablagerungen enthalten sind (z.B. SW Kirschhofen u. N Weilburg, Taf. 1, Profil 22 u. 25). Außerdem sind die ursprünglich glasigen Pyroklasten heute völlig zu im wesentlichen mikrokristallinem Quarz rekristallisiert (Abb. 11), so daß sie keine Aus-



Abb. 26. Pillowfragmentbreccie aus größeren amöbenförmigen Lavakörpern (isolierte Minipillows) sowie deren Bruchstücken (dunkelgrau) und ehemals glasigen Hyaloklasten (hellgrau). Interpartikelraum mit Chloritzement (schwarz) gefüllt. Steinbruch 1 km NW Altenkirchen (Profil 34), mittlere Lahn-Mulde.

sagen über den Blasengehalt und somit über den Eruptionsmechanismus mehr erlauben. Das gehäufte Auftreten großer isolierter Alkalifeldspatkristalle und deren Bruchstücke deutet jedoch auf eine explosive Förderung von Kristalltuffen hin.

Im Gegensatz zu den glasigen Fragmenten sind die holokristallinen Partikel mit trachytischem Gefüge, die durch Erosion von Lavaströmen, möglicherweise auch von Domen entstanden, hervorragend erhalten geblieben.

7.2 Transport und Sedimentation

Bei den vulkaniklastischen Gesteinen der Givet/Adorf-Phase des Lahn-Dill-Gebietes handelt es sich zum größten Teil um Fließablagerungen, Fallablagerungen spielen nur eine untergeordnete Rolle. Die subaquatischen Fließablagerungen sind z.T. aus primären pyroklastischen Schuttströmen, überwiegend jedoch aus vulkaniklastischen Schuttströmen und Turbiditen hervorgegangen. Vereinzelt treten im Bereich von Vulkaninseln Surge-Ablagerungen auf (BEHNISCH 1993, dieser Band).



Abb. 27. Pillowschlauch im Längsschnitt mit Apophyse, überdeckt von einer Pillowfragmentbreccie. Bildbreite 2 m. Steinbruch 1 km NW Altenkirchen (Profil 34), mittlere Lahn-Mulde.

Die primären pyroklastischen Schuttstromablagerungen (pyroclastic debris flow deposits), d.h. basaltische Pyroklastite, die unmittelbar auf explosive Eruptionen zurückgeführt werden können, sind im Lahn-Dill-Gebiet nur sporadisch aufgeschlossen (z.B. SW Runkel, NE Arfurt, S Weilburg u. SW Kubach, Taf. 1, Profil 2, 8, 27 u. 28b). Überwiegend handelt es sich dabei um ungeschichtete Lapillituffe, die zu einem hohen Anteil aus stark aufgeschäumten (magmatisch fragmentierten) Pyroklasten bestehen. Lokal ist eine undeutliche Schichtung erkennbar, die durch einzelne, oft nur einige dm bis wenige m aushaltende Lagen größerer Partikel entsteht. Die Basiskontakte dieser subaquatischen pyroklastischen Schuttstromablagerungen sind sehr scharf ausgebildet, Sohlmarken wurden nicht beobachtet. Selbst bei Überlagerung feinkörniger geschichteter Aschentuffe ist keinerlei Erosionswirkung zu erkennen (Abb. 29). Im Hangenden der ungeschichteten Lapillituffe folgen häufig gradierte, relativ geringmächtige Lapilli- bis Aschentuffe, die als Abschluß der pyroklastischen Sequenz von einer dünnen Aschenlage überdeckt werden (NESBOR & FLICK 1988).

Aus phreatomagmatischen Eruptionen abzuleitende submarine Stromablagerungen sind nur in der unmittelbaren Umgebung ehemaliger Vulkaninseln zu finden (z.B. NE Gräveneck, Taf. 1, Profil 19). Es handelt sich um schlecht sortierte Lapillituffe aus blasenarmen Pyroklasten, die z.T. größere Mengen an xenolithischen Lithoklasten führen (hauptsächlich Metatrachyt und Metabasalt).



Abb. 28. Epiklastit, zusammengesetzt aus metabasaltischen Pyroklasten, Hyaloklasten und einer großen Anzahl von Metabasalt- und Riffkalkbruchstücken. Maßstab 2 cm. Weitalt, 100 m SE Essershausen, mittlere Lahn-Mulde.

Auf den ehemaligen Vulkaninseln sind lokal basaltische Surge-Ablagerungen dokumentiert, die im Wechsel mit mächtigen Lavaströmen auftreten (S Gräveneck, Taf. 1, Profil 16a, b). Diese subaerischen Fließablagerungen entstanden aus radial expandierenden, sehr schnellen und energiereichen Bodenwolken.

Von großer Bedeutung sind vulkaniklastische Schuttablagerungen, die sich aus subaquatisch fließenden Lavaströmen entwickelten und somit in direktem Zusammenhang mit vulkanischen Effusionen standen. Das bei diesem Vorgang fragmentierte Material dürfte z.T. weitgehend in situ erhalten geblieben sein (z.B. W Altenkirchen, Taf. 1, Profil 34), z.T. wurde es durch vulkaniklastische Schuttströme weiter in das Becken hineintransportiert (z.B. NW Arfurt, Taf. 1, Profil 7). In ihrem rheologischen Verhalten entsprechen diese Schuttströme Massenströmen aus nichtvulkanischem Schutt. Die schlecht sortierten Ablagerungen setzen sich im wesentlichen aus Pillowfragmentbreccien und Hyaloklastiten zusammen. Sie können distal in gradierte turbiditische Ablagerungen übergehen.

Im Unterschied zu diesen zeitgleich mit den subaquatischen Effusionen gebildeten vulkaniklastischen Ablagerungen sind die Epiklastite durch das Abgleiten übersteilter Vulkanhänge oder akkumulierten Materials in der Umgebung von Vulkaninseln, d.h. ausschließlich durch spätere Umlagerung entstanden. Die polymikten Ablagerungen stellen einerseits Sturzmassen (rock fall) dar, andererseits gingen sie aus Schutt- oder Schlammströmen hervor. Die völlig



Abb. 29. Geschichteter Lapilli- bis Aschentuff der Distalfazies, überlagert von ungeschichteten pyroklastischen Schuttstromablagerungen. Profil am Gänsberg 1 km S Weilburg (Profil 27), mittlere Lahn-Mulde.

unsortierten riffnahen Sturzmassen bestehen aus Komponenten, deren Größe von einigen 10er m bis in den mm-Bereich reicht (z.B. NW u. E Arfurt, Taf. 1, Profil 7 u. 9). Die Schuttströme (debris flows) setzen sich zu einem hohen Anteil aus groben Bestandteilen zusammen, die in eine feinkörnige Matrix eingebettet sind (z.B. E Arfurt, Taf. 1, Profil 9). Die Schlammströme (mud flows) führen nur vereinzelte, wenige cm- bis dm-große vulkanische Klaster in einer feinkörnigen vulkanogenen oder auch sedimentären Matrix (z.B. NE Aumenau, Taf. 1, Profil 13). Neben den Massenströmen treten in geringerem Umfang turbiditische Ablagerungen, hauptsächlich in den distaleren Bereichen, auf (z.B. NE Arfurt, Taf. 1, Profil 8).

Fallablagerungen stammen entweder aus subaerischen Eruptionen auf Vulkaninseln bzw. aus dem die Meeresoberfläche durchbrechenden, subaerischen Anteil der Eruptionssäule oder sind durch Sedimentation der im Wasser dispergierten Aschenpartikel entstanden (z.B. S Philipstein, Taf. 1, Profil 35). Subaquatische Fallablagerungen können auch entstehen, wenn

nach Vulkanausbrüchen Bimse auf der Wasseroberfläche schwimmen, die erst nach einiger Zeit absinken. Das sporadische Auftreten von hochaufgeschäumten Lapilli innerhalb von Aschentuffablagerungen läßt sich hierdurch erklären (z.B. S Weilburg, Taf. 1, Profil 27). Subaerische Fallablagerungen sind durch eine weiträumige, gleichmäßige Verteilung gekennzeichnet und daher in allen Faziesbereichen, auch in den aufgewachsenen Riffen abgelagert worden (STAPF & NIEMANN, in FLICK et al. 1988). Die Mächtigkeit der gut sortierten Aschentuffe überschreitet nur selten 1 m.

Beim Absinken der Partikel durch die im Vergleich zu Luft wesentlich dichtere Wassersäule findet durch die unterschiedliche Sinkgeschwindigkeit eine sehr saubere Trennung nach der Dichte statt. Stärker aufgeschäumte größere Partikel sinken wegen ihres größeren Auftriebs relativ langsam ab, weshalb häufig eine inverse Gradierung zu beobachten ist.

Primäre Fallablagerungen sind nur in den Bereichen der Vulkankomplexe dokumentiert, in denen keine oder nur eine geringe Umlagerung stattfand. Dies trifft besonders für die Vulkanzentren und die distalen Faziesbereiche zu, während an den von stetiger Massenverlagerung betroffenen Vulkanhängen (Proximalfazies) primäre Fallablagerungen nicht zu erwarten sind (BEHNISCH 1993, dieser Band).

8. Faziesmodell der submarinen Vulkankomplexe

8.1 Zentralfazies

Die Zentralfazies (Abb. 30) ist durch mächtige Laven charakterisiert, die von einzelnen Gängen durchschlagen wurden. Gelegentlich sind den Abfolgen geringmächtige vulkaniklastische Ablagerungen zwischengeschaltet (z.B. S Gräveneck u. S Philippstein, Taf. 1, Profil 16a, b u. 35). Die Laven sind überwiegend als Deckenergüsse, z.T. auch als Pillowlaven ausgeflossen, die Abfolgen mit Mächtigkeiten von mehreren 100 m aufbauen. Besonders mächtige Abkühlungseinheiten zeigen mitunter eine säulige Absonderung (Abb. 31).

Bei den geringmächtigen vulkaniklastischen Ablagerungen handelt es sich um dünne, gut sortierte Aschenlagen, die als Fallablagerungen zu interpretieren sind, und etwas mächtigere, meist gradierte Abfol-

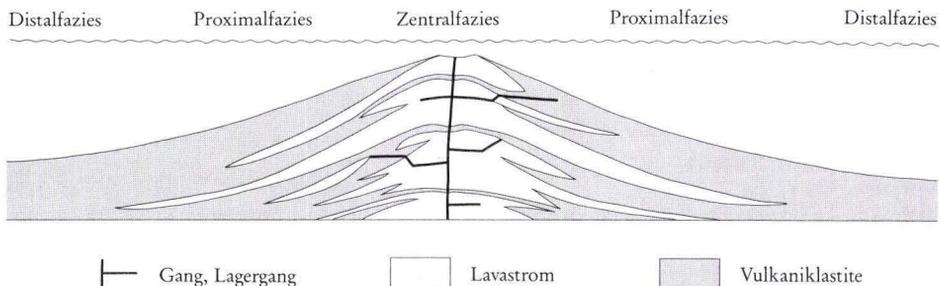


Abb. 30. Faziesmodell eines submarinen Vulkangebäudes der Givet/Adorf-Phase im Lahn-Dill-Gebiet (aus FLICK & NESBOR 1990).

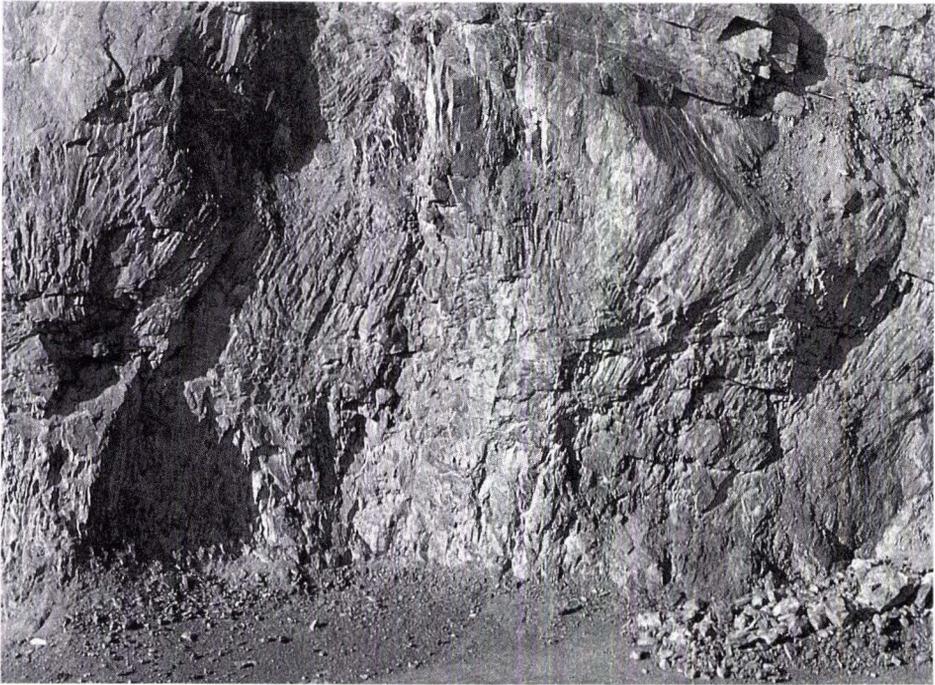


Abb. 31. Massiver Deckenerguß der Zentralfazies mit säuliger Absonderung (unterer Bildabschnitt). Höhe des Aufschlusses ca. 40 m. Steinbruch 1,2 km S Philippstein (Profil 35), mittlere Lahn-Mulde.

gen, die z.T. aus gerundeten, im Strandbereich aufgearbeiteten Partikeln bestehen. Hinzu kommen schlecht sortierte und häufig schräggeschichtete Surge-Ablagerungen.

Die Bereiche der Zentralfazies waren durch ein relativ steiles Relief gekennzeichnet. Gelegentlich ragten sie über die Wasseroberfläche hinaus. Dann unterlagen die subaerischen Anteile im Strandbereich einer starken Abtragung und Aufarbeitung.

8.2 Proximalfazies

Auf den Flanken der submarinen Vulkanbauten (Vulkanhang) vergrößert sich mit zunehmender Entfernung vom Förderzentrum der Anteil an vulkaniklastischem Material gegenüber den Laven. So besteht die Proximalfazies (Abb. 30) im wesentlichen aus einer Wechselfolge von Laven und Vulkaniklastiten (z.B. W Kubach u. W Altenkirchen, Taf. 1, Profil 28a u. 34). Hinzu kommen subeffusive Lagergänge und vereinzelt Gänge, die die Abfolgen durchschlagen. Die Laven liegen z.T. als Pillowströme, häufiger jedoch als Deckenergüsse vor, die oft nur schwer von den subeffusiven Lagergängen unterschieden werden können (Kap. 5.3).

Bei den Vulkaniklastiten handelt es sich meist um mächtige Abfolgen aus ungeschichteten Pillowfragmentbreccien und Hyaloklastiten, untergeordnet auch um Pillowbreccien, die durch Fragmentierung subaquatischer Lavaströme entstanden sind (z.B. N Gräveneck u. W Altenkirchen, Taf. 1, Profil 20 u. 34). Daneben treten primäre pyroklastische Schuttstromablagerungen auf, die aus phreatomagmatischen Vorgängen herzuleiten sind und aus blasenarmen Pyroklasten und xenolithischen Lithoklasten bestehen (z.B. N Gräveneck, Taf. 1, Profil 19). Pyroklastite aus hochaufgeschäumten Partikeln fehlen in der Proximalfazies weitgehend. Neben diesen durch vulkanische Vorgänge entstandenen Ablagerungen wurden rein epiklastische Abfolgen, z.B. durch das Abrutschen ganzer Vulkanhänge, sedimentiert (z.B. NW u. E Arfurt, Taf. 1, Profil 7 u. 9).

Die Bereiche der Proximalfazies waren durch ein relativ flaches, jedoch unruhiges Relief charakterisiert. Morphologisch etwas höhere Gebiete lagen in unmittelbarer Nachbarschaft zu kleinen beckenförmigen Depressionen. Die engräumige Gliederung entstand durch die Überlagerung und Verzahnung der unterschiedlichen Lavaströme und vulkaniklastischen Ablagerungen. Die stärker exponierten Bereiche befanden sich sicherlich z.T. oberhalb der Wellenbasis und wurden dadurch stärker durch Aufarbeitung und Umlagerung betroffen. In den tiefer gelegenen kleinen Becken herrschten dagegen Stillwasserverhältnisse. Dort wurde der aus den höheren Gebieten stammende Schutt, aber auch feinkörniges vulkaniklastisches und sedimentäres Material abgelagert.

8.3 Distalfazies

Die Distalfazies (Abb. 30) besteht, abgesehen von sehr selten auftretenden Gängen, ausschließlich aus vulkaniklastischen Ablagerungen (z.B. SW Runkel, NE Arfurt, S Weilburg u. SW Kubach, Taf. 1, Profil 2, 8, 27 u. 28b). Im Vergleich zur Proximalfazies sind die einzelnen Fließeinheiten relativ geringmächtig.

Kennzeichnend ist der hohe Anteil an geschichteten vulkaniklastischen Ablagerungen im Korngrößenbereich von Lapilli- bis Aschentuffen (Abb. 29), die in Form von Suspensionsströmen transportiert wurden (Kap. 7.2). Im Gegensatz zur Proximalfazies wurde vermehrt durch magmatische Entgasung fragmentierte, d.h. hochblasige Tephra abgelagert, einzelne Abfolgen bestehen nahezu vollständig aus diesem Pyroklastentyp. Pyroklastische Sequenzen (Kap. 7.2), die im unteren Teil aus ungeschichteten Lapillituffen bestehen und nach oben in geringmächtige geschichtete Lapillituffe und schließlich dünne Aschentuffe übergehen, sind in der Distalfazies häufiger vollständig entwickelt. Dieses liegt zum einen in dem flachen Relief begründet, wodurch nur in geringem Umfang syndimentäre Rutschungen erfolgten, zum anderen in der größeren Wassertiefe. Die Pyroklastite wurden weit unterhalb der Wellenbasis abgelagert und deshalb nur durch Meeresströmungen beeinflusst, die lokal zu Rinnenbildungen geführt haben.

Neben hochblasiger Tephra wurden in größeren Mengen Hyaloklastite abgelagert, deren blasenarme Partikel noch als ehemalige Glaskrusten von Pillows oder Deckenergüssen zu erkennen sind (z.B. SE Runkel u. NW Arfurt, Taf. 1, Profil 4 u. 7). Diese häufig turbiditischen Ablagerungen stellen die distale Fortsetzung der submarinen Schuttfächer dar, die sich aus der submarinen Fragmentierung von Lavaströmen entwickelten. Weiterhin finden sich in diesem Faziesbereich die häufig ebenfalls turbiditischen Anteile der durch epiklastische Vorgänge entstandenen gravitativen Massenströme. Sie sind an ihrer lithologisch sehr heterogenen Zusammensetzung zu erkennen.

9. Karbonate

9.1 Autochthone und parautochthone Riffkalke

Das Abklingen der vulkanischen Aktivitäten am Ende der Givet/Adorf-Phase, aber auch längere Unterbrechungen der Förderung vulkanischer Produkte führten zu einer mehr oder weniger starken Erosion von Teilen der überwiegend submarinen Vulkangebäude. Auf dem vulkanischen Detritus entstanden an mehreren Stellen unter Beteiligung riffbildender Organismen bankige Karbonate, aus denen sich lokal Riffe (Bioherme) entwickelten (z.B. SW Villmar u. E Arfurt, Taf. 1, Profil 5 u. 9). Der flächige Beginn des Riffwachstums folgte dabei unterschiedlichen Sedimentationsmustern, die von der bathymetrischen Position gesteuert wurden (BUGGISCH & FLÜGEL 1992).

Der biogene Anteil der autochthonen und parautochthonen Riffkalke setzt sich im wesentlichen aus Stromatoporen, Tabulaten und großen rugosen Einzelkorallen zusammen. Hinzu kommen untergeordnet Schwämme, Gastropoden, Crinoiden, Brachiopoden, Trilobiten, Ostracoden, Calcisphaeren, Foraminiferen und selten Conodonten. Zahlreiche Komponenten sind durch Mikrobohrer randlich mikritisiert worden. Die Biogene nehmen zum Hangenden der Abfolgen an Häufigkeit und Diversität zu.

In den untersuchten autochthonen Vorkommen bildet sich besonders in der Matrix der Ablagerungen eine bathymetrische Zonierung ab. Die bituminösen Kalke der Bankfazies (nach KREBS 1974 und FLÜGEL & HÖTZL 1976) mit meist isolierten Organismen in einer Wackestone-Matrix wurden in einem niedrigerenergetischen Milieu unterhalb der normalen Wellenbasis abgelagert. Die Wassertiefe dürfte jedoch nicht allzu groß gewesen sein, wie von Bohrern erzeugte Mikritrinden und das Auftreten von Codiaceen belegen. Die Dominanz feinkörniger Packstones in der Matrix dagegen zeigt eine zunehmende Wasserenergie an. Eine weitere Verflachung und/oder Zunahme der Wasserbewegung führte schließlich zur Entwicklung der massigen, gut ausgewaschenen Boundstones der Biohermfazies der Riffe, die lokal die Bankfazies zum Hangenden hin ablöst.

9.2 Allochthone Riffkalke

Verbreitet finden sich in und über den metabasaltischen Vulkaniklastiten umgelagerte Riffkalke. Sie wurden als riffnahe Sturzmassen oder Schutt- und Schlammströme abgelagert (z.B. NW u. E Arfurt, Taf. 1, Profil 7 u. 9), wobei sich lokal eine Entwicklung von einer eher proximalen zu einer distalen Fazies allodapischer Kalke ableiten läßt.

In der Umgebung von Vulkaninseln, die sich aus kieselsäurereichen Schmelzen aufbauten, entstanden ebenfalls Riffe. Deren Abtragungsprodukte wurden in Form von Schutt- und Schlammströmen in der Umgebung der Inseln abgelagert (z.B. SW Kirschhofen, Taf. 1, Profil 22), wobei die geringe Sortierung der Komponenten sowie das Vorkommen von zusammenhängenden Crinoidenstielgliedern und z.T. wenig zerbrochenen ästigen Thamnoporen für einen kurzen Transport der allochthonen Karbonate sprechen. Die Ablagerungen bestehen aus Stromatoporen, tabulaten und rugosen Korallen, untergeordnet aus Echinodermen, Peloiden und Brachiopoden. Im gesamten Profil sind zahlreiche Komponenten durch Mikrobohrer randlich mikritisiert worden, ein Indiz für relativ geringe Wassertiefen. Vereinzelt treten in

Vulkaniklastiten Knauern auf, die massenhaft Ostracoden und Styliolinen führen. Das Liegende der Abfolge besteht aus Tonschiefern, die zahlreiche Pflanzenstengel enthalten. Die den Karbonaten zwischengeschalteten epiklastischen Vulkaniklastite bestehen z.T. aus metabasaltischen, z.T. überwiegend aus metatrachytischen Komponenten.

9.3 Detritische Kalke

Detritische Kalke (Adorf-Plattenkalk) sind verbreitet über den vulkanogenen Abfolgen abgelagert worden (z.B. SW Kirschhofen u. S Weilburg, Taf. 1, Profil 22 u. 27). Die als Biosparite anzusprechenden Gesteine haben eine starke Umkristallisation erfahren. Reliktisch erhaltene Siebstrukturen deuten jedoch darauf hin, daß die detritischen Kalke ursprünglich vorrangig aus Crinoiden aufgebaut waren.

9.4 Altersstellung

Die autochthonen und parautochthonen Riffkalke der untersuchten Profile lassen sich anhand der in der Bankfazies häufig auftretenden Polygnathiden der *varcus*-Zone zuordnen. Bei einigen Proben ist eine genauere Einstufung in die Mittlere *varcus*-Zone möglich.

Der überwiegende Teil der allochthonen Riffkalke gehört ebenfalls zur *varcus*-Zone, gelegentlich konnte eine genauere Zuordnung zur Mittleren *varcus*-Zone vorgenommen werden. Im Gegensatz hierzu repräsentieren die Conodonten aus den umgelagerten Riffkalken, die in der Umgebung der aus kieselsäurereichen Schmelzen aufgebauten Vulkaninseln abgelagert wurden, eine wesentlich längere zeitliche Spanne. Sie reicht von der *varcus*- über die *hermanni-cristatus*- bis zur *disparilis*-Zone und umfaßt somit einen Großteil der Givet-Stufe.

Die detritischen Kalke (Adorf-Plattenkalk) enthalten eine reiche Conodontenfauna der Mittleren Adorf-Stufe.

10. Paläogeographie

Die vulkanogenen Abfolgen im Lahn-Dill-Gebiet sind durch eine charakteristische Faziesentwicklung gekennzeichnet (Kap. 8). An die verschiedenen Faziesräume sind ganz bestimmte vulkanogene Gesteine geknüpft, wobei für diese Differenzierung die Entfernung zu den Förderzentren ausschlaggebend ist. Entsprechend unterschiedlich sind die hier exemplarisch aus der mittleren Lahn-Mulde vorgestellten Vulkanitabfolgen entwickelt (Abb. 32). Die Profile aus dem südwestlichen und nördlichen Teil des Kartenausschnittes bestehen in der überwiegenden Zahl aus Vulkaniklastiten, während Laven fehlen. Weiterhin treten relativ häufig geschichtete Ablagerungen auf. Diese Bereiche sind somit der Distalfazies zuzuordnen. Im mittleren Teil und im Osten des untersuchten Gebietes sind die für die Zentralfazies typischen Abfolgen aus mächtigen Lavaergüssen aufgeschlossen, die von einzelnen Gängen durchschlagen wurden. In den übrigen Teilen treten sowohl Lavaergüsse als auch mächtige vulkaniklastische Abfolgen der Proximalfazies auf.

In dieser Verteilung der Faziestypen lassen sich für diesen Raum drei verschiedene Vulkanzentren erkennen (Abb. 33). Das westlich gelegene, durch das Lahntal S Gräveneck angeschnittene Zentrum (Gräveneck-Vulkan) besteht überwiegend aus den schwach kumulativen, pyroxenporphyrischen Metabasalten, die ausschließlich als Deckenlaven gefördert wurden oder als subeffusive Lagergänge vorliegen. Der dort aufgeschlossene, über 100 m breite Gang stellt einen Teil des vulkanischen Fördersystems dar (Kap. 5.3). Die nach außen hin folgende Proximalfazies setzt sich ebenfalls aus schwach kumulativen Metabasalten und den dazugehörigen Vulkaniklastiten zusammen. In der Distalfazies ist eine Zuordnung zu einem bestimmten Basalttyp häufig schwierig, da die Gesteine dort aufgrund der geringeren Korngröße stärker alteriert und verschiefert sind. Die beiden weiter östlich gelegenen Vulkanzentren (Ernsthausen-Vulkan und Philippstein-Vulkan) und die umgebenden proximalen sowie distalen Faziesbereiche sind aus differenzierteren basaltischen Schmelzen aufgebaut worden. Neben Deckenergüssen sind dort häufig Pillowlaven zu beobachten. Große Pyroxeneinsprenglinge fehlen in diesen Gesteinen nahezu.

Geophysikalische und geochemische Untersuchungsergebnisse untermauern die Differenzierung in verschiedene Vulkankomplexe. In der aeromagnetischen Übersichtsaufnahme des entsprechenden Ausschnitts aus der Lahn-Mulde sind die Vulkanzentren als Störkörper erkennbar (Abb. 34). Die magnetischen Anomalien machen deutlich, daß sich die Zentralfazies über die an der Oberfläche erkennbaren Begrenzungen hinaus im Untergrund fortsetzt.

Auch in dem geochemischen Verteilungsmuster spiegelt sich die unterschiedliche petrographische Zusammensetzung der basaltischen Gesteine in den drei Vulkanzentren wider (Abb. 35a). So sind die aus den schwach kumulativen basaltischen Schmelzen hervorgegangenen Vulkanite (Gräveneck-Vulkan) unter anderem durch höhere Cr-Gehalte gekennzeichnet (Abb. 35b).

Die Vulkanitabfolgen der drei Vulkankomplexe verzahnen sich miteinander, wobei nicht immer entschieden werden kann, ob diese Verzahnung primär infolge gegenseitiger Überlagerung und somit während der Aufbauphase der submarinen Vulkane entstanden ist oder ob es sich um einen tektonischen Effekt durch Verschuppung handelt. In Anbetracht der großen Überschiebungen im Lahntal und an der Mündung des Wealtales (Abb. 33) spricht vieles für eine später entstandene, tektonisch bedingte Verzahnung. Hierdurch entsteht auch der Eindruck von Spalteneruptionen und vulkanischen Rücken (QUADE 1970), während aufgrund der Faziesentwicklung von Zentralvulkanen auszugehen ist.

Die vorliegenden Daten ermöglichen eine paläogeographische Rekonstruktion der mittleren Lahn-Mulde im Bereich des Schalstein-Hauptsattels, die in das heutige Relief eingehängt werden kann (Abb. 36). Große tektonische Verschiebungen wurden hierbei entsprechend berücksichtigt. Die drei Vulkanzentren bestanden sicherlich nicht nur aus jeweils einem Zentralschlot, sondern aus verschiedenen Fördersystemen. Das im Westen bei Gräveneck gelegene Zentrum (Gräveneck-Vulkan) hat zumindest zeitweise als Insel die Meeresoberfläche überragt. Dort fanden phreatomagmatische Eruptionen statt. Diese sind durch Surge-Ablagerungen und subaquatische primäre pyroklastische Schuttstromablagerungen dokumentiert, wobei letztere aus blasenarmen Pyroklasten und zahlreichen xenolithischen Lithoklasten bestehen. Aus der Verbreitung der Surge-Ablagerungen läßt sich auf die Größe der Vulkaninsel schließen, die hiernach einen Durchmesser von mindestens 1 km erreichte. Submarine primäre pyroklastische Schuttstromablagerungen aus hochblasigen Pyroklasten, die durch Zerreißen der Schmelze infolge magmatischer Entgasung entstanden, stammen sicherlich ebenfalls überwie-

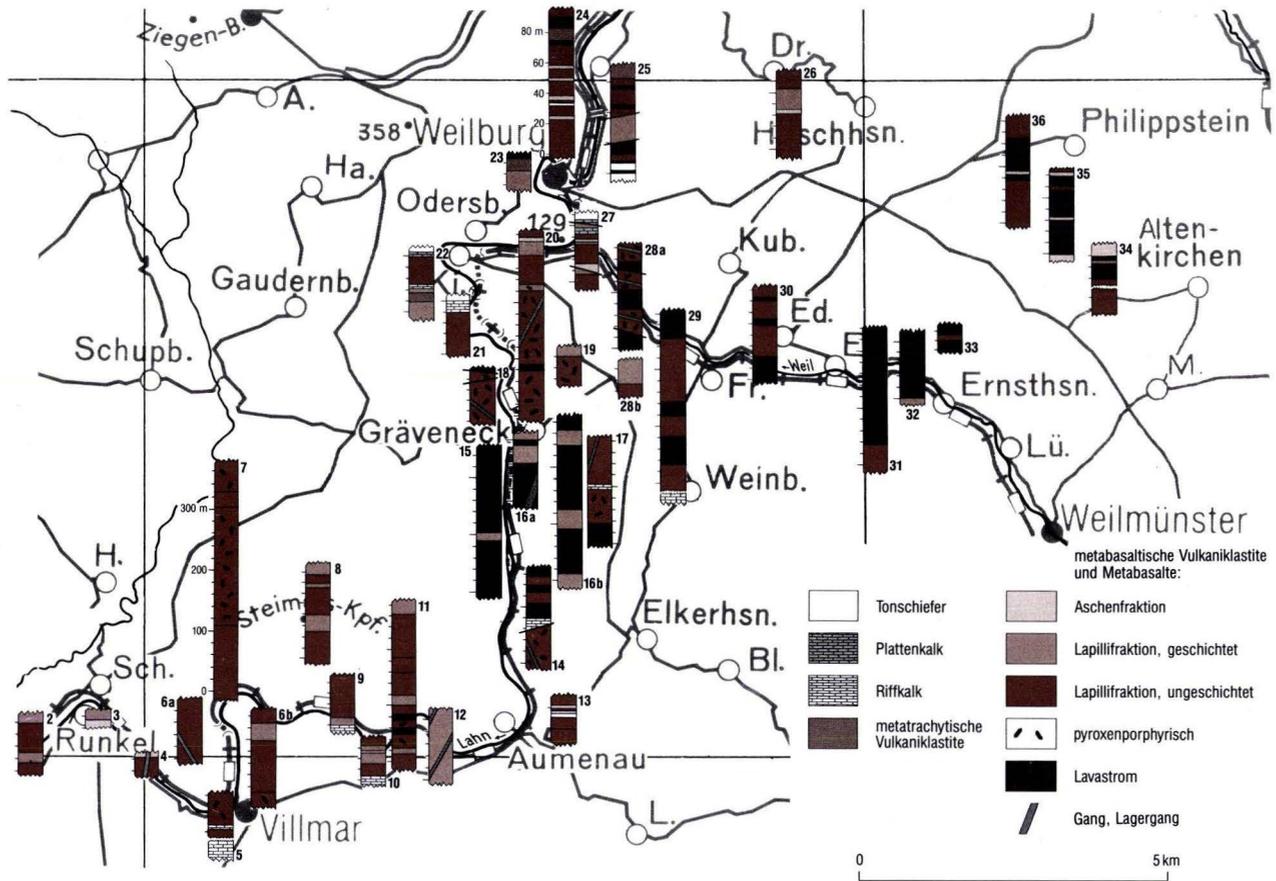


Abb. 32. Verteilung der vulkanogenen Gesteine der Givet/Adorf-Phase in der mittleren Lahn-Mulde, dargestellt anhand ausgewählter Profile. Lage der Profile in Abb. 2b. (Profil 19 nach ROLLE 1990, Profil 24 u. 25 nach SCHLEUNIGER 1991, Profil 27 nach NESBOR & FLICK 1988, Profil 28 nach BEHNISCH 1990).

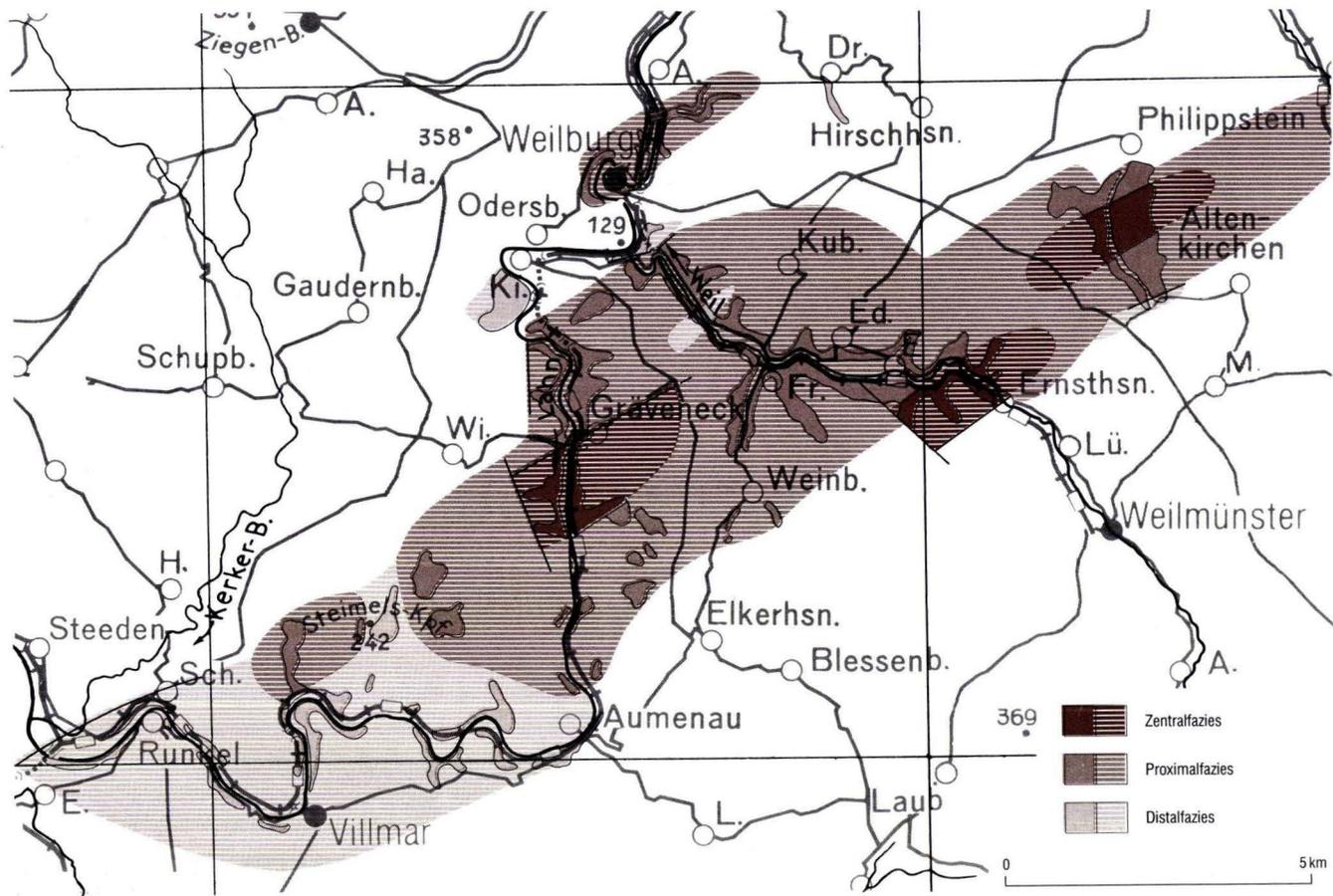


Abb. 33. Verbreitung der vulkanischen Faziesbereiche in der mittleren Lahn-Mulde.

gend von Vulkaninseln. Im Strandbereich durch Wellentätigkeit gerundete vulkanische Komponenten wurden in der Umgebung dieser Inseln abgelagert (Abb. 37a).

Aus den Fördersystemen ergossen sich meist submarin zahlreiche Lavaströme, aus denen sich mit zunehmender Entfernung durch hydroklastische (hyaloklastische) und autoklastische Fragmentierung Pillowbreccien, Pillowfragmentbreccien und Hyaloklastite entwickelten (Abb. 36 u. 37a). Diese vulkaniklastischen Schuttablagerungen wurden überwiegend in Form von Schuttströmen, die distal häufig in Turbidite übergehen, weiter in das Becken hineinverfrachtet.

Vereinzel entstanden, wie im Raum Weilburg, kleine Vulkaninseln, die aus kieselsäurereichen Schmelzen aufgebaut wurden. Deren Abtragungsprodukte sind gelegentlich den metabasaltischen Vulkanitabfolgen zwischengeschaltet. Auf den Flanken der Vulkanbauten wuchsen während längerer Unterbrechungen der vulkanischen Aktivitäten und nach einer Erosionsphase z.T. mächtige Riffkomplexe auf (Abb. 37b). Durch Umlagerungsprozesse wurden große Mengen an vulkanischen Gesteinen und Riffkalken durch Massenströme und Turbidite in tiefere Beckenbereiche transportiert.

11. Folgerungen und Diskussion

Der bimodale Vulkanismus der Givet/Adorf-Phase im Lahn-Dill-Gebiet hat neben geringen Mengen trachytischer bis alkalirhyolithischer in großem Umfang basaltische Magmen gefördert. Die metabasaltischen Vulkanite einschließlich der dazugehörenden vulkaniklastischen Gesteine sind einerseits aus schwach kumulativen Schmelzen mit höheren Gehalten an mafischen Einsprenglingen hervorgegangen, andererseits entstanden sie aus hierzu vergleichsweise differenzierteren Magmen, die z.T. reichlich Feldspateinsprenglinge führten (Kap. 5). Lokal enthalten die Metabasalte Einschlüsse, die überwiegend aus Plagioklas, untergeordnet aus Pyroxen und Amphibol bestehen. Diese Einschlüsse weisen ein Kumulat-Gefüge auf. Das alles spricht für eine Kristallfraktionierung und somit für ein Verweilen der Schmelzen in Magmakammern. Eine solche Magmakammer in subvulkanischem Niveau ist am NW-Rand der Dill-Mulde angeschnitten (s. FLICK et al. 1991). Durch die Stagnation der Schmelzen fand eine unterschiedlich starke Trennung der spezifisch schwereren mafischen von den leichteren salischen Mineralen statt. Die höheren Cr- und Ni-Gehalte der schwach kumulativen Gesteine gehen auf diese Anreicherung der mafischen Gemengteile zurück und sind nicht als Anzeichen einer relativ primitiven Zusammensetzung der Schmelze zu interpretieren.

Die sekundäre Alteration der vulkanischen Abfolgen durch diagenetische Prozesse und eine leichte Regionalmetamorphose hat, verbunden mit den Mineralum- und -neubildungen, zu einer weitgehenden Veränderung der Gehalte an Hauptelementen geführt (Kap. 6.1). Der Grad der Stoffverschiebungen ist dabei unter anderem vom Gesteins-/Wasserverhältnis abhängig, d.h. von der zur Verfügung stehenden Oberfläche des Gesteins. Diese ist bei Vulkaniklastiten, besonders den stark fragmentierten und aus hochblasigen Partikeln zusammengesetzten, bedeutend größer als bei den Metabasalten. Entsprechend zeigen die Gehalte an Na_2O in Abhängigkeit vom Gestein ein unterschiedliches Verhalten. Bei den metabasaltischen Vulkaniklastiten fand durchschnittlich eine Abreicherung statt, während Na_2O in den Metabasalten

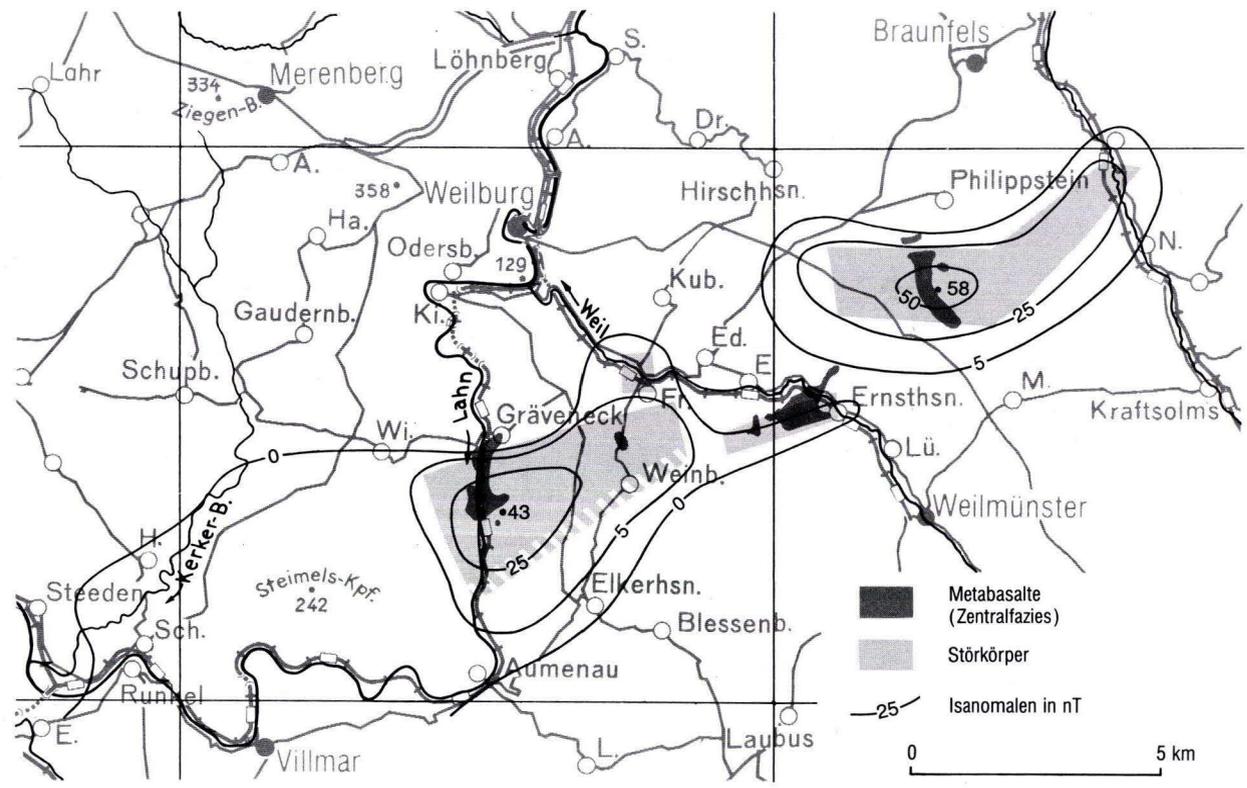


Abb. 34. Aeromagnetische Übersichtsaufnahme der mittleren Lahn-Mulde mit Kennzeichnung der Störkörper (nach BLUM, mdl. Mittl.). Ausschnitt aus der aeromagnetischen Karte 1:300000 (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe 1976).

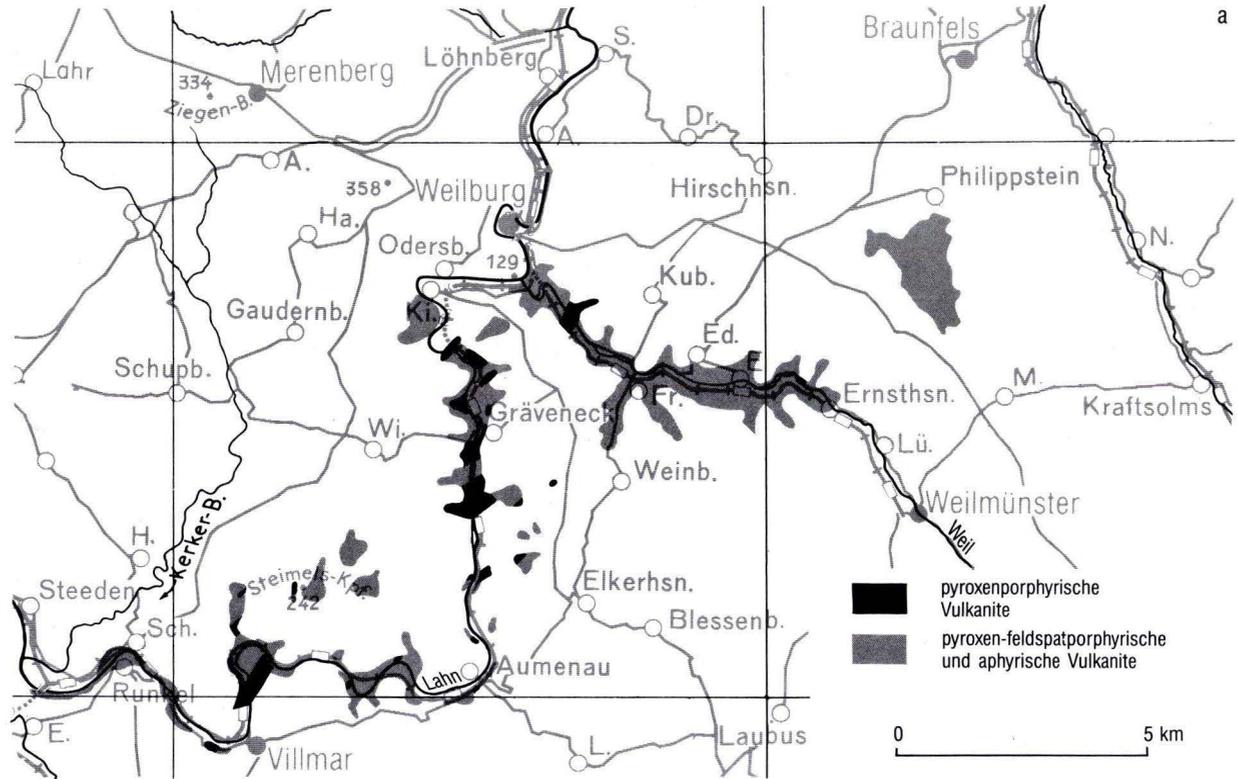


Abb. 35a. Verbreitung der schwach kumulativen, pyroxenporphyrischen sowie der differenzierteren feldspat-pyroxenporphyrischen und aphyrischen vulkanischen Gesteine metabasaltischer Zusammensetzung in der mittleren Lahn-Mulde.

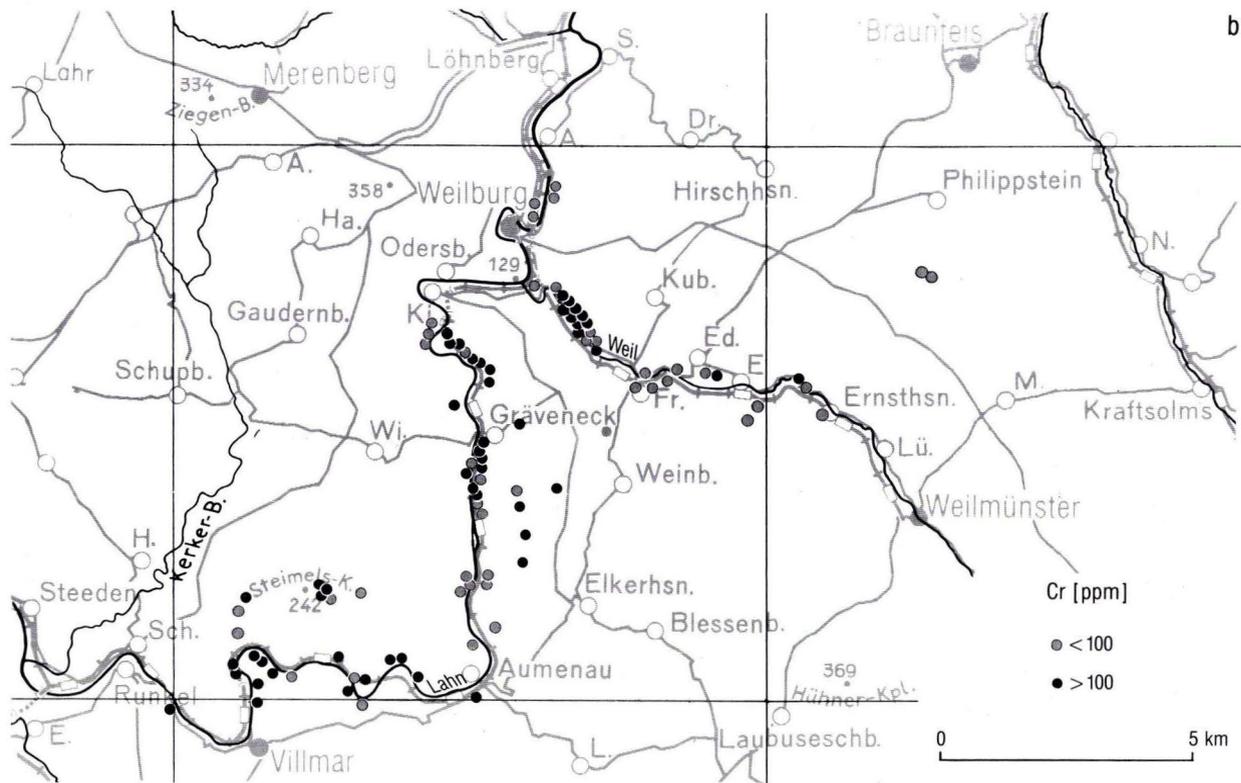


Abb. 35b. Geochemisches Verteilungsmuster am Beispiel der Cr-Gehalte in den Metabasalten und den dazugehörigen Vulkaniklastiten.

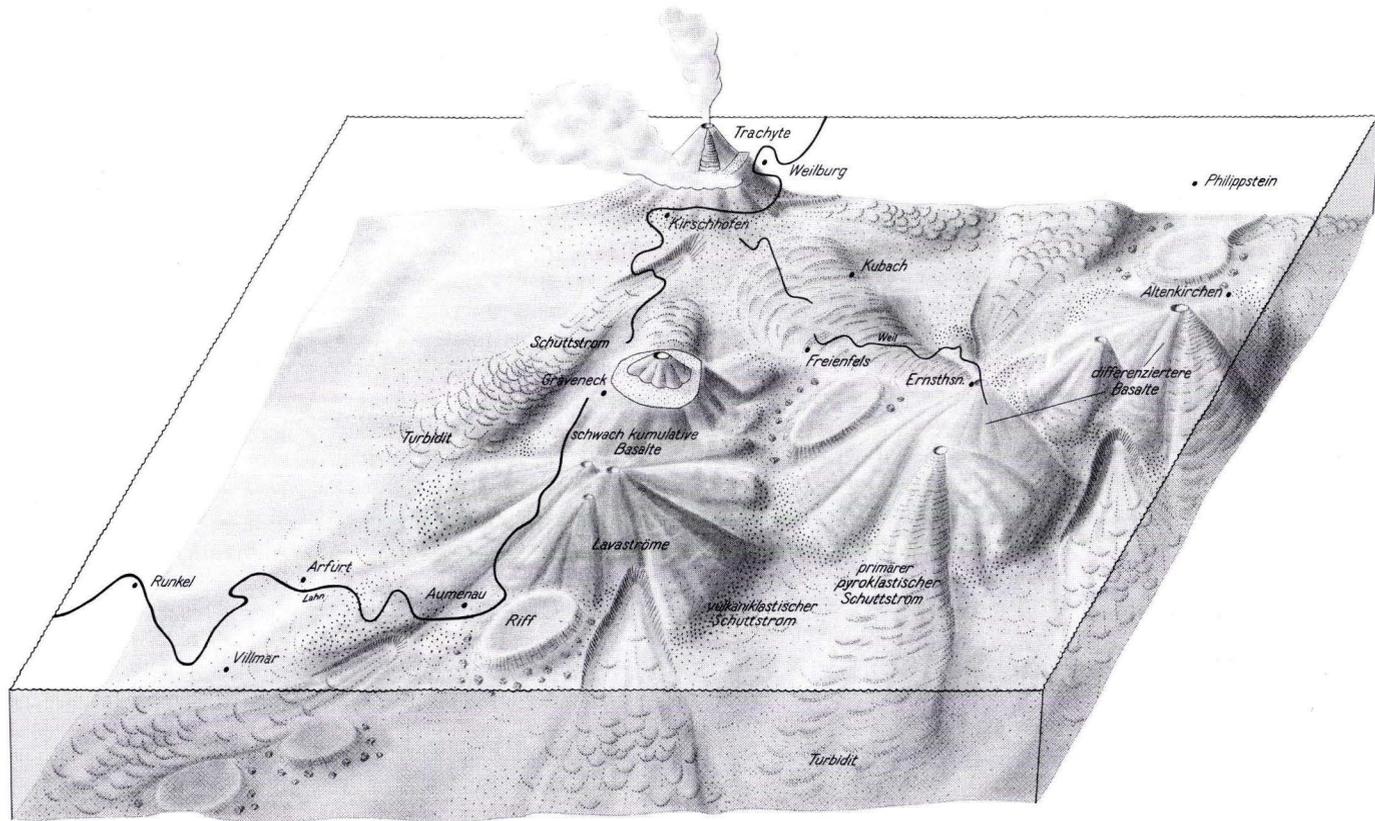
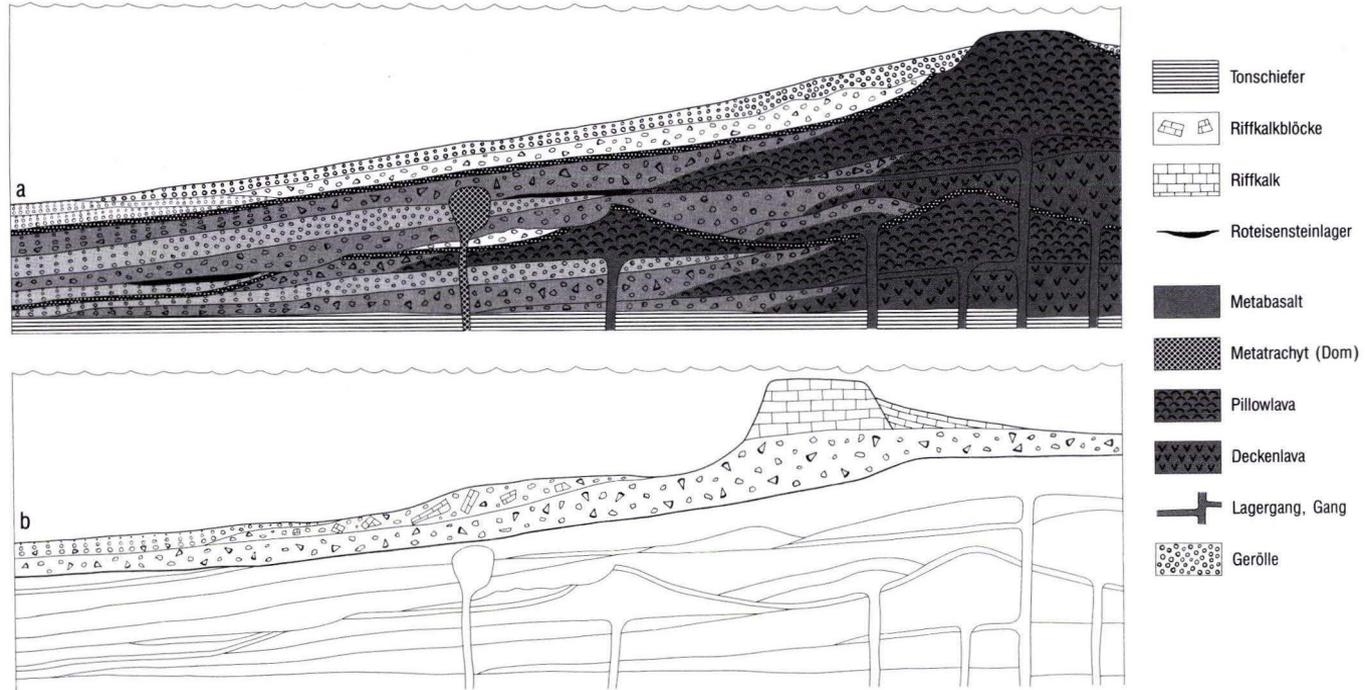


Abb. 36. Paläogeographische Rekonstruktion der mittleren Lahn-Mulde zur Zeit des oberen Mitteldevons.



- metabasaltische Vulkaniklastite:
- Aschenfraktion
 - ungeschichteter Lapillituff
 - metatrachytische Vulkaniklastite
 - geschichteter Lapillituff
 - ungeschichtete Pillowfragmentbreccie, Hyaloklastit
 - geschichtete Pillowfragmentbreccie, Hyaloklastit
 - ungeschichteter Epiklastit
 - geschichteter Epiklastit

Abb. 37. Modell eines submarinen Vulkankomplexes aus dem Bereich der mittleren Lahn-Mulde. a. unmittelbar nach dem Ende der vulkanischen Aktivität. b. nach einer längeren Erosionsphase mit aufgewachsenem Riff.

im Vergleich zu unveränderten Basalten angereichert wurde. Ein weiterer wichtiger Faktor, der die Mobilität bestimmter Elemente, wie z.B. von Fe und Mn entscheidend beeinflusste, sind die Redox-Verhältnisse. Sie lassen sich über die Einbauraten dieser beiden Elemente in das Kristallgitter der Calcizemente nachvollziehen. Dabei hat sich gezeigt, daß Fe unter stark reduzierenden Bedingungen aus den basaltischen Vulkaniklastiten durch Verdrängung und Karbonatisierung der Vulkaniklasten mobilisiert wurde (FLICK et al. 1990). Das läßt darauf schließen, daß die Roteisensteinvererzungen vom Typ Lahn-Dill aus der diagenetischen Alteration der basaltischen Vulkaniklastite abzuleiten sind und nicht als Produkte der magmatischen Differenzierung (vgl. QUADE 1970, 1976) betrachtet werden können.

Da von den Stoffverschiebungen besonders SiO_2 , Na_2O und K_2O betroffen sind, ist eine präzise Gesteinsansprache, z.B. durch Normberechnungen (CIPW) oder die TAS-Klassifikation nicht mehr möglich. Die vulkanogenen Gesteine der Givet/Adorf-Phase lassen sich jedoch anhand weitgehend immobilisierter Spurenelemente und der SEE pauschal in Metaalkalibasalte sowie in Metatholeiite unterscheiden (Kap. 6.2). Unter plattentektonischen Gesichtspunkten handelt es sich generell um Intraplattenbasalte. Die umgebenden Sedimentabfolgen sprechen dabei gegen eine Position auf ozeanischer Kruste (Ozeaninseln), wie von SCHMINCKE (1988b: 132) vermutet, und für eine Lage auf dem Schelf. Die devonischen Vulkanitabfolgen sind danach auf kontinentaler Kruste entstanden. Eine Tendenz zu MOR-Basalten, wie sie von WEDEPHOL et al. (1983) für das Lahn-Dill-Gebiet gesehen wird, ist mit Ausnahme der Metabasalte aus dem Bereich der Gießener Decke (MEYER 1981, GRÖSSER & DÖRR 1986, DÖRR 1990), nicht zu erkennen.

Die von basaltischen Schmelzen aufgebauten Vulkankomplexe überragten lokal die Meeresoberfläche; überwiegend waren sie jedoch submarin. Die Existenz basaltischer Vulkaninseln ist durch das Auftreten von Surge-Ablagerungen belegt (Kap. 7), die zwischen mächtigen Lavaströmen liegen und deshalb von der Abtragung verschont blieben. Diese durch charakteristische Sedimentationsmuster gekennzeichneten Ablagerungen entstanden aus extrem schnellen, sich horizontal ausbreitenden Explosionswolken. Solch hohe Transportgeschwindigkeiten sind nur in einem Medium mit geringer Dichte, d.h. subaerisch, möglich und schließen somit eine submarine Ablagerung aus. Weitere Hinweise auf subaerische Verhältnisse werden durch vulkanische Bomben oder Blöcke gegeben, die in den häufig feingeschichteten Surge-Ablagerungen Impaktstrukturen erzeugt haben. Dabei wurden die einzelnen Schichten der Surge-Ablagerungen nicht durchschlagen, sondern wegen ihres relativ hohen Feuchtigkeitsgehaltes plastisch verformt. Lokal enthalten die vulkaniklastischen Abfolgen Geröllhorizonte aus vulkanischen Komponenten, die auf eine Aufarbeitung im Strandbereich schließen lassen.

Submarine primäre pyroklastische Schuttstrom- und die Fallablagerungen stammen sicherlich ebenfalls von Eruptionen, die auf Vulkaninseln oder unter geringer Wasserüberdeckung stattfanden, wobei in diesem Fall die Eruptionssäule die Meeresoberfläche durchbrach (Kap. 7). Durch Kollabieren der konvektiv aufsteigenden Eruptionssäule entstanden pyroklastische Ströme, die in den submarinen Bereich flossen.

Über das Verhalten dieser Ströme beim Übergang vom subaerischen in den submarinen Bereich werden sehr kontroverse Auffassungen vertreten. SPARKS et al. (1980a, b) gehen anhand von Untersuchungen an spätquartären Ignimbriten auf Dominika (Kleine Antillen) und aufgrund theoretischer Überlegungen davon aus, daß aus subaerischen Eruptionen entstandene pyroklastische Ströme unter entsprechend günstigen Bedingungen subaquatisch weiterfließen, ohne Wasser aufzunehmen, und sogar verschweißen können. SCHNEIDER et al. (1992) vertreten die gleiche Auffassung für verschweißte rhyolithische bis rhyodacitische Stromablagerungen des Unterkarbons der Vogesen (Frankreich) und der Oberkreide in Nord-

anatolien (Türkei), deren Ablagerung anhand der umgebenden marinen Sedimente eindeutig einem subaquatischen Milieu zugeordnet werden kann. CAS & WRIGHT (1987, 1991) dagegen bezweifeln die Existenz heißer subaquatischer Ströme. Sie vertreten die Auffassung, daß beim Eintritt eines solchen Stromes in den subaquatischen Raum eine von Explosionen begleitete Wasseraufnahme stattfindet und der Ignimbrit als wassergestützter Massenstrom weiterfließt.

Die im Lahn-Dill-Gebiet aufgeschlossenen primären pyroklastischen Schuttstromablagerungen sind als ungeschichtete Lapillituffe meist in der Distalfazies, d.h. einige Kilometer vom Eruptionsort abgelagert worden (Kap. 8.3). Ein Transport über solch eine Distanz als heißer Gas-/Partikel-Strom erscheint daher unwahrscheinlich. Vielmehr ist von wassergestützten Strömen auszugehen, die jedoch noch einen erheblichen Anteil an Restwärme und somit vermutlich relativ viel Wasserdampf enthielten. Hierdurch und aufgrund der geringen Dichte der hochaufgeschäumten Partikel war die mechanische Koppelung zwischen Strombasis und unterlagerndem Sediment stark herabgesetzt. So könnte der scharfe Basiskontakt der primären pyroklastischen Schuttstromablagerungen und das Fehlen von Sohlmarken, selbst bei Überlagerung geschichteter Aschentuffe, erklärt werden.

Für die Genese der geschichteten Lapilli- und Aschentuffe im Hangenden, die zusammen mit den ungeschichteten pyroklastischen Schuttstromablagerungen eine pyroklastische Sequenz bilden (Kap. 7.2), werden mehrere Modelle diskutiert. FISKE & MATSUDA (1964) ordnen die einzelnen Einheiten innerhalb solcher Sequenzen bestimmten Phasen während einer Eruption zu. Hiernach entstanden die massigen Pyroklastite während der Hauptphase der Eruption. Die im Hangenden folgenden gradierten Abfolgen werden als Turbidite interpretiert, die sich aus der bei abnehmender Förderung in Kraternähe abgelagerten Tephra lösten. Den Abschluß der pyroklastischen Sequenz bildet eine dünne Aschentufflage, die aus der in Suspension gegangenen Asche stammt.

SPARKS et al. (1980b) leiten die entsprechenden Ablagerungen direkt aus dem subaquatisch fließenden, primären pyroklastischen Schuttstrom ab, um den sich eine turbulente Wolke aus pyroklastischem Material entwickelt. Aus dieser können Aschenturbidite entstehen, nachdem der pyroklastische Schuttstrom zur Ruhe gekommen ist. Ein hiervon abweichendes Modell zur Entstehung von Aschenturbiditen wird von CAS & WRIGHT (1987) vorgeschlagen. Durch Wasseraufnahme im Stirnbereich ändert sich die Konsistenz des primären pyroklastischen Schuttstromes, wobei der subaquatische Massenstrom in einen Turbidit übergeht.

Die Entstehung der turbiditischen Lapilli- bis Aschentuffe, die die primären ungeschichteten Schuttstromablagerungen überdecken, kann durch alle genannten Modelle plausibel erklärt werden. Es ist jedoch denkbar, daß mehrere Prozesse eine Rolle gespielt haben. So kann eine Abfolge aus mächtigeren geschichteten Lapillituffen eher auf von einer morphologischen Hochlage abgerutschte Tephra zurückgeführt werden. Eine weitere mögliche Quelle wäre ein primärer pyroklastischer Schuttstrom, der durch Verdünnung (Wasseraufnahme) in einen Turbidit übergeht und somit entsprechend große Mengen an pyroklastischem Material lieferte. Geringmächtige, eher in der Aschenfraktion vorliegende Ablagerungen könnten dagegen aus der sich über dem fließenden pyroklastischen Schuttstrom entwickelnden turbulenten Wolke abgeleitet werden.

Das Auftreten von Surge-Ablagerungen setzt die Existenz von Vulkaninseln und subaerische Eruptionen voraus. Hierbei ist zu erwarten, daß in größerem Umfang auch Fallablagerungen entstanden. Ein kleiner Teil davon ist in den sehr gut sortierten Aschentuffen dokumentiert, die besonders in der Zentralfazies und in den Riffkalken erhalten geblieben sind. Relativ gut sortierte mächtige Lapillituffe mit einem hohen Tachylit-/Glas-Verhältnis, wie sie von SUNKEL

(1990) aus dem Devon des Ostsauerlandes beschrieben und als Fallablagerungen gedeutet werden, waren in den untersuchten Profilen aus dem Lahn-Dill-Gebiet nicht zu finden. Es ist jedoch davon auszugehen, daß die aus hochblasigen Pyroklasten zusammengesetzten Lapillituff-Abfolgen neben den primären pyroklastischen Schuttstromablagerungen auch umgelagerte Fallablagerungen enthalten.

Neben den explosiven Eruptionen, die weitgehend auf Inselbereiche oder Flachwasserregionen beschränkt waren, fand eine Förderung basaltischer Laven statt. Diese ergossen sich meist submarin als Decken- und Pillowlavaströme, aus denen durch hydro- und autoklastische Fragmentierungsprozesse große Mengen blasenarmer vulkaniklastischer Gesteine entstanden, die somit in direktem Zusammenhang mit vulkanischen Vorgängen zu sehen sind (Kap. 7.1). Das Ausmaß der Fragmentierung wurde unter anderem durch das Relief gesteuert, wobei an steileren Hängen oder Geländestufen durch Auflösung der Lavaströme in einzelne Lavakörper die Bildung von vulkaniklastischem Material zunahm. Schwankungen in der Fördermenge spielten ebenfalls eine Rolle, indem durch erneutes Füllen leergelaufener Pillowschläuche deren Kruste zerbrochen wurde. Beobachtungen an rezenten submarinen Lavaströmen stützen diese Interpretation (z.B. MOORE et al. 1973). Infolge der Fragmentierungsvorgänge gehen die Decken- und Pillowströme mit zunehmender Entfernung vom Förderzentrum in vulkaniklastische Ablagerungen über. Überwiegend handelt es sich hierbei um Pillowfragmentbreccien aus Pillowrandbruchstücken und isolierten Minipillows, die in eine hyaloklastische Matrix eingebettet sind. Diese Ablagerungen als Bomben-Lapillibreccien zu bezeichnen (SCHMINCKE 1988a: 767), erscheint wenig sinnvoll, da es sich bei den isolierten Minipillows nicht um Bomben handelt, d.h. um ballistisch transportierte Pyroklasten >64 mm, die noch heiß genug waren, um plastisch deformiert werden zu können. Darüber hinaus sollte der Begriff Lapilli nur für explosiv geförderte Pyroklasten benutzt werden (SCHMID 1981). Die entsprechenden Ablagerungen bestehen jedoch, abgesehen von den isolierten Minipillows, fast nur aus Pillowrandbruchstücken und Hyaloklasten.

Die Pillowfragmentbreccien aus dem Lahn-Dill-Gebiet sind häufig in situ erhalten geblieben (Kap. 7.2) und unterscheiden sich hierdurch von den meist gradierten Pillowfragmentbreccien aus der Umgebung von Ozeaninseln. Dort sind die entsprechenden Vulkaniklastite wegen des steilen Reliefs stark durch Umlagerungsprozesse betroffen gewesen und werden als epiklastische Ablagerungen unterschiedlicher Genese interpretiert (SCHMINCKE 1988a).

Die Entstehung der isolierten Minipillows wird von CARLISLE (1963) und SCHMINCKE & SUNKEL (1987) auf Lavafontänen zurückgeführt, bei denen die Schmelze unter hohem Druck durch enge Öffnungen gepreßt und dadurch in einzelne Fetzen zerrissen wird. Untersuchungen an Pillowfragmentbreccien im Lahn-Dill-Gebiet (Abb. 26 u. 27) und rezente Beobachtungen (MOORE 1975) sprechen jedoch eher für ein langsames Herauspressen von Lava aus Rissen in den Pillowschläuchen.

Die Eruptionen der trachytischen bis alkalirhyolithischen Schmelzen fanden subaerisch auf Vulkaninseln statt (FLICK & SCHMIDT 1987, BUGGISCH & FLÜGEL 1992). Dieses wird unter anderem durch das verbreitete Auftreten von Pflanzenresten in den umgelagerten kieselsäurereichen Vulkaniklastiten und zwischengeschalteten Tonsteinen belegt. Die in den Abfolgen enthaltenen umgelagerten Biogene zeigen häufig eine Mikritisierung durch bohrende Organismen und sind in flachem bewegtem Wasser gebildet und aufbereitet worden (Kap. 9.2). Die geringe Sortierung der Komponenten sowie das Auftreten von zusammenhängenden Crinoid-

denstielgliedern und z.T. wenig zerbrochenen ästigen Thamnoporen sprechen für einen kurzen Transport.

Die kieselsäurereichen Epiklastite bestehen z.T. aus ehemals glasigen Klasten, deren Gehalt an Gasblasen aufgrund der Rekristallisation des vulkanischen Glases jedoch nicht mehr ermittelt werden kann (Kap. 7.1). Deshalb sind Aussagen über den Fragmentierungsmechanismus nur indirekt möglich. Einen Hinweis gibt das gehäufte Auftreten großer vollständig erhaltener Alkalifeldspatkristalle, an denen häufig bizarr geformte ehemalige Glasreste haften, die den Kristall jedoch nicht vollständig umschließen. Dieses spricht eher für eine Fragmentierung durch explosive Entgasung, als für eine Granulation der Schmelze z.B. beim Eintritt eines Lavastromes ins Meer. Hierbei ist zu erwarten, daß die Kristalle infolge des thermischen Schocks bei der Abschreckung ebenfalls zerbrochen wären. Andere Kristalle wiederum sind vollständig von einer dünnen Rinde aus ehemaligem Glas umgeben. Das könnte durch Abrasion beim Transport in einem pyroklastischen Strom erklärt werden, wie sie z.B. bei schlotnahen pyroklastischen Stromablagerungen beobachtet wird (FREUNDT & SCHMINCKE 1992). Die im Strandbereich oder im Flachwasser um die Inseln akkumulierten vulkaniklastischen Ablagerungen wurden durch Schuttströme und Turbidite weiter umgelagert, wobei der häufig geringe Rundungsgrad der Klasten auf einen kurzen Transport hindeutet.

Der Aufbau submariner Vulkankomplexe und einzelner Vulkaninseln ermöglichte lokal die Entstehung bankiger biogener Karbonate, aus denen sich unter günstigen Umständen Riffe entwickelten (Kap. 9.1). Die Ergebnisse aus den stratigraphischen und faziellen Untersuchungen der Riffkalke geben Hinweise auf die Dauer der vulkanischen Aktivitäten. Der Vulkanismus setzte in der südwestlichen Lahn-Mulde im oberen Teil der Unteren *varcus*-Zone ein (REQUADT 1990). In den hier untersuchten Vorkommen aus der mittleren Lahn-Mulde beginnt das Riffwachstum über den mehr oder weniger stark erodierten basaltischen Vulkankomplexen generell mit der Mittleren *varcus*-Zone und reicht bis in die *rhenana*-Zone der Adorf-Stufe (Kap. 9.4). Das verbreitete Einsetzen der Bankfazies in der Mittleren *varcus*-Zone läßt darauf schließen, daß zu diesem Zeitpunkt der basaltische Vulkanismus weitgehend zur Ruhe gekommen war. Hieran wird deutlich, daß das Zeitintervall, in dem größere vulkanische Aktivitäten während des tieferen Givets stattfanden, vergleichsweise kurz war und nur kleinere, aus kieselsäurereichen Schmelzen aufgebaute Vulkaninseln weiterexistierten. Für eine zeitliche Trennung der verschiedenen metabasaltischen Vulkankomplexe und damit die Aufstellung einer Altersfolge reicht das Auflösungsvermögen der Conodontenstratigraphie daher nicht aus.

Die lokale Überdeckung allochthoner Kalke des hohen Givets (BUGGISCH & FLÜGEL 1992) durch basaltische Vulkaniklastite belegt ein erneutes Einsetzen des Vulkanismus. Aschentufflagen innerhalb mächtiger Riffkalkabfolgen des tiefsten Oberdevons in der südwestlichen Lahn-Mulde (NIEMANN & STAPF, in FLICK et al. 1988) lassen weiter darauf schließen, daß die vulkanischen Aktivitäten längere Zeit andauerten.

Die Verteilung der verschiedenen, in Abhängigkeit zur Entfernung von den Förderzentren entwickelten Faziestypen ermöglichen im untersuchten Ausschnitt der mittleren Lahn-Mulde die Rekonstruktion mehrerer Vulkankomplexe mit Durchmessern von einigen km (Kap. 10). Diese Vulkankomplexe bestehen jeweils aus mehreren kleineren Vulkanbauten, die zusammen die Zentralfazies bilden, aber auch sporadisch in der Proximalfazies angesiedelt waren und dort kleine Pillowvulkane aufbauten. Eine weitere Differenzierung der Vulkankomplexe ist jedoch aufgrund der Aufschlußverhältnisse und wegen der tektonischen Überprägung, insbesondere der z.T. intensiven Schuppentektonik nicht durchführbar. Die erkennbaren Strukturen

lassen im Lahn-Dill-Gebiet ausschnittsweise, wie z.B. in der mittleren Lahn-Mulde, paläogeographische Rekonstruktionen zu, die als Modell für vergleichbare, vulkanisch geprägte marine Becken innerhalb des Variszikums herangezogen werden können.

Dank: Die Untersuchungen wurden durch das DFG-Projekt Ho 1200/1-1 gefördert. Die Herren Dr. KELTSCH, Dr. ROSENBERG und Dipl.-Ing. (FH) WENZEL führten die Gesteinsanalysen, Herr Dipl.-Chem. SUŠIĆ die Mikrosondenanalysen durch (alle Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden). Herr Dipl.-Min. STRECKER (ebenfalls Wiesbaden) war an der Auswertung der Analysendaten beteiligt. Zur Interpretation der geophysikalischen Daten trug Herr Dr. BLUM (Wiesbaden) wesentlich bei. Herr BRENNER und Herr DENGLER (beide Wiesbaden) fertigten die Zeichnungen an. Viele Diskussionen mit Herrn Dr. BENDER (Marburg) und Herrn Prof. MEISL (Wiesbaden) haben unsere Arbeit wesentlich unterstützt und gefördert. Herr Prof. RIETSCHEL (Karlsruhe) führte uns freundlicherweise von ihm untersuchte Aufschlüsse im Raum Weilburg vor. Das Manuskript wurde von den Herren Dr. EHRENBERG (Wiesbaden) und Dr. STOLLHOFEN (Würzburg) kritisch durchgesehen und diskutiert. Allen Genannten sei auch an dieser Stelle gedankt.

12. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1918): Bl. Weilburg (5515). – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **208**: 1–153, 30 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- BEHNISCH, R. (1990): Der fazielle Aufbau eines Vulkangebäudes der Givet/Adorf-Phase im Schalsstein-Hauptsattel, mittlere Lahnmulde – Rekonstruktion im Ausschnitt des nördlichen Weiltals. – Diplomarb. Univ. Heidelberg, 101 S., 42 Abb., 2 Tab.; Heidelberg.
- (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenoherynikums. Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite im Schalsstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde). – Geol. Abh. Hessen, **98**: 89–149, 29 Abb.; Wiesbaden.
- BOYNTON, W. V. (1984): Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. – In: HENDERSON, P. (Hrsg.): Rare Earth Element Geochemistry: 63–114, 9 Abb., 3 Tab.; Amsterdam–Oxford–New York–Tokyo (Elsevier).
- BUCHANAN, D. J., & DULLFORCE, T. A. (1973): Mechanism for vapour explosions. – Nature, **245**: 32–34, 1 Abb.; London.
- BUGGISCH, W., & FLÜGEL, E. (1992): Mittel- bis oberdevonische Karbonate auf Blatt Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge) und in Randgebieten: Initialstadien der Riffentwicklung auf Vulkanschwellen. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 77–97, 6 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- CAREY, S., & SIGURDSSON, H. (1980): The Roseau Ash: deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, Lesser Antilles Arc. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **7**: 67–86; Amsterdam.
- CARLISLE, D. (1963): Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. – J. Geol., **71**: 48–71, 4 Abb., 2 Taf.; Oxford.
- CAS, R. A. F., & WRIGHT, J. V. (1987): Volcanic successions – modern and ancient. – 528 S., 383 Abb., 38 Tab., 15 Taf.; London (Allen & Unwin).
- (1991): Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. – Bull. Volcanol., **53**: 357–380, 1 Abb.; Berlin–Heidelberg.
- DIMROTH, E., COUSINEAU, P., LEDUC, M., & SANSCHAGRIN, Y. (1978): Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. – Can. J. Earth Sci., **15**: 902–918, 14 Abb., 1 Tab.; Ottawa, Ontario.
- DÖRR, W. (1990): Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Abh. Hessen, **91**: 1–94, 22 Abb., 5 Tab., 5 Karten; Wiesbaden.
- FISHER, R. V. (1961): Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. – Bull. Geol. Soc. Amer., **72**: 1409–1414, 3 Tab.; Boulder, Colorado.
- & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic Rocks. – 472 S., 339 Abb., 48 Tab.; Berlin etc. (Springer).

- & SMITH, G. A. (1991): Volcanism, Tectonics and Sedimentation. – In: FISHER, R. V., & SMITH, G. A. (Hrsg.): Sedimentation in Volcanic Settings. – Soc. Sed. Geol. Spec. Publ., **45**: 1–5, 1 Abb.; Tulsa/Oklahoma.
- FISKE, R. S., & MATSUDA, T. (1964): Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. – Amer. J. Sci., **262**: 76–106, 7 Abb., 2 Taf.; New Haven, Conn.
- FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn–Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Clausthaler Geol. Abh., **26**: 1–231, 78 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- HORN, M., NESBOR, H. D., & WENGERT, N. (1991): Eine subvulkanische Magmenkammer des devonischen Vulkanismus (Givet/Adorf-Phase) am Nordwestrand der Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge. – Geol. Jb. Hessen, **119**: 45–76, 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden.
- & NESBOR, H. D. (1988a): Der Vulkanismus in der Lahnmulde. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **70**: 411–475, 26 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1988b): Neue chemische Analysen paläozoischer Vulkanite der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Heidelberger Geowiss. Abh., **20**: 199–235, 3 Abb., 9 Tab.; Heidelberg.
- (1990): Paläozoischer Vulkanismus. – Geol. Kt. Rheinl.-Pfalz 1: 25000, Erl. 5613 Schaumburg, 2. Aufl.: 34–43, 61–65, 72–84, 18 Abb.; Mainz.
- & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn–Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). – Geol. Rdsch., **79** (2): 401–415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- NIEMANN, J., STAPE, K. R. G., & REQUADT, H. (1988): Das Devon der südwestlichen Lahnmulde auf Blatt 5613 Schaumburg (Exkursion H am 9. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **70**: 161–190, 16 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- & SCHMIDT, J. (1987): Eine Vulkaninsel mit Saumriff im Devon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – Facies, **17**: 67–71, 4 Abb.; Erlangen.
- FLÜGEL, E., & HÖTZL, H. (1976): Palökologische und statistische Untersuchungen in mitteldevonischen Schelf-Kalken (Schwelmer Kalk, Givet; Rheinisches Schiefergebirge). – Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. Abh. N.F., **156**: 1–77, 29 Abb., 17 Tab.; München.
- FREUNDT, A., & SCHMINCKE, H.-U. (1992): Abrasion in pyroclastic flows. – Geol. Rdsch., **81**, 2: 383–389, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- GRÖSSER, J., & DÖRR, W. (1986): MOR-Typ-Basalte im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., **1986**: 705–722; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1951a): Über die Tuffnatur der Schalsteine. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**: 122–137; Wiesbaden.
- (1951b): Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. – N. Jb. Mineral., Abh., **82**: 199–230, 1 Tab., Taf. 18–20; Stuttgart.
- (1961a): Der Schalstein, ein durch Plättung geformter Tektonit. – N. Jb. Mineral., Abh., **96**: 305–317, 6 Taf.; Stuttgart.
- (1961b): Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. – Geol. Rdsch., **50**: 33–45, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1963): In-situ-Brekzien der unterkarbonischen Pillowdiabase des Dillgebietes im Rheinischen Schiefergebirge. – Bull. Volc., **25**: 97–107, 11 Abb.; Napoli.
- (1970): Vulkanische Gesteine. – Erl. geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Bl. 5215 Dillenburg, 2. Aufl., 314–374, Tab. 27–36; Wiesbaden.
- JONES, J. G. (1970): Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, southwest Iceland, II. – J. Geol., **78**: 127–140, 4 Abb., 5 Taf.; Oxford.
- KEGEL, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von JOHANNES AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **86**: 1–81, 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- KREBS, W. (1960): Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **33**: 1–119, 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.
- (1968): Facies Types in Devonian Back-Reef Limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER, G., & FRIEDMAN, G. M. (Hrsg.): Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe, 186–195, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Berlin (Springer).

- (1974): Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. In: LAPORTE, L. F. (Hrsg.): Reefs in time and space. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub., **18**: 155–208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Oklahoma.
- LEHMANN, E. (1941): Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. – 391 S., 167 Abb., 19 Tab.; Wetzlar (Scharfe).
- (1949): Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. – Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., **2**: 247–270, 20 Abb., 4 Tab.; Berlin–Göttingen–Heidelberg.
- (1974): Spilitic Magma. Characteristics and Mode of Formation. – In: AMSTUTZ, G. C. (Hrsg.): Spilites and Spilitic Rocks. – IUGS, Series A, **4**: 23–38, 10 Abb., 2 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- LE MAITRE, R. W. (Hrsg.), (1989): A Classification of Igenous Rocks and Glossary of Terms. – 193 S., 17 u. 1 Abb., 4 u. 4 Tab., 1 Taf.; Oxford etc. (Blackwell).
- LORENZ, V. (1985): Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. – Trans. geol. Soc. S. Afr., **88**: 459–470, 17 Abb.; Johannesburg
- (1987): Phreatomagmatism and its relevance. – Chem. Geol., **62**: 149–156, 1 Tab.; Amsterdam.
- MATHEWS, W. H., THORARINSSON, S., & CHURCH, N. B. (1964): Gravitative settling of olivine in pillows of an Icelandic basalt. – Amer. J. Sci., **262**: 1036–1040, 1 Abb., 1 Taf.; New Haven, Conn.
- MEISL, S., LIPPERT, H.-J., & STRECKER, G. (1982): Geosynklinalvulkanismus im Lahn–Dill-Gebiet. – Fortschr. Mineral., **60**, Beih. 2: 3–15, 1 Abb.; Stuttgart.
- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – Chem. Geol., **56**: 207–218, 4 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.
- MEYER, K. (1981): Geochemische Untersuchungen an Spiliten, Pikriten, Quarzkeratophyren und Keratophyren des Rhenoharzzyklums. – Diss. Univ. Göttingen, 121 S., 13 Abb., 28 Tab.; Göttingen.
- MOORE, J. G. (1975): Mechanism of formation of pillow lava. – Amer. Scientist, **63**: 269–277, 9 Abb.; New Haven, Conn.
- & FISKE, R.S. (1969): Volcanic substructure inferred from dredge samples and ocean-bottom photographs, Hawaii. – Bull. Geol. Soc. Amer., **80**: 1191–1202, 3 Abb., 2 Taf.; Boulder, Colorado.
- PHILLIPS, R. L., GRIGG, R. W., PETERSON, D. W., & SWANSON, D. A. (1973): Flow of Lava into the sea 1969–1971, Kilauea Volcano, Hawaii. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84**: 537–546, 10 Abb.; Boulder, Colorado.
- & SCHILLING, J. G. (1973): Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. – Contr. Mineral. Petrol., **41**: 105–118, 7 Abb., 1 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- NESBOR, H. D., & FLICK, H. (1987): Faziesgebundene Überschiebungstektonik in der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **138**: 121–130, 7 Abb.; Hannover.
- (1988): Das Schalesteinprofil vom Gänsberg bei Weilburg. Aufbau und fazielle Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **116**: 189–205, 9 Abb.; Wiesbaden.
- PEACOCK, M. A., & FULLER, R. E. (1928): Clorophaeite, sideromelane and palagonite from the Columbia River Plateau. – Amer. Mineralogist, **13**: 360–383; Menasha, Wisconsin.
- PEARCE, J. A., & NORRIS, M. J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., **69**: 33–47, 6 Abb., 4 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York.
- PECKOVER, R. S., BUCHANAN, D. J., & ASHBY, D. E. T. F. (1973): Fuelcoolant interactions in submarine volcanism. – Nature, **245**: 307–308; London.
- POHEN, M. (1991): Die devonischen Pyroklastite am Gabelstein, südwestlich der Stadt Diez/Limburg. – Diplomarb. Univ. Heidelberg, 88 S., 50 Abb., 4 Tab.; Heidelberg.
- POLDERVAART, A., & HESS, H. H. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. – J. Geol., **59**: 472–489, 7 Abb.; Oxford.
- QUADE, H. (1970): Der Bildungsraum und die genetische Problematik der vulkano-sedimentären Eisenerze. – Clausthaler Hefte (THIENHAUS-Band), **9**: 27–65, 8 Abb., 5 Tab., 10 Fotos; Berlin–Stuttgart.
- (1976): Genetic problems and environmental features of volcano-sedimentary iron-ore deposits of the Lahn–Dill type. – In: WOLF, K. H. (Hrsg.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, chapter 6: 255–294, 7 Abb., 9 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- NYK, R., & WALDE, R. (1981): Überschiebungstektonik in der Eisenerzlagertätte Fortuna bei Berghausen/Dill (Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **132**: 29–41, 3 Abb., 1 Taf.; Hannover.

- REQUADT, H. (1990): Blatt 5613 Schaumburg, 2. Aufl. – Erl. geol. Kt. Rheinl.-Pfalz 1:25000, 212 S., 53 Abb., 17 Tab., 1 Beil.; Mainz.
- RICCI, C. A., & SABATINI, G. (1978): Petrographic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. – N. Jb. Mineral. Mh., **1978**: 23–38, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- RIETSCHEL, S. (1966): Die Geologie des mittleren Lahntroges. Stratigraphie und Fazies des Mitteldevons, Oberdevons und Unterkarbons bei Weilburg und Usingen (Lahnmulde und Taunus, Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. senckenb. naturf. Ges., **509**: 1–58, 10 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- ROLLE, R. (1990): Das Profil der basischen Pyroklastite nordwestlich von Gräveneck – Aufbau und fazielle Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Diplomarb. Univ. Heidelberg, 124 S., 58 Abb., 12 Tab.; Heidelberg.
- SCHLEUNIGER, K. (1991): Submariner basischer Vulkanismus im Devon (Givet/Adorf) der mittleren Lahnmulde: Fazielle Untersuchungen an einer effusiven/vulkaniklastischen Abfolge (Weilburg/südöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Diplomarb. Univ. Heidelberg, 87 S., 36 Abb.; Heidelberg.
- SCHMID, R. (1981): Description, nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. – Geol. Rdsch., **70**: 794–799, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
[Ersch. auch in: Geology, **9**: 41–43; Boulder, Colorado. Und: N. Jb. Miner. Mh. **1981/4**: 190; Stuttgart].
- SCHMINCKE, H. U. (1988a): Pyroklastische Gesteine. – In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine, 731–778, 57 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- (1988b): Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herborsseelbach (Exkursion F am 8. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **70**: 99–140, 31 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- & SUNKEL, G. (1987): Carboniferous submarine volcanism at Herborsseelbach (Lahn–Dill area, Germany). – Geol. Rdsch., **76**, (3): 709–734, 22 Abb., 9 Tab.; Stuttgart.
- SCHNEIDER, J.-L., FOURQUIN, C., & PAICHELER, J.-C. (1992): Two examples of subaqueously welded ash-flow tuffs: the Visean of southern Vosges (France) and the Upper Cretaceous of northern Anatolia (Turkey). – J. Volcanol. Geotherm. Res., **49**: 365–383, 14 Abb.; Amsterdam.
- SPARKS, R. S. J., SIGURDSSON, H., & CAREY, S. N. (1980a): The entrance of pyroclastic flows into the sea, I. Oceanographic and geologic evidence from Dominica, Lesser Antilles. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **7**: 87–96, 7 Abb.; Amsterdam.
- (1980b): The entrance of pyroclastic flows into the sea, II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **7**: 97–105, 3 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- SUNKEL, G. (1990): Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. – Bochumer geol. geotechn. Arb., **34**: 1–250, 96 Abb., 17 Tab., 11 Taf.; Bochum.
- WEDEPOHL, K.H., MEYER, K., & MUECKE, G. K. (1983): Chemical Composition and Genetic Relations of Meta-Volcanic Rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. – In: MARTIN, H., & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts, 231–256, 7 Abb., 8 Tab.; Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo (Springer).
- WINCHESTER, J. A., & FLOYD, P. A. (1976): Geochemical Magma Type Discrimination: Application to Altered and Metamorphosed Basic Igneous Rocks. – Earth Planet. Sci. Lett., **28**: 459–469, 11 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – Chem. Geol., **20**: 325–343, 10 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.

Tabellen und Probenverzeichnis

Tab. 2. Hauptelement-Analysen von Metabasalten aus dem Lahn-Dill-Gebiet. Angaben in Gewichts-%

Probe	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	45,60	46,80	26,40	42,50	38,40	39,30	39,80	41,30	44,40	42,80	49,90
TiO ₂	2,88	2,52	2,38	3,32	4,12	2,28	2,37	2,90	2,68	2,15	2,20
Al ₂ O ₃	16,44	13,91	11,62	16,43	17,29	11,45	12,12	14,05	15,26	10,63	11,61
Fe ₂ O ₃	2,80	4,12	2,66	4,06	2,99	0,00	0,46	0,36	1,64	0,24	1,44
FeO	8,78	4,21	9,59	8,37	13,00	9,51	9,10	10,44	8,99	12,72	6,10
MnO	0,11	0,12	0,18	0,11	0,09	0,15	0,12	0,11	0,14	0,14	0,13
MgO	3,54	1,87	6,12	3,62	5,77	7,61	6,43	6,39	5,79	8,67	5,15
CaO	6,30	9,70	18,39	6,39	4,68	9,82	12,33	7,28	6,50	6,75	9,20
Na ₂ O	4,42	6,62	1,68	3,60	2,93	2,26	1,42	3,22	3,79	0,97	3,17
K ₂ O	1,03	0,66	0,41	1,88	1,09	0,96	1,34	0,99	0,94	0,76	0,67
H ₂ O ⁺	0,23	0,26	0,33	0,41	0,23	0,40	0,41	0,31	0,18	0,19	0,13
H ₂ O ⁻	3,76	1,56	5,28	4,13	6,05	3,54	4,34	3,96	4,60	4,79	3,65
P ₂ O ₅	0,76	0,71	0,30	0,84	0,71	0,43	0,35	0,04	0,55	0,36	0,56
CO ₂	4,07	6,78	14,84	4,10	2,93	12,27	10,22	8,50	4,54	9,09	6,89
S ₂	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,08	0,09	0,13	0,01	0,10	0,01
Summe	100,73	99,86	100,20	99,77	100,29	100,06	100,90	99,98	100,01	100,36	100,81
Probe	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	47,60	46,20	38,10	48,40	36,30	38,70	35,40	37,40	45,20	39,70	40,80
TiO ₂	3,68	2,36	2,73	3,38	2,34	2,42	1,96	3,09	3,42	2,90	2,48
Al ₂ O ₃	17,54	14,73	13,28	19,77	10,91	12,01	7,68	13,32	15,10	13,55	12,36
Fe ₂ O ₃	4,70	1,10	1,49	3,80	1,28	1,53	0,43	0,10	0,82	3,37	1,96
FeO	8,89	8,18	10,16	7,32	7,75	10,08	7,67	11,29	9,02	10,75	7,90
MnO	0,03	0,16	0,14	0,03	0,24	0,16	0,22	0,15	0,09	0,08	0,13
MgO	5,54	3,22	5,75	2,25	5,97	8,70	10,21	5,84	6,35	3,77	7,02
CaO	1,09	6,75	8,24	2,11	12,12	7,86	12,69	8,77	5,08	9,38	10,60
Na ₂ O	5,85	4,39	1,58	5,24	2,77	3,31	2,62	1,86	4,82	2,77	2,62
K ₂ O	0,92	1,53	2,31	1,74	1,62	0,13	0,34	1,91	0,31	0,71	0,22
H ₂ O ⁺	0,25	0,20	0,18	0,32	0,11	0,24	0,10	0,08	0,14	0,30	0,29
H ₂ O ⁻	4,39	2,27	3,32	4,23	1,93	3,93	1,81	3,36	3,77	4,56	5,41
P ₂ O ₅	0,59	0,73	0,42	0,84	0,42	0,35	0,33	0,54	0,85	0,56	0,37
CO ₂	0,14	8,35	11,84	0,62	16,64	10,92	19,13	12,05	5,39	7,77	7,84
S ₂	0,31	0,06	0,04	0,00	0,02	0,03	0,03	0,10	0,12	0,05	0,01
Summe	101,52	100,23	99,57	100,05	100,42	100,37	100,62	99,86	100,48	100,22	100,00
Probe	36	37*	41	42	43	44	45	46	47	64	
SiO ₂	42,50	43,93	37,16	41,60	44,48	42,35	47,52	46,48	44,63	44,47	
TiO ₂	2,88	3,83	3,96	3,29	3,33	3,40	3,56	2,53	3,14	3,50	
Al ₂ O ₃	14,96	15,45	12,01	15,68	14,73	13,64	16,15	18,13	16,99	17,04	
Fe ₂ O ₃	1,38	14,21	13,95	14,16	14,12	13,27	13,01	12,86	13,59	12,72	
FeO	10,27	n. b.									
MnO	0,16	0,14	0,18	0,21	0,18	0,21	0,24	0,23	0,19	0,09	
MgO	4,10	5,13	7,72	7,69	6,57	4,15	4,61	3,94	4,30	5,84	
CaO	6,70	5,80	10,93	8,83	9,76	9,03	5,76	4,46	5,87	4,41	
Na ₂ O	2,72	3,12	3,09	2,63	1,75	3,30	4,74	3,75	2,75	5,34	
K ₂ O	1,72	2,97	0,20	1,09	1,10	2,02	0,77	2,84	2,65	0,44	
H ₂ O ⁺	0,16	5,36	9,49	3,59	2,95	7,65	3,42	4,17	4,04	6,52	
H ₂ O ⁻	3,36	n. b.									
P ₂ O ₅	0,56	0,51	0,54	0,93	0,64	0,66	0,70	0,88	0,88	0,83	
CO ₂	9,01	n. b.									
S ₂	0,07	n. b.									
Summe	100,55	100,45	99,23	99,68	99,61	99,68	100,49	100,26	99,03	101,22	

* aus FLICK & NESBOR (1988 b)

Tab. 3. Hauptelement-Analysen metabasaltischer Vulkaniklastite aus dem Lahn—Dill-Gebiet.
Angaben in Gewichts-%

Probe	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
SiO ₂	32,50	31,40	38,40	40,00	46,00	44,50	43,40	45,60	38,20	43,60
TiO ₂	1,56	2,41	3,15	3,45	3,02	2,94	2,86	3,17	3,31	3,77
Al ₂ O ₃	8,49	11,26	14,30	15,84	15,50	16,86	16,57	17,56	14,91	18,17
Fe ₂ O ₃	0,99	2,51	3,93	5,34	0,60	1,51	0,58	4,11	3,10	4,93
FeO	6,24	8,16	8,97	7,20	12,24	11,00	12,63	8,71	9,45	9,01
MnO	0,24	0,24	0,17	0,11	0,15	0,15	0,18	0,12	0,18	0,14
MgO	4,52	4,97	5,75	5,02	3,99	4,33	4,52	4,02	4,96	3,72
CaO	20,42	17,95	9,22	6,66	5,36	5,20	5,39	3,67	9,50	3,53
Na ₂ O	1,94	1,69	2,84	2,89	3,11	2,29	2,35	2,48	2,05	2,62
K ₂ O	0,03	1,16	1,10	1,72	1,25	1,36	1,12	1,60	1,22	1,86
H ₂ O ⁺	0,39	0,48	0,72	1,30	0,29	0,55	0,72	0,89	0,56	0,59
H ₂ O ⁻	3,02	4,30	5,25	5,19	4,49	5,09	4,79	5,13	5,14	5,28
P ₂ O ₅	0,50	0,41	0,46	0,50	0,87	0,80	0,76	0,77	0,50	0,58
CO ₂	18,72	13,67	6,38	4,36	3,48	3,04	3,33	1,87	6,92	2,31
S ₂	0,04	0,01	0,01	0,02	0,09	0,20	0,17	0,02	0,01	0,01
Summe	99,60	100,62	100,65	99,60	100,44	99,82	99,37	99,72	100,01	100,13
Probe	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86
SiO ₂	36,90	35,10	42,00	39,80	44,20	38,20	39,60	41,20	40,90	46,20
TiO ₂	2,79	1,61	3,31	2,16	2,33	2,25	2,24	3,24	2,68	2,39
Al ₂ O ₃	14,13	8,31	16,63	13,10	12,12	11,37	11,29	13,57	11,97	11,82
Fe ₂ O ₃	5,21	1,79	1,40	0,00	1,97	1,49	1,76	3,00	3,10	3,89
FeO	8,09	5,67	5,50	10,76	7,85	9,07	11,96	9,56	7,50	4,93
MnO	0,17	0,22	0,10	0,15	0,11	0,13	0,09	0,17	0,15	0,22
MgO	5,80	3,30	4,73	6,68	5,95	7,24	8,49	9,29	5,55	6,79
CaO	9,69	19,85	9,62	10,43	9,17	10,26	8,43	6,65	8,76	8,42
Na ₂ O	3,13	0,53	4,97	1,77	1,49	0,75	0,88	3,65	1,46	3,78
K ₂ O	1,48	1,32	1,47	1,03	1,30	1,73	0,49	1,63	2,33	0,64
H ₂ O ⁺	0,83	0,32	0,38	0,43	0,68	0,29	0,41	0,78	0,26	0,87
H ₂ O ⁻	4,90	3,22	3,69	4,92	4,39	3,42	6,02	4,74	2,65	3,64
P ₂ O ₅	0,51	0,25	0,60	0,43	0,28	0,26	0,19	0,54	0,45	0,66
CO ₂	6,93	17,84	6,34	8,54	8,76	14,18	8,50	2,42	12,20	6,01
S ₂	0,00	0,02	0,01	0,13	0,01	0,01	0,09	0,08	0,05	0,01
Summe	100,56	99,35	100,75	100,33	100,61	100,65	100,44	100,52	100,01	100,27
Probe	87	88*	89*	90*	91*	92*	95*	96*	97*	98*
SiO ₂	58,20	45,80	36,88	37,18	29,47	30,93	29,27	30,58	29,74	27,69
TiO ₂	2,83	3,67	3,28	3,20	2,15	2,29	2,09	2,36	2,35	2,49
Al ₂ O ₃	12,02	14,16	12,86	12,88	9,94	10,30	9,40	10,90	11,01	11,56
Fe ₂ O ₃	0,40	15,67	14,62	12,71	9,60	9,34	8,51	8,51	8,30	10,08
FeO	3,90	n. b.								
MnO	0,08	0,06	0,22	0,32	0,24	0,23	0,28	0,26	0,27	0,27
MgO	3,37	7,53	6,78	7,40	3,61	3,47	3,54	3,76	3,59	4,22
CaO	5,40	3,32	13,32	12,43	23,61	23,51	24,76	23,16	24,37	23,56
Na ₂ O	2,17	2,17	1,44	0,32	0,63	0,77	0,62	0,76	0,88	0,62
K ₂ O	2,60	1,60	1,33	2,05	2,16	2,22	1,98	2,47	2,66	2,50
H ₂ O ⁺	0,19	5,40	12,00	13,86	n. b.					
H ₂ O ⁻	1,94	n. b.								
P ₂ O ₅	0,81	0,32	0,46	0,47	0,19	0,35	0,31	0,35	0,40	0,51
CO ₂	6,05	n. b.								
S ₂	0,06	n. b.								
Summe	100,02	99,70	103,19	102,82	81,60	83,41	80,76	83,11	83,57	83,50

* aus FLICK & NESBOR (1988 b)

Probe	99*	100*	101*	102*	103*	104*	105*	106*	107*	108*
SiO ₂	37,45	38,69	35,24	32,03	28,91	29,88	33,18	32,34	32,22	35,47
TiO ₂	2,39	3,56	1,92	1,88	1,61	2,57	2,06	2,08	1,39	1,55
Al ₂ O ₃	11,54	16,78	10,36	11,80	9,26	12,61	9,97	10,65	9,52	10,09
Fe ₂ O ₃	4,64	11,53	10,56	10,90	10,76	14,42	10,86	13,54	6,77	6,71
FeO	n. b.									
MnO	0,14	0,06	0,08	0,22	0,30	0,23	0,18	0,24	0,30	0,27
MgO	2,05	4,65	2,93	4,15	3,85	5,24	3,69	4,75	2,47	2,49
CaO	21,77	8,67	20,65	19,84	25,22	18,21	17,31	19,29	27,13	23,59
Na ₂ O	1,22	0,46	0,70	1,02	1,55	2,40	1,25	0,73	1,00	1,56
K ₂ O	3,70	4,43	5,51	1,92	1,13	1,55	1,40	1,07	1,89	2,08
H ₂ O ⁺	n. b.									
H ₂ O ⁻	n. b.									
P ₂ O ₅	1,33	0,30	0,73	0,46	0,25	0,28	0,32	0,34	0,34	0,39
CO ₂	n. b.									
S ₂	n. b.									
Summe	86,23	89,13	88,68	84,22	82,84	87,39	80,22	85,03	83,03	84,20

Probe	109*	110*	111*	112*	113*	114*	115*	116*	117*	118*
SiO ₂	43,27	41,18	44,64	38,01	35,19	45,46	40,77	39,08	40,48	34,77
TiO ₂	4,04	1,98	2,42	2,90	2,17	1,64	1,88	3,75	3,72	2,10
Al ₂ O ₃	19,40	10,39	11,52	15,48	11,96	8,79	11,98	19,06	19,02	14,02
Fe ₂ O ₃	15,88	8,28	9,83	16,40	8,90	7,36	12,72	19,62	19,68	11,74
FeO	n. b.									
MnO	0,06	0,13	0,09	0,08	0,04	0,13	0,07	0,06	0,07	0,11
MgO	5,84	2,77	3,42	5,89	2,91	2,40	4,28	7,01	7,25	3,84
CaO	1,31	18,56	14,07	8,58	6,80	17,93	14,37	0,73	0,73	16,26
Na ₂ O	0,23	1,60	0,91	0,82	2,02	1,31	1,47	0,73	0,34	1,13
K ₂ O	4,37	1,65	1,95	2,37	2,71	1,36	1,31	3,11	2,98	2,58
H ₂ O ⁺	n. b.									
H ₂ O ⁻	n. b.									
P ₂ O ₅	0,30	0,10	0,16	0,30	0,07	0,13	0,03	0,16	0,15	0,27
CO ₂	n. b.									
S ₂	n. b.									
Summe	94,70	86,64	89,01	90,83	72,77	86,51	88,88	93,31	94,42	86,82

Probe	119*	120*	121*	122*	123*	124*	125*	126*	127*	128*
SiO ₂	31,80	39,39	29,94	33,89	26,91	36,03	30,69	25,82	28,14	27,71
TiO ₂	2,51	2,69	1,56	1,75	1,72	2,42	1,86	1,53	1,94	2,20
Al ₂ O ₃	12,92	17,18	10,70	11,28	8,68	12,91	10,15	8,21	10,38	11,99
Fe ₂ O ₃	12,95	13,31	6,97	11,76	6,98	12,77	9,89	1,84	2,09	5,70
FeO	n. b.									
MnO	0,16	0,08	0,17	0,08	0,23	0,04	0,05	0,29	0,25	0,10
MgO	4,24	4,42	2,21	3,83	2,24	1,15	1,31	0,98	1,13	1,85
CaO	17,99	8,99	27,21	21,62	26,55	19,37	26,85	37,47	33,87	28,30
Na ₂ O	0,39	0,35	0,04	0,83	0,23	0,23	0,30	0,64	0,38	0,33
K ₂ O	2,06	3,46	2,23	1,27	1,75	3,63	2,67	2,14	2,85	2,74
H ₂ O ⁺	n. b.									
H ₂ O ⁻	n. b.									
P ₂ O ₅	0,52	0,05	0,16	0,33	0,25	0,47	0,27	0,14	0,41	0,38
CO ₂	n. b.									
S ₂	n. b.									
Summe	85,54	89,92	81,19	86,64	75,54	89,02	84,04	79,06	81,44	81,30

* aus FLICK & NESBOR (1988 b)

Probe	129*	130*	131*	132*	133*	136*	137*	139*	140*	141*
SiO ₂	19,87	24,66	22,24	24,95	17,31	15,84	38,61	17,44	59,45	22,44
TiO ₂	1,98	1,51	1,50	1,57	1,35	1,49	4,90	0,95	0,57	0,67
Al ₂ O ₃	10,07	10,91	10,51	9,71	6,07	6,77	23,81	5,55	19,51	6,05
Fe ₂ O ₃	9,25	1,33	4,15	3,09	3,13	3,52	16,24	7,70	9,18	9,05
FeO	n. b.									
MnO	0,10	0,19	0,13	0,13	0,20	0,19	0,02	0,16	0,04	0,09
MgO	1,48	0,87	0,91	1,00	1,18	0,93	2,18	0,65	0,92	0,77
CaO	30,12	35,62	36,19	36,23	36,72	43,82	0,98	41,62	0,15	30,52
Na ₂ O	0,22	1,04	0,98	0,85	0,15	0,57	0,74	0,29	0,21	n. b.
K ₂ O	2,25	1,88	1,89	1,80	1,26	1,48	3,41	1,96	6,78	1,82
H ₂ O ⁺	n. b.									
H ₂ O ⁻	n. b.									
P ₂ O ₅	0,58	0,32	0,26	0,28	0,27	0,64	0,32	0,35	0,13	0,21
CO ₂	n. b.									
S ₂	n. b.									
Summe	75,92	78,33	78,76	79,61	67,64	75,25	91,21	76,67	96,94	71,62

Probe	142	143	144	148	149	150	151	152	153	154
SiO ₂	32,17	28,16	25,85	39,20	40,60	36,60	39,90	52,40	43,80	44,80
TiO ₂	2,27	1,68	1,89	2,27	2,51	1,79	2,34	2,15	2,98	2,92
Al ₂ O ₃	12,07	9,04	10,08	11,56	12,99	9,74	12,32	11,87	13,94	13,77
Fe ₂ O ₃	11,82	10,07	9,58	2,08	1,10	2,36	1,34	1,50	2,51	3,14
FeO	n. b.	n. b.	n. b.	8,42	7,89	7,32	9,76	8,29	8,97	8,98
MnO	0,18	0,08	0,08	0,14	0,12	0,18	0,15	0,11	0,24	0,14
MgO	4,77	2,33	2,83	10,41	9,37	10,50	11,74	6,84	10,34	11,55
CaO	17,75	25,40	25,53	8,17	7,27	10,53	6,44	4,25	4,20	2,82
Na ₂ O	1,36	0,30	0,30	0,92	1,10	1,23	0,83	1,28	2,80	2,02
K ₂ O	1,41	1,42	1,63	0,75	1,30	0,38	0,53	0,80	0,00	0,06
H ₂ O ⁺	17,48	22,14	22,94	0,46	0,49	0,43	0,41	0,38	0,62	0,97
H ₂ O ⁻	n. b.	n. b.	n. b.	4,92	4,39	4,09	5,60	4,52	5,79	6,48
P ₂ O ₅	0,27	0,47	0,14	0,43	0,37	0,35	0,39	0,55	0,56	0,43
CO ₂	n. b.	n. b.	n. b.	10,96	10,30	14,36	8,83	5,35	4,07	2,09
S ₂	n. b.	n. b.	n. b.	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,09
Summe	101,56	100,49	100,25	100,70	99,84	99,87	100,60	100,30	100,84	100,26

Probe	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164
SiO ₂	45,20	51,60	51,40	44,60	43,30	45,00	36,60	41,20	42,50	40,20
TiO ₂	2,92	2,79	2,79	3,21	3,50	3,14	3,04	3,07	3,43	2,83
Al ₂ O ₃	14,05	13,35	13,72	15,08	15,89	14,51	14,20	15,18	15,98	14,96
Fe ₂ O ₃	2,92	2,83	3,83	3,69	3,61	1,96	2,47	0,00	4,76	3,20
FeO	8,34	7,09	6,58	9,15	9,73	9,72	9,45	11,95	8,62	7,15
MnO	0,17	0,15	0,27	0,17	0,07	0,14	0,26	0,30	0,22	0,22
MgO	10,45	8,87	8,58	11,61	12,26	11,12	11,18	9,09	9,82	7,56
CaO	3,78	2,42	1,95	1,41	0,80	2,84	6,21	4,86	2,79	6,56
Na ₂ O	2,38	2,83	3,05	2,24	2,01	2,28	1,35	1,57	1,52	1,57
K ₂ O	0,21	0,34	0,16	0,15	0,14	0,30	0,91	0,90	0,71	1,49
H ₂ O ⁺	0,87	0,78	0,88	1,09	1,24	0,68	0,94	1,66	1,47	1,10
H ₂ O ⁻	5,95	5,45	5,47	6,82	7,20	6,18	5,73	6,11	6,42	4,83
P ₂ O ₅	0,52	0,60	0,59	0,46	0,41	0,58	0,29	0,71	0,53	0,45
CO ₂	3,08	1,58	1,47	0,88	0,35	2,23	7,62	3,55	1,61	7,51
S ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Summe	100,84	100,69	100,75	100,57	100,52	100,69	100,26	100,16	100,39	99,64

* aus FLICK & NESBOR (1988 b)

Probe	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174	175
SiO ₂	44,00	47,70	41,40	44,30	47,10	66,30	46,70	46,10	47,80	42,80	46,10
TiO ₂	3,41	3,31	2,37	2,93	2,51	0,27	2,40	2,13	2,36	2,48	2,97
Al ₂ O ₃	16,49	15,96	12,57	16,22	14,17	14,57	13,89	13,81	14,76	14,09	15,94
Fe ₂ O ₃	5,90	5,23	1,98	5,20	3,47	0,21	4,58	4,11	4,94	3,72	4,43
FeO	7,61	6,92	9,70	7,91	8,49	1,06	6,19	5,59	6,09	7,93	7,02
MnO	0,23	0,19	0,28	0,16	0,14	0,07	0,17	0,16	0,16	0,20	0,28
MgO	8,77	7,02	8,98	7,29	5,73	0,52	6,12	5,14	6,23	6,37	6,05
CaO	1,85	1,81	6,79	3,32	5,57	4,63	6,36	8,12	5,26	8,69	5,09
Na ₂ O	1,79	1,93	1,48	1,99	3,13	7,00	3,22	3,04	2,66	2,35	3,41
K ₂ O	0,95	1,16	0,82	1,89	1,34	1,48	1,37	1,96	2,08	1,68	1,45
H ₂ O ⁺	2,12	0,89	0,38	1,05	0,36	0,20	0,68	0,50	0,60	0,44	0,53
H ₂ O ⁻	6,17	6,35	4,68	6,45	4,51	0,32	4,79	3,98	4,74	4,79	5,09
P ₂ O ₅	0,50	0,51	0,35	0,68	0,49	0,07	0,49	0,42	0,47	0,52	0,55
CO ₂	0,81	0,73	9,01	0,81	2,78	3,22	2,75	4,51	1,54	3,92	1,32
S ₂	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,03	0,13	0,01	0,01	0,05	0,01
Summe	100,60	99,72	100,80	100,24	99,80	99,94	99,84	99,58	99,70	100,03	100,24
Probe	176	177	178	183	184	185	186	219*	220*	221*	222*
SiO ₂	45,80	46,00	46,80	35,32	44,51	51,02	43,93	50,15	42,26	44,63	43,76
TiO ₂	2,76	3,28	2,75	2,12	3,55	2,40	3,90	3,42	3,13	3,55	3,62
Al ₂ O ₃	15,60	17,05	15,09	10,61	15,90	11,11	14,80	14,56	14,41	14,56	14,95
Fe ₂ O ₃	4,71	4,53	5,67	11,38	17,33	10,61	12,88	14,55	12,37	14,81	14,99
FeO	6,65	6,15	7,45	n. b.							
MnO	0,15	0,15	0,18	0,39	0,21	0,27	0,15	0,04	0,12	0,10	0,18
MgO	6,20	5,72	6,88	3,67	4,97	2,63	2,51	6,25	3,92	6,99	6,36
CaO	6,12	5,20	3,75	17,50	3,91	8,72	8,22	1,61	9,92	3,42	7,22
Na ₂ O	3,19	3,50	2,21	3,77	3,02	0,85	0,73	2,55	2,77	1,80	1,79
K ₂ O	1,66	1,74	1,58	0,54	0,01	2,51	3,47	0,87	0,97	0,97	1,06
H ₂ O ⁺	0,46	0,56	0,80	14,70	6,13	9,44	9,38	5,31	11,16	6,32	7,81
H ₂ O ⁻	4,60	4,59	6,13	n. b.							
P ₂ O ₅	0,58	0,60	0,56	0,34	0,40	0,60	0,64	0,29	0,35	0,44	0,47
CO ₂	1,17	0,48	0,26	n. b.							
S ₂	0,05	0,01	0,02	n. b.							
Summe	99,70	99,56	100,13	100,35	99,93	100,17	100,61	99,60	101,38	97,59	102,21
Probe	223*	233*	237	238	239	240	241	242	243	244	245
SiO ₂	37,87	42,30	37,80	38,90	37,62	30,40	43,53	29,43	26,39	21,09	16,42
TiO ₂	3,25	2,94	2,78	3,05	2,01	2,54	3,13	2,03	1,97	1,91	1,74
Al ₂ O ₃	16,63	19,42	15,13	15,58	10,75	13,02	15,86	11,05	9,92	9,83	6,97
Fe ₂ O ₃	15,26	12,99	13,53	15,50	10,64	8,09	11,97	8,21	27,80	4,07	2,17
FeO	n. b.										
MnO	0,12	0,14	0,10	0,09	0,19	0,13	0,06	0,10	0,03	0,07	0,14
MgO	7,28	4,94	3,12	6,46	5,75	4,72	5,47	3,16	1,94	0,51	0,50
CaO	5,99	6,86	10,12	4,98	15,49	19,10	4,75	21,92	14,50	31,72	38,08
Na ₂ O	2,18	2,61	0,30	0,38	1,81	0,71	1,01	0,64	0,30	0,30	0,71
K ₂ O	1,04	1,49	4,06	2,23	1,32	2,71	3,60	1,97	2,05	2,57	1,97
H ₂ O ⁺	8,39	6,75	12,43	12,13	12,78	19,16	10,28	21,12	14,74	26,96	31,53
H ₂ O ⁻	n. b.										
P ₂ O ₅	0,43	0,31	0,65	0,50	2,79	0,28	0,78	0,40	0,48	0,58	0,13
CO ₂	n. b.										
S ₂	n. b.										
Summe	98,44	100,75	99,43	99,80	101,14	100,87	100,44	100,03	99,51	99,01	100,36

* aus FLICK & NESBOR (1988 b)

Probe	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255
SiO ₂	27,01	23,71	22,79	15,84	23,16	15,43	24,09	29,83	22,80	39,74
TiO ₂	2,90	3,12	2,20	1,26	2,33	0,99	1,94	2,23	1,80	2,57
Al ₂ O ₃	11,29	11,72	11,17	6,65	12,06	5,59	10,34	11,52	9,72	13,23
Fe ₂ O ₃	4,75	3,58	1,68	0,80	1,87	4,98	5,03	9,08	1,52	7,18
FeO	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
MnO	0,04	0,11	0,09	0,11	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04
MgO	1,05	1,43	0,94	0,12	0,67	0,75	0,85	1,12	0,88	1,33
CaO	25,79	27,55	30,99	39,81	29,72	39,08	28,42	22,50	31,82	15,06
Na ₂ O	0,71	0,38	0,30	0,30	0,52	0,76	0,38	0,30	0,35	0,50
K ₂ O	2,91	2,52	2,26	1,30	2,88	1,39	3,47	3,46	3,05	5,53
H ₂ O ⁺	23,17	24,63	27,20	32,93	26,17	31,64	24,04	19,90	27,38	12,83
H ₂ O ⁻	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
P ₂ O ₅	0,40	0,41	0,23	0,30	0,37	0,38	1,02	0,69	0,41	1,95
CO ₂	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
S ₂	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Summe	100,02	99,15	99,26	98,82	99,79	101,02	99,64	100,06	99,79	99,94

Tab. 4. Spurenelement-Analysen von Metabasalten aus dem Lahn-Dill-Gebiet. Angaben in ppm

Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
V	90	94	220	62	356	185	18	143	139	192	126
Cr	37	16	22	22	499	12	10	20	14	16	20
Co	n. b.										
Ni	10	12	23	8	124	8	7	11	9	12	11
Rb	26	28	39	41	22	23	38	30	17	24	10
Sr	232	582	58	59	70	180	174	371	220	314	290
Y	32	35	29	39	30	37	51	40	35	32	31
Zr	316	336	246	286	253	315	510	365	322	300	294
Nb	73	74	47	67	59	73	115	70	69	66	68
Probe	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
V	128	161	168	130	302	178	318	266	253	284	209
Cr	12	14	21	37	869	17	290	528	386	196	103
Co	n. b.										
Ni	9	5	16	23	190	13	153	109	150	69	51
Rb	8	17	22	7	9	37	22	17	26	26	24
Sr	918	103	186	183	148	137	75	127	403	196	476
Y	40	44	34	29	20	34	29	21	24	24	28
Zr	498	332	427	254	150	394	323	143	172	203	299
Nb	116	65	101	55	32	98	83	33	38	44	62
Probe	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
V	240	179	357	105	248	157	254	334	164	271	176
Cr	361	43	60	36	341	15	152	898	425	283	51
Co	n. b.										
Ni	111	25	53	26	150	20	61	246	99	143	49
Rb	15	14	18	36	62	41	47	5	9	53	7
Sr	160	362	139	170	274	122	158	134	607	295	288
Y	19	22	29	34	24	30	12	23	11	20	27
Zr	164	162	288	331	203	380	188	184	161	252	337
Nb	30	36	66	72	46	77	48	35	34	55	68
Probe	34	35	36	37*	38	39	40	41	42	43	44
V	300	265	144	263	244	286	156	310	197	273	170
Cr	371	471	60	49	756	223	32	203	177	212	100
Co	n. b.	n. b.	n. b.	9	n. b.						
Ni	155	163	14	28	195	111	17	116	148	158	43
Rb	19	3	55	29	8	6	9	6	25	19	29
Sr	107	368	355	136	209	238	810	425	621	549	238
Y	18	13	22	27	28	28	36	27	35	29	29
Zr	233	183	252	244	160	241	351	242	382	272	292
Nb	51	42	65	43	33	49	78	48	78	62	69

* aus FLICK & NESBOR (1988 b)

Probe	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
V	276	125	204	237	319	239	7	143	155	8
Cr	118	13	32	91	65	66	25	72	17	27
Co	n. b.									
Ni	41	11	29	44	37	35	6	51	18	6
Rb	14	68	35	16	37	48	4	28	15	31
Sr	613	869	670	693	169	401	2042	62	405	217
Y	31	39	37	31	40	31	42	34	35	42
Zr	323	518	430	320	398	332	613	342	332	617
Nb	66	125	104	70	98	79	102	66	71	112

Probe	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
V	210	246	250	309	287	319	309	155	169	310
Cr	300	406	26	39	54	65	58	22	37	130
Co	n. b.									
Ni	132	161	28	33	39	43	42	13	38	53
Rb	14	6	21	8	3	3	4	24	8	8
Sr	421	421	221	212	403	900	298	234	624	280
Y	28	26	33	34	23	28	35	32	19	33
Zr	241	203	292	235	202	214	206	267	134	251
Nb	53	44	63	51	46	44	40	69	15	51

Tab. 5. Spurenelement-Analysen metabasaltischer Vulkaniklastite aus dem Lahn—Dill-Gebiet.
Angaben in ppm

Probe	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74
V	338	107	151	244	276	299	137	151	143	150
Cr	223	35	264	131	180	172	25	42	37	32
Co	n. b.									
Ni	110	15	92	61	74	68	13	15	17	21
Rb	21	25	3	23	22	40	22	26	21	31
Sr	207	252	390	279	207	195	325	211	170	123
Y	25	28	16	23	28	29	33	33	32	33
Zr	209	303	118	172	225	255	267	317	299	337
Nb	47	88	22	42	50	63	67	78	78	83
Probe	75	76	78	79	80	81	83	84	85	86
V	264	241	174	271	170	296	286	269	261	239
Cr	66	76	425	275	188	608	761	223	182	125
Co	n. b.									
Ni	37	45	119	64	98	144	246	114	80	50
Rb	20	48	20	32	25	23	10	57	73	8
Sr	194	89	223	303	201	71	150	200	167	437
Y	27	33	19	33	26	20	18	20	16	27
Zr	211	316	102	249	216	159	146	249	213	186
Nb	55	80	17	54	56	35	25	63	47	41
Probe	87	88*	89*	90*	91*	92*	95*	96*	97*	98*
V	211	280	247	273	n. b.	135	124	146	134	223
Cr	139	59	76	56	n. b.	150	138	125	132	109
Co	n. b.	42	52	50	n. b.	46	30	47	45	27
Ni	46	27	25	29	67	55	46	50	65	52
Rb	75	18	13	21	99	15	13	17	20	17
Sr	155	123	235	166	n. b.	192	181	160	174	159
Y	26	19	22	28	26	25	22	26	27	30
Zr	247	253	264	245	207	196	187	202	187	195
Nb	54	59	34	35	36	16	24	18	23	41
Probe	99*	100*	101*	102*	103*	104*	105*	106*	107*	108*
V	146	363	237	128	114	184	143	152	92	109
Cr	121	84	108	58	64	59	60	47	54	66
Co	32	88	43	40	43	52	33	50	33	20
Ni	42	56	32	21	23	29	18	33	18	17
Rb	29	42	18	15	8	10	14	8	11	13
Sr	157	60	162	142	166	117	120	127	177	167
Y	40	25	36	23	18	24	21	23	28	24
Zr	190	244	166	144	129	189	167	170	126	126
Nb	22	36	19	25	11	28	25	24	11	26

* aus FLICK & NESBOR (1988 b)

Probe	109*	110*	111*	112*	113*	114*	115*	116*	117*	118*
V	331	139	195	247	190	98	189	258	345	160
Cr	44	68	57	51	52	70	34	61	45	52
Co	43	30	27	52	30	33	43	27	46	42
Ni	37	20	20	31	23	15	26	15	39	22
Rb	45	16	15	25	28	13	12	22	34	21
Sr	17	135	103	70	72	128	100	79	19	111
Y	25	26	25	23	23	29	19	24	21	23
Zr	268	151	175	213	195	124	153	200	243	222
Nb	54	23	38	30	29	22	29	28	47	28

Probe	119*	121*	122*	123*	124*	125*	126*	127*	128*	129*
V	175	104	124	124	369	264	200	225	278	270
Cr	45	62	61	65	136	197	131	112	109	77
Co	49	40	60	41	47	37	35	43	56	39
Ni	28	24	28	34	35	37	32	45	30	28
Rb	17	16	13	15	39	24	19	27	28	23
Sr	90	165	108	163	98	122	237	206	165	162
Y	31	26	28	31	33	24	35	35	40	43
Zr	191	153	140	172	186	158	147	187	206	176
Nb	25	11	11	8	27	8	1	24	18	9

Probe	130*	131*	132*	133*	136*	137*	139*	140*	141*	142
V	170	169	147	53	71	249	54	33	23	281
Cr	50	65	89	47	83	47	59	58	29	61
Co	25	25	30	37	32	28	28	10	25	n. b.
Ni	21	13	34	38	43	60	19	17	19	35
Rb	19	20	19	15	17	93	23	163	22	14
Sr	225	204	221	226	253	53	135	17	107	81
Y	23	26	31	33	48	13	43	65	66	19
Zr	165	156	163	165	165	274	175	1279	256	137
Nb	5	9	10	17	4	79	13	331	40	22

Probe	143	144	145	146	147	148	150	151	153	154
V	194	225	345	281	319	233	192	249	231	298
Cr	51	46	284	1164	791	424	342	437	374	240
Co	n. b.									
Ni	26	23	160	333	174	153	124	164	119	92
Rb	17	20	43	4	8	14	8	11	15	5
Sr	98	93	164	178	230	154	356	153	162	220
Y	21	24	26	20	22	23	20	22	24	28
Zr	103	119	222	171	174	177	155	186	202	253
Nb	20	23	48	32	38	36	29	34	37	56

* aus FLICK & NESBOR (1988 b)

Probe	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164
V	317	298	262	249	308	361	359	318	310	386
Cr	238	177	217	255	239	291	270	154	171	212
Co	n. b.									
Ni	86	75	63	73	99	105	89	77	86	102
Rb	5	7	8	7	5	6	8	18	17	14
Sr	173	208	163	158	109	94	211	174	108	77
Y	26	30	28	31	26	26	30	28	30	32
Zr	243	244	218	224	256	282	261	210	208	233
Nb	49	54	46	46	55	62	53	72	45	52

Probe	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174
V	301	368	389	255	224	16	204	169	197	193
Cr	200	238	205	280	258	115	220	212	237	213
Co	n. b.									
Ni	80	87	84	120	105	14	99	85	103	95
Rb	28	18	23	57	31	19	37	50	49	47
Sr	158	79	84	230	284	523	450	345	457	471
Y	26	28	30	33	33	58	34	38	38	32
Zr	197	233	223	273	242	395	248	247	273	243
Nb	40	48	46	78	67	221	71	82	78	65

Probe	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184
V	234	232	246	236	322	150	185	100	221	373
Cr	256	235	205	274	814	638	207	17	389	693
Co	n. b.									
Ni	104	103	103	119	147	114	66	55	156	275
Rb	34	37	39	37	4	3	43	11	19	3
Sr	472	611	630	387	316	335	149	134	367	118
Y	34	36	35	33	17	22	35	46	18	22
Zr	262	266	270	270	154	117	297	431	165	261
Nb	68	74	60	77	29	25	82	97	40	59

Probe	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194
V	140	208	257	281	286	246	271	268	161	295
Cr	162	285	303	105	130	255	44	45	295	331
Co	n. b.									
Ni	43	79	260	61	83	105	35	34	177	152
Rb	55	75	19	21	11	35	58	17	16	18
Sr	152	135	620	569	94	94	103	205	176	155
Y	26	29	28	32	30	37	36	29	16	22
Zr	246	276	209	263	242	213	345	336	121	177
Nb	61	73	64	67	57	43	87	86	17	35

Probe	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204
V	223	285	269	277	180	249	314	309	229	240
Cr	321	113	205	384	95	593	326	96	62	571
Co	n. b.									
Ni	126	61	76	125	35	197	122	55	40	110
Rb	21	11	5	11	33	30	38	40	12	3
Sr	100	226	56	280	171	199	122	229	98	233
Y	29	38	28	22	33	23	30	37	20	22
Zr	308	357	269	215	315	208	263	248	152	149
Nb	67	86	69	45	95	62	84	46	33	32
Probe	205	206	207	208	209	210	211	212	213	214
V	276	281	283	172	148	298	277	294	265	322
Cr	145	133	92	90	32	593	346	291	60	525
Co	n. b.									
Ni	68	52	35	43	16	129	93	82	36	146
Rb	25	14	37	4	9	13	23	12	31	12
Sr	202	246	126	268	333	744	231	278	353	162
Y	23	25	23	21	30	21	26	26	27	26
Zr	191	238	200	208	293	185	265	250	253	220
Nb	42	50	49	48	70	39	57	61	64	45
Probe	215	216	217	218	219*	220*	221*	222*	223	224
V	201	237	275	241	298	302	309	276	285	262
Cr	196	956	210	175	78	60	41	46	38	55
Co	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	45	54	49	45	n. b.	n. b.
Ni	61	157	123	70	33	26	30	24	26	29
Rb	12	13	15	12	34	23	19	25	22	25
Sr	254	257	214	217	81	215	252	238	174	130
Y	24	20	26	23	23	29	27	28	30	26
Zr	200	132	227	221	190	229	235	248	195	231
Nb	44	27	54	47	34	41	14	45	30	47
Probe	225	226	227	228	229	230	231	232	233	234
V	357	346	319	245	341	307	281	264	237	252
Cr	30	32	39	34	53	30	43	25	22	27
Co	n. b.									
Ni	27	22	27	19	35	32	35	25	23	25
Rb	19	20	21	16	9	16	10	19	25	33
Sr	124	131	223	334	112	72	124	270	388	203
Y	35	36	36	24	29	34	21	27	25	25
Zr	277	279	259	200	252	261	176	175	164	162
Nb	61	57	59	39	57	63	33	29	28	24

* aus FLICK & NESBOR (1988 b)

Probe	235	236	237	238	239	240	241	242	243	244
V	180	226	192	305	169	241	275	182	207	257
Cr	21	26	267	203	142	154	171	167	143	106
Co	n. b.									
Ni	17	21	75	133	54	90	86	82	90	50
Rb	9	31	76	22	11	29	36	20	34	25
Sr	422	318	279	62	184	73	58	104	50	86
Y	23	25	33	27	34	19	33	26	21	20
Zr	170	153	246	216	136	180	224	155	141	149
Nb	35	25	60	42	31	35	46	30	26	29

Probe	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255
V	122	210	281	175	123	126	85	207	133	136	166
Cr	74	191	217	147	133	120	52	92	96	73	139
Co	n. b.										
Ni	30	51	107	99	61	79	29	41	45	30	29
Rb	23	36	27	23	16	32	20	56	67	45	91
Sr	103	78	99	92	87	118	110	105	85	105	80
Y	22	25	31	22	15	21	17	21	29	19	38
Zr	110	189	208	160	96	174	80	155	176	150	216
Nb	24	46	55	31	17	36	17	29	37	28	34

Tab. 6. SEE-Analysen von Metabasalten aus dem Lahn—Dill-Gebiet. Angaben in ppm

Probe	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
La	70,2	39,1	25,3	70,3	44,9	26,5	25,1	29,2	48,7	23,0	28,1	40,5
Ce	136,5	89,6	59,0	138,1	97,4	60,8	60,1	68,8	96,1	54,0	68,6	94,5
Nd	62,4	43,5	28,7	65,1	50,6	27,7	27,2	31,5	43,5	25,5	31,5	44,0
Sm	14,6	11,2	8,9	14,8	11,6	7,5	7,0	7,8	10,3	6,6	7,5	10,9
Eu	4,1	3,0	2,5	4,2	3,4	2,5	2,7	2,9	2,9	2,4	3,1	3,8
Gd	9,2	7,6	5,8	9,5	8,0	5,8	6,8	5,9	7,2	5,6	6,8	7,9
Dy	7,4	6,3	4,4	7,6	6,4	4,8	5,1	5,2	6,1	4,0	4,7	6,4
Er	3,1	2,9	2,4	3,2	2,8	2,9	2,9	2,8	3,0	1,9	2,2	3,2
Yb	3,1	2,9	1,5	2,9	2,4	1,8	1,8	1,9	2,4	1,6	1,7	2,5

Probe	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
La	52,3	29,6	52,9	30,4	25,8	28,0	38,9	48,9	26,9	30,9	32,5
Ce	104,2	72,1	111,4	70,8	54,8	61,2	84,9	98,3	61,2	67,4	70,6
Nd	50,7	31,5	55,5	32,1	27,6	28,3	41,7	52,2	31,2	30,3	34,3
Sm	12,2	7,4	13,0	7,7	6,7	6,9	10,6	13,0	9,6	7,8	8,9
Eu	4,3	2,8	4,3	3,0	2,7	2,7	3,7	4,5	3,5	2,9	2,8
Gd	8,6	6,7	9,4	6,6	5,7	5,8	8,0	9,5	7,6	6,4	6,2
Dy	6,9	5,1	7,9	4,4	4,6	4,1	6,3	7,3	6,0	4,9	5,0
Er	3,1	2,7	3,6	2,2	2,6	1,9	4,4	4,8	3,6	2,3	2,2
Yb	2,7	1,9	3,0	1,4	1,7	1,5	2,4	2,8	2,1	1,7	1,8

Tab. 7. SEE-Analysen metabasaltischer Vulkaniklastite aus dem Lahn-Dill-Gebiet. Angaben in ppm

Probe	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78
La	16,0	26,5	37,3	42,0	48,8	45,3	32,7	52,9	38,2	60,7	35,7	20,7
Ce	34,6	64,1	81,7	85,7	101,8	95,6	82,7	114,4	78,7	118,0	74,2	46,6
Nd	19,7	31,0	36,9	44,8	53,0	50,3	44,5	56,6	40,9	49,5	36,1	22,4
Sm	4,4	9,3	8,8	11,5	13,3	12,4	11,1	13,5	10,4	11,7	9,6	6,1
Eu	2,2	3,0	3,1	3,6	3,7	3,7	3,6	3,8	3,1	3,1	3,1	2,4
Gd	4,3	7,1	6,8	8,3	9,4	8,5	8,4	8,6	7,2	7,3	6,5	5,5
Dy	3,1	4,7	5,7	6,4	7,4	7,1	6,9	7,1	5,9	6,6	5,5	3,7
Er	1,4	0,6	2,6	3,5	3,5	3,5	3,5	3,6	3,1	3,8	3,0	1,6
Yb	0,9	1,7	2,3	2,2	2,8	2,8	2,5	2,7	2,1	2,9	2,1	1,1
Probe	79	80	81	82	83	84	85	86	87	92	93	94
La	36,7	39,6	23,5	25,0	16,0	43,4	34,6	125,2	40,7	22,5	19,4	19,6
Ce	73,2	75,6	59,5	59,1	41,5	91,4	80,6	127,1	86,8	48,4	45,8	40,2
Nd	37,4	37,4	28,3	25,8	22,7	44,9	35,2	92,4	40,0	26,9	27,9	22,3
Sm	9,5	9,2	7,8	5,8	5,6	11,4	9,1	21,0	10,2	6,1	6,6	5,1
Eu	3,2	3,1	2,5	2,5	2,0	3,3	3,1	6,1	3,0	3,2	3,2	1,9
Gd	7,0	6,3	5,9	5,6	5,3	8,5	7,1	11,4	7,5	5,5	5,4	5,4
Dy	6,5	5,4	4,4	4,4	4,0	6,8	5,4	7,1	5,9	4,2	4,3	3,7
Er	3,8	2,7	2,1	2,4	2,1	4,6	3,0	2,2	2,7	1,5	1,4	1,1
Yb	2,6	2,0	1,5	1,6	1,4	2,5	2,0	1,9	2,0	1,4	1,3	1,2
Probe	96	97	99	100	101	103	104	106	107	108	109	110
La	19,8	19,9	23,9	15,6	23,8	11,3	17,1	18,1	16,0	20,2	7,0	27,4
Ce	43,4	41,3	51,4	41,4	54,5	23,5	37,1	32,2	34,0	34,9	19,7	48,9
Nd	24,6	23,4	28,9	23,9	35,4	13,1	20,1	19,3	20,9	21,0	14,0	27,5
Sm	6,0	5,6	7,1	5,8	8,6	3,3	4,6	4,5	5,0	5,2	4,1	6,9
Eu	2,3	2,5	3,4	2,5	3,6	1,3	2,1	1,9	2,2	1,9	1,7	2,6
Gd	5,2	5,2	6,2	5,1	7,2	3,3	4,6	4,4	5,0	4,3	4,6	6,0
Dy	4,1	3,7	4,9	4,9	5,5	2,5	3,7	3,5	3,1	3,1	4,6	4,4
Er	1,4	1,2	1,5	2,2	2,3	0,8	1,4	1,3	0,9	0,9	2,2	1,6
Yb	1,3	1,2	1,8	2,1	2,1	0,9	1,4	1,4	0,9	1,0	1,8	2,2
Probe	112	114	115	116	118	119	120	121	122	123	124	126
La	20,3	19,1	18,0	17,2	13,1	21,8	10,9	18,3	18,3	16,4	18,8	13,3
Ce	38,3	33,2	30,9	31,7	30,0	48,7	23,8	40,1	36,3	38,0	46,9	28,4
Nd	23,7	18,6	15,7	16,3	18,8	29,7	12,5	21,9	20,4	21,9	29,1	19,0
Sm	5,9	4,4	3,3	3,9	4,6	7,2	3,2	5,2	4,7	5,4	7,5	4,6
Eu	2,1	2,1	1,1	1,7	2,3	3,1	1,7	2,7	2,3	2,6	3,6	2,4
Gd	5,0	4,2	3,1	4,1	4,9	6,2	3,4	5,1	4,9	5,0	6,6	4,9
Dy	4,6	3,3	3,1	3,7	3,7	4,9	3,3	3,4	3,6	3,9	5,2	3,5
Er	1,6	1,4	1,4	1,5	1,5	1,7	1,5	1,2	1,7	1,6	2,0	1,1
Yb	1,7	1,4	1,5	1,6	1,4	1,8	1,7	1,1	1,7	1,3	1,8	1,1

Probe	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138
La	13,8	20,4	18,9	11,0	11,1	10,8	5,8	7,8	18,2	17,1	6,3	5,0
Ce	29,4	39,3	45,9	19,5	22,9	21,7	9,1	13,5	26,3	27,1	27,9	6,5
Nd	19,4	27,3	27,8	14,6	15,5	15,3	11,5	14,5	23,5	21,5	7,4	4,9
Sm	4,8	6,5	6,9	3,2	3,6	3,4	3,2	4,3	6,1	5,3	3,1	1,0
Eu	2,0	3,2	3,7	1,4	2,3	1,4	1,5	2,0	2,7	2,2	1,7	0,7
Gd	4,6	5,7	6,2	3,6	3,9	3,6	3,8	4,8	6,2	5,0	3,2	1,6
Dy	3,5	4,3	5,3	2,5	2,7	2,7	2,9	3,5	4,9	4,2	2,8	1,1
Er	1,2	1,4	2,3	0,9	0,9	1,0	1,3	1,4	2,3	0,6	1,1	0,5
Yb	1,1	1,4	2,0	0,8	0,8	0,9	1,0	1,1	2,0	1,6	1,3	0,5

Probe	139	141	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157
La	21,7	28,3	27,0	32,5	22,2	26,8	27,5	37,2	31,4	33,2	39,0	42,0
Ce	41,6	64,6	60,1	71,4	50,0	59,7	63,6	77,9	72,6	74,0	77,2	83,6
Nd	24,2	31,9	25,9	28,1	26,2	27,3	29,8	38,7	33,0	35,3	40,8	42,0
Sm	5,6	7,8	7,2	6,8	6,4	6,9	7,4	12,6	8,4	9,4	10,7	11,1
Eu	2,0	3,9	2,5	2,4	2,7	2,7	2,8	3,0	3,3	2,8	3,3	3,4
Gd	4,8	6,5	6,2	5,2	6,0	5,5	5,7	7,3	6,1	6,7	7,6	7,6
Dy	3,9	6,6	4,6	4,9	4,6	4,9	4,8	5,8	5,3	5,7	6,2	6,3
Er	1,7	3,8	2,2	2,7	2,3	2,8	2,3	2,4	3,0	2,6	2,7	3,1
Yb	1,6	3,7	1,6	1,9	1,4	1,8	1,6	2,3	1,9	2,0	2,2	2,6

Probe	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169
La	32,0	53,4	36,6	31,2	36,4	34,5	36,8	33,5	31,3	28,4	42,0	30,3
Ce	74,8	97,7	78,3	71,5	75,3	73,9	77,1	74,3	73,1	61,5	90,8	69,5
Nd	35,5	45,7	39,4	32,8	36,9	37,4	38,5	36,6	35,5	30,0	44,3	29,0
Sm	9,3	11,3	11,0	8,9	9,9	10,9	10,5	9,8	9,7	7,8	11,5	7,4
Eu	2,8	3,1	2,9	2,8	3,1	3,1	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	2,5
Gd	6,6	6,9	7,4	6,5	7,3	7,5	7,0	7,0	7,1	5,9	7,6	6,0
Dy	5,7	5,6	6,1	5,6	6,2	6,3	5,8	5,9	6,2	5,2	6,7	4,8
Er	3,1	2,7	3,1	1,7	3,2	3,0	2,7	3,0	3,1	5,8	3,6	2,5
Yb	2,2	2,0	2,3	2,1	2,3	2,3	2,1	2,2	2,2	1,9	2,8	2,1

Probe	170	171	172	173	174	175	176	177	178
La	89,0	48,3	45,4	45,7	40,6	37,1	46,9	45,6	39,9
Ce	179,9	88,2	93,0	100,0	86,0	91,5	98,1	96,0	86,3
Nd	79,1	43,5	42,5	46,7	37,6	39,7	45,8	44,9	42,6
Sm	17,6	10,7	11,0	12,3	9,9	11,6	13,0	11,8	11,0
Eu	1,7	3,0	2,9	2,8	2,8	2,7	3,2	3,1	2,8
Gd	12,4	7,6	7,5	8,3	6,4	7,6	8,2	8,1	7,8
Dy	11,8	6,7	7,0	7,6	5,9	6,8	7,1	7,2	7,0
Er	5,5	3,6	3,5	3,9	2,9	4,2	3,4	3,6	3,9
Yb	5,8	2,5	2,9	3,1	2,2	2,6	2,9	2,7	2,8

Tab. 8. Mikrosonden-Analysen verschiedener Mineralphasen aus einem schwach kumulativen Metabasalt, W-Flanke Lahntal, 1 km SSW Fürfurt, mittlere Lahnmulde: (a, b) Plagioklaseinsprenglinge, berechnet auf der Basis von 8 O; (c-m) Pyroxeneinsprengling, berechnet auf der Basis von 6 O (c u. m: Kristallrand, j: Kristallzentrum); (n-q) Pyroxene aus der Grundmasse (p: Kristallrand, q: Kristallzentrum); (r, s) Amphiboleinsprenglinge, berechnet auf der Basis von 23 O und 1 H₂O

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	q	r	s
Analysen-zahl	6	9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	6	5	3	3	10	8
SiO ₂	56,35	58,97	42,79	46,64	45,71	45,59	47,38	48,66	48,85	48,31	48,47	46,70	43,55	46,05	48,02	42,78	43,84	38,16	39,06
TiO ₂	0,07	0,12	3,60	2,25	2,65	2,61	1,55	1,13	1,06	1,11	1,11	2,06	3,63	2,35	1,96	3,93	3,21	6,05	6,17
Al ₂ O ₃	26,07	25,29	8,81	5,45	7,20	8,05	5,93	4,57	4,93	4,91	4,86	7,17	8,66	5,61	4,12	8,87	8,18	13,44	13,22
Cr ₂ O ₃			0,09	0,02	0,00	0,31	0,77	0,72	0,84	0,82	0,86	0,46	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04
Fe ₂ O ₃	0,34	0,36																	
FeO			8,01	7,73	7,91	7,03	6,22	5,47	5,56	5,33	5,37	6,96	8,17	8,26	7,29	8,10	7,95	13,26	10,71
MnO	0,01	0,03	0,14	0,16	0,19	0,18	0,11	0,14	0,11	0,11	0,23	0,17	0,18	0,23	0,19	0,14	0,15	0,18	0,17
MgO	0,00	0,01	11,94	14,24	13,44	13,50	14,85	15,85	15,98	15,99	16,04	14,26	12,37	14,62	15,09	12,35	12,92	10,94	12,80
CaO	9,15	7,54	21,59	21,37	21,48	21,12	20,87	21,53	21,38	21,42	21,32	20,74	21,48	21,15	21,98	21,67	21,47	11,82	11,62
Na ₂ O	5,78	6,21	0,59	0,42	0,53	0,65	0,55	0,57	0,47	0,50	0,37	0,66	0,55	0,47	0,43	0,56	0,55	2,53	2,80
K ₂ O	0,62	0,76	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	1,19	1,10
H ₂ O																		1,99	2,02
Summe	98,38	99,29	97,57	98,29	99,13	99,04	98,22	98,66	99,19	98,46	98,63	99,18	98,59	98,76	99,09	98,42	98,27	99,56	99,71
Si	2,5745	2,6522	1,6562	1,7772	1,7304	1,7189	1,7900	1,8258	1,8211	1,8150	1,8173	1,7534	1,6659	1,7533	1,8121	1,6428	1,6802	5,7501	5,8016
Ti	0,0024	0,0042	0,1048	0,0645	0,0753	0,0741	0,0441	0,0318	0,0298	0,0300	0,0312	0,0581	0,1044	0,0673	0,0555	0,1134	0,0925	0,6857	0,6890
Al	1,4037	1,3407	0,4019	0,2449	0,3214	0,3579	0,2638	0,2023	0,2164	0,2173	0,2149	0,3174	0,3904	0,2517	0,1832	0,4015	0,3693	2,3874	2,3132
Cr			0,0027	0,0007	0,0000	0,0091	0,0229	0,0215	0,0247	0,0245	0,0256	0,0136	0,0004	0,0002	0,0000	0,0002	0,0003	0,0015	0,0042
Fe	0,0116	0,0120	0,2592	0,2463	0,2504	0,2217	0,1964	0,1717	0,1734	0,1675	0,1683	0,2185	0,2615	0,2629	0,2300	0,2601	0,2549	1,6713	1,3306
Mn	0,0005	0,0010	0,0045	0,0052	0,0062	0,0058	0,0036	0,0046	0,0036	0,0036	0,0072	0,0053	0,0057	0,0075	0,0062	0,0044	0,0047	0,0226	0,0219
Mg	0,0000	0,0005	0,6890	0,8085	0,7584	0,7587	0,8364	0,8862	0,8879	0,8953	0,8964	0,7979	0,7050	0,8295	0,8486	0,7070	0,7379	2,4576	2,8327
Ca	0,4482	0,3634	0,8952	0,8725	0,8714	0,8531	0,8448	0,8654	0,8542	0,8624	0,8563	0,8344	0,8803	0,8628	0,8887	0,8918	0,8816	1,9082	1,8486
Na	0,5121	0,5418	0,0445	0,0309	0,0387	0,0473	0,0403	0,0413	0,0339	0,0363	0,0272	0,0482	0,0404	0,0349	0,0318	0,0419	0,0411	0,7399	0,8066
K	0,0359	0,0437	0,0009	0,0001	0,0009	0,0000	0,0000	0,0006	0,0000	0,0002	0,0003	0,0001	0,0000	0,0008	0,0004	0,0004	0,0002	0,2283	0,2083
H																		2,0000	2,0000
Summe	4,9889	4,9596	4,0589	4,0506	4,0530	4,0467	4,0423	4,0511	4,0451	4,0520	4,0447	4,0468	4,0541	4,0709	4,0565	4,0636	4,0627	17,8524	17,8567
Ab	51,41	57,09																	
Or	3,60	4,61																	
An	44,99	38,30																	
Wo			48,44	45,15	46,20	46,38	44,91	44,89	44,51	44,71	44,41	44,96	47,52	43,96	45,03	47,86	46,92		
En			37,28	41,84	40,20	41,25	44,46	45,97	46,27	46,42	46,49	42,99	38,06	42,26	43,00	37,94	39,27		
Fs			14,27	13,01	13,60	12,37	10,63	9,14	9,22	8,87	9,10	12,05	14,42	13,78	11,97	14,20	13,82		

Metabasalte

Bl. 5516 Weilmünster:

- 1 Stbr. 1,5 km S Philippstein, 3. Strosse; R 345690, H 559370.
- 2 Stbr. 1,5 km S Philippstein, 1. Strosse; R 345675, H 559368.
- 3 Weganschnitt SW-Flanke Weital, W Ernsthausen; R 345388, H 559094.
- 4 Straßenanschnitt NE-Flanke Weital, 300 m NW Ernsthausen; R 345356, H 559129.
- 5 Straßenanschnitt NE-Flanke Weital, 600 m NW Ernsthausen; R 345336, H 559148.

Bl. 5515 Weilburg:

- 6 Straßenanschnitt N-Flanke Weital, 500 m SE Essershausen; R 345260, H 559132.
- 7 Straßenanschnitt 800 m SSE Essershausen; R 345243, H 559079.
- 8 Straßenanschnitt N-Flanke Weital S Edelsberg; R 345143, H 559161.
- 9 Straßenanschnitt NE-Flanke Weital, 700 m SW Edelsberg; R 345083, H 559173.
- 10 Bahneinschnitt S-Flanke Weital, 800 m SW Edelsberg; R 345068, H 559167.
- 11 Straßenanschnitt 250 m NE Freienfels; R 345050, H 559146.
- 12 Straßenanschnitt 100 m N Freienfels; R 345035, H 559148.
- 13 Straßenanschnitt W-Flanke Weinbachtal, 1 km N Weinbach; R 344959, H 559045.
- 14–36 Profil NE-Flanke nördl. Weital, 1600–155 m SE Tunneleinfahrt S-Seite Gänsberg; R 344921, H 559225 – R 344843, H 559343.
- 37 Straßenanschnitt E-Flanke Lahntal, 350 m NE Bhf. Weilburg; R 344840, H 559537.
- 38 Kabelgraben 1 km S Kirschhofen; R 344632, H 559226.
- 39 NE-Flanke Lahntal, 1 km SSE Kirschhofen; R 344646, H 559230.
- 40 NE-Flanke Lahntal, 1,2 km SSE Kirschhofen; R 344667, H 559215.
- 41–47 Profil Gräveneck-Fürfurt, E-Flanke Lahntal; R 344697, H 559021 – R 344693, H 558888.
- 48 Taleinschnitt 1 km NE Fürfurt; R 344779, H 558935.
- 49 E-Flanke Lahntal, 1 km S Fürfurt; R 344703, H 558759.
- 50 W-Flanke Lahntal, 1 km SSW Fürfurt; R 344686, H 558757.
- 51 W-Flanke Lahntal, 1,2 km SSW Fürfurt; R 344669, H 558738.
- 52 NE-Flanke Lahntal, 1 km NE Aumenau; R 344727, H 558654.
- 53 SW-Flanke Lahntal, 500 m N Aumenau; R 344688, H 558626.
- 54 Bahnanschnitt 450 m N Wilhelmsmühle NE Villmar; R 344445, H 558557.
- 55 Stbr. 1,5 km NW Arfurt; R 344228, H 558724.
- 56 W-Flanke Lahntal, 1 km WSW Arfurt; R 344203, H 558578.

Bl. 5613 Schaumburg:

- 57–61 Profil NE Gasteyersmühle, NE-Flanke Rupbachtal, 500 m SW Steinsberg; R 342429, H 557656.
- 62 NE-Flanke Rupbachtal, 200 m N Gasteyersmühle, 500 m W Steinsberg; R 342425, H 557670.
- 63 NE-Flanke Rupbachtal, 400 m N Gasteyersmühle, 500 m W Steinsberg; R 342426, H 557690.

Bl. 5216 Oberscheld:

- 64 Grube „Neue Lust“, 2 km NE Nanzenbach, Profil „Tiefer Stollen“, 48 m NW Stollenmundloch, SE-Flanke Heidemulde; R 345525, H 562706.

Metabasaltische Vulkaniklastite

Bl. 5515 Weilburg:

- 65 Straßenanschnitt N-Flanke Weital, 400 m S Edelsberg; R 345176, H 559156.
 66 Bahnanschnitt S-Flanke Weital, 250 m NW Freienfels; R 345012, H 559152.
 67–87 Profil NE-Flanke nördl. Weital, 1600–155 m SE Tunneleinfahrt S-Seite Gänsberg; R 344921, H 559225 – R 344843, H 559343.
 88 Straßenanschnitt E-Flanke Lahntal, 300 m NE Bhf. Weilburg; R 344838, H 559529.
 89 Straßenanschnitt E-Flanke Lahntal, 250 m NE Bhf. Weilburg; R 344836, H 559522.
 90 Straßenanschnitt W-Flanke Lahntal, 150 m N Bhf. Weilburg; R 344818, H 559523
 91–141 Straßenanschnitt E-Flanke Weital, 1 km S Weilburg, Profil Gänsberg; R 344808, H 559350.
 142–144 Stbr. NW-Flanke Lahntal, 1 km S Kirschhofen; R 344601, H 559244.
 145 Taleinschnitt N Lahn, 1 km SSE Kirschhofen; R 344642, H 559234.
 146 NE-Flanke Lahntal, 1,4 km SE Kirschhofen; R 344676, H 559207.
 147 NE-Flanke Lahntal, 1,6 km SE Kirschhofen; R 344692, H 559190.
 148–167 E-Flanke Lahntal, 1,4 km N Gräveneck, Profil Gräveneck II; R 344714, H 559176.
 168–178 E-Flanke Lahntal, 1,2 km N Gräveneck, Profil Gräveneck I; R 344710, H 559153.
 179–180 Taleinschnitt E Lahn, 1 km NW Gräveneck; R 344646, H 559099.
 181–182 Stbr. 500 m NE Gräveneck; R 344775, H 559070.
 183–186 Profil Gräveneck-Fürfurt, E-Flanke Lahntal; R 344697, H 559021 – R 344693, H 558888.
 187 Straßenanschnitt 1 km NE Fürfurt; R 344783, H 558907.
 188 Stbr. 1,5 km W Weinbach; R 344846, H 558946.
 189 Straßenanschnitt 800 m E Fürfurt; R 344790, H 558848.
 190 Taleinschnitt 1 km SE Fürfurt; R 344776, H 558784.
 191 E-Flanke Lahntal, 1 km S Fürfurt; R 344703, H 558759.
 192 W-Flanke Lahntal, 1 km SSW Fürfurt; R 344686, H 558756.
 193 Stbr. 1 km NE Blessenbach; R 345100, H 558723.
 194 Straßenanschnitt SE-Flanke Lahntal, E Bhf. Aumenau; R 344680, H 558523.
 195 Stbr. NE-Flanke Lahntal, 1 km W Aumenau; R 344566, H 558562.
 196 Weganschnitt N-Flanke Lahntal, 400 m SW Steinweiler, SE Seelbach; R 344535, H 558593.
 197 Weganschnitt N-Flanke Lahntal, 500 m SW Steinweiler, SE Seelbach; R 344523, H 558588.
 198 Bahneinschnitt N-Flanke Lahntal, 400 m N Wilhelmsmühle NE Villmar; R 344450, H 558553.
 199 S-Flanke Lahntal, 100 m N Wilhelmsmühle NE Villmar; R 344461, H 558515.
 200 SW-Flanke Lahntal, 300 m NW Wilhelmsmühle NE Villmar; R 344436, H 558537.
 201 Stbr. 500 m SW Heimannsmühle SW Seelbach; R 344406, H 558605.
 202 Weganschnitt 400 m NW Hüttenmühle W Gaudernbach; R 344139, H 559308.
 203 Wegböschung 500 m NW Seelbach (Lesestein); R 344467, H 558732.
 204–208 Profil Taleinschnitt E Steimelskopf, 1,5 km NE Arfurt; R 344382, H 558744 – R 344386, H 558724.
 209 Stbr. S-Flanke Lahntal, S Arfurt; R 344313, H 558565.
 210 Stbr. SW-Flanke Lahntal, SW Arfurt; R 344284, H 558577.
 211 SW-Flanke Lahntal, 500 m W Arfurt; R 344263, H 558607.
 212 SW-Flanke Lahntal, 600 m W Arfurt; R 344256, H 558613.
 213 Taleinschnitt, E-Flanke, 800 m N Krammsmühle NW Arfurt; R 344209, H 558700.
 214 Taleinschnitt, E-Flanke, 350 m N Krammsmühle NW Arfurt; R 344213, H 558656.
 215 W-Flanke Lahntal, 500 m SSW Krammsmühle NW Arfurt; R 344205, H 558572.
 216 E-Flanke Lahntal, 1,2 km N Villmar; R 344239, H 558548.
 217 Stbr. E-Flanke Lahntal, 800 m N Villmar; R 344242, H 558515.
 218 Stbr. SW-Flanke Lahntal, 1 km SE Runkel; R 344082, H 558498.

Bl. 5613 Schaumburg:

- 219 S-Flanke Lahntal, 1 km SW Balduinstein; R 342624, H 557880.
220 S-Flanke Lahntal, 1 km SW Balduinstein; R 342628, H 557874.
221–222 E-Flanke Lahntal, 1,2 km NE Steinsberg; R 342542, H 557794.
223–231 Profil NE Gasteyersmühle, NE-Flanke Rupbachtal, 500 m SW Steinsberg; R 342429, H 557656.
232 SE-Flanke Lahntal, 500 m NNW Steinsberg; R 342462, H 557730.
233 SE-Flanke Lahntal, 500 m NNW Steinsberg; R 342472, H 557732.
234–235 Profil 500 m N Steinsberg, SE-Flanke Lahntal; R 342477, H 557738.
236 NE-Flanke Hölloch, 800 m NE Steinsberg; R 342538, H 557755.

Bl. 5216 Oberschedl:

- 237–255 Grube „Neue Lust“, 2 km NE Nanzenbach, Profil „Tiefer Stollen“, 48–358 m NW Stollenmundloch, SE-Flanke Heidemulde; R 345525, H 562706 – R 345508, H 562729.

Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite im Schalstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde)

Von
ROMAN BEHNISCH*

Kurzfassung: Die mittlere Lahn-Mulde (südliches Rheinisches Schiefergebirge) wurde während des oberen Mitteldevons bis tiefen Oberdevons (Givet/Adorf-Phase) durch einen intensiven bimodalen Vulkanismus geprägt, dessen Produkte im sogenannten Schalstein-Hauptsattel aufgeschlossen sind. Dieser setzt sich vornehmlich aus submarinen basaltischen Vulkanbauten zusammen, die neben Laven, Lagergängen und Gängen zu einem Großteil aus Vulkaniklastiten bestehen. Sedimentologische Untersuchungen dieser vulkaniklastischen Ablagerungen zeigen, daß die ehemaligen Lockerprodukte meist umgelagert wurden. Dabei unterlagen sie rein sedimentologischen Prozessen, während die Transport- und Ablagerungsmechanismen der aus Eruptionen abzuleitenden Pyroklastite durch vulkanische Prozesse gesteuert wurden.

An primär abgelagerten Vulkaniklastiten wurden zentrumsnahe base surge-Ablagerungen nachgewiesen, die darüber hinaus eine zeitweise subaerische Tätigkeit der basaltischen Vulkane belegen. Weiterhin sind feinkörnige Fallablagerungen (Aschentuffe) zu nennen, die unter flachmarinen Bedingungen oder auf Vulkaninseln ebenfalls durch explosive Eruptionen gefördert wurden. Diese blieben jedoch nur im Zentralbereich der Vulkankomplexe erhalten, wo sie häufig durch überlagernde Lavaströme vor der Erosion geschützt waren, und in den tieferen, distalen Beckenanteilen, in denen Erosion nur eine untergeordnete Rolle spielte. Lapillituffe aus hochaufgeschäumten Pyroklasten wurden hauptsächlich in der Distalfazies abgelagert. Sie werden als pyroklastische debris flow-Ablagerungen interpretiert, die aus gasgestützten pyroklastischen Strömen hervorgegangen und damit direkt aus explosiven Eruptionen abzuleiten sind.

Die umgelagerten Vulkaniklastite sind bevorzugt in der Proximalfazies vertreten. Dieser Bereich ist durch stetige Umlagerungsprozesse gekennzeichnet, die verstärkt am Vulkanhang stattfinden. Die Vulkaniklastite wurden dort meist als massige, viskoplastische debris flow-Ablagerungen sedimentiert. Hinzu kommen riffnahe Sturzmassen, mit z.T. hausgroßen Riffkalkblöcken, und Tempestite. In der Distalfazies liegen die umgelagerten Vulkaniklastite als Turbidite vor, z.T. fand deren Sedimentation unter dem Einfluß von Meeresströmungen statt. Es lassen sich high-density- und low-density- Turbidite unterscheiden, wobei letzteren keine große Bedeutung zukommt. Grobkörnige, dichte Turbidite jedoch bilden mitunter mehrere Zehner Meter mächtige Abfolgen.

Die Bestimmung der Ablagerungsmechanismen von primären und umgelagerten Vulkaniklastiten liefert wertvolle Hinweise über deren fazielle Position innerhalb des Vulkangebäudes und ist somit ein entscheidendes Hilfsmittel bei der paläogeographischen Rekonstruktion submariner Vulkanbauten, wie z.B. die des Schalstein-Hauptsattels.

* R. BEHNISCH, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Im Neuenheimer Feld 234, 69120 Heidelberg.

Abstract: The development of the middle Lahn syncline (Rhenish Mountains, Germany) during upper Middle Devonian and lower Upper Devonian time was mainly influenced by an active, bimodal volcanism whose products are exposed in the Schalstein-Hauptsattel. This tectonic unit is characterized by submarine, basaltic volcanoes which consist, beside of lava flows, sills and dykes, mainly of volcanoclastic rocks. Sedimentological studies show that most of these volcanoclastic products were redeposited. This process was hence controlled by sedimentological parameters whereas transport and deposition of pyroclastic rocks, which resulted directly from volcanic eruptions, were controlled by volcanic processes.

The following volcanoclastic rocks were recognized as primary deposits: Base surge deposits, located close to the eruption centre, indicate a temporal subaerial activity of some basaltic volcanoes. The occurrence of finegrained fallout tuffs is also referred to shallow marine or subaerial explosive eruptions. These tuffs were only found in the central volcanic facies, often protected from erosion by overlying lava flows, or in deeper, distal areas, where no erosion took place. Lapillituffs consisting of highly vesiculated pyroclasts were mainly deposited in the distal facies. They are interpreted as pyroclastic debris flows, the lateral equivalents of hot and gas rich pyroclastic flows, and hence can be derived directly from volcanic eruptions.

Redeposited volcanoclastic rocks are quantitatively much more significant than their primary equivalents. They occur in the proximal facies mainly as massive, cohesive debris flows, but also as subaqueous rock falls with huge blocks of reef-limestone, as well as tempestites. In the distal facies redeposited volcanoclastics occur as turbidites, in some cases their sedimentation was influenced by bottom currents. High-density turbidites can be distinguished from low-density turbidites, whereby the latter have less importance. Series of coarser grained high-density-turbidites often reach tens of meters thickness.

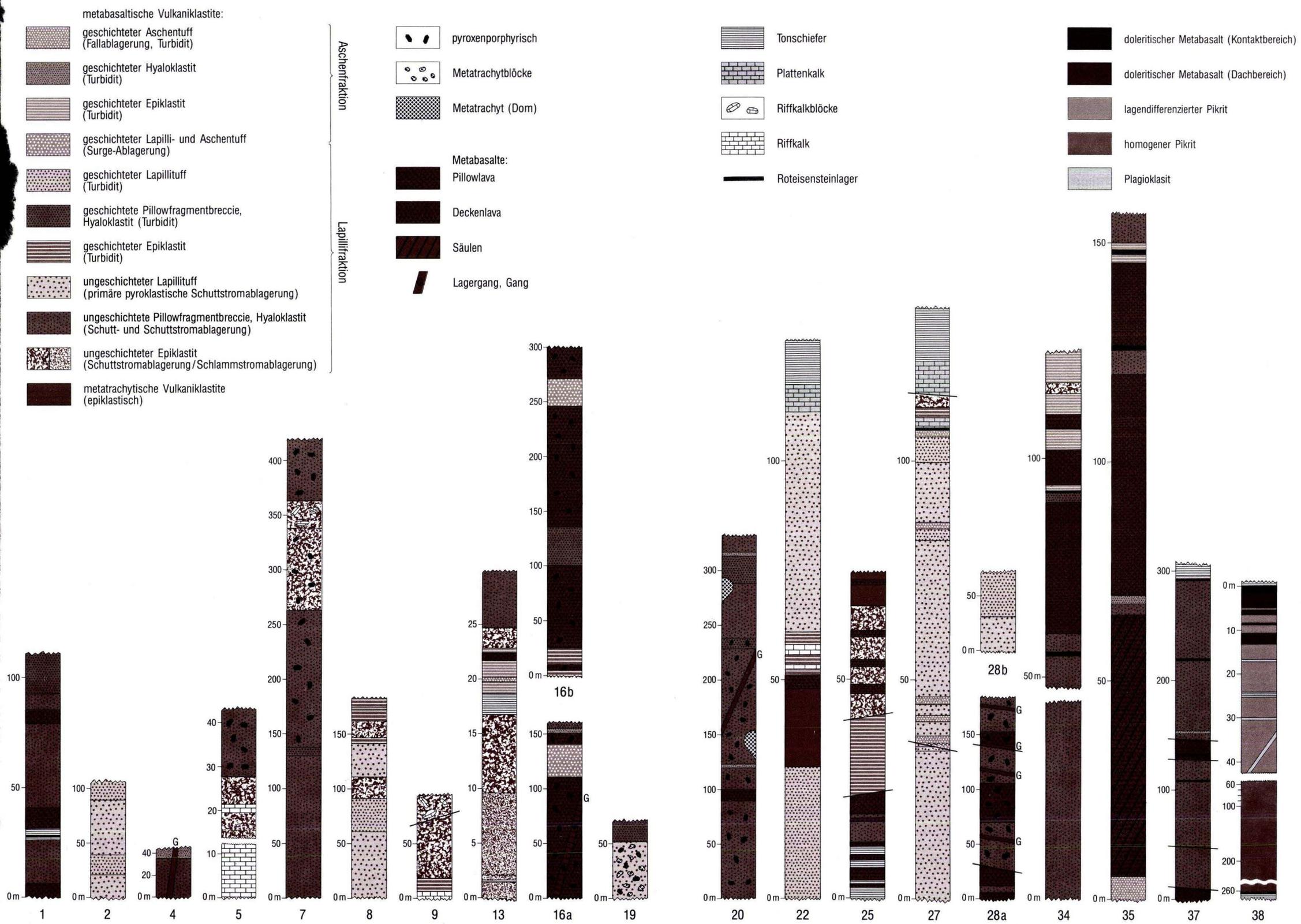
The analyses of depositional processes of primary as well as of redeposited volcanoclastics give evidence of their facial position within the volcanic complex, and hence are very important for the reconstruction of the paleogeography of the Schalstein-Hauptsattel area.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	91
2. Untersuchungsmethodik und Nomenklatur der Ablagerungstypen	92
3. Primäre (eruptive) vulkanoklastische Ablagerungen im Schalstein-Hauptsattel	96
3.1 Submarine Vulkanoklastite	96
3.1.1 Fallablagerungen	96
3.1.2 Pyroklastische debris flow-Ablagerungen	98
3.2 Subaerische Vulkanoklastite	98
4. Umgelagerte vulkanoklastische Ablagerungen im Schalstein-Hauptsattel	101
4.1 Sedimentologie der geschichteten Vulkanoklastite	101
4.2 Sedimentologie der ungeschichteten Vulkanoklastite	139
5. Folgerungen und Diskussion	142
6. Schriftenverzeichnis	148

Tafel 1

Profildarstellungen aus den Vulkanitabfolgen der Givet/ Adorf-Phase im Lahn—Dill-Gebiet. Lage der Profile Abb. 2b. (Profil 1 nach POHEN 1991, Profil 19 nach ROLLE 1990, Profil 25 nach SCHLEUNIGER 1991, Profil 27 nach NESBOR & FLICK 1988, Profil 28 nach BEHNISCH 1990, Profil 38 nach FLICK et al. 1991).



1. Einleitung

Die metabasaltischen Vulkaniklastite des oberen Mittel- bis tieferen Oberdevons im Lahn-Dill-Gebiet wurden von den nassauischen Bergleuten aufgrund ihrer schaligen Absonderung nach der Schieferungsebene Schalstein genannt. Diese Bezeichnung war rein deskriptiv, z.T. wurden auch stark verschieferte Laven mit einbezogen. Nachdem die vulkaniklastische Entstehung des „Schalsteins“ bereits von AHLBURG (1918) erkannt und von HENTSCHEL (1951a, 1951b, 1961) bestätigt wurde, erfolgte von FLICK et al. (1990) und NESBOR et al. (dieser Band) eine Bearbeitung der entsprechenden Gesteinsabfolgen einschließlich der Metabasalte und metatrachytischen Vulkanite unter modernen vulkanologischen Gesichtspunkten. Hierbei standen petrographische und fazielle Fragestellungen, aber auch die Klärung der Eruptions- und Fragmentierungsprozesse im Vordergrund.

Die Transport- und Sedimentationsvorgänge, die zur endgültigen Ablagerung der vulkaniklastischen Abfolgen führten, waren Gegenstand weiterer Untersuchungen, deren Ergebnisse in der vorliegenden Arbeit vorgestellt werden. Von großer Bedeutung ist dabei die Unterscheidung zwischen primären pyroklastischen Ablagerungen und Epiklastiten, d.h. umgelagerten vulkaniklastischen Abfolgen. Die Epiklastite sind durch die nacheinander ablaufenden Prozesse Erosion, Transport und Ablagerung definiert. Bei den primären Vulkaniklastiten dagegen stehen die Transport- und Ablagerungsvorgänge im direkten Zusammenhang mit einer Eruption. Häufig wird die Interpretation solcher Ablagerungen durch meist nur geringfügige Umlagerungen oder beim Transport aufgenommener epiklastischer Komponenten erschwert. Die verschiedenen Ablagerungstypen treten bevorzugt in bestimmten Faziesbereichen innerhalb der überwiegend submarinen Vulkangebäude auf.

Geologischer Rahmen

Während des Devons und Unterkarbons bildeten sich auf dem südlichen Schelf des Old Red-Kontinents infolge einer Dehnungstektonik, begleitet von einem bimodalen Vulkanismus, mehrere Senkungsstrukturen. Dazu gehörten die heutige Lahn- und die Dill-Mulde im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die vulkanischen Aktivitäten konnten dort vier Phasen zugeordnet werden, wobei der Givet/Adorf-Phase die weitaus größte Bedeutung zukommt. Während dieser Periode wurden fast ausschließlich basaltische Laven gefördert, kieselsäurereiche Schmelzen traten an Bedeutung zurück. Ihre größte Verbreitung haben diese vulkanischen Abfolgen im Schalstein-Hauptsattel (nach AHLBURG, s. KEGEL 1922) der mittleren Lahn-Mulde.

Gesteinstypen und Nomenklatur

Die basaltischen Schmelzen flossen überwiegend submarin als Laven aus oder intrudierten in Form von Lagergängen und Gängen in die vulkaniklastischen Abfolgen, untergeordnet wurden sie auch durch explosive Eruptionen gefördert. Bei den Laven sind Decken- und Pillowergüsse unterscheidbar. Alle aus vulkanischen Komponenten zusammengesetzten klastischen Gesteine werden unter der Sammelbezeichnung „Vulkaniklastit“ zusammengefaßt (FISHER 1961, FISHER & SMITH 1991), die auch für die epiklastischen, d.h. umgelagerten Ablagerungen gilt.

Die Vulkaniklastite sind durch sehr unterschiedliche Eruptions- und Fragmentierungsmechanismen entstanden. Bei explosiven pyroklastischen Eruptionen wird die im Vulkanschlot aufsteigende Schmelze durch die plötzliche Entgasung der in ihr gelösten Volatilen fragmentiert. Solche Pyroklasten sind durch einen hohen Gehalt an Gasblasen (> 70 Vol.-%) gekennzeichnet. Beim Kollaps der über dem Schlot aufsteigenden Eruptionssäule können sich pyroklastische Ströme formieren. Bei phreatomagmatischen Eruptionen beruht die Fragmentierung der Schmelze auf einer explosiven Magma/Wasser-Interaktion, die daraus resultierenden Hydroklasten sind eckig und blasenarm (< 50 Vol.-%). Zusätzlich zu den juvenilen Partikeln wird bei diesem Vorgang in unterschiedlichem Umfang Nebengestein fragmentiert und gefördert, weshalb die entsprechenden pyroklastischen Strom- und Fallablagerungen polymikt zusammengesetzt sind. Die pyroklastischen Gesteine werden nach ihrer Korngröße in Aschentuffe (< 2 mm), Lapillituffe (2 mm–64 mm) und pyroklastische Breccien/Agglomerate (> 64 mm) unterteilt (SCHMID 1981), wobei diese Korngrößenintervalle auch auf hyaloklastisch, autoklastisch und epiklastisch fragmentierte Gesteine angewandt werden (Diskussion siehe NESBOR et al., dieser Band).

Große Mengen an vulkaniklastischem Material fielen während des Fließvorganges von Lavaströmen durch hyaloklastische (Granulation) sowie durch autoklastische Fragmentierungsprozesse (mechanisches Zerbrechen) an. Diese Ablagerungen erreichen Mächtigkeiten von mehreren 100 m und sind häufig mit Laven assoziiert. Sie werden je nach vorherrschender Korngröße und Kristallisationsgrad der Komponenten als Hyaloklastite oder als Pillowfragmentbreccien bezeichnet.

Ein weiterer wichtiger Gesteinstyp sind Epiklastite, die aus Erosions- und Umlagerungsvorgängen am Vulkanhang abzuleiten sind. Ihre Zusammensetzung ist meist sehr heterogen, als Komponenten treten Pyroklasten, Hyaloklasten und Pillowfragmente unterschiedlichster Ausbildung und Zusammensetzung auf, sowie Bruchstücke bereits verfestigter Vulkaniklastite. Weiterhin sind Riffkalk-, Tonschiefer- und Roteisensteinfragmente häufig. Die Ablagerung dieser heterogenen Abfolgen erfolgt in der Regel als gravitative Sedimentströme.

Die metatrachytischen bis -alkalirhyolithischen Vulkanite sind als endogene Dome und Laven oder als vulkaniklastische Ablagerungen mit meist hohem epiklastischen Anteil vertreten, wobei letztere den Abtragungsschutt von ehemaligen Vulkaninseln darstellen (FLICK & SCHMIDT 1987).

Die Laven und Vulkaniklastite wurden durch diagenetische Alterationsprozesse sekundär verändert und von einer leichten Regionalmetamorphose überprägt. Sie werden deshalb als Metabasalte, Metatrachyte und Metaalkalirhyolithe bzw. metabasaltische, metatrachytische und metaalkalirhyolithische Vulkaniklastite bezeichnet (vgl. NESBOR et al., dieser Band).

2. Untersuchungsmethodik und Nomenklatur der Ablagerungstypen

Basierend auf einer umfassenden Bestandsaufnahme der Vulkaniklastite im Untersuchungsgebiet wurden anhand ausgewählter Profile die Ablagerungsmechanismen rekonstruiert (Abb. 1a, b).

Bei den primären Vulkaniklastiten erfolgte eine Unterteilung in Fall- und Fließablagerungen, die subaerischen bzw. submarinen Eruptionen zugeordnet werden konnten. Die gravitativ umgelagerten Vulkaniklastite wurden nach der international üblichen Klassifikation benannt

(s. FÜCHTBAUER 1988). Neben Bergstürzen, Gleitungen und Rutschungen sind hierbei hauptsächlich „sediment gravity flows“ zu nennen. Diese sind Sedimentströme, deren Wassergehalt ein plastisches (mass flows) bis flüssiges (fluidal flows) Fließen erlaubt. Zu den mass flows zählen die debris flows, ein Gemisch aus Klasten (jeglicher Größe und Zusammensetzung), Matrix und Wasser. Ströme mit einem hohen Feinanteil werden als mud flows bezeichnet, dominieren die gröberklastischen Komponenten, so nennt man sie grain flows. Den Übergang zu den fluidal flows bilden grain flows, die nahezu matrixfrei sind und sich somit bei ausreichendem Wassergehalt flüssig verhalten. Weiterhin zählen zu den fluidal flows Ströme, deren Klasten entweder durch einen überhydrostatischen Porenwasserdruck in Schwebelage gehalten werden (liquefied bzw. fluidized flows) oder die eine von Turbulenzen getragene Suspension bilden (Turbidite).

Die Turbidite wurden in Suspensionsströme hoher Dichte und Geschwindigkeit (high-density-Turbidite) und solchen mit niedriger Dichte und Geschwindigkeit (low-density-Turbidite) unterschieden. Letztere werden von der BOUMA-Sequenz repräsentiert, die für sandiges und schluffiges Material gültig ist (BOUMA 1962). Diese Sequenz gliedert sich in fünf Teilsequenzen (Ta–Te) und repräsentiert in ihrer vertikalen Ausbildung die laterale Kornverteilung innerhalb des Turbiditstromes. Je nach Fließgeschwindigkeit kommt es dabei zu gradierten (Ta) bzw. zu laminierten Ablagerungen (Tb, Td) oder zu Rippelbildung bzw. Schrägschichtung (Tc). Die oberste Sequenz (Te), auch Interturbidit genannt, ist die Fortsetzung der pelagischen bis hemipelagischen Beckensedimentation.

Zur Darstellung der high-density-Turbidite wurde die Einteilung von LOWE (1982) übernommen, dessen Sequenz für grobsand- und kiesführende Suspensionsströme gültig ist. Er unterscheidet dabei drei Arten des Korntransportes und definiert folgende Sedimentationsstadien:

S1. „Traction sedimentation stage“: Eine sehr turbulente Sand/Wasser-Dispersion lagert einen Teil ihrer Suspensionsfracht je nach Strömungsverhältnissen als horizontal- oder schräg- bis kreuzgeschichtete Lagen ab. In diesem Stadium kann der Turbidit erosiv auf das liegende Sediment einwirken.

S2. „Traction-carpet stage“: Bei abnehmender Strömungsgeschwindigkeit und Turbulenz bildet sich in Bodennähe ein Teppich aus rollenden und springenden Körnern, die sich vornehmlich durch Kornkollisionen (dispersive pressure) in Schwebelage halten. Dabei entsteht eine invers gradierte Sedimentsäule (traction carpet), die bei nachlassender Strömungsgeschwindigkeit und wachsender Sedimentlast durch „freezing“ zur plötzlichen Ablagerung kommt.

S3. „Suspension-sedimentation stage“: Bei weiterem Nachlassen der Turbulenz kommt es zur Sedimentation direkt aus der Suspension. Die daraus resultierenden Ablagerungen haben ein meist korngestütztes Gefüge, sind schwach gradiert oder massiv und weisen häufig Entwässerungsstrukturen auf.

Entsprechend den Teilsequenzen S1 bis S3, die für Korngrößenfraktionen im Grobsand- bis Feinkiesbereich gelten, hat LOWE (1982) für gröberes Material zusätzlich die gesetzmäßige Ausbildung der Teilsequenzen R2 und R3 erkannt, deren Ablagerungsmechanismen mit denen der S2- bzw. S3-Abschnitte vergleichbar sind. Lediglich die Ausbildung einer R1-Teilsequenz (in Analogie zu S1), d.h. horizontal- oder schräggeschichtete Ablagerung direkt aus einer turbulenten Strömung ohne Bodenfracht, ist bei dieser groben Korngrößenfraktion nicht mehr möglich.

Bei der Profilaufnahme der geschichteten Vorkommen war im Gelände aufgrund verwitterter Gesteinsflächen häufig nur eine makroskopische Einteilung in grobgradierte, feingradierte

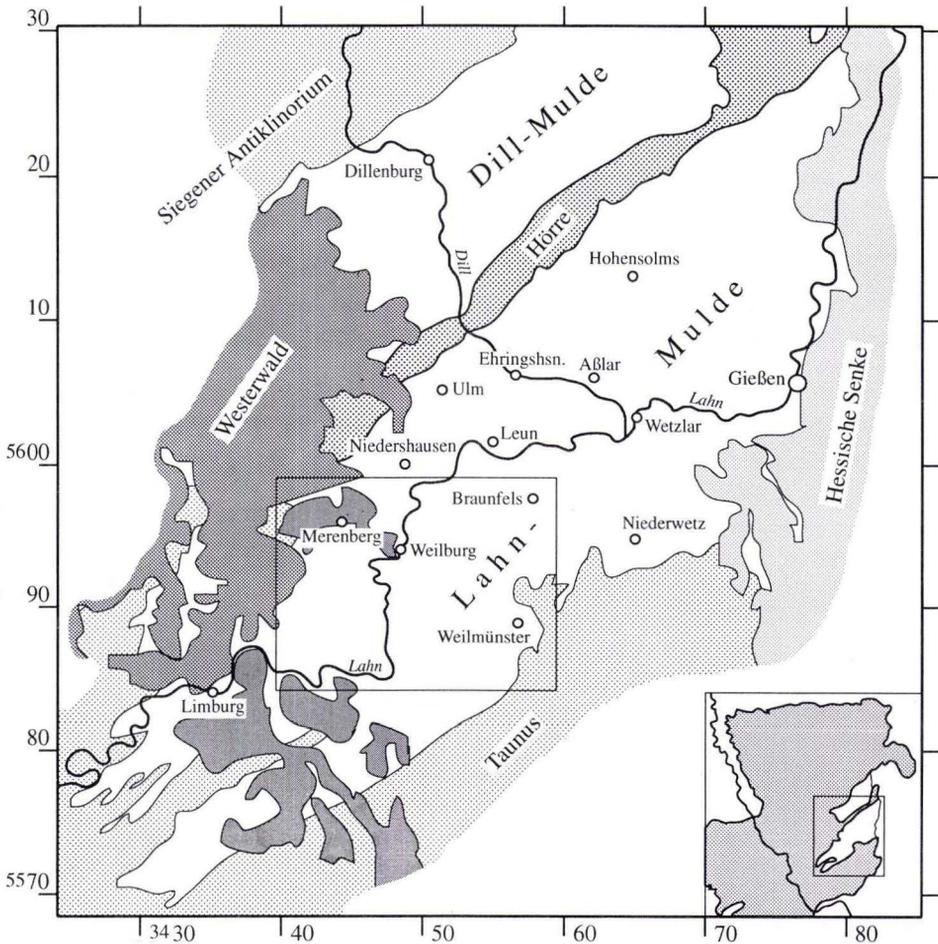


Abb. 1a. Lage des Arbeitsgebietes innerhalb der Lahn-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge).

und massige Schichten möglich. Es wurden daher einzelne Sequenzen, die repräsentativ für das gesamte Profil waren, z.T. lückenlos beprobt und im Anschliff bzw. Dünnschliff untersucht. Diese Profilausschnitte werden gesondert beschrieben und in den dazugehörigen Abbildungen detailliert dargestellt. Bei weniger gut erhaltenen Aufschlüssen konnten selbst in Anschliffen keine Sedimentstrukturen mehr erkannt werden. Solche Vorkommen wurden nur makroskopisch beschrieben, auf eine Profilaufnahme mußte verzichtet werden.

Die Korngrößenbenennung der Vulkaniklastite erfolgte nicht nach vulkanologischen, sondern nach sedimentologischen Richtlinien (Kies, Sand, Schluff, Ton), da diese eine Unterteilung in kleinere Korngrößenintervalle ermöglichen.

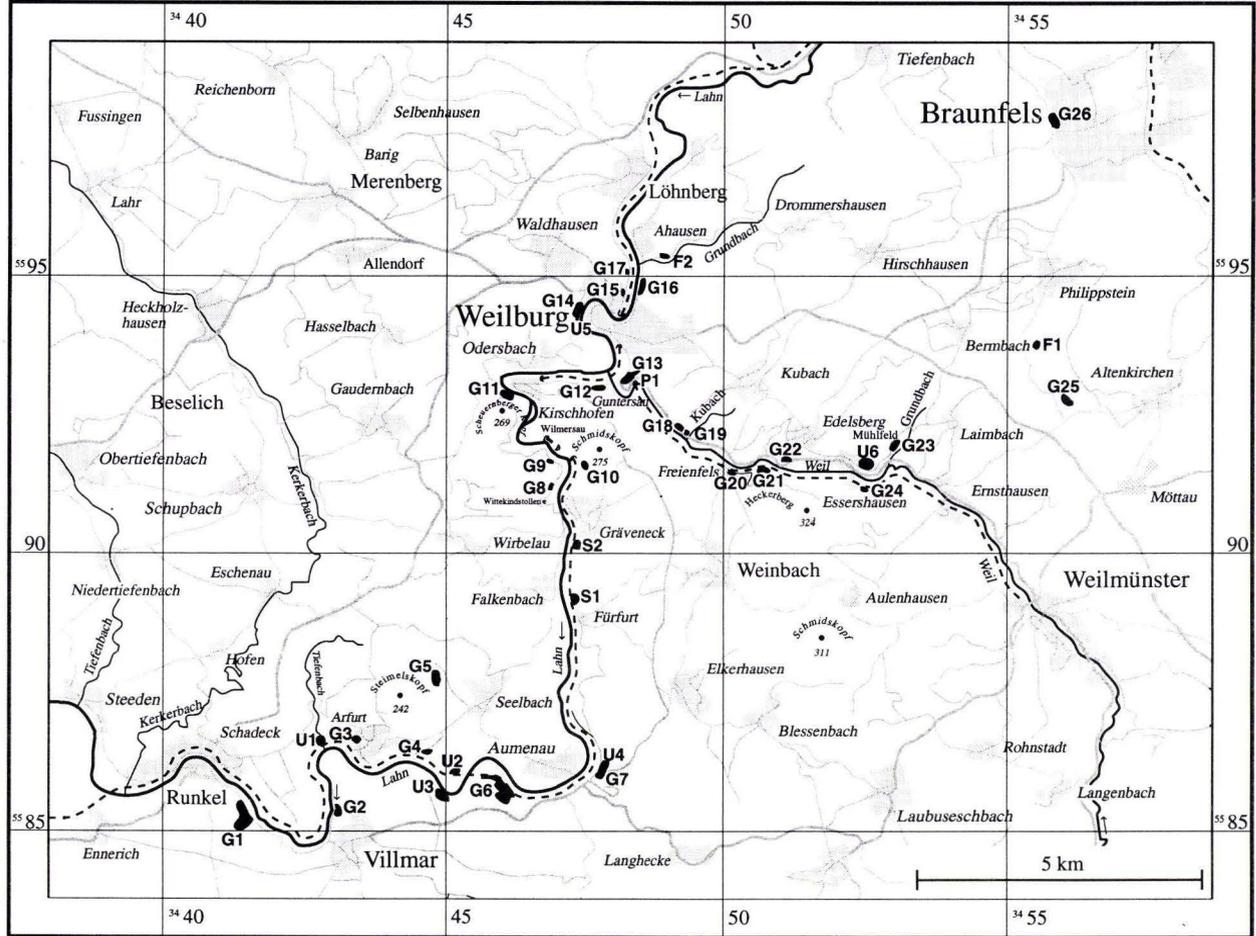


Abb. 1b. Bearbeitete Profile in der mittleren Lahn-Mulde.

Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite

Neben einer Interpretation der Ablagerungsmechanismen wurde eine fazielle Ansprache des Gesteins vorgenommen, wobei folgende Kriterien zur Unterscheidung dienen: Zunächst erfolgte eine Zuordnung zur Zentral-, Proximal- oder Distalfazies eines Vulkangebäudes nach dem Prinzip von NESBOR et al. (dieser Band). Zusätzlich wurde die Distalfazies in drei Unter-einheiten gegliedert: Im Faziesbereich D1 dominieren kiesführende high-density-Turbidite, in die gelegentlich auch massige fluidized flows bzw. debris flows eingeschaltet sein können. D2 steht für einen Faziesbereich, der durch eine Wechsellagerung von high-density- und low-density-Turbiditen gekennzeichnet ist. Die Faziesseinheit D3 besteht schließlich nur noch aus low-density-Turbiditen, die in tonige, hemipelagische Schichten eingelagert sein können und somit die tieferen Beckenbereiche repräsentieren.

Die räumliche Verteilung der Profile (Abb. 1b) spiegelt die Aufschlußverhältnisse im Untersuchungsgebiet wider, aussagekräftige Aufschlüsse fanden sich fast ausschließlich im Lahn- und im Weiltal sowie in größeren Steinbrüchen. Ergänzungen dazu boten Straßenböschungen, Bachläufe und eine Anzahl kleiner, aufgelassener Steinbrüche, deren Material jedoch im allgemeinen sehr stark verwittert ist.

3. Primäre (eruptive) vulkaniklastische Ablagerungen im Schalstein-Hauptsattel

3.1 Submarine Vulkaniklastite

3.1.1 Fallablagerungen

Profil F1 (Philippstein)

Lage: Steinbruch, ca. 1 km S Philippstein (R 34 55 85, H 55 93 55).

Mächtigkeit: Ca. 5 m.

Gesteinstyp: Aschentuff, metabasaltisch.

Besonderheit: Stark chloritisiert, wenig Leukoxen und Calcit.

Ablagerungsstrukturen

Der Aschentuff ist feinlaminiert, die Dicke der einzelnen Laminae reicht vom Bruchteil eines mm bis zu einem cm. Das Korngrößenspektrum bewegt sich im Schluff- bis Tonbereich, die einzelnen Lagen sind sehr gut sortiert. Innerhalb zweier Schlufflagen treten kleine Metabasaltbruchstücke bis zu 3 mm Durchmesser auf, bei denen ein lateraler Transport auszuschließen ist. Die Laminae lagern konkordant übereinander, das Auskeilen von Lagen konnte nicht beobachtet werden. In manchen Lagen ist eine sehr schwache Gradierung angedeutet. Während der Sedimentation traten immer wieder syngenetische Rutschungen auf, die zu einer sehr intensiven Verfäلتelung der Schichten führten, wogegen die späteren Schichten wieder eine konkordante Lagerung zeigen. Auffällig sind auch die vielen Belastungs- und Entwässerungsstrukturen, die auf eine relativ rasche Sedimentation hinweisen (Abb. 2).

Profil F2 (Grundbachtal)

Lage: Straße Ahausen/Drommershausen (Grundbachtal), ca. 500 m E der Lahnbrücke bei Ahausen (R 34 49 02, H 55 95 75).

Mächtigkeit: 19 m.

Gesteinstyp: Aschentuff, metabasaltisch.

Besonderheiten: Häufig Einschaltungen von Tonschiefern.

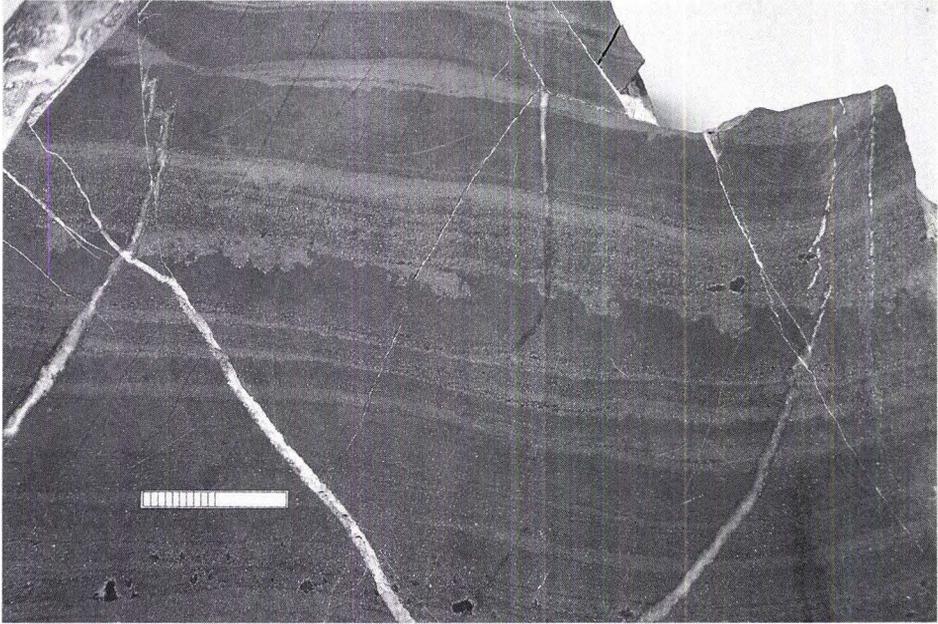


Abb. 2. Geschichtete fallout-Aschen im Anschliff mit Belastungsstrukturen: Grobe Lagen hell, feine Lagen dunkel. Maßstab 2 cm, Steinbruch ca. 1 km S Philippstein, mittlere Lahn-Mulde.

Ablagerungsstrukturen

Die Schluff- bzw. Tonlagen sind feinlaminiert, die Mächtigkeiten der einzelnen Laminae wechseln im mm- bis cm-Bereich. Die Kontakte sind teils sehr scharf, teils sind die Übergänge etwas verwischt und wellig. Letzteres deutet auf den temporären Einfluß von sehr schwachen Strömungen hin. Die Schichtmächtigkeiten der einzelnen Aschentuffe bzw. Tonschiefer sind sehr unregelmäßig und lassen keine Rhythmik erkennen, allerdings treten die grünen Lagen häufiger auf, sind in der Regel mächtiger und auch etwas grobkörniger als die grauen Tonschiefer.

Interpretation

Die vulkaniklastischen Aschen aus dem Steinbruch bei Philippstein und dem Grundbachtal unterscheiden sich klar von Aschentuffen, die turbiditisch abgelagert wurden. Es fehlen die typischen Turbiditstrukturen wie:

1. Deutlich gradierte Lagen mit z.T. erosiven Basiskontakten.
2. Eine Gliederung in einzelne Sequenzen, die eine rhythmische Sedimentation anzeigen.
3. Lagen, deren Lamination durch unterschiedliche Matrixgehalte hervorgerufen wird und nicht durch die Änderung der Korngrößenfraktion.

Im Vorkommen FI (Philippstein) treten folgende, für Fallablagerungen typische Strukturen auf:

1. Die Lamination ist sehr unregelmäßig, es lassen sich weder größere Sedimentationszyklen erkennen noch kleinere, rhythmisch abgelagerte Sequenzen.
2. Innerhalb der schluffigen Lagen treten größere Bruchstücke auf (3 mm), die in einem leichten Suspensionsstrom nicht transportabel sind und demnach als fallout gedeutet werden.

3. Das Relief, das durch die syngenetischen Rutschungen geschaffen wurde, ist von den hangenden Aschenlagen nur allmählich ausgeglichen worden, da fallout-Ablagerungen das Relief nachzeichnen und nicht, wie Stromablagerungen, ausgleichen.

Im Vorkommen F2 (Grundbachtal) werden folgende Beobachtungen als Hinweise für Fallout-Ablagerungen gedeutet:

1. Es gibt keine Anzeichen für einen lateralen Transport und einer daraus abzuleitenden Ablagerung.
2. Grüne, vulkanische Aschen wechsellagern mit grauen Tonschiefern, wobei die verschiedenen Ablagerungen sich nur durch das Material, nicht aber durch die Sedimentstrukturen unterscheiden. Die Sedimentation beider Gesteinstypen erfolgte somit durch langsames Absinken der Partikel im Wasser, wobei sich hemipelagische Tonsedimentation mit vulkanischen Fallablagerungen abwechselte.

3.1.2 Pyroklastische debris flow-Ablagerungen

Profil P1 (Gänsberg)

Lage: Westhang des Gänsberges S Weilburg, Straße Weilburg/Guntersau (R 34 48 05, H 55 93 50).

Mächtigkeit: ca. 80 m.

Gesteinstyp: Lapillituff, metabasaltisch.

Besonderheiten: Blasengehalt bis zu 80 Vol.-%, Calcizement, besteht aus mehreren Ablagerungseinheiten.

Ablagerungsstrukturen

Der Lapillituff ist ungeschichtet, mehrere Lithoklastenhorizonte zeigen an, daß er aus mehreren Ablagerungseinheiten besteht, in denen sich die größten Komponenten an der Basis angereichert haben. Ansonsten bildet die Abfolge eine strukturlose Einheit.

Interpretation

Der Lapillituff wurde von NESBOR & FLICK (1988) als pyroklastischer Strom interpretiert, der sich direkt aus einer submarinen Eruption entwickelte und eine Suspension aus aufgeheiztem Wasser, pyroklastischem Material sowie, untergeordnet, Nebengesteinsfragmenten bildete. Folgende Anzeichen sprechen für eine primäre Platznahme:

1. Das Gestein ist pyroklastisch, also infolge der spontanen Entgasung der Schmelze fragmentiert. Dieser hochenergetische Vorgang führt in der Regel zur Formierung von pyroklastischen Strömen aus einer kollabierenden Eruptionssäule.
2. Das Gestein ist lithologisch sehr homogen zusammengesetzt mit einem relativ geringen Nebengesteinsanteil.
3. Der Kontakt des Lapillituffes zu liegenden Aschentuffen ist sehr scharf und nicht erosiv. Es handelte sich demnach um einen Strom sehr geringer Dichte, was möglicherweise auf einen Restgehalt an Gas, insbesondere in den Pyroklasten, zurückzuführen ist.

3.2 Subaerische Vulkaniklastite

Profile S1, S2 (Gräveneck, Fürfurt)

Lage: S1 – Bahnlinie Gräveneck-Fürfurt, ca. 500 m N Bahnhof Fürfurt (R 34 46 93, H 55 88 92); S2 – 20 m E Bahnlinie, ca. 1 km S Gräveneck (R 34 46 93, H 55 89 98).

Mächtigkeit: S1 – ca. 10 m; S2 – ca. 20 m.

Gesteinstyp: Vulkaniklastit, besteht überwiegend aus Metabasalt- und Metatrachytbruchstücken. Besonderheiten: Klasten sind eckig und blasenarm, untergeordnet kommen aufgeschäumte Schlacken vor.



Abb. 3. Feingeschichtete base surge-Ablagerungen im Anschliff mit Schrägschichtung im oberen Bereich. Maßstab 3 cm, ca. 500 m N Bahnhof Förfurt, mittlere Lahn-Mulde.

Ablagerungsstrukturen

In der Abfolge lassen sich feingeschichtete Partien, mit einem hohen Aschenanteil, und grobkörnigere, teils geschichtete, teils massige Bereiche unterscheiden. Die Schichten in den feinen Bereichen sind sehr schlecht sortiert, die Korngröße variiert innerhalb einer Lage von der Aschenfraktion bis hin zu 2 cm großen Klusten (Abb. 3). Letztere sind nicht gerundet, neben sehr dichten Komponenten kommen vereinzelt auch aufgeschäumte Pyroklasten vor. Die Mächtigkeit der Lagen schwankt vom mm-Bereich bis hin zu wenigen cm, sie sind in der Regel leicht schrägschichtet. Häufig treten in feinen Aschenlagen erosive Basiskontakte zum Liegenden auf, was für eine hohe Ablagerungsgeschwindigkeit spricht. Weiterhin ist lokal eine antidünenartige Schrägschichtung mit regressiven, d.h. der Strömungsrichtung entgegenwandernden, Kämmen ausgebildet, die nach ALLEN (1982) für feuchte und kalte base surges typisch sind. Untergeordnet finden sich in den feingeschichteten Lagen ballistische Bomben, die in dem noch plastischen Material deutliche Impaktstrukturen hinterlassen haben (Abb. 4).



Abb. 4. Vulkanische Bombe mit Impactstruktur im Liegenden. Base surge-Ablagerungen, ca. 500 m N Bahnhof Fürfurt, mittlere Lahn-Mulde.

In den groben Bereichen ist das Material zum Teil geschichtet, es treten dabei ähnliche Strukturen wie in den feingeschichteten Partien auf. Das Korngrößenspektrum in den massigen Partien reicht von Aschen über Lapilli bis hin zu größeren Blöcken. Eingebettet in eine Grundmasse aus Asche und kleinen Lapilli finden sich metabasaltische Lithoklasten mit Durchmessern bis zu 50 cm. Diese haben eine kantige Form, längliche Lithoklasten zeigen keine Einregelung. Daneben kommen auch rundliche, 30 cm große Bomben mit „bomb sags“ vor.

Interpretation

Die oben beschriebenen Vulkaniklastite im Raum Fürfurt/Gräveneck werden aufgrund ihrer Strukturen sowie der faziellen Stellung ihrer Nebengesteine als base surge-Ablagerungen interpretiert. Diese Aussage stützt sich auf folgende Merkmale, die typisch für entsprechende phreatomagmatische Ablagerungen sind:

1. Das Gestein ist sehr polymikt zusammengesetzt, neben dichten, eckigen Nebengesteinsfragmenten kommen auch juvenile, aufgeschäumte Pyroklasten vor.

2. Die Ablagerungen sind sehr schlecht sortiert.
3. Die feineren Lagen sind schräggeschichtet, lokale erosive Kontakte zum Liegenden sowie antidünenartige Strukturen deuten auf eine hohe laterale Transportgeschwindigkeit hin.

Base surges sind spezifisch sehr leichte Gas/Partikel-Ströme, die sich mit extrem hohen Geschwindigkeiten radial um das Eruptionszentrum ausbreiten. Durch ihre hohe Transportkraft werden auch größere Blöcke mitgerissen, jedoch sehr zentrumsnah wieder abgelagert. Base surges mit groben Lagen beschränken sich somit auf die Bereiche um die Fördersysteme. Folgende Punkte sprechen für einen zentralen Ablagerungsbereich:

1. Die Ablagerungen sind von mächtigen Deckenlaven umgeben, die von NESBOR et al. (dieser Band) dem zentralen Faziesbereich eines Vulkangebäudes zugeordnet werden.
2. Neben Deckenlaven sind südlich von Gräveneck große Förderspalten mit Durchmessern im Zehn-Meter-Bereich mit horizontaler säuliger Absonderung aufgeschlossen.
3. Das Auftreten von bis zu 30 cm großen, ballistischen Bomben, die deutliche Impaktstrukturen im Liegenden erzeugten, zeigt die relative Nähe zum Eruptionszentrum an.

Aufgrund ihrer geringen Dichte und extrem hohen Ausbreitungsgeschwindigkeit sind base surges auf subaerische Eruptionen beschränkt. Treffen solche subaerischen Ströme auf eine größere Wasseroberfläche, so dringen sie nicht ein, sondern laufen auf der Oberfläche aus und sinken schließlich als Fallablagerungen zu Boden (CAS & WRIGHT 1991). Für eine subaerische Platznahme der Ablagerungen sprechen folgende Hinweise:

1. Im weiteren Umkreis der Ablagerungen gibt es keine Anzeichen für eine submarine, vulkanische Tätigkeit. Die Laven liegen nicht als Pillow-, sondern als Deckenergüsse vor.
2. Die Impaktstrukturen in den feingeschichteten Bereichen zeigen sehr tiefe plastische Verformungen wie sie bei extrem feuchten surge-Ablagerungen auftreten. Weiterhin ist ein 5 cm tiefer Einschlag von einer 3 cm großen Bombe nur unter subaerischen Bedingungen zu erwarten, da sie unter Wasser zu stark abgebremst worden wäre.
3. Die häufig schrägen Impaktstrukturen können nur unter subaerischen Bedingungen entstanden sein, unter Wasser ist die Einschlagsrichtung immer vertikal.
4. Das Auftreten hochblasiger Pyroklasten läßt keinen sehr großen Überlagerungsdruck (Wassersäule) zu.

4. Umgelagerte vulkaniklastische Ablagerungen im Schalstein-Hauptsattel

4.1 Sedimentologie der geschichteten Vulkaniklastite

Profil G1 (SE Runkel)

Lage: Aufgelassener Stbr. Straße Runkel-Villmar, ca. 500 m nach Ortsausfahrt Runkel (R 34 41 50, H 55 80 25).

Mächtigkeit: 15 m aufgeschlossen.

Gesteinstyp: Vulkaniklastit, hydroklastisch und autoklastisch fragmentiert.

Besonderheiten: Metabasaltbruchstücke bis zu 20 cm Größe.

Sedimentologie

Im unteren Teil des Profils ist eine ca. 10 m mächtige, grobkörnige Partie aufgeschlossen. Sie besteht aus massigen Sequenzen, an deren Basen gehäuft Gesteinsbruchstücke auftreten. Die Mächtigkeit der einzelnen Sequenzen nimmt nach oben von 2 m auf 0,5 m ab, ebenso verringert sich die maximale Größe der Gesteinsbruchstücke von 20 cm auf 5 cm.

Die oberen 5 m des Aufschlusses sind feingeschichtet, es wechsellagern gröbere, gradierte Lagen (mit Korngrößen im Feinkies- bis Grobsandbereich) mit feineren gradierten bzw. laminierten Grobsand- bis Schlufflagen. Weitere Sedimentstrukturen wurden nicht aufgefunden.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die massigen Sequenzen im unteren Teil des Aufschlusses sind von einem gravitativen Sedimentstrom abgelagert worden, dessen Viskosität eine Abseigerung der groben Komponenten erlaubte, sie aber dennoch als Bodenfracht transportierte. Solche Ablagerungsformen sind von relativ dünnflüssigen debris flows bekannt (ENOS 1977), deren Kohäsionskräfte für größere Klaster nicht mehr ausreichen. Die feingeschichteten Sequenzen in der oberen Steinbruchwand sind als typische high-density-Turbidite anzusehen, zwischengeschaltete low-density-Turbidite treten an Bedeutung zurück. Entsprechend treten vor allem LOWE-S3-Teilsequenzen auf, untergeordnet auch BOUMA-Ta-(b)-Abschnitte.

Die Dominanz der high-density-Turbidite sowie die groben, weitgehend massigen Lagen im unteren Aufschlußbereich sind kennzeichnend für den Faziesbereich D1.

Profil G2 (N Villmar)

Lage: Aufgelassener Steinbruch am linken Lahnufer, ca. 250 m N Villmar (R 34 42 43, H 55 85 15).
Mächtigkeit: Ca. 40 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, hydroklastisch fragmentiert.

Besonderheiten: Stark chloritisiert, gelegentlich Quarz als Zement, kleine Pseudomorphosen nach Pyroxen mit Durchmessern bis zu 1 mm.

Sedimentologie

Der Vulkaniklastit ist im cm-Bereich geschichtet, wobei dieses meist durch eine leichte Gradierung, seltener durch Lamination zustandekommt. Allerdings sind die Sedimentstrukturen von der Schieferung und der Alteration sehr stark überprägt worden. Das Korngrößenspektrum beschränkt sich weitgehend auf den Sandbereich, Feinkies- bzw. Schlufflagen kommen untergeordnet vor.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die Sedimentation wechselte zwischen high-density- (LOWE-S3-Teilsequenzen) und low-density-Turbiditen (BOUMA-Ta-[b]-Teilsequenzen). Da eindeutige Strömungsstrukturen fehlen, ist eine alternative Deutung als fallout-Aschen prinzipiell möglich, jedoch aufgrund der distalen faziellen Position der umliegenden Gesteine eher auszuschließen (s. Kap. 5), zumal die Tuffe für distale Fallablagerungen zu grobkörnig sind.

Die Wechsellagerung von high-density- und low-density-Turbiditen zeigt die Zugehörigkeit zum Faziesbereich D2 an. Die relativ große Mächtigkeit der Abfolge spricht für einen tieferen Beckenbereich, in dem die distalen Ausläufer größerer Sedimentströme abgelagert wurden.

Profil G3 (Arfurt)

Lage: Aufgelassener Steinbruch am NW-Rand von Arfurt (R 34 42 97, H 55 86 20).

Mächtigkeit: Ca. 3 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, hydroklastisch fragmentiert.

Besonderheiten: Gelegentlich aufgeschäumte Lapilli, lokale Anreicherungen von Opakmineralen, Metabasaltbruchstücke im Bereich der Lapillifraktion.

Sedimentologie

In der über ca. 2 m aufgeschlossenen Abfolge wechseln sich feingeschichtete (im cm-Bereich gradiert) mit grobgeschichteten Partien (im dm-Bereich gradiert) ab. Dabei nimmt der Anteil an feingeschichteten Lagen im hangenden Bereich des Profils deutlich zu.

Profilausschnitt

Die Basis des Profilausschnittes (Abb. 5) bilden zwei ca. 3 cm mächtige, invers gradierte Mittel- bis Feinkieslagen. Darauf folgt eine 12 cm mächtige, nicht gradierte Grobkieslage mit klastengestütztem Gefüge. Diese geht im Hangenden in eine 10 cm mächtige Schicht über, die eine Gradierung vom Mittelkies- bis in den Feinkiesbereich aufweist. Das Gefüge an der groben Basis ist ebenfalls klastengestützt und geht

oben in eine coarse tail-Gradierung über, bei der nur die Größe der groben Klasten nach oben hin abnimmt, während der Feinanteil konstant bleibt. Den Abschluß des Profilausschnittes bilden geringmächtige (wenige cm) gradierte Feinkies- bzw. Grobsandlagen mit einer leichten Schrägschichtung, entsprechend der LOWE-SI-Teilsequenz (Abb. 6).

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die beobachteten Sedimentstrukturen fügen sich gut in die LOWE-Sequenz für high-density-Turbidite ein, insbesondere der SI-Abschnitt mit den schrägschichteten, gradierten Lagen ist als typisch zu bezeichnen. Es wurde im wesentlichen relativ grobes Material abgelagert, das als rollende und springende Bodenfracht im Kopfbereich eines Turbidits hoher Dichte transportiert wurde. Vermutlich wurden die vulkaniklastischen Produkte fragmentierter Lavaströme in Form von massigen Gravitationsströmen den Vulkanhang hinab transportiert, wobei es zur Bildung von Turbiditen kam. Diese lagerten nach relativ kurzem Transportweg die groben Korngrößenfraktionen am unterem Vulkanhang wieder ab. Indizien für einen relativ kurzen Transportweg sind die einheitliche Ausbildung der Tufffragmente und das Fehlen von Epiklasten. Das Vorkommen reiner high-density-Turbidite deutet somit auf eine distale Ablagerung im Faziesbereich DI.

Profil G4 (Arfurt/Bahnhof)

Lage: Steinbruch an der Straße vom Bahnhof Arfurt in Richtung Heumannsmühle, etwa 100 m N des Bahnhofs (R 34 44 07, H 55 86 05).

Mächtigkeit: Ca. 5 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, hydroklastisch fragmentiert.

Besonderheiten: Lokal hoher Epiklastenanteil mit Riffkalk- und Metabasaltbruchstücken bis zu 15 cm Durchmesser, Chloritseudomorphosen nach Pyroxen bis zu 1 mm Größe.

Sedimentologie

Das Profil ist über eine Mächtigkeit von ca. 10 m aufgeschlossen. Eine Störung bei Profilmeter 5 teilt die Abfolge in zwei Abschnitte: Der untere Abschnitt, aus dem der Profilausschnitt stammt (Abb. 7), besteht aus deutlich gradierten Lagen mit maximalen Korngrößen bis zu 15 cm. Der obere Abschnitt ist sehr undeutlich geschichtet und zudem stark verwittert, es konnten keine geeigneten Proben genommen werden.

Profilausschnitt

Der Profilausschnitt (Abb. 7) besteht aus acht gradierten und einer massigen Lage mit schwankenden Mächtigkeiten von 5 cm bis 25 cm. Die coarse tail-Gradierung ist meist sehr ausgeprägt, mitunter nimmt die maximale Korngröße von 15 cm auf 1 cm ab.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die stark gradierten Lagen werden als sehr proximale Ablagerungen eines high-density-Turbidits gedeutet. Entsprechend ihrer Korngröße handelt es sich dabei durchweg um R3-Abschnitte der LOWE-Sequenz. Das Auftreten solcher grober Komponenten ist kennzeichnend für das initiale Turbiditstadium, wo die Turbulenz gerade ausreichte, um eine Gradierung hervorzurufen, das grobe Material aber sofort wieder ablagerte.

Aufgrund ihrer Schichtigkeit wird die Ablagerung in die Distalfazies gestellt, wobei die high-density-Turbidite auf den Faziesbereich DI hinweisen.

Profil G5 (Steimelskopf)

Lage: Taleinschnitt, ca. 300 m NE des Steimelskopfes (R 34 43 83, H 55 87 45).

Mächtigkeit: Ca. 10 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch, hydroklastisch fragmentiert.

Besonderheiten: Lavabruchstücke in Lapillifraktion.

Profil G3 (Arfurt)

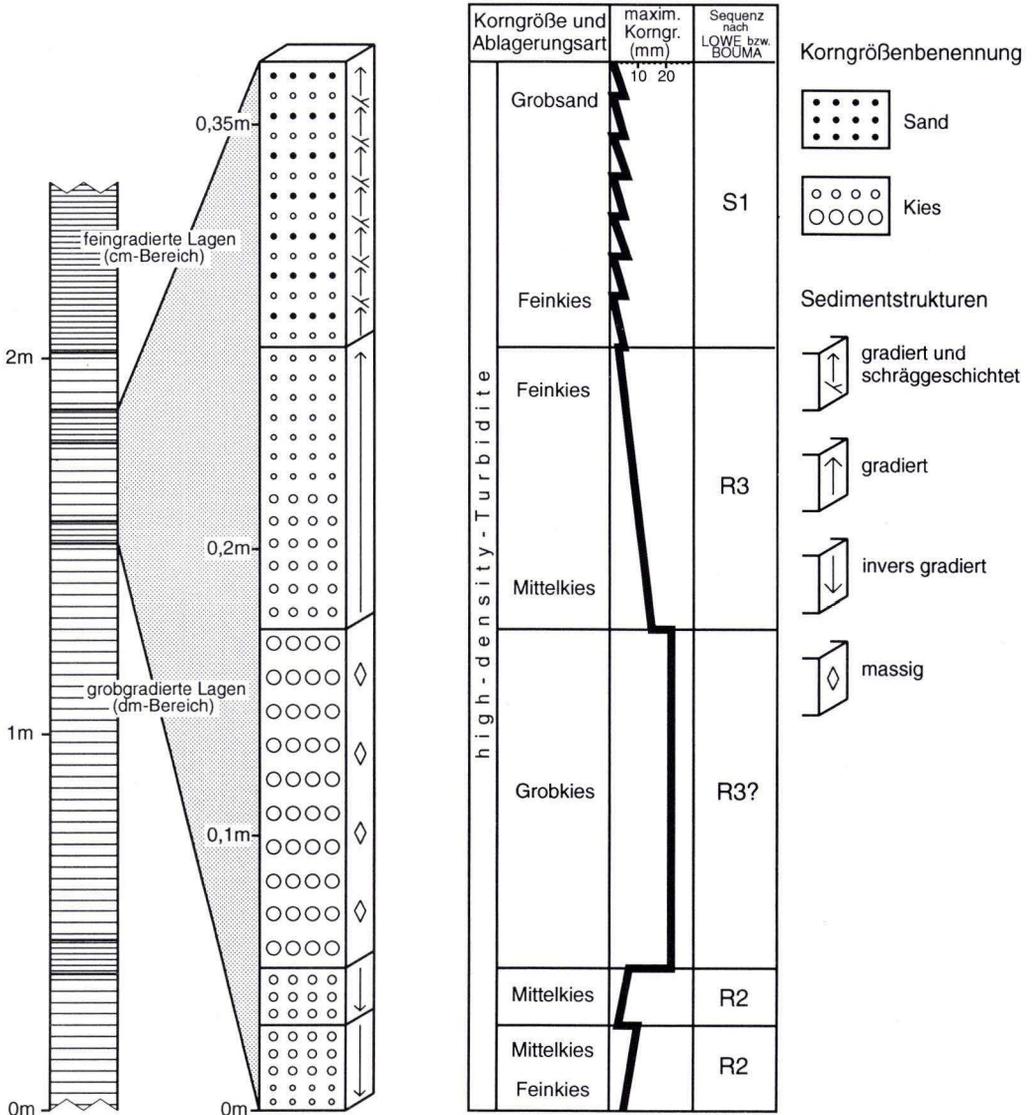


Abb. 5. Profilausschnitt G3, aufgelassener Steinbruch NW Arfurt, mittlere Lahn-Mulde.



Abb. 6. High-density-Turbidit im Anschliff: Mächtigkeit der Lagen im cm-Bereich, Gradierung von Feinkies bis Grobsand. Lokalität wie Abb. 5.

Sedimentologie

In dem ca. 10 m mächtigen Profil lassen sich feingeschichtete, im cm-Bereich gradierte, und grobgeschichtete, im dm-Bereich gradierte Partien erkennen. Untergeordnet treten auch massige, nicht gradierte Lagen auf. Ein Sedimentationszyklus besteht meist aus einer groben Basis, die im Hangenden in feingradierte Aschen übergeht. Die Mächtigkeit dieser aufeinanderfolgenden Einheiten schwankt zwischen 2 m und 3 m. Ansonsten weist das Profil, abgesehen von der durch gradierte Lagen hervorgerufenen Schichtung, keine besonderen sedimentologischen Merkmale auf.

Profilausschnitt

Der Profilausschnitt (Abb. 8) zeigt eine Sequenz, die als eine Ablagerungseinheit angesehen werden kann. Den größten Teil dieser Sequenz nimmt eine ca. 2,2 m mächtige, grobe Lage ein, die bis auf die obersten 50 cm nicht gradiert ist. Der massige Abschnitt dieser Lage hat ein korngestütztes Gefüge, die maximale Korngröße liegt bei 2 cm. Der obere Abschnitt weist eine Gradierung vom Grobkies- bis in den

Profil G4 (Arfurt/Bahnhof)

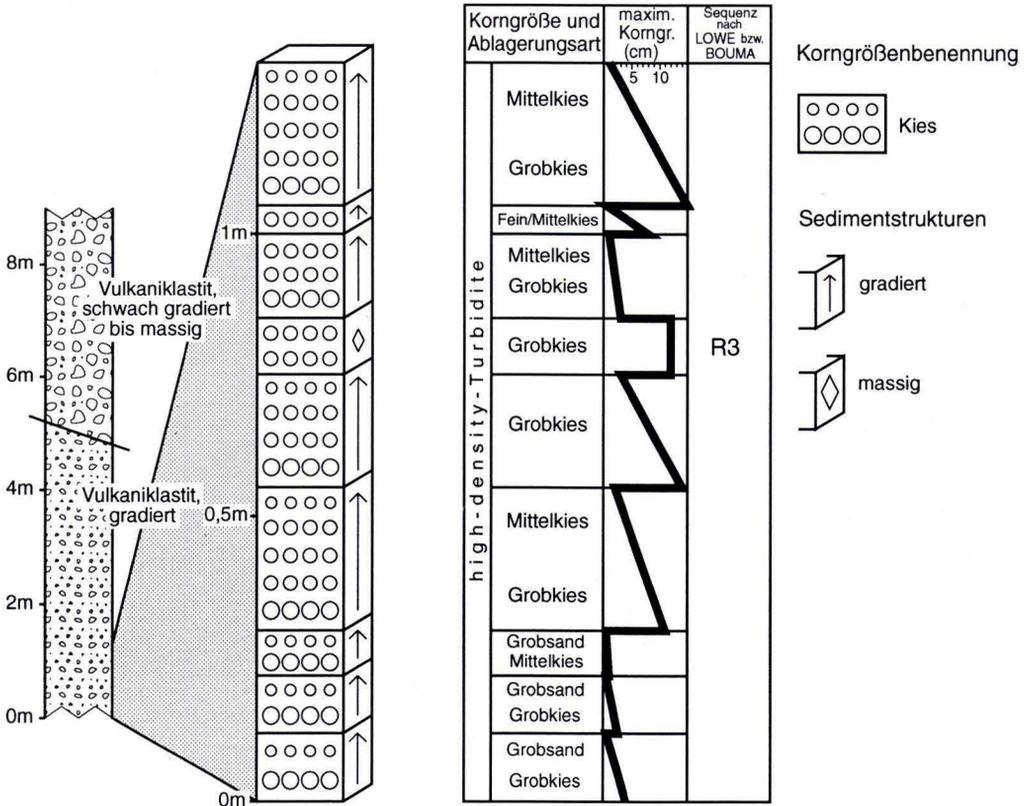


Abb. 7. Profilausschnitt G4, Steinbruch ca. 100 m N Bahnhof Arfurt, mittlere Lahn-Mulde.

Grobsandbereich auf. Darauf folgen eine Reihe gradiertter Schichten mit nach oben hin abnehmenden Mächtigkeiten von 15 cm auf 5 cm. Gleichzeitig verringert sich der maximale Korndurchmesser von 1,5 cm auf 0,7 cm. Den Abschluß bildet eine 10 cm mächtige Sequenz feingeschichteter Aschen, die ebenfalls gradiert sind.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Das Vorherrschen gradiertter Schichten mit relativ schlechter Sortierung spricht für die Ablagerung in Form von relativ flüssigen Sedimentströmen (fluidal flows). Dabei wurden die feiner gradierten Lagen als high-density-Turbidite transportiert und sedimentiert, während die gröber bzw. nicht gradierten Bereiche

Übergänge zu einem liquefied flow oder einem fluidized flow darstellen können. Dieses liegt in den relativ großen Mächtigkeiten sowie im Korngefüge begründet, typische Merkmale für fluidized flows wie z.B. Entwässerungsstrukturen konnten allerdings nicht gefunden werden. Die high-density-Turbidite im Hangenden bildeten nur S3- und R3-Abschnitte mit deutlicher course tail-Gradierung aus, laminierte Lagen im Sinne einer BOUMA-Tb-Teilsequenz treten nicht auf.

Die gute Schichtung der Ablagerungen in Form von gradierten Lagen, insbesondere bei den feingeschichteten Aschen, ist kennzeichnend für distale Ablagerungen. Ein weiteres Anzeichen hierfür ist die relativ geringe maximale Korngröße. Das Fehlen von low-density-Turbiditen sowie das Auftreten relativ mächtiger nicht bzw. schwach gradierter Lagen (liquefied flows) zeigt dabei die Zugehörigkeit zum Faziesbereich D1 an.

Profil G6 (W Aumenau)

Lage: Ehemaliger Steinbruch an der Bahnlinie Aumenau-Arfurt, etwa 1 km W Aumenau (R 34 45 50, H 55 85 45).

Mächtigkeit: Ca. 100 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch.

Besonderheiten: Besteht aus pyroklastisch und hydroklastisch fragmentierten Vulkaniklasten.

Sedimentologie

Das Profil besteht aus einzelnen Sequenzen mit Mächtigkeiten zwischen 0,6 m und 1,4 m, die sich jeweils in eine grobkörnige Basis und einen feinkörnigeren Top (obere 10 bis 30 cm) gliedern. In dem Profilausschnitt wird eine vollständige Sequenz dargestellt.

Profilausschnitt

Der Profilausschnitt (Abb. 9) setzt mit drei aufeinanderfolgenden, gradierten Lagen ein, deren Mächtigkeit nach oben hin abnimmt (15 cm, 10 cm, 8 cm). Sie bestehen aus Mittel- bis Feinkies. Darüber liegt eine 2 cm mächtige, invers gradierte Schicht, deren Basis aus Grobsand besteht und die nach oben hin in Feinkies übergeht. Entsprechend folgt darauf eine normal von Feinkies bis Grobsand gradierte Lage.

Eine verstärkte Sedimentation wird von einer darüberliegenden, 20 cm mächtigen, massigen Mittelkieslage angezeigt. Sie wird von einer Abfolge aus mehreren gradierten Schichten überlagert, deren Mächtigkeiten und, proportional dazu, maximale Korngrößen zum Hangenden hin abnehmen. Den Abschluß der Sequenz bildet eine 3 cm mächtige, gradierte Grob- bis Feinsandlage.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Der Vulkaniklastit stellt die typische Abfolge eines high-density-Turbidits dar. Grobkörnige, schwach gradierte Lagen zeigen die Hauptsedimentation an, während die geringmächtigen, feinkörnigen Partien am Top der Sequenzen von Turbiditen mit etwas geringerer Dichte und Geschwindigkeit stammen und ein Ausklingen des Sedimentationszyklus ankündigen. Je nach Korngröße werden die gradierten Lagen den LOWE-R3- bzw. S3-Teilsequenzen zugeordnet, die invers gradierte Schicht repräsentiert den S2-Abschnitt.

Die große Mächtigkeit des geschichteten Vulkaniklastits westlich von Aumenau läßt an seiner distalen Position innerhalb des Vulkangebäudes keinen Zweifel. Das ausschließliche Auftreten von high-density-Turbiditen ist dabei charakteristisch für den Faziesbereich D1.

Profil G7 (Aumenau)

Lage: Prallhang der Lahnschleife bei Aumenau, etwa 500 m NE der Lahnbrücke in Aumenau (R 34 47 35, H 55 85 85).

Mächtigkeit: Ca. 5 m.

Gesteinstyp: Geschichtete Vulkaniklastite, z.T. metabasaltisch, z.T. epiklastisch.

Besonderheiten: Epiklastite mit Metatrachyt-, Riffkalk-, Aschentuff-, Tonschiefer- und Roteisensteinbruchstücken.

Profil G5 (Steimelskopf)

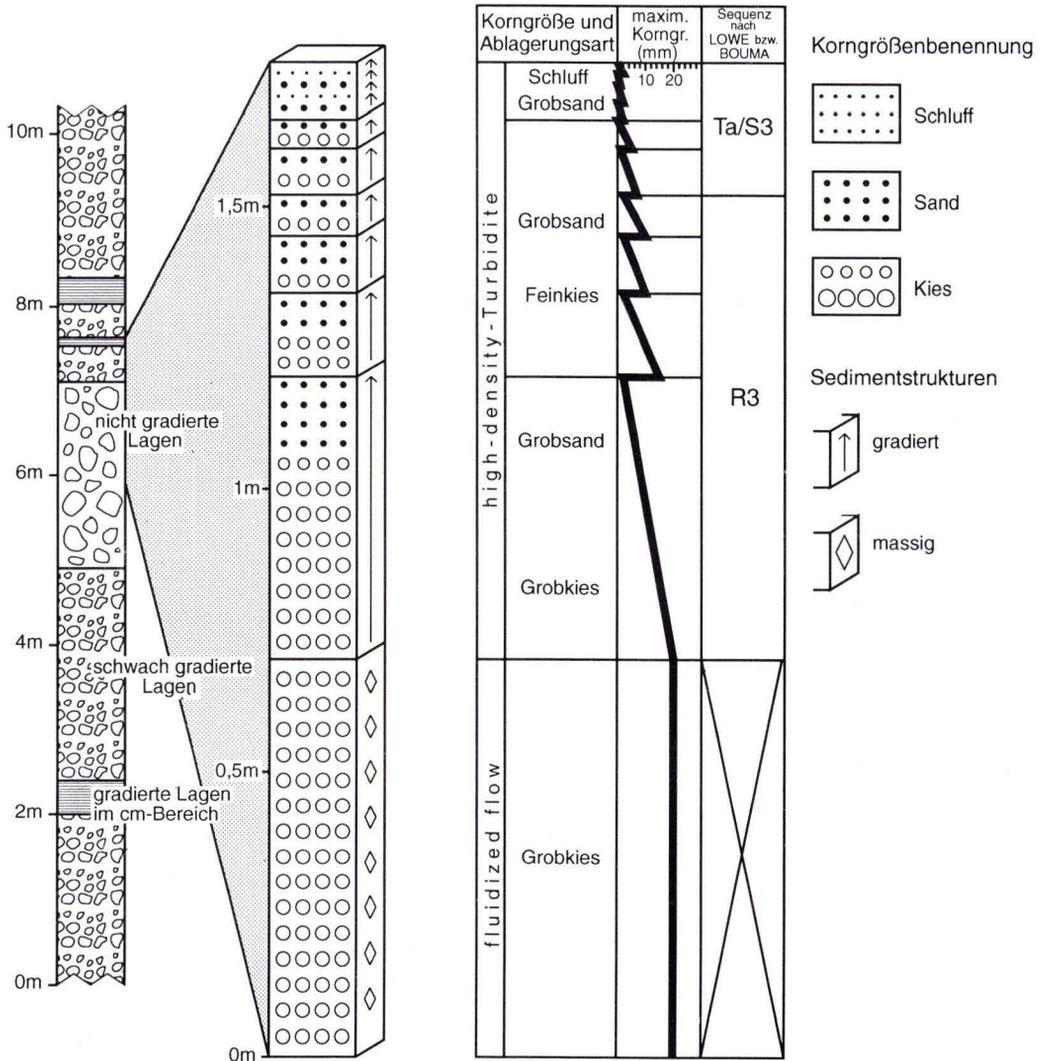


Abb. 8. Profilausschnitt G5, Taleinschnitt ca. 300 m NE Steimelskopf, mittlere Lahn-Mulde.

Profil G6 (W Aumenau)

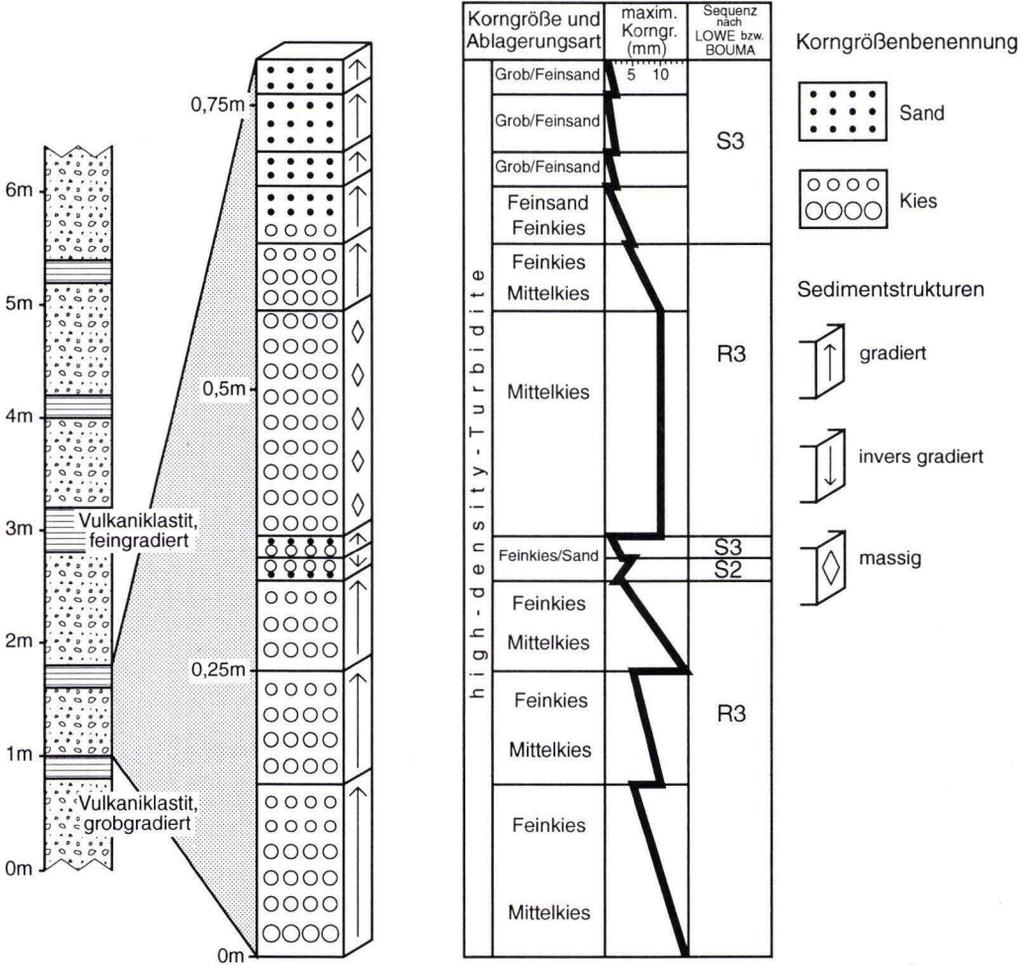


Abb. 9. Profilausschnitt G6, ehemaliger Steinbruch ca. 1 km W Aumenau, mittlere Lahn-Mulde.

Sedimentologie

Aufgrund der sehr intensiven Verschieferung, insbesondere der feineren Partien, war eine sinnvolle Probenahme nicht möglich. Im Aufschluß sind im wesentlichen zwei geschichtete Gesteinstypen zu unterscheiden: (1) Sehr feinkörnige Aschen relativ homogener Zusammensetzung, die eine Lamination mit scharfen Kontakten aufweisen, wobei einzelne Lagen schwach gradiert sind. Sie bestehen überwiegend aus Ton und sind stark verschiefert. Der zweite Typ (2) ist ein epiklastisches Gestein, das in gradierten Lagen mit Mächtigkeiten im cm- bis dm-Bereich vorkommt.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Während der Gesteinstyp 1 überwiegend aus low-density-Turbiditen besteht, wurde der Typ 2 in Form von high-density-Turbiditen abgelagert. Da die verschiedenen Ablagerungstypen sich auch lithologisch unterscheiden, werden für die Ströme getrennte Liefergebiete angenommen.

Das Auftreten von low-density- und high-density-Turbiditen spricht für eine Zugehörigkeit zum Faziesbereich D2. Die Lokalität lag im Einzugsbereich mindestens zweier Liefergebiete, deren Produkte sich überlagerten. Die stark epiklastischen Gesteine dokumentieren dabei die Erosion erloschener Vulkanbauten mit bereits lithifizierten Vulkaniklastiten, und damit das Ausklingen der Givet/Adorf-Phase. Dieses wird auch durch die stratigraphische Nähe zu den hangenden Tonschiefern des Oberdevons angedeutet.

Profil G8 (NW Grävneek)

Lage: Kleiner Steinbruch 1 km NW Grävneek, am Forstweg vom Wittekindstollen nach NNE, etwa 300 m NNE des Stollenmundloches (R 34 46 70, H 55 91 35).

Mächtigkeit: 4 m aufgeschlossen.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch.

Besonderheiten: Chloritpseudomorphosen nach Pyroxen, maximal 2 mm groß.

Sedimentologie

Das Profil gliedert sich in 1 m bis maximal 2 m mächtige Sequenzen, die jeweils aus einer groben Basis und einem feinen Top bestehen. Die grobe Basis nimmt dabei etwa 2/3 der Sequenz ein. Sie besteht aus im dm-Bereich gradierten Lagen mit einer maximalen Korngröße von 2 cm. Der feinere Top ist im cm-Bereich gradiert und hat eine maximale Korngröße von 0,5 cm.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die Sequenzen repräsentieren jeweils eine Sedimentationseinheit, die aus einer Abfolge von high-density-Turbiditen besteht. Besonders typisch ist dabei die Abnahme der Mächtigkeiten zum Hangenden hin, wobei der grobe Teil die Hauptsedimentation dokumentiert, während die feinlagigen Nachzügler das allmähliche Ausklingen des Sedimentationszyklus anzeigen.

Im Gegensatz zu Profil G9, das sich ca. 500 m weiter nördlich befindet und aus high-density-Turbiditsequenzen bis zu 3 m Mächtigkeit besteht, sind in diesem Profil die Sequenzen nur halb so mächtig, sie wurden demnach in einem distaleren Bereich abgelagert. Da jedoch keine low-density-Turbidite auftreten, wird das Profil noch dem Faziesbereich D1 zugeordnet.

Profil G9 (S Wilmersau)

Lage: Forstweg oberhalb Wittekindstollen Richtung NE, ca. 150 m SW der Lahn bei km 47 (R 34 46 65, H 55 91 75).

Mächtigkeit: 3 m aufgeschlossen.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch.

Besonderheiten: Chloritpseudomorphosen nach Pyroxen, bis zu 4 mm Größe.

Sedimentologie

Das Profil gliedert sich in einen unteren, 2 m mächtigen, groben Bereich und einen darüberliegenden, 1 m mächtigen, feineren Bereich. Im unteren Teil treten gradierte Lagen mit Mächtigkeiten von 0,5 m bis 1 m auf, an deren Basis die maximale Korngröße ca. 1,5 cm beträgt. Im oberen Teil liegt die Mächtigkeit der gradierten Lagen im cm-Bereich, die maximale Korngröße beträgt 0,5 cm. Weitere Sedimentstrukturen sind nicht erkennbar, da die Tuffe zu stark verwittert sind.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Bei den grobgradierten Lagen im unteren Profilabschnitt sowie Teilen des oberen, feingeschichteten Bereichs handelt es sich um high-density-Turbidite. Inwieweit auch low-density-Turbidite im oberen Bereich vorkommen, ist aufgrund des schlechten Zustandes des Gesteins nicht zu erkennen.

Die Vulkaniklastite wurden im distalen Faziesbereich D1 abgelagert. Dafür sprechen auch die umliegenden Gesteine, wobei neben weiteren geschichteten Vulkaniklastiten auch oberdevonische Beckensedimente vorkommen, die das im Mitteldevon geschaffene Relief allmählich wieder ausgeglichen haben.

Profil G10 (SW Schmidkopf)

Lage: Am SW-Hang des Schmidkopfes, etwa 300 m SE des Eisenbahntunnels bei Wilmersau (R 34 47 15, H 55 91 80).

Mächtigkeit: Ca. 10 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch.

Besonderheiten: Überwiegend pyroklastisch fragmentierte Partikel, untergeordnet auch schwach aufgeschäumte Hydroklasten und Tachylithe.

Sedimentologie

Die Schichtung des Lapillituffs kommt durch gradierte Lagen im dm-Bereich zustande, innerhalb dieser Lagen nimmt die Korngröße von der Kies- bis zur Sandfraktion ab. Gelegentlich sind 10 cm bis 20 cm mächtige Geröllagen zwischengeschaltet, deren Komponenten maximale Durchmesser bis zu 10 cm erreichen.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die Ablagerung der gradierten Schichten fand als high-density-Turbiditströme statt, die vornehmlich R3- und S3-Teilsequenzen ausbildeten.

Die Abfolge setzt sich somit ausschließlich aus Turbiditen hoher Dichte und Geschwindigkeit zusammen und wird daher dem Faziesbereich D1 zugeordnet.

Profil G11 (Scheuernberger Kopf)

Lage: NE-Hang des Scheuernberger Kopfes, ca. 2 km SW Weilburg (R 34 45 93, H 55 93 12).

Mächtigkeit: Ca. 90 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Lapillituff, metabasaltisch.

Besonderheiten: Pyroklastisch fragmentierte Partikel, lokal intratellurische Feldspäte in der chloritischen Matrix.

Sedimentologie

Die geschichtete Abfolge besteht nach HUPPERT (1992) aus einer Wechsellagerung zwischen gradierten Partien und diffus laminierten Einheiten. Erstere sind im cm-Bereich gradiert, wobei die Korngröße durchschnittlich von 5 mm (Basis) auf 1 mm (Top) abnimmt. Die Bänderung in den laminierten Einheiten wird durch helle und dunkle Lagen angezeigt und ist auf geringe Änderungen in der Korngrößenverteilung zurückzuführen. Die Lamination ist arhythmisch, die Basis- sowie die Topkontakte sind scharf.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Während die vorwiegend gradierten Einheiten als Turbidite, bestehend aus BOUMA-Ta- und Tb-Teilsequenzen, gedeutet werden, stellen die arhythmisch laminierten Partien Ablagerungen dar, die auf bodennahe Meeresströmungen zurückzuführen sind (HUPPERT 1992). Zudem ist häufig eine Verzahnung der beiden Ablagerungsprozesse zu beobachten.

Die „Lapilli- bis Aschentuff-Wechselfolge“ (HUPPERT 1992) wird in den Faziesbereich D2 gestellt. Das gemeinsame Auftreten von BOUMA-Ta- und Tb-Teilsequenzen ist charakteristisch für den Übergangsbereich von high-density- zu low-density-Turbiditen, zumal die Ta-Abschnitte von vielen Autoren noch zu den Turbiditen hoher Dichte gezählt werden, insbesondere wenn die Basis aus Feinkies besteht.

Profil G12 (W Guntersau)

Lage: Straße Guntersau-Kirschhofen, ca. 400 m nach deren Abzweigung in Guntersau (R 34 47 65, H 55 93 30).

Mächtigkeit: Mind. 10 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Lapillituff, metabasaltisch.

Besonderheiten: Pyroklastisch fragmentierte Partikel, lokal stark karbonatisiert.

Sedimentologie

Der Lapillituff besteht aus cm- bis dm-mächtigen Lagen, die entweder normal gradiert, invers gradiert oder auch sehr unregelmäßig ausgebildet sind. Oft sind die Schichtkontakte undeutlich, was die Unterscheidung der einzelnen Lagen erschwert. Die Gradierung ist relativ schwach, sie wird nur durch eine Zu- bzw. Abnahme der maximalen Korngrößen bestimmt. Das Korngrößenspektrum beschränkt sich auf den Kiesbereich, wobei Grobkies bei weitem dominiert.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die Tuffe sind im allgemeinen sehr schlecht sortiert, zudem kommen in gleichen Horizonten große, relativ schwach aufgeschäumte Klaster gemeinsam mit kleinen, hochaufgeschäumten Lapilli vor, was gegen eine Deutung als Fallablagerungen spricht. Es handelt sich hierbei um high-density-Turbidite, die hauptsächlich aus R2- und R3-Abschnitten der LOWE-Sequenz bestehen. Wegen des ausschließlichen Vorkommens von high-density-Turbiditen wird der Lapillituff dem Faziesbereich D1 zugeordnet. Die große petrographische Ähnlichkeit des Lapillituffs zu dem benachbarten Profil G13 läßt einen genetischen Zusammenhang vermuten.

Profil G13 (Gänsberg)

Lage: E-Flanke des Gänsberges, am linken Lahnufer zwischen Weilburg und Guntersau (R 34 48 05, H 55 93 50).

Mächtigkeit: 2 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Aschentuff, metabasaltisch.

Besonderheiten: Pyroklastisch fragmentierte Partikel, Feldspatkristalle.

Sedimentologie

Das untersuchte Profil setzt sich aus relativ geringmächtigen, nach NESBOR & FLICK (1988) turbiditischen Lagen zusammen (Abb. 10). Es kommen unter den insgesamt 78 Lagen nur Ta- (41), Tb- (28) und S2-Teilsequenzen (9) vor. BOUMA-Ta-Tb-Teilsequenzen fehlen völlig. Die mittlere Mächtigkeit der Ta-Lagen beträgt 2,6 cm bei einem Maximum von 12 cm. Die Tb-Teilsequenzen sind deutlich geringmächtiger mit einer mittleren Mächtigkeit von 1,5 cm und 4 cm als Maximum. Die invers gradierten, nach LOWE (1982) der Bodenfracht eines relativ dichten Turbidits entsprechenden S2-Lagen sind im Mittel 2,1 cm mächtig. Das Maximum liegt bei 5 cm. Die Gradierungen sind meist deutlich, der Anteil an eher massigen Ta-Teilsequenzen liegt unter 10%.

Die größte Korngröße in dem Profil liegt im Feinkiesbereich (45 mm), dominierend ist jedoch die Sand- und die Schlufffraktion. Bei den groben Komponenten handelt es sich häufig um Feldspatkristalle.

Profilausschnitt

Der Profilausschnitt (Abb. 11), eine ca. 30 cm mächtige Folge, weist die typischen Turbiditmerkmale auf, die das Gesamtprofil kennzeichnen. An diesem Beispiel wird deutlich, daß die Turbidite sich einzelnen Serien zuordnen lassen, denen ein besonders starkes Auslösungsereignis (Erdbeben, starke Hangrutsche) vorangeht. In den liegenden 14 cm treten jeweils drei BOUMA-Ta-Tb-Teilsequenzen auf, deren maximale Korngröße nach oben hin abnimmt. Daraufhin folgt ein neues Ablagerungsereignis, das mit einer invers gradierten Feinkieslage einsetzt (LOWE-S2-Abschnitt) und im weiteren Verlauf drei aufeinanderfolgende Ta-Abschnitte ausbildet, deren maximale Korngröße ebenfalls zum Hangenden hin abnimmt. Erst die beiden obersten Sequenzen bilden auch Tb-Sequenzen aus, was eine allmähliche Verlangsamung der Turbiditströme andeutet. Die oberste Lage des Profilausschnittes zeigt die grobkörnige Basis einer neuen Ablagerungseinheit mit einem deutlich erosiven Kontakt zum Liegenden hin.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Zur Frage nach der Art der Ablagerung dieser geschichteten Pyroklastitlagen standen zunächst zwei Prozesse zur Diskussion: Für eine Deutung als vulkanische Fallablagerungen sprach (1) deren relativ homogene Zusammensetzung aus ausschließlich vulkaniklastischem Material, (2) die Dominanz von gradierten Lagen, (3) die relativ geringe Mächtigkeit sowie (4) eine lokal sehr starke diagenetische Zementbil-

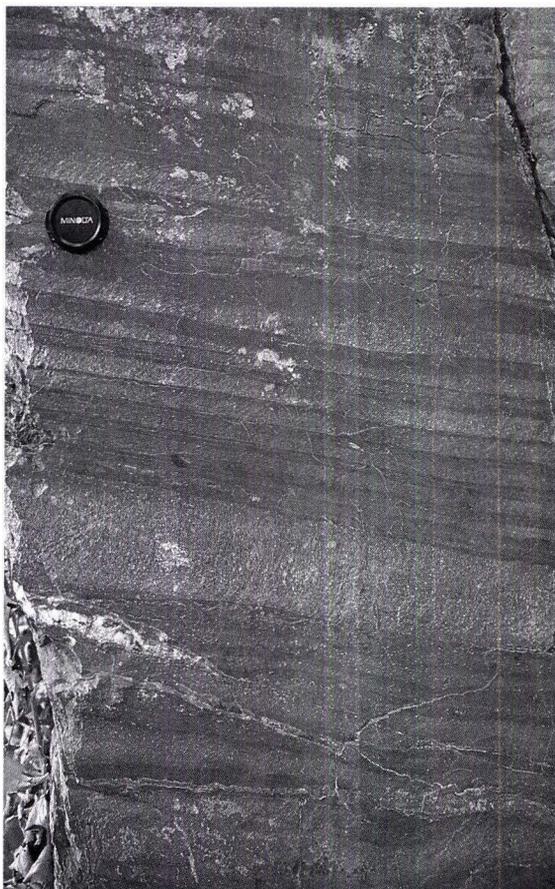


Abb. 10. Wechsellagerung von high- (hell) und low-density-Turbiditen (dunkel) im cm-Bereich. Aufschlußhöhe ca. 80 cm, E-Flanke des Gänsberges, zwischen Weilburg und Guntersau, mittlere Lahn-Mulde.

dung (Calcit) in dem Interpartikelraum, woraus man auf einen geringen Matrixgehalt schließen kann. Für eine Ableitung der Ablagerungen aus turbiditischen Trübeströmen steht (1) die relativ schlechte Sortierung, (2) der oftmals erosive Kontakt zum Liegenden, (3) das Auftreten typischer laminiertes BOUMATb-Abschnitte (mit wechselnden Matrixgehalten bei gleichbleibender Korngröße), (4) die disperse Verteilung von größeren Feldspatkristallen sowie (5) eine in manchen Sequenzen inverse Gradierung von dichten Komponenten (Kristalle), wobei die Punkte (4) und (5) nur durch turbulenten Transport in einem relativ dichten Medium (Asche/Wasser-Suspension) zu erklären sind.

Die Turbidite des Gänsberges zeigen somit eine Wechsellagerung zwischen high-density- und low-density-Turbiditen. Die geschichteten Einheiten des Profils sind dem distalen Faziesbereich D2 zuzuordnen. Dennoch lassen die großen Mächtigkeiten (40 m) der zwischengeschalteten, ungeschichteten Pyroklastitserien sowie die Roteisenvererzungen im Hangenden des mindestens 110 m mächtigen Gesamtprofils (s. NESBOR & FLICK 1988) eine paläogeographische Position am unteren Vulkanhang, möglicherweise innerhalb einer Rinne, vermuten.

Profil G13 (Gänsberg)

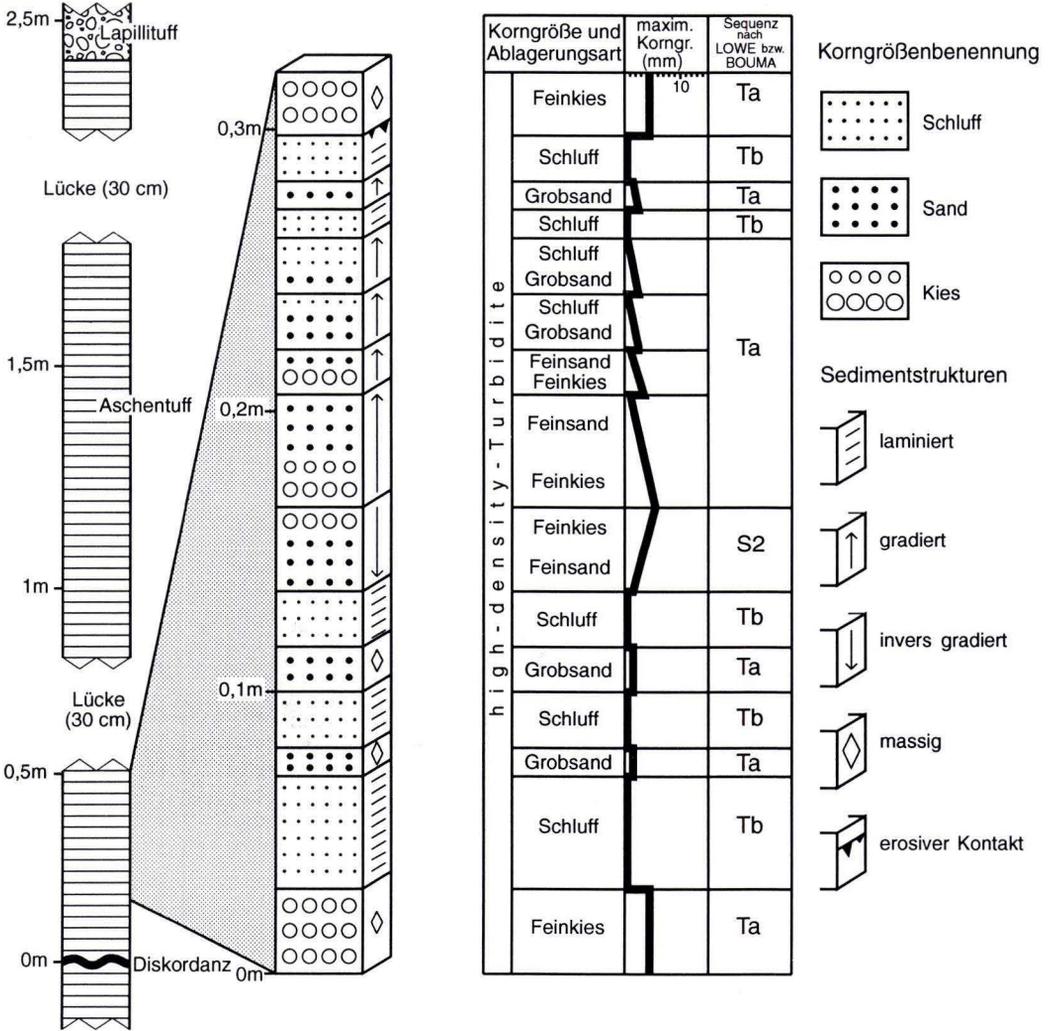


Abb. 11. Profilausschnitt G13, Lokalität wie Abb. 10.

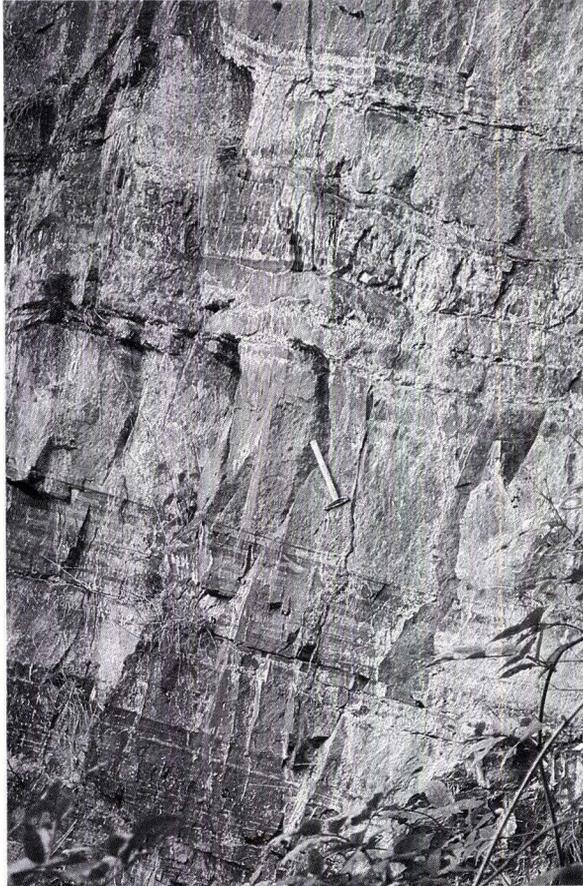


Abb. 12. Wechsellagerung von high- (hell) und low-density-Turbiditen (dunkel) im dm-Bereich. Aufschlußhöhe ca. 4 m, Kanapee, im W Weilburgs, mittlere Lahn-Mulde.

Profil G14 (Kanapee)

Lage: Klippe am Prallhang der Lahnschleife im W Weilburgs (R 34 47 25, H 55 94 75).

Mächtigkeit: Ca. 50 m.

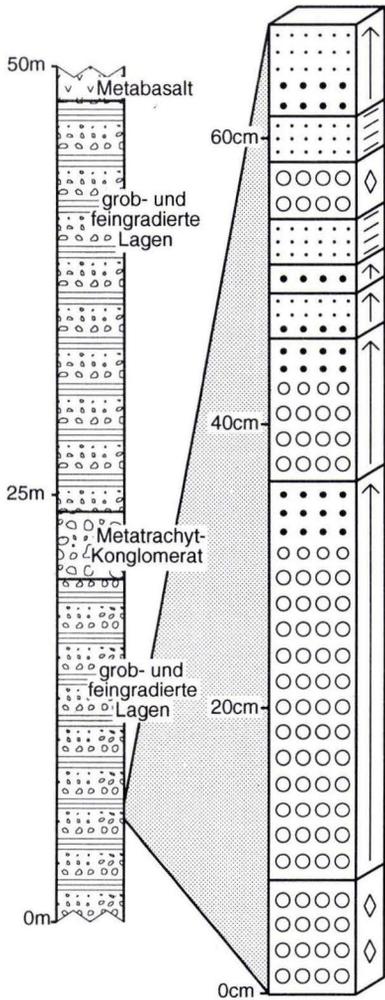
Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, teils metabasaltisch, teils metatrachytisch.

Besonderheiten: Epiklastisch; Riffkalk-, Tonstein- und Roteisensteinfragmente.

Sedimentologie

Die Steilklippe am Kanapee besteht im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von groben, im Aufschluß massig erscheinenden Partien mit feingeschichteten Sequenzen (Abb. 12). Während die Korngröße der groben Partien im Sand- bis Kiesbereich liegt, überwiegt in den feinen Lagen der Schluff- und Tonanteil. Zur detaillierteren sedimentologischen Bearbeitung wurden insgesamt fünf repräsentative Profilausschnitte in Anschliffen untersucht.

Profil G14 (Kanapee)



Profilausschnitt A

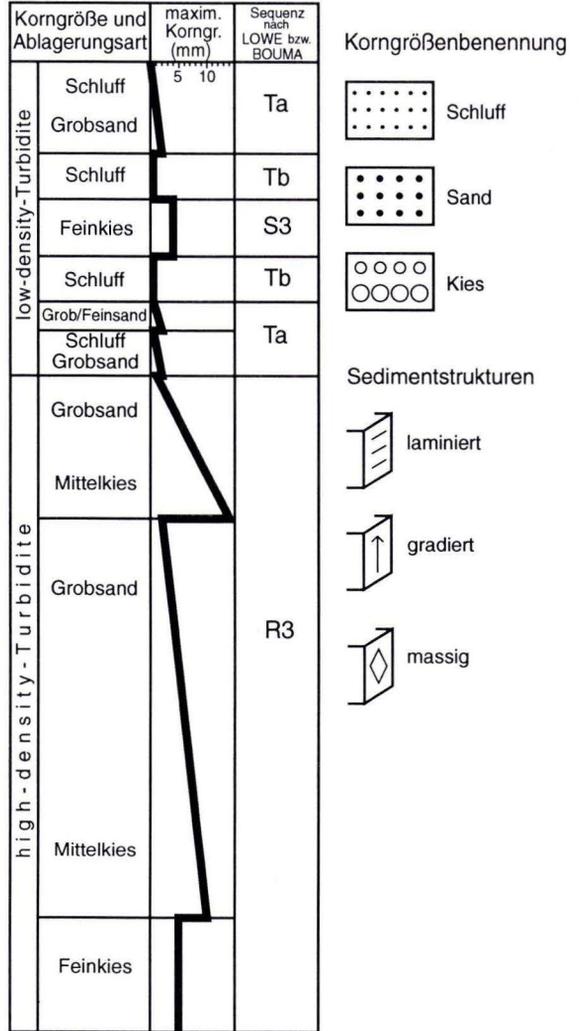


Abb. 13. Profilausschnitt G14, A, Lokalität wie Abb. 12.

Profilausschnitt A

Der Profilausschnitt A (Abb. 13) umfaßt eine vollständige Sequenz aus dem Liegenden des Profils, bestehend aus einem groben und einem feinen Teil, und ist somit als ein Ablagerungsereignis anzusehen. Das Gestein besteht hauptsächlich aus ehemals basaltischen Komponenten in Form von Metabasaltbruchstücken und schwach aufgeschäumten Hyaloklasten, Metatrachytbruchstücke spielen eine untergeordnete Rolle. Es ist sehr stark karbonatisiert.

Der grobkörnige Teil des Profilausschnittes besteht aus drei Sequenzen: Das Liegende bildet eine massive, nichtgradierte Feinkieslage mit 8 cm Mächtigkeit. Darauf folgen zwei gradierte Lagen, 28 cm und 10 cm mächtig, deren Korngröße jeweils vom Mittelkies- bis in den Grobsandbereich abnimmt. Alle drei Lagen sind R3-Abschnitte der LOWE-Sequenz. Der feinkörnige Teil des Profilausschnittes besteht aus konkordanten Lagen mit Mächtigkeiten von wenigen cm. Es treten gradierte Ta- sowie laminierte Tb-Abschnitte auf im Korngrößenbereich von Grobsand bis Schluff. Innerhalb dieser Abfolge ist eine 4 cm mächtige, nichtgradierte Feinkieslage zwischengelagert, die als S3-Abschnitt der LOWE-Sequenz interpretiert wird.

Profilausschnitt B

Der Profilausschnitt B (Abb. 14) ist ca. 0,3 m mächtig und umfaßt eine überwiegend schluffige bis sandige Sequenz sowie die Basis einer Grobkieslage. Die ca. 18 cm mächtige Schluff/Sand-Schicht setzt sich aus mehreren invers gradierten Lagen zusammen, wobei die maximale Korngröße zum Hangenden hin abnimmt. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen 1 cm und 3 cm. Sie werden als S2-Abschnitte im Sinne von LOWE (1982) interpretiert („traction-carpet stage“), also als Bodenfracht, die sich vornehmlich durch den Dispersionsdruck, hervorgerufen durch Kornkollisionen, in Schwebe hält. Gegen eine Deutung als grainflow spricht der zu hohe Matrixgehalt.

Die Mächtigkeit der überlagernden Grobkieslage beträgt ca. 1 m, es konnten jedoch nur die unteren 30 cm beprobt werden. Die Sortierung ist sehr schlecht, das Korngrößenspektrum reicht von Feinsand bis zu Grobkies. Das Gefüge ist korngestützt, der Interpartikelraum wird von einer rekristallisierten, nun aus Chlorit bestehenden Matrix ausgefüllt. Eine Gradierung tritt nicht auf.

Profilausschnitt C

Der Profilausschnitt C (Abb. 14) umfaßt eine ca. 2 m mächtige Sequenz aus Grob- bzw. Feinkies, die eine Ablagerungseinheit darstellt. Die Basis bilden drei invers gradierte Lagen von Grobsand bis Feinkies, die insgesamt 20 cm mächtig sind. Es folgt eine 1,2 m mächtige normal gradierte Kieslage mit korngestütztem Gefüge. Kleinere gradierte Lagen von Feinkies bis Grobsand schließen die Sequenz zum Hangenden hin ab. Der Profilausschnitt C bildet somit die Basis eines grobkörnigen Turbidits, der dort durch die LOWE-Teilsequenzen R2, R3 und S1 vertreten ist.

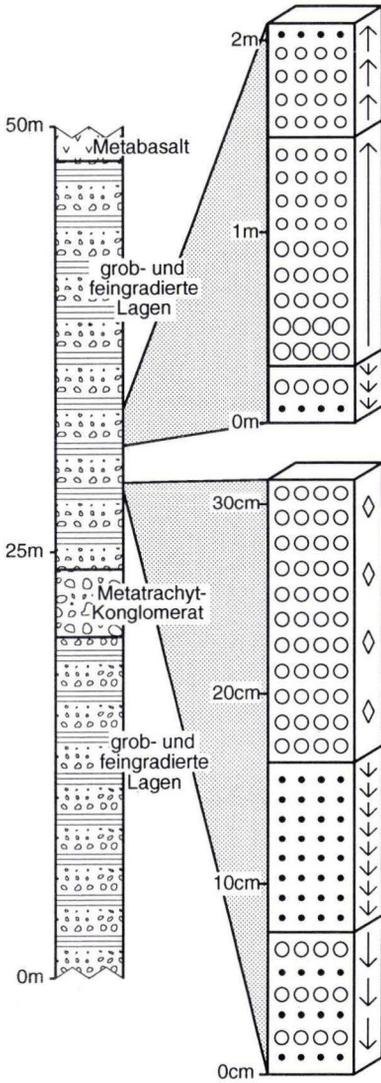
Profilausschnitt D

Der Profilausschnitt D (Abb. 15) ist feingeschichtet und ca. 0,45 m mächtig. Er setzt sich aus 1–8 cm mächtigen Turbiditen zusammen. Von den insgesamt 12 Turbiditsequenzen besteht die Hälfte nur aus gradierten Ta-Abschnitten, die restlichen 6 Turbidite bilden im Hangenden laminierte Tb-Abschnitte aus. Während die laminierten Lagen aus Ton/Schluff-Wechselfolgen bestehen, bilden meist Sande die groben Bereiche der gradierten Schichten (Abb. 16). Die Gradierung ist normal, es handelt sich um eine course tail-Gradierung. Die Übergänge zwischen den einzelnen Schichten sind scharf, an Sedimentstrukturen treten vereinzelt Belastungsmarken an der Basis der groben Ta-Abschnitte auf.

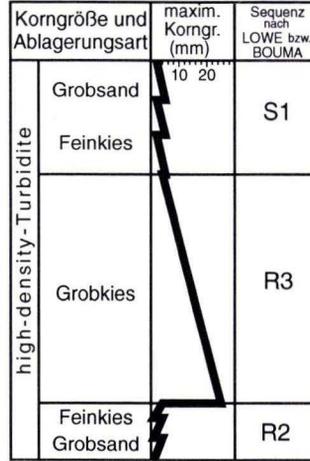
Profilausschnitt E

Der Profilausschnitt E (Abb. 15) besteht aus mehreren gradierten Lagen, die im oberen Bereich deutlich an Mächtigkeit und Korngröße abnehmen. Während die beiden untersten Lagen (35 cm und 25 cm mächtig) aufgrund ihrer Grobkörnigkeit (Mittelkiesbereich) dem R3-Abschnitt entsprechen, sind die oberen, nur wenige cm mächtigen Lagen im Feinkies- bis Grobsandbereich typisch für den S1-Abschnitt. Das Gefüge wechselt von korngestützt in den gröberen zu matrixgestützt in den feineren Bereichen der gradierten Lagen.

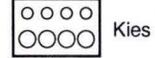
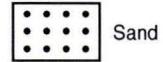
Profil G14 (Kanapee)



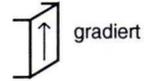
Profilausschnitt C



Korngrößenbenennung



Sedimentstrukturen



Profilausschnitt B

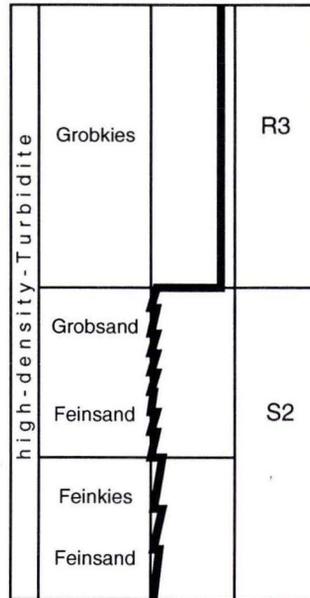
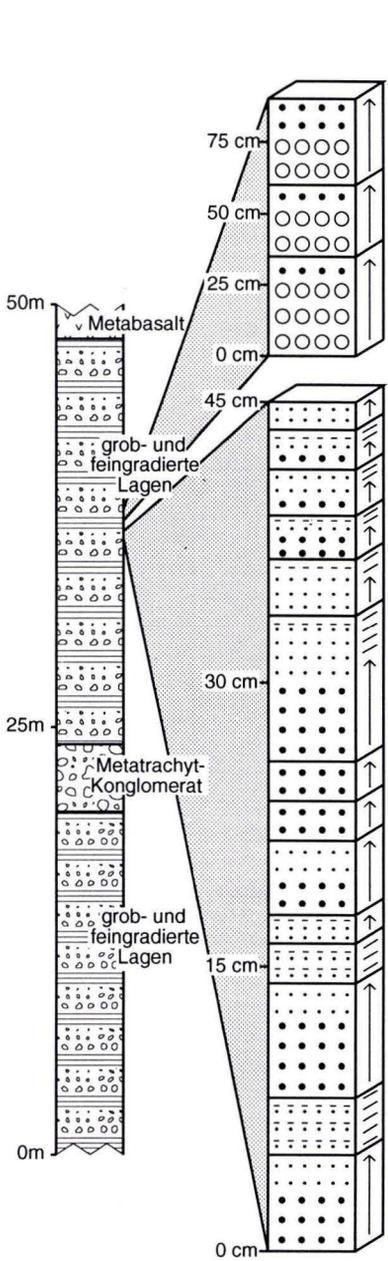


Abb. 14. Profilausschnitt G14, B, C, Lokalität wie Abb. 12.

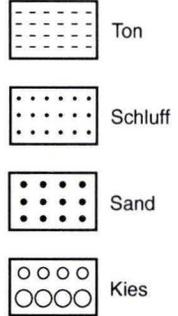
Profil G14 (Kanapee)



Profilausschnitt E

Korngröße und Ablagerungsart	maxim. Korngr. (mm)	Sequenz nach LOWE bzw. BOUMA
high-density-Turbidite		
Feinsand	5	S1
Feinkies	10	
Grobsand		R3
Mittelkies		
Grobsand		
Mittelkies		

Korngrößenbenennung



Profilausschnitt D

low-density-Turbidite	Schluff	Ta
	Ton	
	Feinsand	Ta-b
	Schluff	
	Feinsand	Ta
	Ton	
	Schluff	Ta
	Ton	
	Schluff	Ta
	Grobsand	
	Feinsand	Ta
	Grobsand	
	Feinsand	Ta
	Grobsand	
Schluff	Tb	
Mittelsand		
Schluff/Ton	Ta	
Schluff/Ton		
Schluff	Td-e	
Grobsand		
Schluff/Ton	Ta	
Schluff		
Feinsand		

Sedimentstrukturen

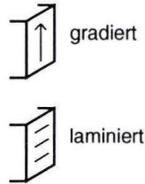


Abb. 15. Profilausschnitt G14, D, E, Lokalität wie Abb. 12.



Abb. 16. Low-density-Turbidit mit grober Basis (BOUMA-Ta-Teilsequenz). Maßstab 2 cm, Lokalität wie Abb. 12.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Das Profil G14 besteht aus epiklastischen Sedimenten, die eindeutig turbiditisch abgelagert wurden. Der rhythmische Charakter dieses Vorganges ist in der für das Kanapee typischen Wechselfolge von high-density- und low-density-Turbiditen dokumentiert. Letztere lassen sich von den high-density-Turbiditen ableiten, sie bilden oft die letzte Sedimentationsstufe eines solchen und werden im hinteren Mittelteil bzw. dem Schwanz des Turbidites sedimentiert.

Bei den Gesteinen im unteren Bereich des Profils handelt es sich um Ablagerungen des Faziesbereiches D1. Das ergibt sich aus dem Auftreten von relativ mächtigen und grobkörnigen high-density-Turbiditen. Im oberen Teil des Profils nimmt der Anteil an low-density-Turbiditen deutlich zu, was auf eine allmähliche Verflachung des Reliefs hinweist. Die low-density-Turbidite gingen dabei aus den groben Turbiditen hervor und bildeten eigenständige, sehr feinkörnige Suspensionsströme, die den Abschluß eines Ablagerungsereignisses kennzeichnen. Der obere Teil des Profils gehört daher dem Faziesbereich D2 an.

Profil G15 (Weilburg/Bahnhof)

Lage: Im N des Stadtgebietes von Weilburg, an der Straße Weilburg–Löhnberg (R 34 48 17, H 55 95 18).

Mächtigkeit: 12 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, metatrachytisch.

Besonderheiten: Riffkalkfragmente, Pflanzenreste.

Sedimentologie

Das gesamte Straßenprofil Weilburg-Löhnberg ist von SCHLEUNIGER (1989) aufgenommen und mit petrographischer Zielsetzung bearbeitet worden. Der hier untersuchte Ausschnitt gliedert sich in zwei Teile, einen unteren, 8 m mächtigen Teil aus groben, im m-Bereich gradierten Lagen, sowie einen oberen, 3 m mächtigen Teil aus feingeschichteten Sequenzen. Der untere Bereich zeigt eine doppelte Gradierung in großem Maßstab, wobei die unterste Lage ca. 3 m mächtig ist und als größte Komponente einen Riffkalkblock mit einem Durchmesser von 1 m enthält. Die darauf folgenden Lagen sind im m-Bereich gradiert, die maximale Korngröße nimmt zum Hangenden hin deutlich ab.

Der feingeschichtete Bereich zeigt die typische Wechsellagerung von groben (Grobsand/Feinkies), gradierten, maximal 20 cm mächtigen Lagen mit feinen (Feinsand/Schluff/Ton), laminierten, maximal 10 cm mächtigen Lagen. Es treten fast vollständige BOUMA-Sequenzen auf, die häufig mit einer Tonschieferlage abschließen (Te), jedoch fehlt in allen untersuchten Sequenzen die durch Schrägschichtung gekennzeichnete Tc-Schicht.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Das Profil ist vom Liegenden zum Hangenden hin durch verschiedene Transportmechanismen gekennzeichnet: Die initiale Sedimentation erfolgte durch debris flows, deren hohes Transportvermögen es ermöglichte, selbst metergroße Blöcke mitzuführen. Allmählich wurden die Ströme weniger kohäsiv und eingearbeitetes Wasser erlaubte zunehmend einen turbulenten Transport. Die Sedimentmassen wurden als im m-Bereich gradierte high-density-Turbidite abgelagert. Eine weitere Verdünnung der Sediment/Wasser-Dispersion hatte eine Ablagerung der low-density-Turbidite zur Folge, die somit eine Sedimentations-einheit abschließen.

Trotz der blockführenden debris flow-Ablagerungen wird das Profil dem Faziesbereich D1 zugeordnet. Der Grund hierfür liegt vor allem in den für diesen Faziesbereich charakteristischen high-density-Turbiditen. Das Auftreten von sehr grobkörnigen mass flows wird auf ein relativ steiles Relief zurückgeführt. Ein durch die abrupte Abnahme der Hangneigung hervorgerufener Geschwindigkeitsverlust wird durch das Fehlen der BOUMA-Tc-Teilsequenzen angezeigt, die sich nur bei allmählicher Verringerung der Transportgeschwindigkeit ausbilden.

Profil G16 (Weilburg, N Lackfabrik)

Lage: Straße Weilburg-Ahausen, ca. 50 m N Lackfabrik Weilburg (R 34 48 38, H 55 95 25).

Mächtigkeit: Ca. 20 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch.

Besonderheiten: Bis zu 20 Vol.-% intratellurische Plagioklase (albitisiert).

Sedimentologie

Der Vulkaniklastit setzt sich aus gradierten Lagen zusammen, deren Mächtigkeit von wenigen cm bis zu einigen dm schwankt (SCHLEUNIGER 1991). Die maximale Korngröße in den groben Basislagen beträgt mehrere cm, die Sortierung ist relativ gut. Häufig sind die Lagen nicht eindeutig gradiert, sondern vermitteln eher den Eindruck zweier, übereinander lagernder Schichten unterschiedlicher Korngröße. Das Gefüge ist matrixgestützt.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

SCHLEUNIGER (1991) führte die gradierten Ablagerungen auf kleine, rasch aufeinanderfolgende Rutschungen zurück. Allerdings unterliegen bei Rutschungen die elastischen Sedimente einer intensiven Verfältelung und Zerschering. Die häufig separaten, groben Lagen, die von relativ feinkörnigen Lapillituffen bzw. von Aschentuffen überlagert werden, sind eher typisch für high-density-Turbidite. Diese haben ihre

grobe Bodenfracht in einem sehr frühen Stadium abgelagert und das feinkörnigere Sediment in distalere Bereiche weitertransportiert. Die zwischengelagerten, feineren Lagen wurden entweder aus dem Schwanz des Turbidits sedimentiert oder von einem benachbarten Liefergebiet herantransportiert.

Bei dem Vulkaniklastit handelt es sich um ein für den Faziesbereich D1 typisches Gestein. Da die umgebenden Gesteine der Proximalfazies zuzuordnen sind, wird der Ablagerungsraum als Übergangsbereich von der Proximal- zur Distalfazies angesehen.

Profil G17 (N Weilburg)

Lage: Straße Weilburg-Löhnberg, ca. 200 m S der Lahnbrücke bei Ahausen (R 34 48 25, H 55 95 50).

Mächtigkeit: Ca. 2 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Aschentuff, metabasaltisch.

Besonderheiten: Stark chloritisiert.

Sedimentologie

In dem Gestein lassen sich deutliche Sequenzen erkennen, von gradierten Lagen im Grob- bis Feinsandbereich über laminierte Lagen im Feinsand- bis Schluffbereich bis hin zu reinen Schluff- bzw. Tonlagen, die keine Internstrukturen zeigen. Gelegentlich deutet eine leichte Verfältelung der feinen Schichten auf syngenetische Rutschungen in kleinem Maßstab hin. Die Mächtigkeit einer solchen Sequenz beträgt in der Regel 1 bis 3 cm.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die oben beschriebene Abfolge ist typisch für eine BOUMA-Sequenz mit den Teilsequenzen Ta, Tb und Te. Es handelt sich demnach um einen low-density-Turbidit. Obwohl low-density-Turbidite für den Faziesbereich D3 typisch sind, sprechen die geringe Mächtigkeit (2 m) und die umgebenden, zehner Meter mächtigen ungeschichteten Lapillituffe eher für einen weniger distalen Ablagerungsraum, wie etwa den Faziesbereich D1.

Profil G18 (Guntersau/Freienfels)

Lage: Straße Guntersau-Freienfels, ca. 600 m nach der Ohmbachmündung (R 34 49 15, H 55 92 33).

Mächtigkeit: Ca. 25 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Lapillituff, metabasaltisch.

Besonderheiten: Pyroklastisch fragmentierte Partikel, blasenärmere Klasten bilden gröbere Lagen.

Sedimentologie

Die Schichtung des Lapillituffs wird durch normal bzw. invers gradierte Sequenzen (wenige cm bis zu einem m Mächtigkeit) sowie durch nichtgradierte gröbere Zwischenlagen hervorgerufen. Im Aufschluß ist die Schichtung nur an der lagigen Anordnung der groben Komponenten zu erkennen. Das Profil gliedert sich in einen grobgeschichteten unteren (ca. 15 m) und einen feingeschichteten oberen Teil (ca. 10 m).

Profilausschnitt

Der 46 cm mächtige Profilausschnitt (Abb. 17) wurde dem relativ feingeschichteten Teil aus dem oberen Bereich des Profils entnommen. Das Auftreten von normal gradierten Schichten dominiert deutlich gegenüber den invers bzw. nicht gradierten Lagen. Während die normal gradierten bis zu 12 cm mächtig werden, sind die invers bzw. nicht gradierten Ablagerungen mit 2–3 cm weitaus geringmächtiger. Die Korngrößen bewegen sich vornehmlich im Kiesbereich, nur selten gradieren feinere Lagen bis in den Grobsandbereich. Den größten Korndurchmesser haben die Basislagen der mächtigeren, normal gradierten Lagen. Der Kontakt zwischen den einzelnen Schichten ist nie sehr scharf, allerdings sind auch keine Anzeichen von Erosionsvorgängen während der Überlagerung vorhanden.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Obwohl die kompositionelle Homogenität dieser gradierten Tuffe typisch für vulkanische Fallablagerungen pyroklastischer Herkunft ist, spricht die stellenweise sehr schlechte Sortierung für eine Fließabla-

Profil G18 (Guntersau/Freienfels)

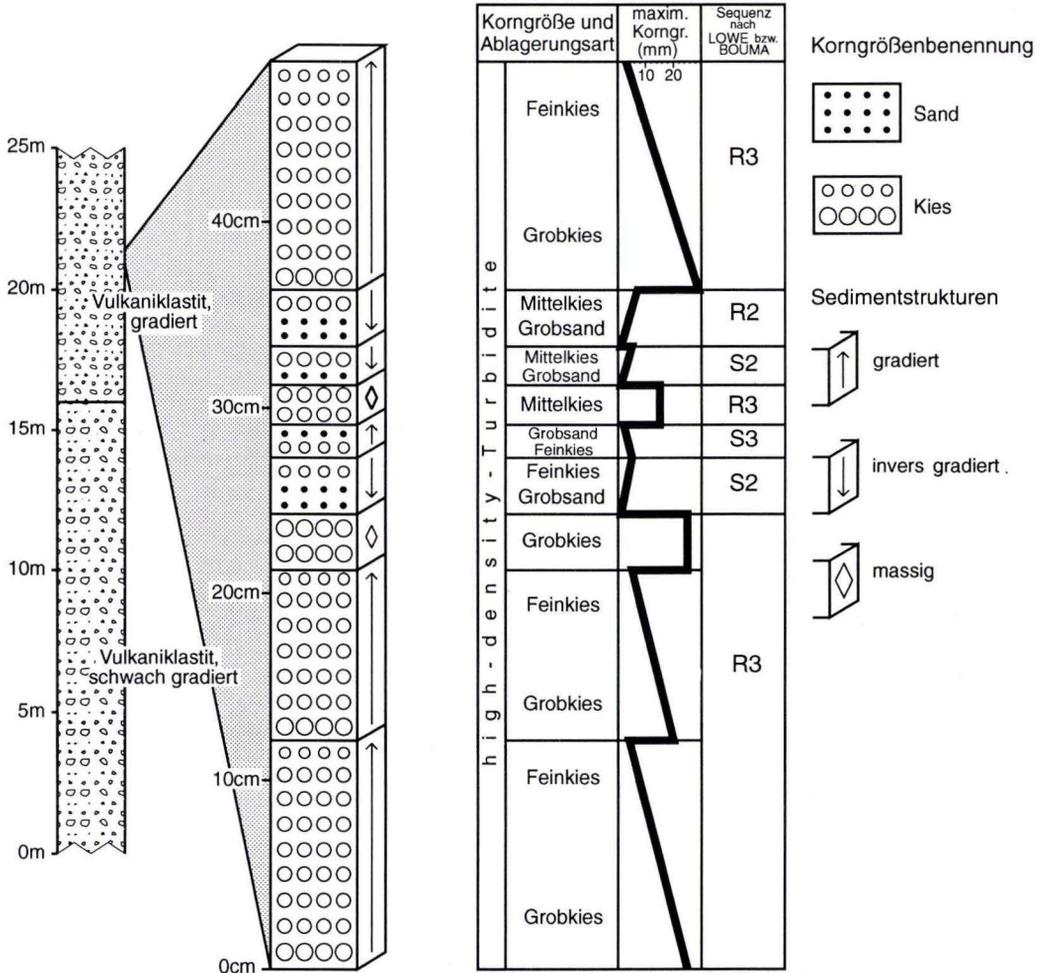


Abb. 17. Profilausschnitt G18, unteres Weital zwischen Guntersau und Freienfels, mittlere Lahn-Mulde.

gerung. Zudem handelt es sich in den gradierten Lagen eher um eine Korngrößen- als um eine Dichtesor-
 tierung, und die Wechselfolge von normal gradierten und invers gradierten Lagen aus dem gleichen Mate-
 rial (gleiche Korngröße und Dichte) ist mit den Ablagerungsmechanismen einer Fallablagerung nicht zu
 erklären. Folglich handelt es sich hierbei um die Sedimentationsprodukte eines turbulenten „sediment gra-
 vity flows“ in Form eines high-density-Turbidits. Dieser resultierte möglicherweise aus einem primären
 pyroklastischen Strom, der durch Wasseraufnahme zunächst in einen mass flow und im weiteren Verlauf
 in Turbidite übergang. Darauf deuten folgende Hinweise: (1) Der hohe Aufschäumungsgrad der Partikel

spricht für eine pyroklastische Fragmentierung (Eruptionssäule, pyroklastischer Strom), (2) die homogene Beschaffenheit des Materials deutet auf nur eine Lieferquelle und (3) das Fehlen von Epiklasten auf einen relativ kurzen Transportweg. (4) Im Liegenden des geschichteten Lapillituffes wurde ein mächtiger, ungeschichteter Lapillituff abgelagert, der die gleichen lithologischen Merkmale aufweist, wie der geschichtete im Hangenden, und somit als ein aus der Eruption resultierender mass flow gedeutet werden kann. (5) Die umgebenden Gesteine sind dem proximalen Faziesbereich zuzuordnen, die Ablagerung fand demnach am oberen Vulkanhang statt.

Die Ablagerung des Lapillituffes fand in Form von dichten, turbulenten Suspensionsströmen statt, das Gestein ist folglich dem Faziesbereich D1 zuzuordnen. Während die ungeschichteten Abfolgen im Liegenden einem proximaleren Bereich zuzuordnen sind, zeigen die geschichteten Tuffe doch Merkmale eines etwas längeren Transportweges und wurden wahrscheinlich am unteren Vulkanhang abgelagert.

Profil G19 (Guntersau/Freienfels)

Lage: Straße Guntersau-Freienfels, ca. 100 m SE des Profils G18 (R 34 49 23, H 55 92 22).

Mächtigkeit: Mind. 6 m.

Gesteinstyp: Aschen- bis Lapillituff, metabasaltisch.

Besonderheiten: Pyroklastisch fragmentierte Partikel.

Sedimentologie

Das Gestein besteht im wesentlichen aus Lapilli- und Aschentufflagen mit Mächtigkeiten im cm-, seltener im dm-Bereich. Dabei können die Schichten massig ausgebildet sein, z. T. laminiert, meist sind sie jedoch normal bzw. invers gradiert. Die Schichtung ist sehr unregelmäßig, die Mächtigkeiten schwanken stark, und gelegentlich keilen einzelne Lagen aus. Untergeordnet tritt auch Schrägschichtung auf. Der Kontakt zwischen den Schichten ist oft verwaschen, wobei dieser Effekt infolge der sekundären Alteration des Gesteins noch verstärkt wird. Häufig kommen Belastungsstrukturen (load casts) an den Liegendkontakten der größeren Partien vor.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Der Ablagerungsmechanismus kann in diesem Fall nicht eindeutig bestimmt werden, da bei der Ablagerung des Tuffes sicher mehrere Faktoren eine Rolle spielten. Während die gradierten bzw. invers gradierten Lagen für eine turbiditische Ablagerung sprechen, deuten die unregelmäßig laminierten sowie die groben, schrägschichteten Sequenzen eher auf den Einfluß von bodennahen Meeresströmungen hin. Einen weiteren Unsicherheitsfaktor bei der Interpretation stellen die hochaufgeschäumten Pyroklasten dar, deren Sedimentationsverhalten in den gängigen Ablagerungsmodellen nicht berücksichtigt wird.

Obwohl der Ablagerungsmechanismus nicht eindeutig bestimmt werden konnte, wird das Vorkommen dem Faziesbereich D1 zugeordnet. Dies folgt aus der Dominanz von Lapillitufflagen gegenüber den Aschentuffen sowie aus der Ähnlichkeit mit den high-density-Turbiditen des Profils G18, zu denen möglicherweise eine genetische Verbindung besteht.

Profil G20 (Freienfels)

Lage: Forstweg, parallel zur Bahnlinie, von Freienfels in Richtung Essershausen, etwa 100 m E der Abzweigung in Freienfels (R 34 50 10, H 55 91 50).

Mächtigkeit: Ca. 10 m aufgeschlossen.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch.

Besonderheiten: Hydroklastisch fragmentiert.

Sedimentologie

Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes des Gesteins konnten keine detaillierten sedimentologischen Untersuchungen durchgeführt werden. Das Gestein ist deutlich geschichtet, die größeren Lagen sind anscheinend gradiert. Allerdings gehen häufig die Schichten ineinander über, selten sind eindeutige

Kontakte ausgebildet. Der maximale Korndurchmesser liegt bei 5 cm, meist liegt die Partikelgröße jedoch bei 1 cm. Die feinkörnigen Partien sind anscheinend laminiert, doch wurden die primären Strukturen von der Chloritisierung und der anschließenden Verschieferung verwischt.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die Wechsellagerung von groben, anscheinend gradierten Partien mit feingeschichteten Lagen läßt in Analogie zu ähnlichen Vorkommen eine turbiditische Ablagerung vermuten. Aufgrund der Dominanz von groben Schichten mit maximalen Korngrößen bis zu 5 cm gegenüber den sedimentologisch nicht näher definierten Feinlagen wird die Ablagerung in den Faziesbereich D1 gestellt.

Profil G21 (Heckerberg)

Lage: N-Flanke des Heckerberges E Freienfels, Forstweg parallel zur Bahnlinie (R 34 50 80, H 55 91 65).

Mächtigkeit: Ca. 22 m.

Gesteinstyp: Teilweise geschichteter Vulkaniklastit, Lapilli- bis Aschenfraktion, metabasaltisch.

Besonderheiten: Hydroklastisch fragmentiert, Metabasalt- und Riffkalkbruchstücke.

Sedimentologie

Das Profil (Abb. 18) ist ca. 22 m mächtig und konnte in 6 Einheiten untergliedert werden:

Die Sedimentologie von **Einheit A** entspricht der von **Einheit C**. Es handelt sich dabei um einen ca. 5 m (A) bzw. 4 m (C) mächtigen, im Aufschluß ungeschichtet erscheinenden Vulkaniklastit, dessen maximale Korngröße bei 2 cm liegt.

Der ca. 1,5 m mächtige Vulkaniklastit in Lapilli- bis Aschenfraktion von **Einheit B** ist im cm- bis dm-Bereich geschichtet. Die Korngrößenfraktion der feingeschichteten Partien liegt etwa im Grobsandbereich. Aufgrund der starken Alteration sind Korngefüge sowie Schichtkontakte sehr stark verwischt, so daß Aussagen über Gradierung bzw. Laminierung und über Schichtgrenzen sehr vage sind. Die zwischengelagerten, dm-mächtigen Kieslagen dagegen sind deutlich gradiert, die maximale Korngröße solcher Lagen liegt bei ca. 1 cm.

Die ca. 4 m mächtige, geschichtete **Einheit D** besteht überwiegend aus Aschentuffen mit Korngrößen im Grobsandbereich, die mit geringmächtigen schluffigen bzw. tonigen Aschentuffen wechsellagern.

Die mit 0,8 m geringmächtigste **Einheit E** ist gleichzeitig die grobkörnigste. Die invers gradierte Abfolge enthält bis zu 10 cm große Metabasalt- bzw. Riffkalkbruchstücke, deren Größe zum Hangenden hin zunimmt.

Einheit F ist ca. 6,5 m mächtig und besteht aus feingeschichteten Aschentuffen. Auffällig ist ein häufiger Wechsel im cm- bis dm-Bereich von laminarer Schichtung zu Rippelschichtung. Bei letzteren handelt es sich um Strömungsrippeln, häufig climbing ripples, die eine stetige Materialzufuhr durch die Strömung anzeigen. Die Bereiche mit laminarer Schichtung sind häufig deutlich grobkörniger (Grobsand), sie zeigen ein Ansteigen der Strömungsgeschwindigkeit und damit der Transportkraft an.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die ungeschichteten Vulkaniklastite der Einheiten A und C werden als debris flow-Ablagerungen gedeutet. Ihre Sedimentstrukturen weisen weder auf einen primären pyroklastischen Strom noch auf weniger kohäsive Sedimentströme (fluidized flow, Turbidit) hin. Die Einheit E ist ebenfalls als debris flow abgelagert worden. Dafür spricht die heterogene Zusammensetzung und die schlechte Sortierung des Gesteins. Die bis zu 10 cm großen Gesteinsbruchstücke schwimmen in einer Masse aus durchschnittlich 1 cm großen Lapilli, für deren inverse Gradierung konnte jedoch keine befriedigende Erklärung gefunden werden. Die feingeschichteten, überwiegend aus Aschentuffen bestehenden Einheiten B und D sind in Analogie zu benachbarten Ablagerungen vermutlich turbiditisch entstanden (high-density-Turbidite), obwohl die typischen Merkmale im Zuge der Alteration verloren gingen. Die Sedimentstrukturen in Einheit F weisen dagegen auf eine Ablagerung im Bereich einer Meeresströmung hin, wobei die Strömungsgeschwindigkeit aufgrund des häufigen Korngrößenwechsels sehr starken periodischen Schwankungen unterlag. Typische Strömungen mit solchen Intensitätsschwankungen sind Gezeitenströme, eine Deutung der Ablagerungen als die Produkte solcher ist jedoch rein spekulativ. Die relativ große Mächtigkeit von Einheit F zeigt eine Ruhepause der vulkanischen Aktivität an.

Profil G21 (Heckerberg)

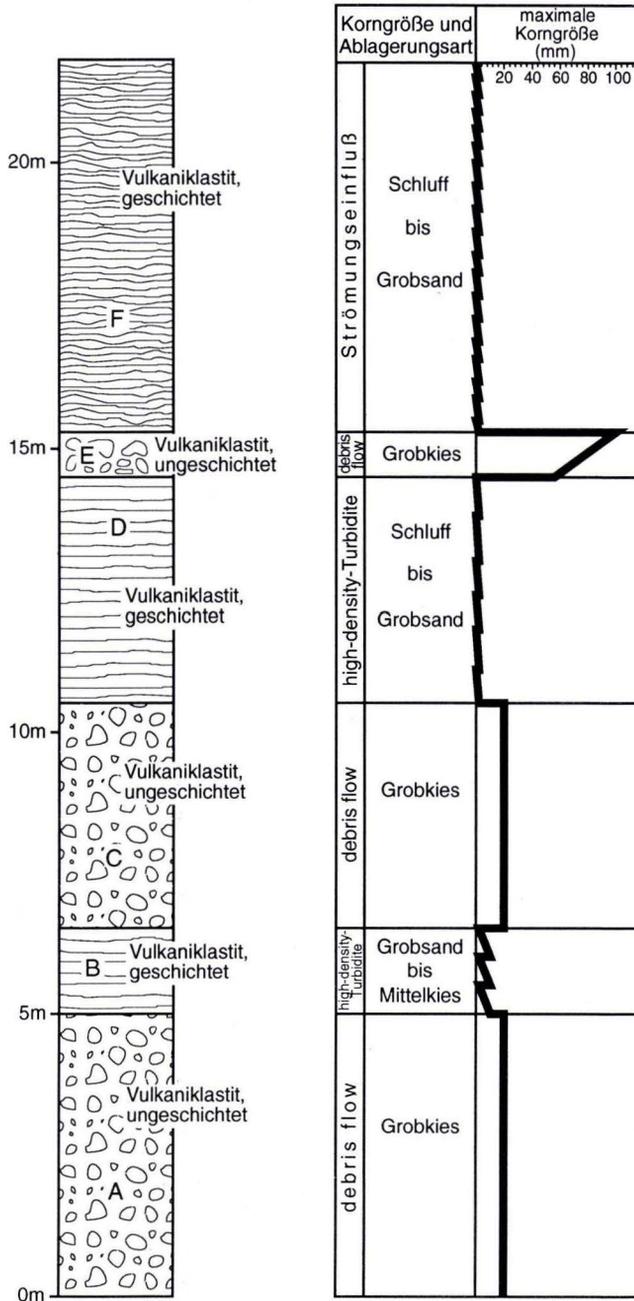


Abb. 18. Profil G21, N-Flanke des Heckerberges E Freienfels, mittlere Lahn-Mulde.

Im Profil wird vom Liegenden zum Hangenden hin eine Tendenz von der Proximal- zur Distalfazies deutlich. Während die feinkörnigen, ungeschichteten Vulkaniklastite noch als proximal angesehen werden, sind die high-density-Turbidite sowie die überlagernden Schluff- bzw. Tonsteine deutliche Indikatoren für einen distalen Bereich. Aufgrund der Dominanz der distalen Ablagerungen wird das Profil dem Faziesbereich D1 zugeordnet.

Profil G22 (Edelsberg)

Lage: Straße Freienfels-Essershausen, ca. 200 m W der Abzweigung nach Edelsberg (R 34 51 10, H 55 91 60).

Mächtigkeit: Ca. 60 m.

Gesteinstyp: Teilweise geschichtete Vulkaniklastite, Lapilli- bis Aschenfraktion, metabasaltisch.

Besonderheiten: hydroklastisch fragmentiert, kleine Chloritpseudomorphosen nach Pyroxen.

Sedimentologie

Das Profil setzt mit einem ca. 20 m mächtigen, ungeschichteten Vulkaniklastit ein (**Einheit A**), der durch einen hohen Anteil an pyroxenporphyrischen Metabasaltbruchstücken (z.T. 50–80 %) gekennzeichnet ist, mit Durchmessern bis zu 50 cm. Daneben kommen auch Riffkalk- und Aschentufffragmente vor, die den deutlich epiklastischen Charakter des Gesteins belegen. Auffallend ist der hohe Rundungsgrad, insbesondere der Metabasaltbruchstücke, der möglicherweise auf eine Aufarbeitung im litoralen Bereich einer Vulkaninsel zurückzuführen ist. Mit der **Einheit B** setzt eine 1,6 m mächtige, gradierte vulkaniklastische Sequenz ein, die im hangenden Teil in Aschentuffe übergeht. Die nun folgende 2 m mächtige **Einheit C** wird von einem Vulkaniklastit in Lapillifraktion eingenommen, der wie in Einheit A durch einen hohen Anteil an Epiklasten (z.T. 60–70 %) auffällt. Dabei handelt es sich meist um Metabasaltbruchstücke, untergeordnet treten auch Riffkalkfragmente auf. **Einheit D** ist eine 3,4 m mächtige Abfolge aus wechsellagernden groben und feingeschichteten Partien, die größeren Lagen führen Metabasaltbruchstücke. **Einheit E**, in Abb. 19 nur angedeutet, besteht aus vier vulkaniklastischen Serien unterschiedlicher Mächtigkeit (9 m, 2 m, 20 m, 2 m), die im Topbereich Schichtungsmerkmale aufweisen, ansonsten jedoch ungeschichtet erscheinen. Die oberen 30–50 cm dieser Serien sind im cm-Bereich laminiert, die Korngröße liegt meist im Aschenbereich (Sand/Schluff).

Einheiten A und C weisen keine besonderen Sedimentstrukturen auf; sie sind ungeschichtet, die Gesteinsbruchstücke haben untereinander keinen Kornkontakt. Das Verhältnis von Matrix zu Partikeln ist wegen der starken Alteration und Verschieferung nicht mehr zu bestimmen. Allerdings weisen die epiklastischen Xenolithe auf eine Umlagerung hin. In Einheit C ist an sedimentologischen Besonderheiten nur die Gradierung zu nennen, ansonsten macht das Gestein einen massigen Eindruck. Die Vulkaniklastite in Einheit E sind ungeschichtet, auch die eher spärlichen Metabasaltbruchstücke sind statistisch verteilt. Die zwischengelagerten Aschen sind laminiert, es wechsellagern Grobsand- mit Feinsandlagen.

Profilausschnitt

Der Profilausschnitt (Abb. 19) besteht aus der 3,4 m mächtigen Einheit D und setzt sich aus gradierten, massigen und laminierten Sequenzen zusammen. Die Korngröße in den gradierten Lagen nimmt in der Regel vom Fein-/Mittelkiesbereich bis zu Grobsand ab. Die massigen Partien sind dagegen weitaus grobkörniger, es kommen Klasten mit Durchmessern bis zu 10 cm vor, häufig erzeugen diese Lagen deutliche Belastungsmarken im Liegenden. Die laminierten Bereiche sind relativ feinkörnig, das Korngrößenspektrum erstreckt sich von Schluff bis zu Grobsand, untergeordnet können auch geringmächtige (wenige mm) Feinkieslagen eingeschaltet sein. Die Lamination ist sehr unregelmäßig und meist planar, selten tritt eine leichte Schrägschichtung auf. Sie beruht auf abrupten Korngrößenwechseln, eine Gradierung kommt nicht vor.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Das Gesamtprofil setzt sich aus sehr verschiedenen Gesteinen zusammen, die auch unterschiedlichen Ablagerungsprozessen unterlagen. Einheiten A und C wurden in Form von epiklastischen Massenströmen, wie z.B. debris flows, abgelagert, ebenso die ungeschichteten Lapillituffe der Einheit E. Allerdings stammen erstere, im Gegensatz zu den übrigen Einheiten des Profils, aus einem Liefergebiet, in dem pyro-

Profil G22 (Edelsberg)

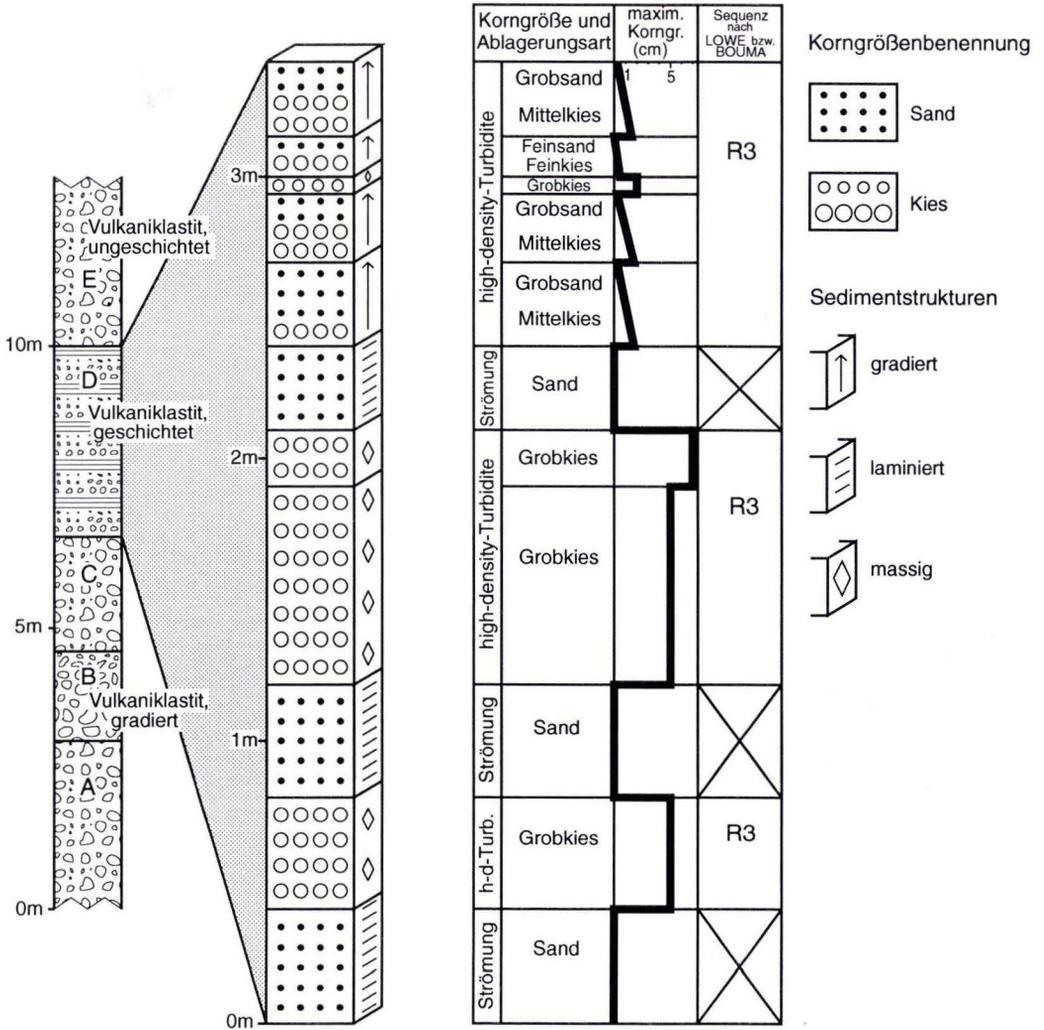


Abb. 19. Profilausschnitt G22, unteres Weital zwischen Freienfels und Edelsberg, mittlere Lahn-Mulde.

xenoporphyrische Vulkanite vorherrschen. Einheit B bildete vermutlich die mächtige Basis eines high-density-Turbidits, für die Ablagerung als fluidized flow fanden sich keine Hinweise. Die massigen sowie die gradierten Lagen aus Einheit D stammen ebenfalls von high-density-Turbiditen, aufgrund ihrer Grobkörnigkeit werden sie alle dem R3-Abschnitt aus der LOWE-Sequenz zugeordnet. Eine Besonderheit bilden die laminierten Partien, die Merkmale von Ablagerungen aufweisen, die auf Meeresströmungen zurückzuführen sind. Sie sind, teils durch die meeresströmungsbedingte Aufarbeitung des Liegenden, teils durch die mitgelieferte Sedimentfracht, jeweils in den Pausen zwischen zwei gravitativen Sedimentströmen abgelagert worden. Auf diese Weise entstanden auch die zwischengelagerten Aschentuffe in der Einheit E, die somit genetisch von den Lapillituffen zu trennen sind.

Eine eindeutige Zuordnung zu einem Faziestyp ist in diesem Profil problematisch, da zum einen sehr unterschiedliche Ablagerungsprozesse auftreten, zum anderen sich verschiedene Liefergebiete nachweisen lassen. Während die pyroxenführenden Einheiten eindeutig proximal sind, wurden die pyroxenfreien Gesteine im Übergangsbereich Proximal-/Distalfazies abgelagert. Aufgrund der Feinkörnigkeit der Vulkaniklastite in Einheit E sowie dem Auftreten von feinflaminierten, strömungsbedingten Ablagerungen, deren Sedimentation in tieferen Beckenbereichen am wahrscheinlichsten ist, werden diese Partien dem Faziesbereich DI zugeordnet. Dieser Faziesbereich ist auch typisch für die high-density-Turbidite aus Einheit D.

Profil G23 (Mühlfeld)

Lage: Waldweg am E-Hang des Mühlfeldes, zwischen Essershausen und dem Grundbachtal (R 34 52 95, H 55 91 65).

Mächtigkeit: Ca. 8,5 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, Lapilli- und Aschenfraktion, metabasaltisch.

Besonderheiten: Stark chloritisiert, Riffkalk-, Aschentuff- und Metabasaltbruchstücke in den groben Ablagerungen.

Sedimentologie

Das Profil besteht aus mindestens 7 m mächtigen Aschentuffen, die von zwei groben Vulkaniklastitlagen überdeckt werden. Diese sind 60 cm bzw. 80 cm mächtig und, abgesehen von einer Gradierung der Gesteinsbruchstücke, ungeschichtet. Letztere erreichen eine Größe von 5 cm (untere Schicht) bzw. 15 cm (obere Schicht). Das Gefüge ist teils korngestützt, teils matrixgestützt.

Die geschichteten Aschentuffe werden in den Profilausschnitten detaillierter betrachtet. Sie treten im wesentlichen in zwei Korngrößenfraktionen auf, es gibt schluffige und sandige Partien.

Profilausschnitt A

Der Profilausschnitt A (Abb. 20) setzt mit einer mindestens 15 cm mächtigen, laminierten Grobsandlage ein. Die Lamination ist nicht rhythmisch, eine Gradierung der einzelnen Lagen tritt ebenfalls nicht auf. Gelegentlich sind geringmächtige (ca. 1 cm) Schrägschichtungshorizonte zwischengelagert, am Top der Grobsandlage sind lokal Strömungsrippeln ausgebildet. Während die laminierten Lagen für eine Ablagerung im oberen Strömungsregime sprechen, lassen die Rippen ein Absinken der Strömungsgeschwindigkeit erkennen, die daraufhin fast völlig zum Erliegen kommt. Über dem Grobsand lagert eine 20 cm mächtige Schicht, die im wesentlichen aus Schluff besteht und eine deutlich rhythmische Sedimentation erkennen läßt. Sie enthält überwiegend laminierte, selten gradierte Lagen. Die gradierten Lagen können an der Basis Feinsand enthalten, zusammen mit einer oberen, laminierten Lage bilden sie häufig eine Sequenz. Oftmals ist eine Sequenz jedoch nur durch Lamination charakterisiert. Die Mächtigkeit dieser Sequenzen liegt meist im mm-Bereich, sie kann jedoch auch 2 cm erreichen. Sehr häufig treten Belastungs- und Entwässerungsstrukturen auf, letztere in Form von ausgeprägten „flame structures“. Den Abschluß des Profilausschnittes bilden wieder laminierte, leicht schrägschichtete Grobsande, eine deutliche Rippelbildung fehlt jedoch.

Profilausschnitt B

Die untere Sedimentationseinheit (Abb. 20) besteht aus insgesamt sechs Sequenzen, mit Mächtigkeiten zwischen 2 und 6 cm, die jeweils durch eine erosive Abrasionsfläche voneinander getrennt sind. Diese

Profil G23 (Mühlfeld)

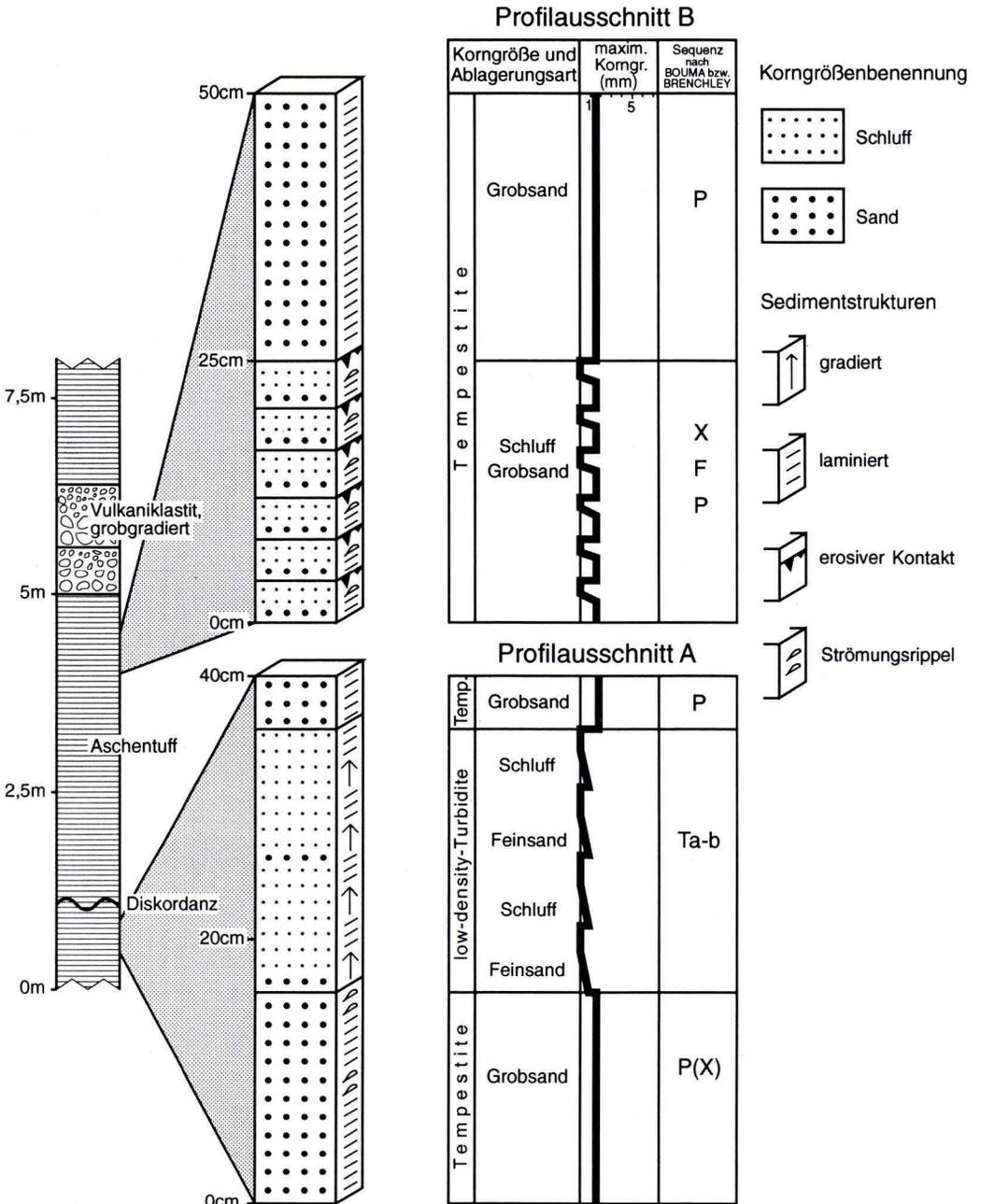


Abb. 20. Profilausschnitt G23, E-Hang des Mühlfeldes, E Essershausen, mittlere Lahn-Mulde.

Lagen sind alle ähnlich aufgebaut, das Liegende wird von einem laminierten Grobsand gebildet, der nach oben hin Strömungsrippeln aufweist. Diese stark ansteigenden Strömungsrippeln gehen im Hangenden von Sand in Schluff über, bei anhaltender Sedimentation wurde das durch die Rippen geschaffene Relief wieder ausgeglichen. Daraufhin setzte wiederum eine erneute Sequenz mit Grobsand ein, wobei die schluffigen Rippen im Liegenden zum Teil erodiert wurden.

Der obere Teil des Profilausschnittes besteht aus feinlaminierten Grobsandlagen im mm-Bereich, es treten weder Schrägschichtung noch Gradierung auf.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die Vulkaniklastite am Mühlfeld stellen Ablagerungen von bodennahen Meeresströmungen dar, die periodisch auftraten und in ihrer Intensität sehr starken Schwankungen unterlagen. Während die laminierten Grobsandlagen von einer Strömung des oberen Strömungsregimes sedimentiert wurden, wobei Rippen eine zeitweise Verringerung der Geschwindigkeit anzeigen, stehen die schluffigen Partien eher für ruhige Verhältnisse. Bei diesen periodisch auftretenden Strömungen handelt es sich vermutlich um „storm surge“-Strömungen, die der Windrichtung entgegengesetzt vom Land zum offenen Meer hin fließen und dabei Geschwindigkeiten bis zu 1 m/sec erreichen können (FORISTALL 1974). Eine permanente Strömung ist auszuschließen, da diese das schluffige Material völlig aufgearbeitet hätten. Bei Nachlassen der Strömungsgeschwindigkeit konnten sich lokal auch Strömungsrippeln bilden. Überlagert wurden diese Tempestite von low-density-Turbiditen mit BOUMA-Ta- und Tb-Teilsequenzen. Diese wurden in den Ruhephasen abgelagert, als das während der Stürme instabil abgelagerte, feinkörnige Material kleinen Rutschungen unterlag, aus denen sich schließlich Trübeströmungen geringer Dichte und Geschwindigkeit formierten.

Entsprechend ihrer Ausbildung sind die sturmbedingten Ablagerungen in dem Profil u.a. nach dem Schema von OCZLON (1992) als distale, unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagerte Tempestite einzuordnen. Bei einer Sturmwellenbasis zwischen 50 m und 100 m Tiefe befindet sich der distale Tempestit dennoch in der Proximalfazies des Vulkangebäudes. Dieses belegen auch die mächtigen ungeschichteten Lapillituffe und die Laven im Liegenden und Hangenden des Profils. Die zwischengeschalteten low-density-Turbidite zeigen, daß diese Ablagerungen nicht immer auf einen langen Transportweg hinweisen, ihre fazielle Interpretation muß von Fall zu Fall sorgfältig abgewogen werden.

Profil G24 (Essershausen)

Lage: Feldweg, parallel der Bahnlinie Essershausen-Weilmünster, ca. 200 m E des ehemaligen Bahnhofs von Essershausen (R 34 52 45, H 55 91 22).

Mächtigkeit: Ca. 5 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, überwiegend Aschenfraktion, metabasaltisch.

Besonderheiten: Hydroklastisch fragmentiert, epiklastischer Anteil in Form von Riffkalk-, Metabasalt- sowie untergeordnet auch Roteisensteinfragmenten.

Sedimentologie

In die Aschentuffe sind einige grobe, gradierte Lagen eingeschaltet, an deren Basis die Korngröße bis in den Feinkiesbereich zunimmt. Häufig hinterlassen diese groben Lagen Belastungsstrukturen im feinkörnigen Untergrund.

Profilausschnitt

Der untere Teil des Profilausschnittes (Abb. 21) stammt aus einer feinkörnigen Partie und beginnt mit den Teilsequenzen Ta bis einschließlich Te einer vollständigen BOUMA-Sequenz. Sie ist insgesamt 11 cm mächtig, die grobe Basis des Ta-Abschnittes besteht aus Feinsand, ansonsten liegt die Korngröße im Schluffbereich. Lediglich der Te-Abschnitt besteht aus Ton. Über dem Ton folgt eine 2 cm mächtige, massive Feinsandlage, die teilweise als „load casts“ bzw. als abgeschnürte „load balls“ in den weichen Untergrund eingesunken ist (Abb. 22). Im Hangenden wiederholt sich diese Abfolge Ton/Feinsand mit den entsprechenden Belastungsmarken nochmals. Schließlich setzt mit einem erosiven Kontakt zum Liegenden erneut eine BOUMA-Sequenz mit den Teilabschnitten Ta bis Te ein. Die Korngröße nimmt von Grob- und Mittelsand in zwei basalen Ta-Lagen zu Feinsand in den Tb-Tc-Abschnitten ab. Ebenfalls mit erosivem Basiskontakt setzt nun eine grobe Partie des Profilausschnittes in Form eines 20 cm mächtigen S3-Ab-

Profil G24 (Essershausen)

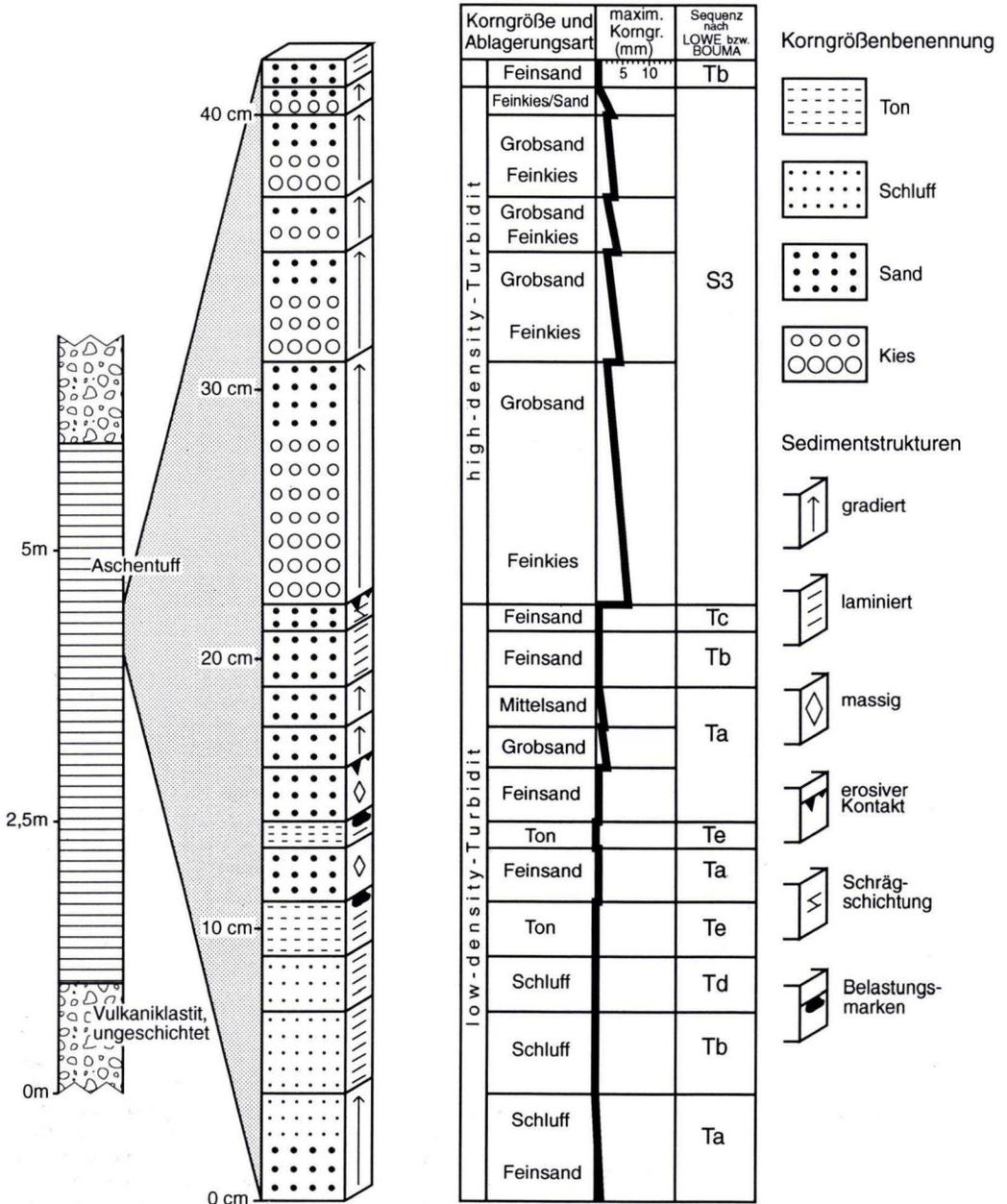


Abb. 21. Profilausschnitt G24, ca. 200 m E des ehemaligen Bahnhofs Essershausen, mittlere Lahn-Mulde.

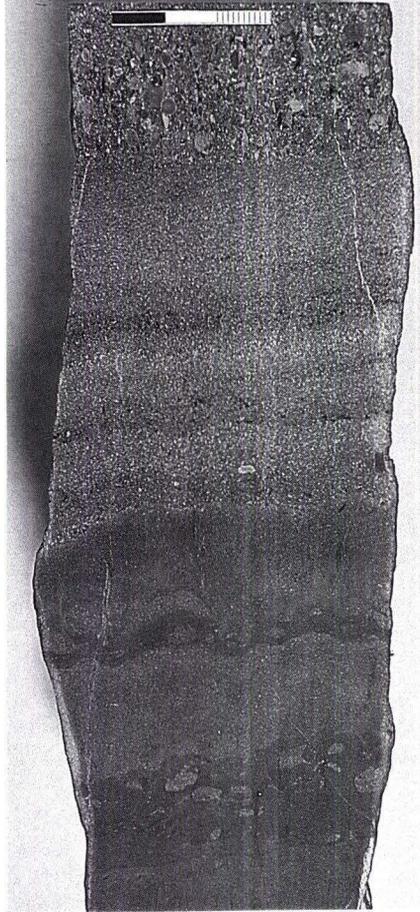


Abb. 22. Low-density-Turbidit (untere Bildhälfte, dunkel) mit load casts und abgeschnürten load balls, überlagert von high-density-Turbidit (obere Bildhälfte, hell). Maßstab 3 cm, Lokalität wie Abb. 21.

schnittes der LOWE-Sequenz ein. Die Korngröße der Basis liegt im Feinkiesbereich und gradiert vertikal in das Grobsandintervall. Mögliche, für diese Teilsequenz typische Entwässerungsstrukturen im oberen Bereich des Abschnittes sind nicht mehr eindeutig zu identifizieren, da die Schieferung ähnliche Strukturen hervorgerufen hat. Den Abschluß des Profilausschnittes bildet eine 1 cm mächtige, laminierte Tb-Lage aus Feinsand.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die Lithologie sowie die Sedimentstrukturen deuten auf sekundäre Umlagerungsprozesse in Form von Turbiditen hin. Dabei konnten sich bei den low-density-Turbiditen vollständige BOUMA-Squenzen ausbilden, high-density-Turbidite sind durch die S3-Teilsequenz nach LOWE (1982) vertreten. Obwohl sich in den Pausen zwischen den einzelnen Turbiditen Tonlagen bilden konnten, sind die ausgeprägten Belastungsstrukturen im weichen, wasserhaltigen Sediment doch Anzeichen für eine rasche Aufeinanderfolge der

Ströme. Das deutliche Überwiegen von Turbiditen geringer Dichte (BOUMA-Sequenz) sowie die relative Feinkörnigkeit der high-density-Turbidite läßt auf eine Zugehörigkeit der Ablagerung zum distalen Faziesbereich D2 schließen. Ein weiteres Anzeichen hierzu liefert der feinkörnige Riffschutt, der ein Abtragen der Vulkanhänge in tiefere Bereiche dokumentiert.

Profil G25 (Altenkirchen)

Lage: Steinbruch, ca. 1,5 km W Altenkirchen (R 34 56 50, H 55 92 65).

Mächtigkeit: Ca. 15 m.

Gesteinstyp: Geschichtete Vulkaniklastite, überwiegend Aschefraktion, metabasaltisch.

Besonderheiten: Stark chloritisiert, grobe Lagen teilweise stark epiklastisch (Roteisensteinbruchstücke und bereits verfestigte Tufffragmente).

Sedimentologie

Die Vulkaniklastite in Asche- bis Lapillifraktion weisen eine Bänderung vom mm-Bereich bis zu wenigen cm auf. Diese kommt durch Wechsel in der Korngröße zustande, wobei gröbere Lagen hellgrün und feinere Lagen dunkelgrün erscheinen. Gelegentlich sind hämatitisierte Partien eingeschaltet, insbesondere in der Nähe von Roteisensteinvererzungen. Aufgrund der günstigen Aufschlußverhältnisse konnte fast das gesamte Profil, das sich in zwei Teilprofile gliedert, detailliert aufgenommen werden.

Profilausschnitt A

Die unteren 3 m des 5 m mächtigen Profilausschnittes A (Abb. 23) bestehen aus Schichten, die durch eine Bänderung im mm-Bereich gekennzeichnet sind. Sie kommt durch eine Wechsellagerung von Feinsand-, Schluff- und Tonlagen zustande, wobei die Feinsandlagen in der Regel gradiert sind, während die schluffigen und tonigen Partien eine feine Lamination aufweisen. In den oberen 2 m des Profilausschnittes bilden Kies- und Sandlagen gradierte Schichten bis zu 5 cm Mächtigkeit aus, untergeordnet sind die Schichten auch laminiert. An der Profilbasis tritt ein 20 cm mächtiger, hämatitisierter Bereich auf, ansonsten ist das Gestein durch den hohen Chloritanteil grün gefärbt. Lokal unterliegen die Schichten starken Mächtigkeitsschwankungen und keilen mitunter sogar ganz aus oder überlagern sich diskordant. Bei Profilmeter 2,5 sind in den Feinsandlagen häufig Strömungsrippeln ausgebildet (Abb. 24). Insbesondere im oberen Profilbereich treten ausgeprägte Entwässerungsstrukturen auf, was auf eine rasche Sedimentation schließen läßt.

Profilausschnitt B

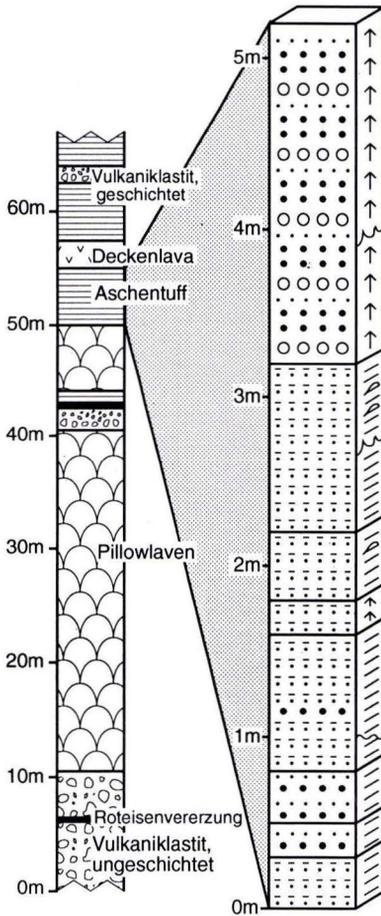
Der Profilausschnitt B (Abb. 25) ist 5,5 m mächtig und weist im Vergleich zu Profil A eine sehr heterogene Gesteinsabfolge auf. Auffällig sind die zwischengelagerten Roteisensteinvererzungen sowie die leicht hämatitisierten Bereiche, die durch ihre rote Farbe hervorstechen. Die unteren 3,5 m bestehen hauptsächlich aus im cm-Bereich gradierten Sand- bis Schlufflagen. Eine geringmächtige eingeschaltete Tonschicht zeigt eine längere Sedimentationspause an. Die Schichtung ist oft unregelmäßig und wellig, kleine Entwässerungsstrukturen sind häufig. Bis Profilmeter 4 wird die Abfolge von einer 0,5 m mächtigen Partie aus feinen, gradierten Schluff- und Tonlagen fortgesetzt. Dort schließt eine Roteisensteinlage die Aschentuffserie ab.

Mit einem erosiven Basiskontakt setzt ein z. T. blockführender Epiklastit in Lapillifraktion ein, der drei gradierte Schichten mit 60 cm, 70 cm und 20 cm Mächtigkeit erkennen läßt. Die maximale Korngröße der Epiklasten, die vor allem an der Basis angereichert sind, nimmt ebenfalls nach oben hin ab (10 cm, 7 cm, 5 cm). Das Gefüge des Epiklastits ist matrixgestützt, die meist länglichen Klasten sind parallel zur Schichtung eingeregelt.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Der untere, feinkörnige Teil des Profilausschnittes A besteht im wesentlichen aus low-density-Turbiditen, nur gelegentlich tritt eine gröbere Sandlage auf, die auf einen dichteren Sedimentstrom schließen läßt. Die Turbidite setzen sich vornehmlich aus BOUMA-Tb-, untergeordnet auch aus Ta-Teilsequenzen zusammen, schräggeschichtete Lagen entsprechend der Tc-Teilsequenz waren nicht vorhanden. Der obere, kieshaltige Teil des Profils A zeigt die Abfolge eines high-density-Turbidits, der fast ausschließlich aus LOWE-S3-Abschnitten besteht.

Profil G25 (Altenkirchen)



Profilausschnitt A

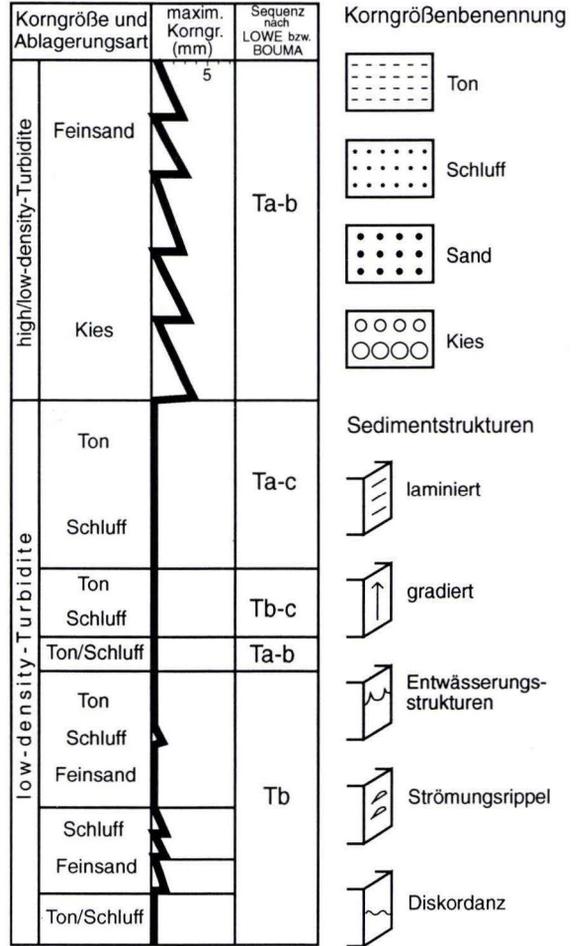


Abb. 23. Profilausschnitt G25, A, Steinbruch, ca. 1 km W Altenkirchen, mittlere Lahn-Mulde.

Die Aschentuffe des Profilausschnittes B wurden ebenfalls als Turbidite abgelagert, wobei ein ständiger Wechsel zwischen Strömen hoher und niedriger Dichte zu beobachten ist. Die Ablagerung der groben Vulkaniklastite im Hangenden fand in Form von relativ dünnflüssigen debris flows statt, in denen eine leichte Abseigerung der großen Klaster möglich war.



Abb. 24. Low-density-Turbidite mit Strömungsrippeln in den größeren Partien. Bildhöhe ca. 10 cm, Lokalität wie Abb. 23.

Die starke Verzahnung von Turbiditen hoher und geringer Dichte ist charakteristisch für den Faziesbereich D2. Während die Aschentuffe aufgrund ihrer homogenen petrographischen Ausbildung wahrscheinlich aus einem gemeinsamen Liefergebiet stammen, wird der grobe Vulkaniklastit aus dem Profilausschnitt B einer etwas proximaleren Quelle zugeordnet, mit der auch die liegenden Laven in Zusammenhang gebracht werden.

Profil G26 (Braunfels)

Lage: Straße Braunfels-Leun, gegenüber der Einfahrt zum Betriebshof der Stadtwerke (R 34 55 80, H 55 97 85).

Mächtigkeit: Ca. 9 m.

Gesteinstyp: Geschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch.

Besonderheiten: Hydroklastisch fragmentiert, stark alteriert.

Sedimentologie

In dem Profil wechseln sich grobgeschichtete Vulkaniklastite (Lapillifraktion) mit feingeschichteten (Aschefraktion) ab. Die Schichtung kommt meist durch Gradierung zustande, seltener durch Laminierung. Im Aufschluß ist sie oft nur am abrupten Korngrößenwechsel zu erkennen.

Profilausschnitt

Der Profilausschnitt (Abb. 26) umfaßt den Top einer vulkaniklastischen Sequenz im Lapillibereich sowie den unteren Bereich eines Aschentuffes. Die grobe Sequenz schließt mit drei invers gradierten Schichten ab. Die Mächtigkeiten dieser Lagen liegen im cm-Bereich, das Korngrößenspektrum reicht vom Grobsand bis zum Grobkies. Sie werden als R2-Abschnitte aus der LOWE-Sequenz gedeutet. Der Wechsel zu den Aschentuffen wird mit einer 1 cm mächtigen Schluff-/Tonlage eingeleitet, die eine Ruhephase der Stromsedimentation darstellt. Letztere setzt kurz mit einer 2 cm mächtigen, invers gradierten Grob- bis Feinsandlage (LOWE-S2-Abschnitt) wieder ein, um erneut eine Pause einzulegen, die wiederum durch eine

Profil G25 (Altenkirchen)

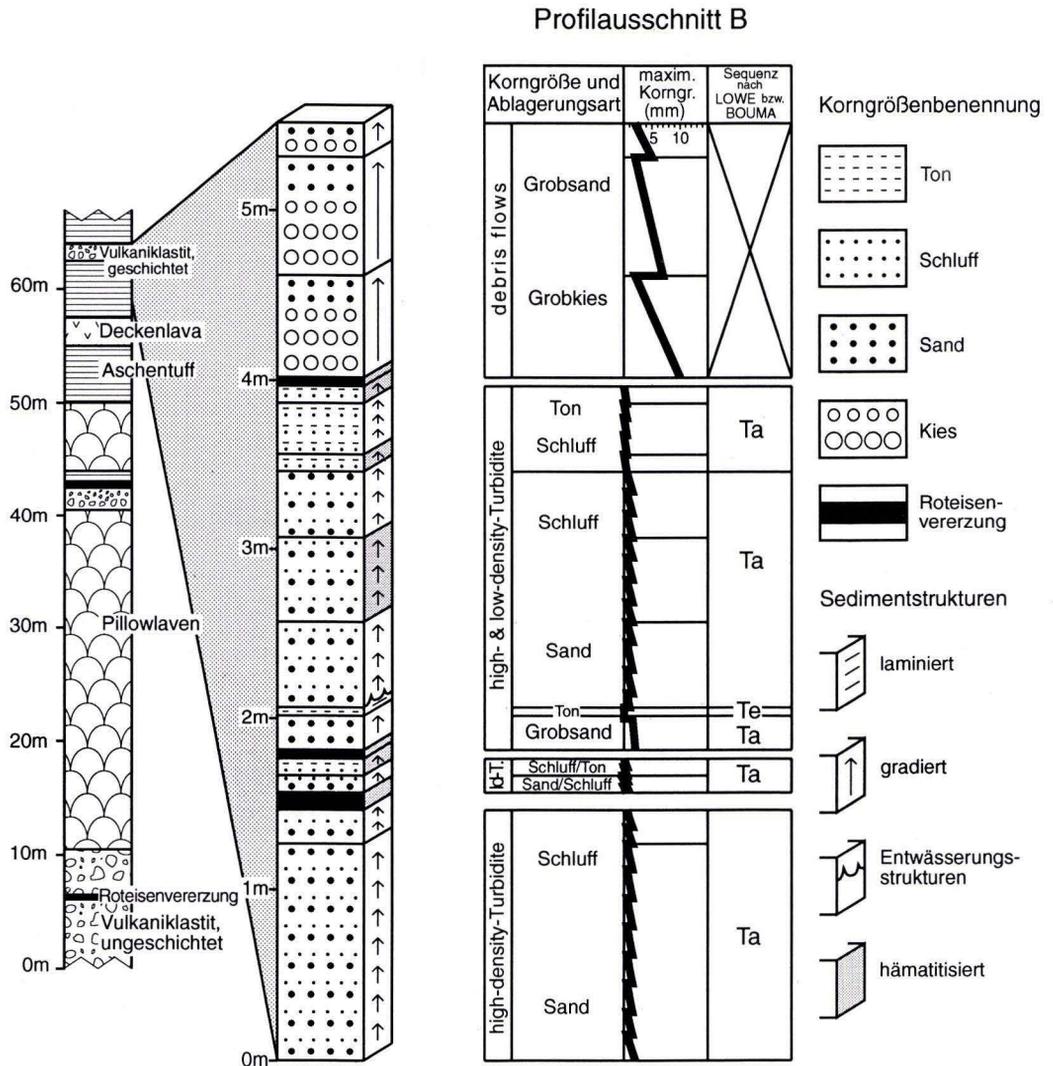


Abb. 25. Profilausschnitt G25, B, Lokalität wie Abb. 23.

1 cm mächtige Schluff-/Tonlage dokumentiert ist. Im folgenden treten teils massive, teils gradierte BOUMA-Ta-Abschnitte (Feinkies bis Feinsand) mit wenigen cm Mächtigkeit auf, in die vereinzelt auch laminierte BOUMA-Tb-Abschnitte (Schluff) eingeschaltet sind.

Profil G26 (Braunfels)

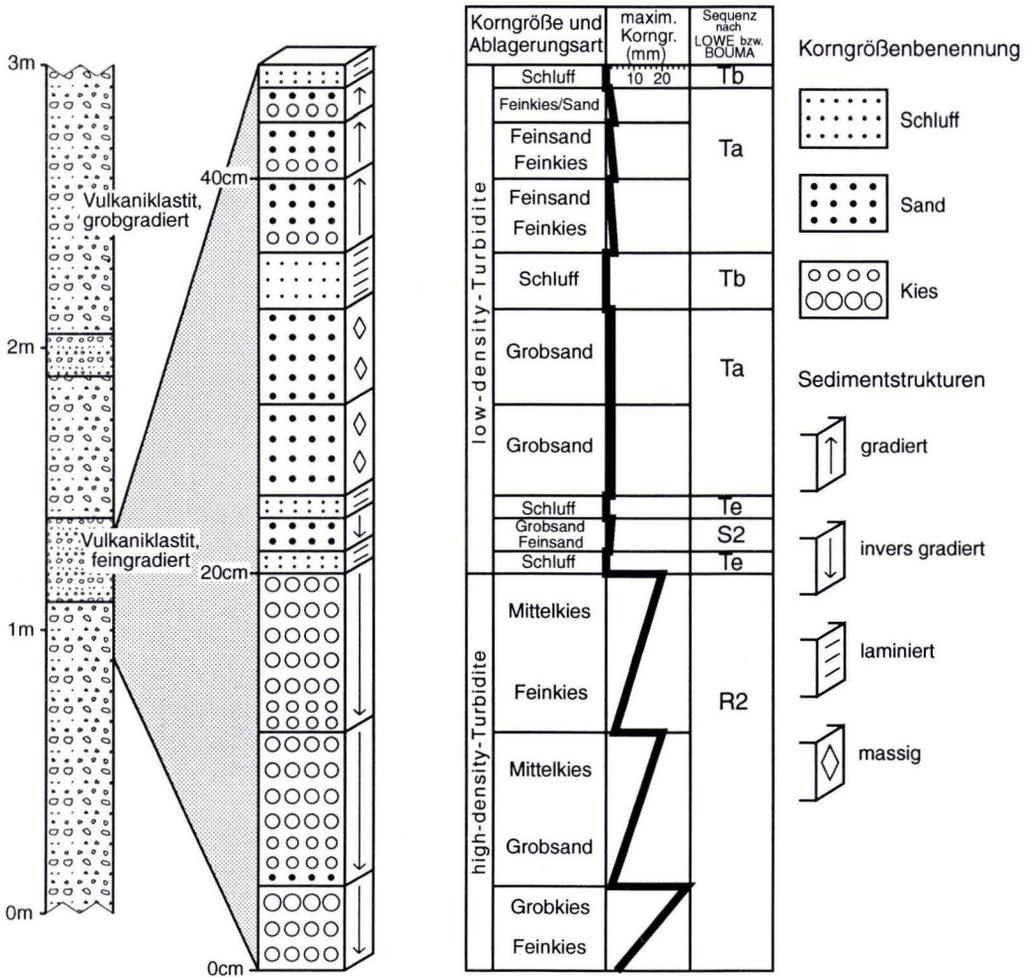


Abb. 26. Profilausschnitt G26, gegenüber Betriebshof der Stadtwerke im W Braunfels, mittlere Lahn-Mulde.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die Abfolge besteht aus wechsellagernden high-density- und low-density-Turbiditen. Dabei bilden die high-density-Turbidite mächtige Sequenzen im m-Bereich, während die low-density-Turbidite an Bedeutung zurücktreten, ihr Anteil im Gesamtprofil beträgt ca. 15 Vol-%. Geringmächtige, strukturlose Schluff-/Tonlagen zeigen größere Pausen zwischen einzelnen Turbiditen an. Die Wechselfolge aus Turbiditen unterschiedlicher Dichte und Geschwindigkeit wird dem distalen Faziesbereich DI zugeordnet, wobei die Grobkörnigkeit und die homogene Zusammensetzung des abgelagerten Materials die Nähe zur Proximalfazies anzeigen.

4.2 Sedimentologie der ungeschichteten Vulkaniklastite

Profil U1 (Krammsmühle)

Lage: Unteres Tiefenbachtal an der Krammsmühle, ca. 1 km W Arfurt (R 34 42 20, H 55 86 30).

Mächtigkeit: Ca. 200 m.

Gesteinstyp: Massiger Vulkaniklastit, metabasaltisch mit Gesteinsbruchstücken.

Besonderheiten: 2 Ablagerungseinheiten.

Sedimentologie

Die liegende Einheit A ist ca. 170 m mächtig. Es handelt sich um einen Vulkaniklastit, der sich im wesentlichen aus hydroklastisch fragmentierten Partikeln zusammensetzt. An Kristallen führt er Klinopyroxene, die z.T. als Pseudomorphosen aus Quarz und Calcit vorliegen. Neben Metabasaltfragmenten treten auch bereits verfestigte Vulkaniklastit-Bruchstücke auf, die aus hydroklastisch fragmentierten Klasten bestehen. Beide Epiklastentypen sind pyroxenführend. Der Interpartikelraum des Vulkaniklastits wird z.T. von einer chloritischen Matrix, meist jedoch von einem Zement aus Calcit und Quarz ausgefüllt.

Die hangende Ablagerungseinheit B besteht im wesentlichen aus hydroklastisch fragmentierten, stark alterierten Klasten. Als Einsprenglinge treten Klinopyroxene auf, untergeordnet auch Feldspäte. Der Zement besteht aus Calcit. Auffällig ist der sehr hohe Anteil an Riffkalk- sowie Metabasaltbruchstücken, wobei manche Riffkalkblöcke Durchmesser im Meterbereich aufweisen. Die Ablagerung wird von einem ca. 1 m breiten Metabasaltgang durchschlagen.

Die Sedimentstrukturen sind in beiden Einheiten sehr ähnlich. Beide Ablagerungen weisen ein matrixgestütztes Gefüge auf, die größeren Komponenten zeigen keine Rundung, ebenso konnte keine Gradierung festgestellt werden. Aufgrund ihrer großen Mächtigkeit setzt sich die lithologische Einheit A vermutlich aus mehreren Ablagerungseinheiten zusammen, eindeutige Schichtgrenzen sind jedoch nicht zu erkennen.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Die Vulkaniklastite wurden als mächtige mass flows abgelagert, wofür hauptsächlich der epiklastische Charakter des Gesteins, insbesondere im Hinblick auf die Vulkaniklastit-Bruchstücke, spricht. Die metergroßen Riffkalkblöcke sowie der metabasaltische Gang deuten dabei auf eine proximale Fazieszugehörigkeit.

Profil U2 (Auerberg)

Lage: Bahnstrecke Arfurt–Aumenau, gegenüber dem Bahnwärterhäuschen bei Bahnkilometer 87 (R 34 44 85, H 55 85 55).

Mächtigkeit: Ca. 10 m aufgeschlossen.

Gesteinstyp: Massiger Vulkaniklastit, metabasaltisch mit Gesteinsbruchstücken.

Besonderheiten: Besteht aus granulierten Lavafragmenten, Riffkalkbruchstücke bis zu 15 cm Größe.

Sedimentologie

Die Ablagerung ist massig, es treten keinerlei Schichtungsmerkmale auf. Eine Aschenmatrix fehlt, die Korngröße des Gesteins reicht von der Lapillifraktion bis hin zu 15 cm großen Blöcken. Das Gefüge ist somit klastengestützt.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Das Gestein ging aus den hydro- und autoklastischen Fragmentierungsprozessen eines fließenden Lavaströms hervor und unterlag anschließend einer relativ kleinräumigen Umlagerung in Form eines sehr matrixarmen debris flow. Während dieses sekundären Umlagerungsprozesses konnten die Riffkalkbruchstücke in den Strom eingearbeitet werden. Die fehlende Aschenmatrix läßt auf einen Transportmechanismus schließen, der denen von grain flows sehr ähnlich ist. Dabei muß der relativ hohe Scherwiderstand, der sich in diesem Falle fast ausschließlich aus der inneren Reibung der Klasten zusammensetzt, überwunden werden. Dieses setzt jedoch steile Hangneigungen voraus (ca. 20°), die im distalen Faziesbereich nur

noch selten gegeben sind. Es ist daher von einem relativ kurzen Transportweg auszugehen, zumal bei einem längeren Fließvorgang das abrasive Aneinanderreiben der Klaster zu einem höheren Feinanteil führt. Die Ablagerung wird folglich der Proximalfazies zugeordnet, in dem geschichteten Vorkommen des Profils G3 bei Arfurt ist möglicherweise eine entsprechende distale Fortsetzung zu sehen.

Profil U3 (E Wilhelmsmühle)

Lage: Prallhang der Lahn zwischen Arfurt und Aumenau, ca. 250 m E Wilhelmsmühle (Lahntalhaus), (R 34 44 25, H 55 85 85).

Mächtigkeit: Ca. 30 m.

Gesteinstyp: Massiger, sehr heterogener Vulkaniklastit.

Besonderheiten: Metatrachyt-, Metabasalt- und Riffkalkbruchstücke von Lapilligröße bis zu 20 cm Durchmesser.

Sedimentologie

Der Vulkaniklastit ist sehr schlecht sortiert und relativ grobkörnig, der Anteil der Blöcke (Korngröße über 64 mm) liegt bei 50 Vol.-%. Das Gefüge ist teilweise korngestützt, lokal schwimmen die Klaster in der Matrix. Der sehr gute Rundungsgrad vieler Metatrachyt- und Metabasaltklaster läßt eine Aufarbeitung im litoralen Bereich einer Vulkaninsel vermuten (Abb. 27). Einzelne, gröbere Lagen deuten auf mehrere Ablagerungseinheiten hin, zudem ist eine leichte Abnahme der Korngröße zum Hangenden hin zu beobachten.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Transportiert und abgelagert wurde das Gestein in Form eines viskoplastischen debris flows, in dem die größeren Klaster zumindest teilweise von der Kohäsion der Matrix sowie von dem Auftrieb der

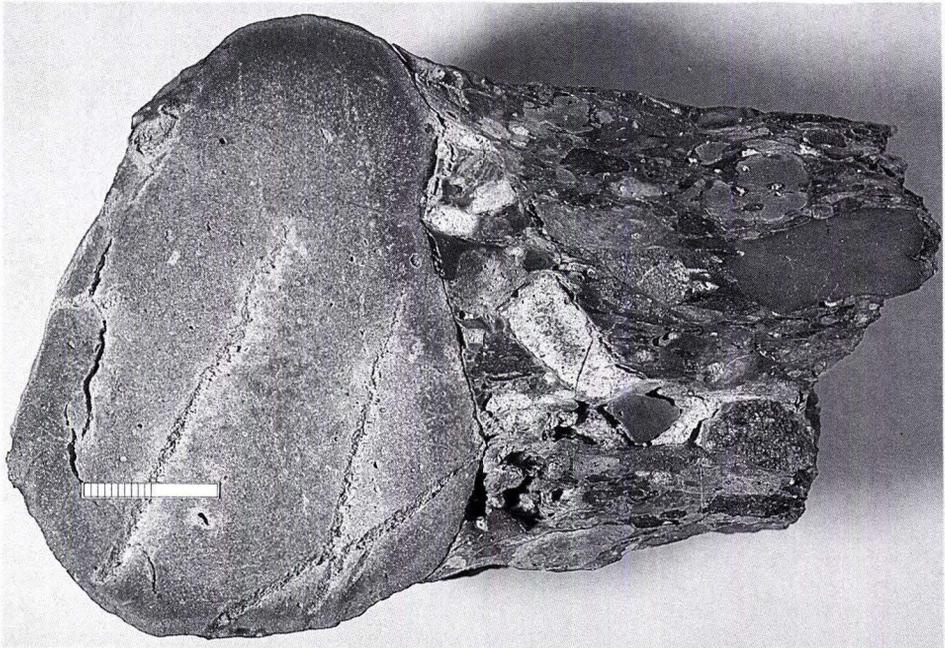


Abb. 27. Epiklastit (Anschliff) mit hohem Anteil an gut gerundeten Komponenten. Maßstab 2 cm, Lahnhang zwischen Aumenau und Arfurt, ca. 250 m E Wilhelmsmühle, mittlere Lahn-Mulde.

Asche/Wasser-Dispersion in Schwebelage gehalten wurden. Dabei wurde Material aus allen Bereichen des Vulkans aufgenommen, wie z.B. Gerölle aus dem Strandbereich einer Vulkaninsel sowie Riffschutt. Die Abfolge, die aus mehreren Ablagerungseinheiten besteht, kennzeichnet den Übergangsbereich von der Proximal- zur Distalfazies.

Profil U4 (Aumenau)

Lage: Ehemaliger Steinbruch am Prallhang der Lahn, ca. 200 m NE Aumenau (Lokalität wie Profil G7), (R 34 47 35, H 55 85 80).

Mächtigkeit: Ca. 8 m.

Gesteinstyp: Ungeschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch.

Besonderheiten: 60 Vol.-% feine Aschematrix mit lapilli- bis blockgroßen Lavabruchstücken.

Sedimentologie

Die Ablagerung ist matrixgestützt, die groben Komponenten erreichen eine durchschnittliche Größe von 20 cm, an der Basis erreicht ein Metabasaltblock einen Durchmesser von 1 m. Die Matrix besteht aus Schluff und Ton.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Bei der Ablagerung handelt es sich um einen mud flow, also einem viskoplastischen debris flow, bei dem der Matrixanteil gegenüber dem Anteil an Klagen überwiegt. Zur Mobilisierung solcher Ströme muß nur die Kohäsion der feinkörnigen Matrix überwunden werden, dazu genügen häufig Hänge mit wenigen Grad Neigung. Eine Ablagerung dieses relativ geringmächtigen, mobilen Stromes in dem distalen Faziesbereich D1 ist, im Hinblick auf die umgebenden Gesteine, durchaus wahrscheinlich.

Profil U5 (Kanapee)

Lage: Prallhang der Lahnschleife im W Weilburgs, eingeschaltet in die Abfolge von Profil G14 (R 34 47 27, H 55 94 78).

Mächtigkeit: Ca. 5 m.

Gesteinstyp: Ungeschichteter Vulkaniklastit, metatrachytisch.

Besonderheiten: Epiklastisch, hoher Anteil an Riffkalkbruchstücken.

Sedimentologie

Das Gestein ist durchweg massig ausgebildet, das Gefüge der groben Klagen ist korngestützt, lediglich im Interpartikelraum schwimmen die kleineren Bruchstücke in der Matrix. Die Komponenten sind sehr gut gerundet, was möglicherweise auf eine Strandaufbereitung zurückzuführen ist.

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Der Ablagerungsmechanismus des Metatrachytkonglomerats ist mit dem eines debris flows zu vergleichen. Das überwiegend korngestützte Gefüge zeigt zwar Übergänge zu einem grain flow, jedoch fehlen die hierfür typischen Sedimentstrukturen, wie z.B. eine inverse Gradierung. Dennoch war für dessen Ablagerung ein relativ steiles Relief nötig, das in diesem Fall durch die steilen Hänge eines Vulkans metatrachytischer Zusammensetzung gegeben war, dessen Abtragungsprodukte sich in den Ablagerungen wiederfinden. Im Hinblick auf die hangenden und liegenden high-density-Turbidite wird das Konglomerat dem Faziesbereich D1 zugeordnet.

Profil U6 (E Essershausen)

Lage: Aufgelassener Steinbruch am E-Rand von Essershausen (R 34 52 35, H 55 91 50).

Mächtigkeit: Ca. 50 m.

Gesteinstyp: Ungeschichteter Vulkaniklastit, metabasaltisch.

Besonderheiten: Hydroklastisch fragmentiert, Lavabruchstücke bis zu 50 cm Durchmesser, Riffkalkblöcke von einigen Metern bis wenige Zehner Metern Größe.

Sedimentologie

Die z.T. hausgroßen Riffkalkblöcke bilden den Hauptanteil des Gesteins, das vulkaniklastische Material, meist in Lapillifraktion, ist dabei als Matrix anzusehen. Die Riffkalkblöcke sind häufig verkippt und daher als allochthon anzusehen (BUGGISCH & FLÜGEL 1992).

Ablagerungsmechanismus und Fazieszugehörigkeit

Bei diesem Vorkommen handelt es sich um typische subaquatische Felsstürze, wie sie bei der Erosion von Riffen entstehen (FRIEDMANN & SANDERS 1978). Das für diesen Transportvorgang notwendige Relief wird dabei von dem Riff selbst gebildet, an dessen Steilkante größere Blöcke hinabstürzen und sich mit vulkaniklastischem Material vermischen. Da hier von einem relativ kurzen Transportweg ausgegangen werden muß, wird diese Ablagerung, dem Lebensraum der Riffe entsprechend, in die Proximalfazies gestellt. Im näheren Umkreis des Steinbruchs (ca. 100 m) sind Vulkaniklastite zu finden, die sehr viele Riffkalkbruchstücke mit bis zu 25 cm Durchmessern enthalten. Diese debris flows waren an den Vulkanhängen noch mobil und bilden die laterale Fortsetzung der Sturzmassen.

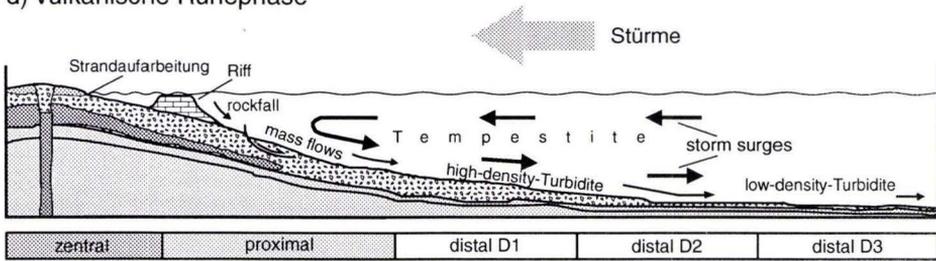
5. Folgerungen und Diskussion

In dem Faziesmodell eines Vulkangebäudes der Givet/Adorf-Phase (BEHNISCH et al. 1991; NESBOR et al., dieser Band) wird deutlich, daß die Ablagerungsmechanismen sowohl von der faziellen Position in einem Vulkankomplex als auch von dessen Entwicklungsstadium abhängig sind. In der mittleren Lahn-Mulde konnten anhand der vulkanogenen und sedimentären Prozesse vier Entwicklungsstadien unterschieden werden (Abb. 28):

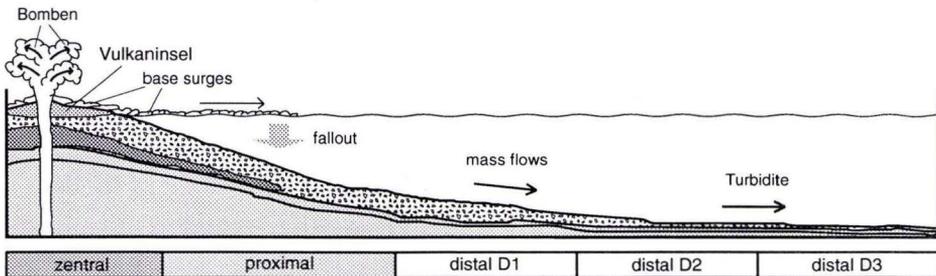
Das Initialstadium (Abb. 28a) ist durch effusive Tätigkeit charakterisiert. Die Schmelze tritt am Meeresboden je nach Förderrate und Viskosität als Decken- oder Pillowlaven aus. Die Lavaströme unterliegen dabei einem Fragmentierungsprozeß, der im wesentlichen von Auto-brecciiierung geprägt ist, untergeordnet wird auch die hydroklastische Fragmentierung als Folge der Abschreckung durch das kalte Meerwasser wirksam. Bei diesem Prozeß fallen große Mengen an vulkaniklastischem Material an. Diese Pillowfragmentbreccien (NESBOR et al., dieser Band) setzen sich aus blasenarmen, ehemals glasigen Hyaloklasten, aus Pillow- bzw. Deckenlavafragmenten und aus isolierten Minipillows zusammen (CARLISLE 1963). Wird aufgrund der anhaltenden Produktion von vulkaniklastischem Material die natürliche Neigung des lockeren Vulkanhanges überschritten, so kommt es an meist listrischen Scherflächen zu Abrutschungen, wobei sich durch Wasseraufnahme gravitative mass flows formieren können. Die massigen, schlecht sortierten Ablagerungen solcher mass flows sind im Aufschluß allerdings nicht von den primären klastischen Bestandteilen der Lavaströme zu unterscheiden, da beide Ablagerungsmechanismen die gleichen Sedimentstrukturen hervorrufen. Ungeschichtete mass flows sind daher nur eindeutig nachzuweisen, wenn bei deren Transport epiklastische Komponenten in den Strom eingearbeitet wurden. Bei weiterer Verdünnung des Stromes durch Wasseraufnahme wird die bisher laminare Strömung zunehmend turbulent, es stellen sich Sortierungseffekte nach Korngrößen ein. Aus solchen high-density-Turbiditen resultieren Ablagerungen mit hohem Kiesanteil, die einzelnen Schichten sind meist normal, seltener auch invers gradiert, während die distalen, vornehmlich laminierten Äquivalente (low-density-Turbidite) zunehmend aus Sand und Schluff bestehen.

Erreicht das Eruptionszentrum bei anhaltender effusiver Tätigkeit ein Niveau, in dem der interne Gasdruck der Schmelze den äußeren Wasserdruck übersteigt, so kommt es zu pyroklastischen Eruptionen (Abb. 28b). Bei diesem Prozeß gehen die im Magma gelösten Volatilen

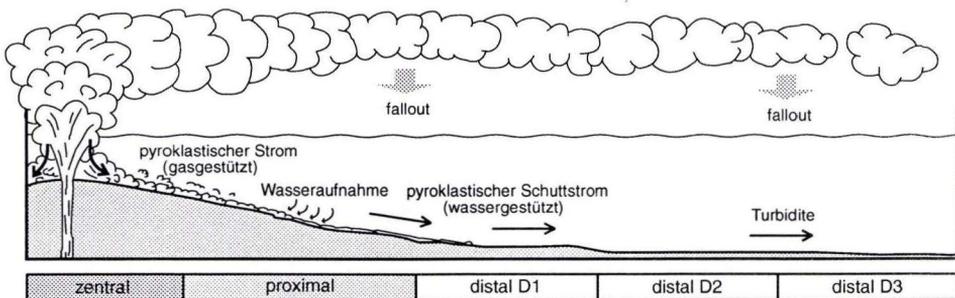
d) vulkanische Ruhephase



c) phreatomagmatische Eruptionsphase



b) pyroklastische Eruptionsphase



a) effusives Initialstadium

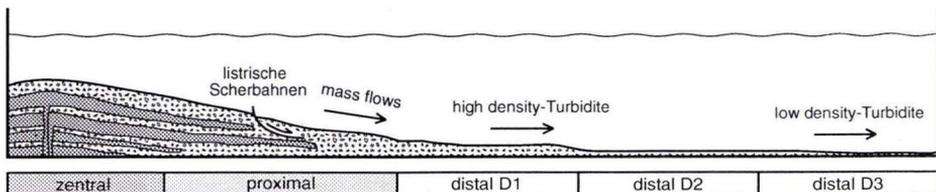


Abb. 28. Entwicklungsstadien eines submarinen basaltischen Vulkangebäudes der Givet/Adorf-Phase in der mittleren Lahn-Mulde mit den jeweils wichtigsten vulkaniklastischen Ablagerungs- und Umlagerungsprozessen.

beschleunigt in die Gasphase über, wobei als Folge der enormen Volumenzunahme die Schmelze fragmentiert wird. Solche Eruptionen sind sehr explosiv und bilden hohe Eruptionssäulen aus, bei deren Kollaps sich gasgestützte pyroklastische Ströme formieren. Unter submarinen Bedingungen gehen solche Ströme nach CAS & WRIGHT (1991) durch Wasseraufnahme in wassergestützte „sediment gravity flows“ über. Diese pyroklastischen Schuttstromablagerungen (NESBOR et al., dieser Band) bestehen fast ausschließlich aus hochaufgeschäumten Lapilli, die feinere Aschenfraktion wird als Turbidite in distale Bereiche transportiert. Aus dem subaerischen Anteil der Eruptionssäule werden insbesondere die feinen Aschen durch Luftströmungen sehr weiträumig verdriftet und bedecken als Fallablagerungen alle Faziesbereiche.

Der Übergang von submariner zu subaerischer Tätigkeit (Abb. 28c) wird in der Regel von phreatomagmatischen Explosionen begleitet, wobei neben den juvenilen Partikeln in unterschiedlichem Umfang auch Nebengestein gefördert wird. Häufig entwickeln sich aus solchen Explosionen base surges, die als Indikatoren für subaerische Eruptionen gelten (CAS & WRIGHT 1987). Stoßen diese leichten Gas/Partikel-Ströme auf eine Wasseroberfläche, so laufen sie auf dieser aus, wobei die klastischen Komponenten schließlich als fallout auf den Meeresboden sinken. In zentralen Gesteinsfolgen treten vermehrt vulkanische Bomben auf, die häufig tiefe Impaktstrukturen im Liegenden erzeugt haben. Die hierfür nötige hohe Aufschlagsgeschwindigkeit ist ebenfalls als Indiz für subaerische Verhältnisse zu deuten.

Während vulkanischer Ruhephasen (Abb. 28d) wuchsen den Vulkanflanken zum Teil sehr mächtige Riffkomplexe auf, von denen sich mitunter hausgroße Blöcke lösten und als rock fall herabstürzten. Weiterhin kam es an den lockeren Hängen zu listrischen Abschiebungen, wobei sich mass flows und im weiteren Verlauf Turbidite formierten. Im Unterschied zu den analogen Prozessen während des effusiven Initialstadiums (Abb. 28a) enthalten die hieraus resultierenden Ablagerungen unterschiedlich große Anteile an Sedimentgesteinsklasten, meist Riffkalkbruchstücke. Zwischengeschaltete Lagen aus deutlich gerundeten Komponenten weisen auf eine intensive Strandaufarbeitung hin. Zeitweise hatten Stürme einen großen Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen, das während dieser Perioden entweder von oszillierenden Sturmwellen oder von starken bodennahen Rückströmungen der zum Land hin getriebenen Wassermassen (storm surges) gesteuert wurde.

Die Transport- und Ablagerungsmechanismen der Vulkaniklastite sind jedoch nicht nur von den Entwicklungsstadien eines Vulkankomplexes abhängig, sie werden auch von Faktoren beeinflusst, die die Verteilung der verschiedenen vulkaniklastischen Gesteinstypen innerhalb des Vulkangebäudes steuern (Abb. 29). Hierzu zählen z.B. Eruptionsmechanismus (effusiv, explosiv), Eruptionsniveau (subaerisch, flachmarin), Transportweg (Entfernung zur Kraterregion), Morphologie der Vulkanhänge (Hangneigungen) sowie nichtvulkanische Prozesse wie z.B. Meeresströmungen oder Sturmereignisse.

Feinkörnige **Fallablagerungen** (Aschentuffe) treten in den submarinen Vulkangebäuden der Givet/Adorf-Phase stark zurück. Sie werden generell aus hohen subaerischen Eruptionssäulen abgeleitet, die entweder die Wasseroberfläche durchbrechen konnten oder direkt aus subaerischen Eruptionen hervorgingen. Charakteristisch für solche Aschenlagen ist eine sehr weiträumige, gleichmäßige Verteilung sowie eine gute Sortierung der Partikel. Im Arbeitsgebiet treten Fallablagerungen jedoch nur im Zentrum sowie in sehr distalen Bereichen des Vulkangebäudes auf. Da sie jedoch ursprünglich flächendeckend abgelagert worden sind, ist die Ursache für das Fehlen von proximalen fallout-Aschen in den stetigen Umlagerungsprozessen zu suchen,

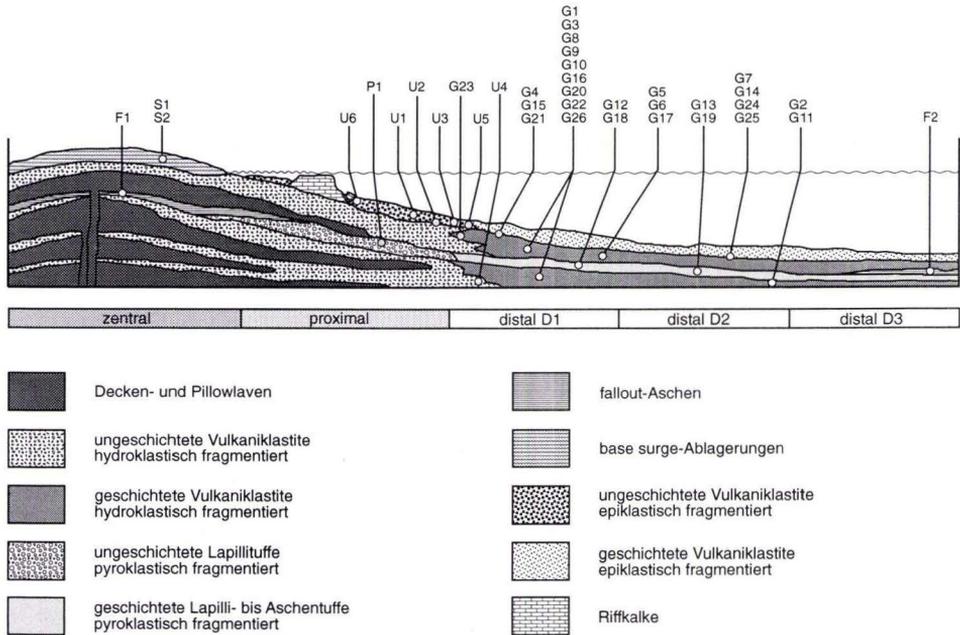


Abb. 29. Fazieschema eines submarinen basaltischen Vulkangebäudes der Givet/Adorf-Phase in der mittleren Lahn-Mulde mit Position der bearbeiteten Profile.

die an den Vulkanflanken stattfanden. So ist zu vermuten, daß ein Großteil der Fallablagerungen am Vulkanhang wieder erodiert und als Stromablagerungen resedimentiert wurden. Grobe, lockergepackte und wassergesättigte Lapillilagen können schon bei sehr geringen Hangneigungen in „sediment gravity flows“ übergehen. Ein weiterer, wichtiger Aspekt bei der Umlagerung von feinkörnigen Fallablagerungen (Aschentuffen) ist deren, im Vergleich zu Lapillituffen, geringe Permeabilität. Bei der Kompaktion der Vulkaniklastitfolgen stauen sie den nach oben gerichteten Kompaktionsstrom und erzeugen dadurch einen überhydrostatischen Druck im Liegenden. Auf diese Weise bilden sich Bewegungsbahnen aus, auf denen die hangenden Sedimentpakete zunächst in Form von Rutschungen oder Gleitungen abgeschert werden. Daraus können sich im weiteren Verlauf gravitative Sedimentströme formieren, in die die Fallablagerungen mit eingearbeitet werden.

Primäre Fallablagerungen sind daher nur in den Bereichen eines Vulkangebäudes zu erwarten, die keinen größeren Umlagerungsprozessen unterliegen. Das ist einmal auf der abgeflachten Kuppe eines Vulkanzentrums der Fall, insbesondere wenn die fallout-Lagen durch überlagernde Laven vor der Erosion geschützt werden (Profil F1), sowie in sehr distalen Faziesbereichen, die von erodierenden Sedimentströmen nicht mehr erreicht werden (Profil F2).

Pyroklastische Ströme, die im Sinne von CAS & WRIGHT (1991) heiß abgelagert wurden und folglich auch die entsprechenden Strukturen zeigen (z.B. Entgasungsröhren, Verschweißungsstrukturen etc.), wurden in den Vulkaniten der Givet/Adorf-Phase bisher nicht gefunden. Es gibt jedoch plausible Hinweise, daß pyroklastisch fragmentierte, ungeschichtete Lapil-

lituffe vom Typ „Gänsberg“ (NESBOR & FLICK 1988, Profile G12, G13) sowie entsprechende geschichtete Abfolgen im Weital (Profile G18, G19) direkt aus solchen primären Gas/Partikel-Suspensionen hervorgegangen sind, indem das umgebende Wasser allmählich in den Strom eingearbeitet wurde. Sie sind folglich als primäre, pyroklastische mass flow- bzw. fluidal flow-Ablagerungen anzusehen, deren Sedimentation vornehmlich in den distalen Bereichen des Vulkangebäudes erfolgte. Das völlige Fehlen von gasgestützten, pyroklastischen Strömen im Arbeitsgebiet deckt sich gut mit dem Postulat von CAS & WRIGHT (1991), daß solche Ströme unter Wasser nicht stabil sind.

Das Auftreten von **base surge-Ablagerungen** im Zentralbereich des Vulkans südlich Gräveneck ist ein sicheres Anzeichen für eine zeitweise subaerische Tätigkeit, womit nun, nachdem FLICK & SCHMIDT (1987) in der südlichen Lahn-Mulde eine Vulkaninsel saurer bis intermediärer Zusammensetzung rekonstruierten, der Nachweis gelang, daß verschiedentlich auch basaltische Vulkane den Meeresspiegel überragt haben. Die Ablagerungseinheit wird als Tuffkegel gedeutet, der während des Übergangs von der submarinen zur subaerischen Phase entstand. Die geringe Wasserbedeckung (wenige Meter) führte zu gewaltigen phreatomagmatischen Eruptionen, es entstand die für Tuffkegel typische Wechselfolge von feinen surge- und groben Fallablagerungen (WOHLETZ & SHERIDAN 1983), in die nach CAS & WRIGHT (1987) auch debris flows eingeschaltet sein können.

Mass flows wurden überwiegend am Vulkanhang (Proximalfazies) als mächtige **debris flows** abgelagert (Profil U1), geringmächtige Äquivalente reichten gelegentlich bis in die distalen Bereiche hinein (Profil U4). Bei letzteren handelt es sich vorwiegend um sehr matrixreiche Ströme mit relativ geringem Scherwiderstand, die folglich noch bei relativ geringen Hangneigungen mobil sind (bei reinen mud flows 1° Neigung). Im Gegensatz dazu haben klastenreiche Ströme einen hohen Scherwiderstand, sie benötigen Hänge mit Neigungen zwischen 20° und 30°. Wird diese Hangneigung unterschritten, kommt es unmittelbar zur Ablagerung (freezing). Bei den untersuchten Vorkommen handelt es sich um **viskoplastische debris flows**, die sich durch interne, laminare Scherung bewegen (WÄCHTER 1987). Die für subaquatische Milieus typischen **slide debris flows** bewegen sich überwiegend starr als „rigid plug“ auf einer meist liquifizierten Scherfläche mit überhydrostatischen Druck. Solche Ströme sind sehr schwer zu erkennen, da sich beim Transport an deren Internstruktur nichts ändert. Ihr Auftreten im Arbeitsgebiet ist insbesondere in der Proximalfazies sehr wahrscheinlich, konnte jedoch nicht nachgewiesen werden. Allerdings können slide debris flows lateral auch in viskoplastische debris flows übergehen.

Turbidite sind die häufigsten Gesteine der Distalfazies, sie machen zugleich den Großteil der geschichteten Vulkaniklastite aus. Grundsätzlich wird zwischen Turbiditen hoher Dichte und Geschwindigkeit und solchen niedriger Dichte und Geschwindigkeit unterschieden, wobei **high-density-Turbidite** (HDT) durch die LOWE-Sequenz (LOWE 1982) und **low-density-Turbidite** (LDT) durch die BOUMA-Sequenz (BOUMA 1962) definiert sind.

Die Turbidite entstanden entweder direkt aus kleinen Hangrutschen, wobei die Sedimentströme sofort eine turbulente Wasser/Partikel-Suspension bildeten, oder sie lösten sich aus der turbulenten Wolke, die einen mass flow umgibt, ab und bildeten nach dessen „freezing“ eigenständige Ströme, wie von HAMPTON (1972) experimentell nachvollzogen wurde. SPARKS et al. (1980) übernahmen dieses Modell und übertrugen es auf pyroklastische Ströme. Die daraus resultierenden Ablagerungen entsprechen dem Turbidit von Profil G18, sie sind relativ homogen und bestehen fast ausschließlich aus stark aufgeschäumten Partikeln. Alternativ hierzu

sehen CAS & WRIGHT (1987) auch in der ständigen Verdünnung eines mass flows durch Wasseraufnahme einen Prozeß, aus dem Turbidite hervorgehen können.

Abfolgen aus high-density-Turbiditen (distaler Faziesbereich D1) erreichen im Süden des Arbeitsgebietes eine Mächtigkeit von über 100 m (Profil G6), Wechsellagerungen aus high-density- und low-density-Turbiditen (distaler Faziesbereich D2) werden am Kanapee (Profil G14) knapp 50 m mächtig. Bei solch großen Mächtigkeiten ist eine gute Abschätzung der relativen Entfernung zum Vulkanzentrum möglich, zumal high-density-Turbidite sich vornehmlich am Fuße des Vulkans ablagern, wo die Geschwindigkeit der Ströme sich plötzlich stark verringert. Problematischer ist die fazielle Interpretation von low-density-Turbiditen, insbesondere bei geringmächtigen Abfolgen, da diese sich im gesamten Vulkanbereich formieren und wieder ablagern können. Reine low-density-Turbidite, entsprechend dem distalen Faziesbereich D3 (s. Kap. 2), treten im Arbeitsgebiet nicht auf. Dieses wird auf tektonische Ursachen zurückgeführt, die tiefsten Beckenbereiche, in denen die Abtragungsprodukte der Schalstein-Hauptsattel-Vulkane sedimentiert wurden, sind zum Großteil überschoben worden.

Neben der Umlagerung von Vulkaniklastiten bestimmten auch sekundäre Aufarbeitungsprozesse die heutige Erscheinungsform der Ablagerungen. So weisen die Profile G21 und G22 im Weital zwischen Freienfels und Edelsberg sowie das Profil G11 am Scheuernberger Kopf, östlich Kirschhofen (HUPPERT 1992), Partien auf, deren Sedimentation sich unter dem **Einfluß von Meeresströmungen** vollzog. Diese Partien sind generell in Turbiditfolgen eingeschaltet und gehören somit den tieferen, distalen Faziesbereichen an, wo das Auftreten von bodennahen Strömungen am wahrscheinlichsten ist. Eine Bezeichnung der Ablagerungen als Konturite setzt allerdings eine über einen längeren Zeitraum beständige Strömung voraus (u.a. LOVELL & STOW 1981, OCZLON 1992), die hier aufgrund der geringen Mächtigkeiten nicht gegeben ist.

In die Vulkaniklastite des Profils G23 im Weital sind **Tempestite** (Sturmsandlagen) eingeschaltet, sie stellen somit Ablagerungen dar, die zeitweise dem Einfluß von Sturmereignissen ausgesetzt waren. Die Tempestite aus dem Weital sind nach der Klassifikation von OCZLON (1992) typisch für distale Ablagerungen unterhalb der Sturmwellenbasis (zwischen 50 m und 200 m), wobei sich diese Zuordnung auf den flachmarinen Schelfbereich bezieht. Nach dem vulkanologischen Fazieschema (s. Abb. 29) sind die Tempestite dem Übergangsbereich von der Proximal- zur Distalfazies zuzuordnen, in den tieferen, landfernen Bereichen haben Stürme keinen entscheidenden Einfluß mehr auf die Sedimentation.

Die Existenz von basaltischen Vulkaninseln wird auch von gut gerundeten Metabasaltgeröllen angezeigt, die Bestandteil mancher debris flows sind (Profil U3), und von einer **Aufarbeitung im Strandbereich** zeugen. Solche Strandgerölle wurden bereits von FLICK & SCHMIDT (1987) zur Rekonstruktion von sauren bis intermediären Vulkaninseln in der südlichen Lahn-Mulde herangezogen. Wichtige Hinweise bei der Identifizierung von umgelagerten Vulkaniklastiten liefert deren Zusammensetzung. Die Epiklastite sind somit als Produkte der Erosionsprozesse, denen die Vulkanbauten unterliegen, anzusehen. Sie treten hauptsächlich in der Distalfazies auf, grobkörnige Ablagerungen finden sich jedoch auch in proximalen Bereichen. In Profil U6 treten hausgroße Blöcke aus Riffkalk in einer **rockfall-Ablagerung** auf. Dabei läßt sich beobachten, wie diese extrem grobkörnigen Sturzmassen lateral in viskoplastische debris flows übergehen. Die epiklastischen Turbidite aus Profil G24 werden ebenfalls in diesem genetischen Zusammenhang gesehen.

Danksagung: Die Anregung zur vorliegenden Arbeit, die im Rahmen einer Dissertation durchgeführt wurde, erhielt ich von Herrn Prof. Dr. H. FLICK (Univ. Heidelberg), dem ich an dieser Stelle besonders danke. Ebenso gilt mein Dank Herrn Dr. H.D. NESBOR (HLB Wiesbaden), der bei zahlreichen Geländebegehungen und Diskussionen der Arbeit entscheidende Impulse gab. Wertvolle Anregungen und Hinweise gaben Herr Dr. K.-H. EHRENBERG und Herr Dr. M. HORN (beide HLB Wiesbaden). Herr DIEHL und Herr SCHACHERL (beide Univ. Heidelberg) leisteten technische Hilfe bei der Anfertigung von Dünn- und Anschliffen bzw. bei den Fotoarbeiten. Zeichentechnisch standen mir Herr KOCH (Univ. Heidelberg) und Herr BRENNER (HLB Wiesbaden) beratend zur Seite. Die Finanzierung dieser Arbeit erfolgte durch das Land Baden-Württemberg im Rahmen der Landesgraduiertenförderung.

6. Schriftenverzeichnis

- AHLBURG, J. (1918): Bl. Weilburg (5515). – Erl. geol. Kt. Preußen u. benachb. B.-St., Lfg. **208**: 1–153, 30 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- ALLEN, J. R. L. (1982): Sedimentary structures, their character and physical basis. – Vol. I, II, 593 S. u. 663 S.; Amsterdam–Oxford–New York (Elsevier).
- BEHNISCH, R., FLICK, H., HORN, M., & NESBOR, H. D. (1991): Paläogeographische Rekonstruktion submariner Vulkankomplexe im Devon des Lahn–Dill–Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Nachr. deutsch. geol. Ges., **46**: 13; Hannover.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. – 168 S., 31 Abb., 17 Tab., 8 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
- BRENCHLEY, P. (1985): Storm influenced sandstone beds. – *Modern Geology*, **9**: 369–386, 18 Abb.; London.
- BUGGISCH, W., & FLÜGEL, E. (1992): Mittel- bis oberdevonische Karbonate auf Blatt Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge) und in Randgebieten: Initialstadien der Riffentwicklung auf Vulkanschwellen. – *Geol. Jb. Hessen*, **120**: 77–97, 6 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- CARLISLE, D. (1963): Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Islands, British Columbia. – *J. Geol.*, **71**: 48–71, 4 Abb., 2 Taf.; Oxford.
- CAS, R. A. F., & WRIGHT, J. V. (1987): Volcanic successions – modern and ancient. – 528 S., 383 Abb., 38 Tab., 15 Taf.; London (Allen & Unwin).
- (1991): Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. – *Bull. Volcanol.*, **53**, 5: 357–380, 1 Abb.; Berlin, Heidelberg.
- ENOS, P. (1977): Flow regimes in debris flows. – *Sedimentology*, **24**: 133–142, 4 Abb.; Oxford.
- FISHER, R. V. (1961): Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **72**: 1409–1414; Boulder, Colorado.
- & SMITH, G. A. (1991): Volcanism, Tectonics and Sedimentation. – In: FISHER, R. V., & SMITH, G. A. (Hrsg.): *Sedimentation in Volcanic Settings*. – *Soc. Sed. Geol. Spec. Publ.*, **45**: 1–5, 1 Abb.; Tulsa, Oklahoma.
- FLICK, H., NESBOR, H. D., & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn–Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). – *Geol. Rdsch.*, **79**: 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- & SCHMIDT, J. (1987): Saumriffentwicklung an einer Vulkaninsel im Devon des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *Facies*, **17**: 67–71, 4 Abb.; Erlangen.
- FORSTALL, G. Z. (1974): Three-dimensional structure of stormgenerated currents. – *J. geophys. Res.*, **79**: 401–415, 2721–2729; Richmond, Virginia.
- FRIEDMANN, G. M., & SANDERS, J. E. (1978): Principles of sedimentology. – 792 S.; New York–Santa Barbara–Chichester–Brisbane–Toronto (John Wiley & Sons).
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.), (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – *Sediment-Petrologie*, Teil II, 4. Aufl., 1119 S., 660 Abb., 113 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HAMPTON, M. A. (1972): The role of debris flows in generating turbidity currents. – *J. Sed. Petr.*, **42**: 775–793, 14 Abb.; Tulsa, Oklahoma.

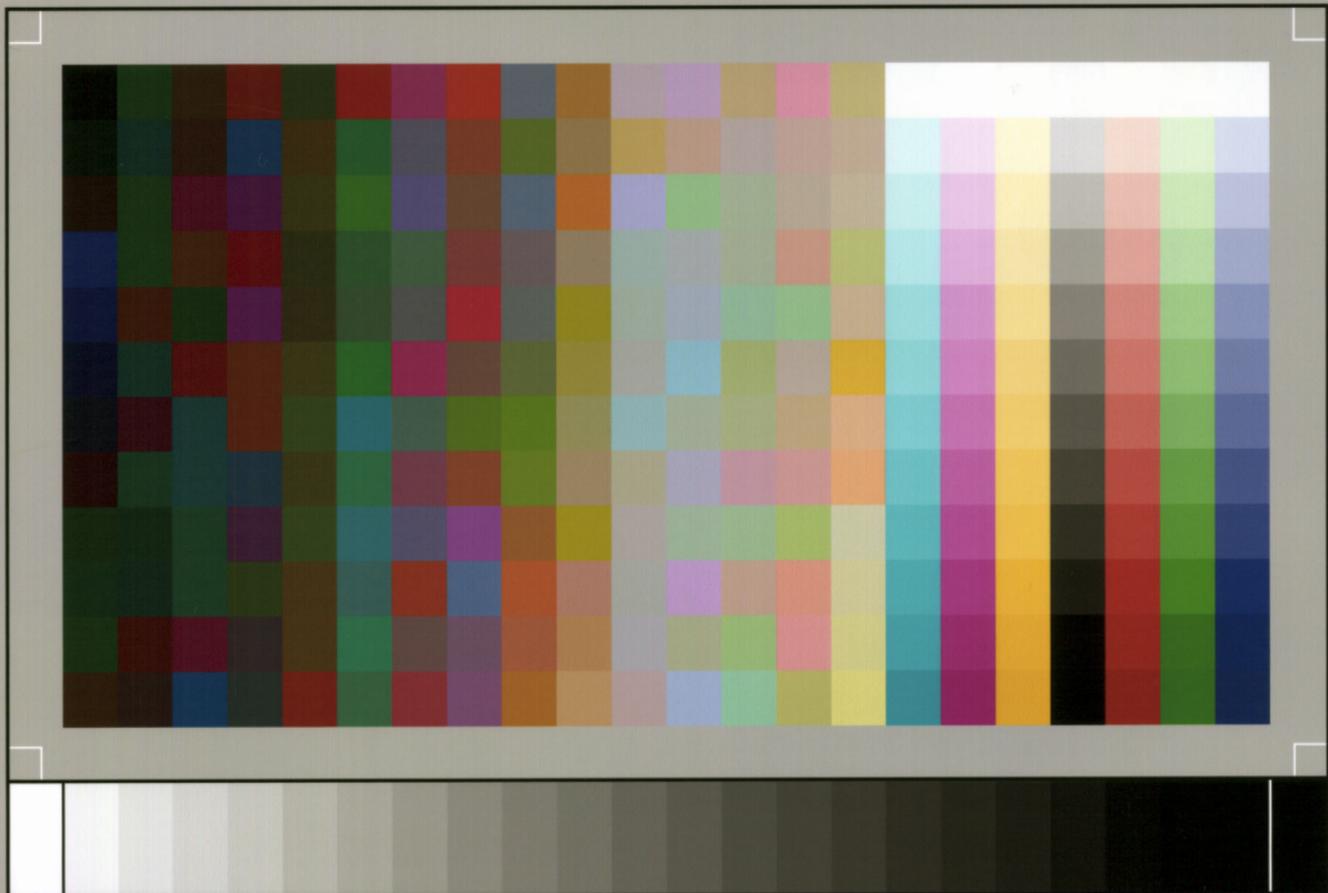
- HENTSCHEL, H. (1951a): Über die Tuffnatur der Schalsteine. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., (VI) **2**: 122–137; Wiesbaden.
- (1951b): Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. – N. Jb. Mineral., Abh., **82**: 199–230, 1 Tab., Taf. 18–20; Stuttgart.
- (1961): Der Schalstein, ein durch Plättung geformter Tektonit. – N. Jb. Mineral., Abh., **96**: 305–317, 6 Taf.; Stuttgart.
- HUPPERT, A. (1992): Petrographie und Sedimentologie der distalen vulkaniklastischen Ablagerungen am Scheuernberger Kopf südwestlich Weilburg (mittlere Lahnmulde). – Dipl.-Arbeit Univ. Heidelberg, 74 S., 27 Abb.; Heidelberg. – [Mskr.]
- KEGEL, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahnmulde. Erläuterungen zu einer von JOHANNES AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahnmulde. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **86**, 1–81, 2 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- LOVELL, J. P. B., & STOW, D. A. V. (1981): Identification of ancient sandy contourites. – *Geology*, **9**: 347–349, 2 Abb., 2 Tab.; Chicago, Illinois.
- LOWE, D. R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *J. Sed. Petr.*, vol. **52**, 1: 279–297, 13 Abb.; Tulsa, Oklahoma.
- NESBOR, H. D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M., & LIPPERT, H.-J. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenoherynikums. Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. – *Geol. Abh. Hessen*, **98**: 3–87, 37 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- & FLICK, H. (1988): Das Schalsteinprofil vom Gänsberg bei Weilburg. Aufbau und fazielle Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **116**: 189–205, 9 Abb.; Wiesbaden.
- OCZLON, M. S. (1992): Examples of palaeozoic contourites, tempestites and turbidites – classification and palaeogeographic approach. – *Heidelberger Geowiss. Abh.*, **53**: 57–159, 24 Abb., 16 Taf., 2 Tab.; Heidelberg.
- SCHLEUNIGER, K. (1989): Geologische Kartierung in der mittleren Lahnmulde nördlich von Weilburg (Rheinisches Schiefergebirge). – *Dipl.-Kartierung Univ. Heidelberg*, 50 S., 25 Abb., 4 Beil.; Heidelberg. – [Mskr.]
- (1991): Submariner basischer Vulkanismus im Devon (Givet/Adorf) der mittleren Lahnmulde: Fazielle Untersuchungen an einer effusiven/vulkaniklastischen Abfolge (Weilburg/südöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Dipl.-Arbeit Univ. Heidelberg*, 87 S., 36 Abb.; Heidelberg. – [Mskr.]
- SCHMID, R. (1981): Description, nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. – *Geol. Rdsch.*, **70**: 794–799, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart. Ersch. auch in: – *Geology*, **9**: 41–43; Boulder, Colorado, und: *N. Jb. Mineral. Mh.* **1981/4**: 190; Stuttgart.
- SPARKS, R. S. J., SIGURDSSON, H., & CAREY, S. N. (1980): The entrance of pyroclastic flows into the sea, II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **7**: 97–105, 3 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Bochumer Geol. Geotekt. Arb.*, **27**: 1–239, 51 Abb., 12 Taf.; Bochum.
- WOHLETZ, K. H., & SHERIDAN, M. F. (1983): Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. – *Am. J. Sci.*, **283**: 385–413; New Haven, Conn.

- Heft 63: THEWS, J.-D.: Zur Typologie der Grundwasserbeschaffenheit im Taunus und Taunusvorland. 1972. 42 S., 27 Abb., 7 Tab., 2 Taf. DM 12,—
- Heft 64: STEPHAN-HARTL, R.: Die altmiozäne Säugetierfauna des Nordbassin und der Niederländer Schleusenkammer (Frankfurt/M., Hessen) und ihre stratigraphische Stellung. 1972. 97 S., 16 Abb., 11 Tab., 24 Taf. DM 21,—
- Heft 65: BOY, J. A.: Die Branchiosaurier (Amphibia) des saarpfälzischen Rotliegenden (Perm, SW-Deutschland). 1972. 137 S., 70 Abb., 2 Tab., 2 Taf. DM 17,—
- Heft 66: BARTH, H.: Petrologische Untersuchungen im Felsberg-Zug (Bergsträßer Odenwald). 1972. 85 S., 16 Abb., 11 Tab., 8 Taf. DM 12,—
- Heft 67: KUSTER-WENDENBURG, E.: Die Gastropoden aus dem Meeressand (Rupelium) des Mainzer Tertiärbeckens. 1973. 170 S., 8 Taf. DM 21,—
- Heft 68: NEUFFER, F. O.: Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium). 1973. 113 S., 13 Taf. DM 25,—
- Heft 69: WALTER, H.: Hydrogeologie und Wasserhaushalt im oberen Horlofftal (westlicher Vogelsberg). 1974. 104 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf. DM 25,—
- Heft 70: AZIMI, M. A., et al.: Beiträge zur Hydrogeologie von Hessen. 1974. 198 S., 60 Abb., 37 Tab., 2 Taf. DM 35,—
- Heft 71: BAHLO, E.: Die Nagetierfauna von Heimersheim bei Alzey (Rheinhessen, Westdeutschland) aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberoligozän und ihre stratigraphische Stellung. 1975. 182 S., 43 Abb., 11 Tab. DM 25,—
- Heft 72: MATHEIS, J.: Kartographische Bearbeitung geologischer und bodenkundlicher Karten. Von der Manuskriptkarte zur Druckvorlage. 1975. 68 S., 22 Abb., 3 Taf., 5 Beil. DM 24,—
- Heft 73: GOLWER, A., et al.: Belastung und Verunreinigung des Grundwassers durch feste Abfallstoffe. 1976. 131 S., 23 Abb., 34 Tab., 2 Taf. vergriffen

Geologische Abhandlungen Hessen

- Band 74: SOLLE, G.: Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde. 1976. 264 S., 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt. DM 45,—
- Band 75: BOENIGK, W., et al.: Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/ Vogelsberg. 1977. 80 S., 17 Abb., 6 Tab., 8 Taf. DM 16,—
- Band 76: MOAYEDPOUR, E.: Geologie und Paläontologie des tertiären "Braunkohlenlagers" von Theobaldshof/Rhön (Miozän, Hessen). 1977. 135 S., 7 Abb., 5 Tab., 21 Taf. DM 32,—
- Band 77: SOBOTH, E.: Lang- und kurzperiodische Änderungen der Grundwasserbeschaffenheit und der Quellschüttung während 20jähriger Beobachtungen in der Frankenberger Bucht (Hessen). 1978. 39 S., 17 Abb., 5 Tab., 6 Taf. DM 9,—
- Band 78: JANSSEN, R.: Revision der Bivalvia des Oberoligozäns (Chattium, Kasseler Meeressand). 1979. 181 S., 1 Abb., 4 Taf. DM 33,—
- Band 79: HOMRIGHAUSEN, R.: Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon—Unterkarbon). 1979. 84 S., 16 Abb., 5 Tab., 13 Taf. DM 27,—
- Band 80: WITTEN, W.: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Kieselkalke im Unterkarbon II γ/δ bis III α des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges. 1979. 132 S., 26 Abb., 12 Tab., 4 Taf. DM 23,—
- Band 81: EHRENBERG, K.-H., et al.: Forschungsbohrungen im Hohen Vogelsberg (Hessen), Bohrung 1 (Flösser-Schneise), Bohrung 2/2A (Hasselborn). 1981. 166 S., 89 Abb., 17 Tab., 9 Taf. DM 40,—
- Band 82: BOTTKE, H., & POLYSOS, N.: Die Altenbürener Störungszone und der nördliche Teil der Briloner Scholle im tektonischen Photolineationsmuster des nördlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). 1982. 50 S., 21 Abb., 2 Tab. DM 10,—

- Band 83: WEBER, J., & HOFMANN, U.: Kernbohrungen in der eozänen Fossilagerstätte Grube Messel bei Darmstadt. 1982. 58 S., 3 Taf. DM 12,—
- Band 84: KOWALCZYK, G.: Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. 1983. 99 S., 48 Abb., 2 Tab., 8 Taf. DM 24,—
- Band 85: SCHRAFT, A.: Quantitative Wasserhaushaltsbetrachtungen im Einzugsgebiet der Elz (SE-Odenwald/Bauland). 1984. 60 S., 13 Abb., 13 Tab. DM 9,—
- Band 86: REITZ, E.: Palynologie der Trias in Nordhessen und Südniedersachsen. 1985. 36 S., 11 Abb., 11 Taf. DM 13,—
- Band 87: DIEDERICH, G. et al.: Erläuterungen zu den Übersichtskarten 1: 300000 der Grundwasserergiebigkeit, der Grundwasserbeschaffenheit und der Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers von Hessen. 1985. 51 S., 2 Abb., 3 Tab., 3 Kt. vergriffen
Neuauf. als
Geol. Abh.
Band 95
- Band 88: AMLER, M.R.W.: Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). 1987. 339 S., 37 Abb., 16 Tab., 10 Taf. DM 50,—
- Band 89: MARELL, D.: Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. 1989. 128 S., 57 Abb., 2 Tab. DM 17,—
- Band 90: QUADFLIEG, A.: Zur Geohydrochemie der Klufgrundwasserleiter des nord- und osthessischen Buntsandsteingebietes und deren Beeinflussung durch saure Depositionen. 1990. 110 S., 26 Abb., 24 Tab., 8 Beil. DM 13,—
- Band 91: DÖRR, W.: Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinisches Schiefergebirge). 1990. 94 S., 22 Abb., 5 Tab., 5 Kt. DM 20,—
- Band 92: KIRNBAUER, T.: Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. 1991. 228 S., 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt. DM 50,—
- Band 93: BECKER, G., KRAUSE, C., SCHWARZ, J.: Beiträge zur Biostratigraphie von Hessen. 1991. 81 S., 15 Abb., 5 Tab., 11 Taf. DM 25,—
- Band 94: SCHMIDT, B.: Stratigraphie und Tektonik der Umgebung von Hessisch Lichtenau-Hirschhagen (Nordhessen) Blatt Nr. 4724 Großalmerode. 1991. 61 S., 6 Abb., 1 Taf., 1 Karte. DM 26,—
- Band 95: DIEDERICH, G. et al.: Hydrogeologisches Kartenwerk Hessen 1: 300000. 1991. 83 S., 3 Abb., 4 Tab., 5 Karten. DM 43,—
- Band 96: Druckvorbereitung
- Band 97: WITTENBECHER, M.: Geochemie tholeiitischer und alkaliolivinbasaltischer Gesteine des Vogelsberges. 1992. 52 S., 12 Abb., 9 Tab. DM 15,—



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0