Mitt. Pollichia	66	25-89	26 Abb.	5 Tab.	Bad Dürkheim/Pfalz 1978
					ISSN 0341-9665

Friedrich HÄFNER

Die basischen Vulkanite des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Odernheim (Saar-Nahe-Gebiet). Ein Beitrag zu ihrer Geologie, Petrographie und Geochemie

Kurzfassung

HÄFNER F. (1978): Die basischen Vulkanite des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Odernheim (Saar-Nahe-Gebiet). Ein Beitrag zu ihrer Geologie, Petrographie und Geochemie. — Mitt. Pollichia, **66**: 25—89, Bad Dürkheim/Pfalz.

Die Verbreitung der basischen Vulkanite des Oberrotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet zwischen Alzey und Odernheim wird in einer geologischen Karte dargestellt und der Versuch einer Korrelation der einzelnen Vorkommen unternommen. Es handelt sich um zwei Lavaserien (LORENZ 1973), die sich aus jeweils einer oder mehreren Effusivdecken zusammensetzen. Petrographisch lassen sich zwei Hauptgefügetypen, ein ophitischer und ein intersertaler Typ unterscheiden. Es werden 45 neue chemische Vollanalysen vorgestellt und die Spurenelementkonzentrationen von Ba, Co, Cu, Mo, Nb, Ni, Rb, Sn, Sr, Y, Zn und Zr angegeben. Bei den untersuchten Proben handelt es sich um Glieder der Kalkalkalireihe, deren Stammagma möglicherweise eine olivintholeyitische Zusammensetzung hatte. Der Chemismus der Vulkanite erlaubt keine eindeutige Identifizierung von Proben einer bestimmten Effusivdecke oder Serie. Die Spurenelementkonzentrationen werden durch Verwitterungseinflüsse und die postmagmatische Umwandlung unterschiedlich beeinflußt. Wegen ihrer Mittelstellung zwischen Basalten und Andesiten in chemischer und mineralogischer Sicht werden die untersuchten Vulkanite als alterierte, basaltische Andesite bezeichnet.

Bestrebungen, den Vulkanismus des Saar-Nahe-Gebietes mit dem geodynamischen Konzept der Plattentektonik in Verbindung zu bringen, müssen aus der Sicht der vorliegenden Arbeit zurückhaltend beurteilt werden.

Abstract

HÄFNER F. (1978): Die basischen Vulkanite des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Odernheim (Saar-Nahe-Gebiet). Ein Beitrag zu ihrer Geologie, Petrographie und Geochemie [The Lower Permian basic lavas between Alzey and Odernheim (Saar-Nahe-Area, SW-Germany). Contributions to their geology, petrography and geochemistry]. — Mitt. Pollichia, **66**: 25—89, Bad Dürkheim/Pfalz.

The Lower Permian basic lavas between Alzey and Odernheim (Saar-Nahe-Area, SW-Germany) are presented in a geological map; an attempt is made to correlate the single outcrops. The lavas can be divided into two series (LORENZ 1973), each of which contains one ore more lava flows. Petrographically one can distinguish two main types of structure, an ophitic and an intersertal. 45 new chemical analyses of main elements are given and the values of the rare elements Ba, Co, Cu, Mo, Nb, Ni, Rb, Sn, Sr, Y, Zn, and Zr are added. The examined rocks belong to the calcalkaline rock suite; they possibly can be derived from an olivine tholeiitic parent magma. The lavas' chemistry doesn't allow a specific identification of samples from a definite flow or series. The values of the rare elements are influenced differently by weathering and postmagmatical alteration. Because of their middle position between basalts and andesites when seen from

mineralogical and chemical standpoint the examined igneous rocks are regarded as altered, basaltic andesites.

Attempts to bring the volcanism of the Saar-Nahe-Area in connection with the geodynamic concept of plate tectonics must from the author's point of view be regarded with caution.

Résumé

HÄFNER F. (1978): Die basischen Vulkanite des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Odernheim (Saar-Nahe-Gebiet). Ein Beitrag zu ihrer Geologie, Petrographie und Geochemie [Les roches volcaniques basiques dans l' „Oberrotliegendes" entre Alzey et Odernheim (Région de la Sarre et de la Nahe). Une recherche géologique, pétrographique et géochimique]. — Mitt. Pollichia, **66**: 25—89, Bad Dürkheim/Pfalz.

La répartition des roches volcaniques basiques dans l' „Oberrotliegendes" dans la région de la Sarre et de la Nahe entre Alzey et Odernheim est présentée sur une carte géologique; on essaie d'établir une corrélation entre les différents affleurements. Jl s'agit de deux séries de lave (LORENZ 1973) composées d'une ou de plusieurs nappes de lave. Du point de vue pétrographique on distingue deux types de structure: le type ophitique et le type intersertal. On présente 45 nouvelles analyses chimiques complètes et les concentrations des oligo-éléments: Ba, Co, Cu, Mo, Nb, Ni, Rb, Sn, Sr, Y, Zn et Zr. Les échantillons examinés font partie de la série calcoalcaline dont le magma d'origine était probablement composé des tholéiites à olivine. La composition chimique des laves ne permet pas une identification certaine des échantillons d'une nappe ou série de lave précise. La concentration d'oligo-éléments est influencée d'une façon différente par l'érosion et par une altérnation postmagmatique. A cause de leur situation chimique et minéralogique entre les basaltes et les andésites on donne aux roches volcaniques examinés le nom d'andésites basaltiques altérés.

Basé sur la puplication présente, l'auteur met en garde contre la théorie de la tectonique des plaques du volcanisme dans la région de la Sarre et de la Nahe.

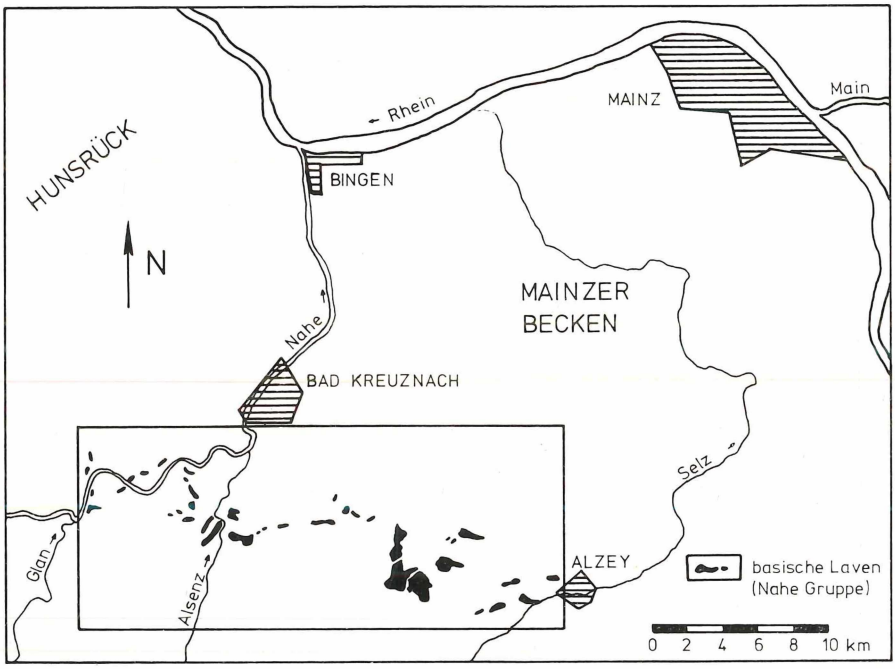


Abb. 1: Übersichtskarte zur Lage des bearbeiteten Gebietes.

Inhalt

1. Einleitung 27
2. Geologische Übersicht 28
3. Die Verbreitung der basischen Vulkanite 28
3.1. Aufschlußverhältnisse und Erhaltungszustand 28
3.2. Genese und Altersstellung der Vulkanite 30
3.3. Bemerkungen zur Bezeichnung der effusiven Gesteinskörper und ihrer Gliederung 31
4. Petrographie 32
4.1. Untersuchungsmethoden und Überblick 32
4.2. Die Blasenräume 33
4.3. Die ophitischen Gefügetypen 34
4.4. Die intersertalen Gefügetypen 37
4.5. Die petrographische Gliederung der basischen Vulkanite 42
5. Geochemie 43
5.1. Probennahme, Untersuchungsmethoden, Qualität der Daten 43
5.2. Die Bewertung der Umwandlungserscheinungen 44
5.3. Die Ergebnisse der Hauptelement-Analysen 46
5.4. Die Ergebnisse der Spurenelement-Analysen 50
6. Petrogenese 62
7. Nomenklatur 64
8. Literaturverzeichnis 69
9. Anhang 73

1. Einleitung

Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes ist seit mehr als 100 Jahren Gegenstand geologischer Untersuchungen. Der Nordostrand der paläozoischen Senke wurde bezüglich der Geologie und Petrographie der basischen Magmatite von verschiedenen Bearbeitern im Zuge der geologischen Landesaufnahme im 19. und im ersten Drittel dieses Jahrhunderts erforscht. In der jüngeren Vergangenheit (etwa seit 1950) widmeten sich Prof. H. Falke und seine Schüler einer Neubearbeitung des Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes.

Bei diesen Arbeiten blieb die Untersuchung der basischen Vulkanite auf der Nordostflanke des Pfälzer Sattels weitgehend ausgespart. Deshalb galt für diesen Abschnitt des Saar-Nahe-Beckens bisher noch immer ein Satz von M. Schuster (1933: 27), daß „die permischen Eruptivgesteine der Pfalz in den weiteren Kreisen der Geologen nicht sehr bekannt geworden sind." Um dies zu ändern, wurde in der vorliegenden Arbeit zunächst angestrebt, die basischen Laven des Oberrotliegenden zwischen Alzey (Rheinhessen) und Odernheim (Pfalz) wo nötig, neu zu kartieren und mit vorhandenen älteren und jüngeren Kartierungen in einer geologischen Karte zusammenfassend darzustellen (Abb. 1 und geol. Kte.). Darauf aufbauend wurden petrographische und chemische Untersuchungen durchgeführt, um die Umwandlungserscheinungen und die Petrogenese zu klären und die Vulkanite in die nomenklatorische Systematik einordnen zu können.

2. Geologische Übersicht

Das Saar-Nahe-Gebiet stellt in geologischer Sicht eine SW-NE-streichende Senke mit jungpaläozoischer Sedimentfüllung (Oberkarbon — Unterperm) und mannigfaltiger magmatischer Tätigkeit dar. Das Becken ist in streichender Richtung in Sättel und Mulden gegliedert und durch eine Bruchtektonik mit untergeordneter Intrusionstektonik in ein Schollenmosaik zerlegt, wobei Störungen mit Vertikalbewegungen vorherrschen. FALKE (1954 a, b) gliedert das Saar-Nahe-Rotliegende in eine untere und eine obere Abteilung (Unter- und Oberrotliegendes).

Im Oberrotliegenden verstärkt sich die im Unterrotliegenden bereits einsetzende magmatische Tätigkeit. Sie findet ihren Ausdruck in basischen bis sauren Intrusiva und Extrusiva. Die Sedimente sind durch einen starken faziellen Wechsel gekennzeichnet. Konglomeratische Arkosen, Sandsteine, Siltsteine und Tuffe werden sedimentiert; Kalksteine und Kohlebildung verlieren gegenüber dem Unterrotliegenden an Bedeutung. Das höhere Oberrotliegende ist gekennzeichnet durch ein Nachlassen der vulkanischen Tätigkeit und — hauptsächlich im Bereich der Nahemulde — die Ablagerung grobklastischer Sedimente. Den Abschluß im Profil des Oberrotliegenden bilden überwiegend feinkörnige Sedimente (Sandsteine und Tonsteine). FALKE (1974: 10) deutet dies als Ausdruck des Reliefausgleichs. ATZBACH & GEIB (1972) und FALKE (1974) schlagen vor, wegen der faziellen Verzahnung der Schichtglieder des Oberrotliegenden die bisherige Einteilung (FALKE 1954) aufzugeben und zur „Nahe-Gruppe" zusammenzufassen. Die Festlegung der Grenze Unter-/Oberrotliegendes (Tholeyer Gruppe—Nahe Gruppe) ist nicht unproblematisch. Die Schichten führen keine für die Festsetzung dieser Grenze relevanten Fossilien (FALKE 1974: 7). REIS (1921) zog zur Grenzziehung das Auftreten des ersten (basischen) Lavaergusses heran („Grenzlager"). In anderen Arbeiten (KONRAD 1969, RAST 1973, FALKE 1974, SCHWEHLA 1975) wird bevorzugt der Fazieswechsel von feinkörnigen, rötlichen Siltsteinen zu konglomeratichen Arkosen mit frischen, rötlichen Feldspäten zur Grenzziehung verwandt. Daneben werden auch Kriterien wie Rotfärbung und das Auftreten von rhyolithischen Tuffen genannt (BECKER 1974: 34 f.).

3. Die Verbreitung der basischen Vulkanite

3.1. Aufschlußverhältnisse und Erhaltungszustand

Die basischen Laven auf der Nordostflanke des Pfälzer Sattels zwischen Alzey und Odernheim bedecken heute eine Fläche von ca. 10 km² (Abb. 1). Die Gesteine sind nur stellenweise gut aufgeschlossen. Im östlichen Teil des Arbeitsgebietes bei Weinheim, Offenheim und Erbes-Büdesheim treten die Laven häufig nur als Lesesteine zu Tage. Die Ablagerungen des Mainzer Beckens greifen mit ihren westlichen Ausläufern auf das Rotliegende über. Nach Westen hin treten die tertiären Deckschichten mehr in den Hintergrund; sie sind jedoch über Wendelsheim, Wonsheim und Fürfeld bis in die Nähe des Alsenztales zu verfolgen. Weitere tertiäre und vor allem quartäre Ablagerungen finden sich in der Gegend von Feil-Bingert und westlich des Kreuznacher Rhyolithmassivs bei Hüffelsheim und Waldböckelheim.

Die basischen Laven liegen nicht mehr in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit vor. Sie sind durch spät- bis postmagmatische Umwandlungsvor-



Mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes Rheinland-Pfalz
vom 2. 11. 1976, Az.: 4062/317/76 durch: Dipl. Geologe Häfner, Uni Mainz
Zusammenkopie aus der TK 50
L 6112 , 6114 , 6312, 6314.

DIE VERBREITUNG DER BASISCHEN LAVEN DES OBERROTLIEGENDEN ZWISCHEN ALZEY UND ODERNHEIM.

Maßstab 1: 50 000

0 1 2 km

F. HÄFNER 1977

Nach eigenen Aufnahmen und Arbeiten von BECKER [1974], GLÖCKNER [1975], GOLSCHANI [1977], LORENZ [1973], RADZWILL [1978], RAST [1975], REIMER [1973], REIS [1921], SCHOPP [1913] u. SCHWEHLA [1975a, 1975b].

- Tertiär, Quartär
- Sedimente des Oberrotliegenden
- Sedimente des Unterrotliegenden
- Lavaserie II
- Lavaserie I
- Störung sicher, vermutet
- Probenentnahmestelle; Lava mit ophitischem Gefüge
- Probenentnahmestelle; Lava mit intersertalem Gefüge

gänge (WALGER 1958) sowie durch die Verwitterung sowohl äußerlich als auch in ihrem Mineralbestand verändert. Im folgenden Abschnitt soll auf die Geländebeobachtungen eingegangen werden.

Sofern man das Glück hat, relativ frische Proben zu finden, sind diese von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe. Die Erwartung, in ehemaligen Steinbrüchen oder in alten Stollen (Bergbau auf Quecksilber) könne man frischeres Material gewinnen, bestätigt sich nicht. Dies liegt hauptsächlich daran, daß die spät- bis postmagmatischen Umwandlungserscheinungen die basischen Gesteinskörper wesentlich stärker als die Verwitterung beeinflußt haben. An stark umgewandeltem und verwittertem Material besteht kein Mangel. Die Farben der zersetzten Partien ändern sich vom erwähnten schwarzgrau über hellere Grautöne, rötliche und grünliche Farbkomponenten mit fortschreitendem Verwitterungsgrad zu immer stärker hervortretenden braunen Farbtönen. Bisweilen sind die Gesteine gelblich gefärbt und im Handstück nicht mehr als Magmatit zu bestimmen.

Eine häufig zu beobachtende Verwitterungsform stellt die Kugelverwitterung dar. Sie wird von REIS (1921: 72, 95, 102) erwähnt und auf eine von den Klüften augehende, die Ecken abrundende Zersetzung des Gesteins zurückgeführt (Abb. 2).

Mehrere Autoren beschreiben Kugelverwitterung in den jeweils von ihnen bearbeiteten Abschnitten des untersuchten Gebietes: SCHOPP & SCHOTTLER (1904: 62), EMMERMANN & REE (1973: 55), RAST (1973: 32), GLÖCKNER (1974: 27), SCHWEHLA (1974: 20, 1975: 27) und RADZWILL (1977: 30).

REIS (1921: 72) erkannte auch bereits einen Zusammenhang von Gefüge und Verwitterungsformen. Er beobachtete, daß die kugelige Verwitterung



Abb. 2: Kugelverwitterung in der Lavaserie I; Ackerberg bei Hochstätten.

fast ausschließlich an ophitische Gefügetypen gebunden ist. Ein weiterer Zusammenhang ergab sich zwischen dem Umwandlungsgrad und der Korngröße der Minerale in den Gesteinen.

Der Anteil der frischen Gesteine liegt beim grobkörnigen Material am höchsten. Bei feinkörnigen Gesteinen wurden häufiger zersetzte Proben angetroffen. Die grobkörnigen Gesteine stellen die ophitischen Gefügetypen. Diese scheinen aufgrund ihrer dichten Struktur der Umwandlung und der Verwitterung mehr Widerstand zu bieten als die feinkörnigen porösen Gefügetypen mit hohem Glasanteil.

Die untersuchten Gesteine weisen zum Teil einen nicht unerheblichen Calcitgehalt auf. Dieser beschränkt sich jedoch nicht nur auf die Füllung von Blasenräumen und Klüften; die Minerale der Grundmasse und die Einsprenglinge (Plagioklas, Olivin) sind in manchen Proben weitgehend durch Calcit ersetzt. Deshalb reagieren nahezu alle Proben mit verdünnter Salzsäure unter CO_2-Bildung. Auf diesen Umstand machen auch SCHOPP & SCHOTTLER (1904: 62) und WALGER (1953: 14) aufmerksam.

3.2. Genese und Altersstellung der Vulkanite

Die Frage, ob die basischen Magmatite der Nahe Gruppe effusiv oder instrusiv seien, wird seit Beginn der geologischen Forschung in diesem Gebiet von fast jedem Bearbeiter aufgegriffen und erneut diskutiert. Die bearbeiteten Magmatite (siehe geol. Karte) werden alle als effusiv angesehen. Diese Ansicht stützt sich vor allem auf die in den letzten Jahren durchgeführten neuen Kartierungen des Mainzer Instituts für Geowissenschaften. Nach ATZBACH & GEIB (freundl. mündl. Mitt.) waren am Bahnübergang Niederhausen bei den dort anstehenden Magmatiten ins Hangende reichende Apophysen aufgeschlossen. Diese Beobachtung spricht für die Einstufung dieses Vorkommens als Lagergang.

Als entscheidende Kriterien für die Charakterisierung der Vorkommen als Effusiva werden angesehen:

a) die Ausbildung von blasenreichen Zonen an Basis und Top der ehemaligen Lavaströme,
b) die fehlende Frittung der Sedimente im Hangenden der ehemaligen Lavaströme,
c) die Einschaltung von sauren Tuffen in den Vulkaniten und
d) aufgearbeitete Magmatitkomponenten in den Sedimenten im Hangenden der Vulkanite.

Eine ausführliche Diskussion der Genese der einzelnen Vorkommen wird von HÄFNER (1977) vorgenommen. Die bearbeiteten Vulkanite werden ausnahmslos der Nahe Gruppe (Oberrotliegendes) zugeordnet.

Die Grenze Unter-/Oberrotliegendes wird heute im Saar-Nahe-Gebiet allgemein mit Hilfe einer Änderung des faziellen Charakters der Sedimente festgelegt, der meist einige 10-er Meter im Liegenden der jeweils ersten basischen Effusion einsetzt.

Nach LORENZ (1973: 139) ist erwiesen, daß die Laven vor der Intrusion bzw. teilweisen Effusion des Kreuznacher Rhyoliths gefördert wurden (vergl. SCHOPP 1894: 14). Die bisher bestimmten Rb/Sr — Alter des Rhyoliths, die von ORLIAC & SCHÄFER (1969) durchgeführt wurden, liegen mit 272 ± 10 Mio.

Jahren in der Nähe der Karbon-Perm-Grenze. Danach müßten die basischen Laven der Nahe Gruppe älter als 270 Mio. Jahre sein und ihre Einstufung ins Rotliegende bzw. Perm wäre fraglich. Diese Datierungen werden neuerdings von LIPPOLT (1976) stark angezweifelt. Er legt in seiner Arbeit dar, daß die Vertrauensgrenze für die Altersbestimmungen von ORLIAC & SCHÄFER mit 272 ± 90 (!) Mio. Jahren nahezu eine Zehnerpotenz höher liegt als von diesen angegeben. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt ist deshalb eine absolute Altersangabe des Rhyoliths und damit auch der basischen Laven nicht möglich.

3.3. Bemerkungen zur Bezeichnung der effusiven Gesteinskörper und ihrer Gliederung

Als ehemaliger Lavastrom wird die kleinste unterscheidbare Einheit der effusiven Gesteinskörper angesehen. Einzelne ehemalige Ströme lassen sich im Gelände durch blasenreiche Horizonte, unterschiedliche Orientierung der Kluftrichtungen, manchmal auch durch Verwitterungszonen im Grenzbereich unterscheiden. Im ganzen gesehen ist die Differenzierung in verschiedene ehemalige Lavaströme im Arbeitsgebiet über längere Strecken nicht möglich. Die übergeordnete Einheit ist die Effusivdecke. Als Effusivdecke wird jeder eruptive Gesteinskörper angesehen, der im Liegenden und Hangenden von klastischen oder pyroklastischen Sedimenten begrenzt wird (BAMBAUER 1955: 3; SCHWAB 1963: 15; 1967: 31). Eine Effusivdecke kann sich aus einem oder mehreren ehemaligen Strömen zusammensetzen. Als Lavaserie werden eine oder mehrere Effusivdecken zusammengefaßt, die aufgrund ihrer stratigraphischen Positionen und charakteristischen Begleitsedimenten als einer Eruptionsphase zugehörig betrachtet werden.

Im vorbeschriebenen Sinn können im Arbeitsgebiet zwei Lavaserien unterschieden werden (LORENZ 1973: 144). Der Lavaserie I werden diejenigen Effusiva zugeordnet, die in der ersten Eruptionsphase der Nahe Gruppe gefördert wurden. Sie wurden früher als „Grenzlager" bezeichnet und zur Festlegung der stratigraphischen Grenze zwischen Unter- und Oberrotliegendem herangezogen. Im Hangenden der Lavaserie I folgen Sedimente unterschiedlicher Mächtigkeit, vorwiegend konglomeratische Arkosen,

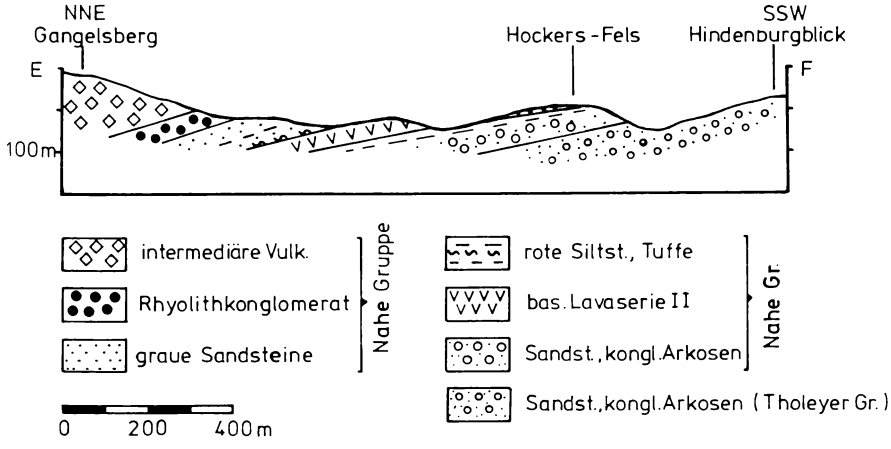


Abb. 3: Geologisches Querprofil bei Duchroth (E: R 08 400 H 18 150 F: R 08 050 H 16 500).

Sandsteine und Siltsteine. Darüber flossen die Laven der Lavaserie II aus; dieser Serie II kommt im Arbeitsgebiet aufgrund ihrer geringeren Verbreitung weniger Bedeutung zu als der Serie I. Über der Lavaserie II folgen in der Nahe Gruppe konglomeratische Arkosen, Tuffe, der Kreuznacher Extrusiv — Intrusiv — Rhyolith und schließlich das von ihm geschüttete Konglomerat.

Einen Eindruck von den Lagerungsverhältnissen im Bereich des Oberrotliegenden vermittelt Abb. 3. Ein Korrelationsversuch mehrerer über das Arbeitsgebiet verteilter Säulenprofile geht aus Abb. 4 hervor.

Die einzelnen Vorkommen und Abfolgen können in diesem Rahmen nicht besprochen werden; eine zusammenfassende Darstellung findet sich bei HÄFNER (1977). In dieser Arbeit werden auch Literaturhinweise auf Einzeldarstellungen aus dem Arbeitsgebiet gegeben.

4. Petrographie

4.1. Untersuchungsmethoden und Überblick

Beiträge zu Petrographie der untersuchten Vulkanite liefen bisher hauptsächlich die Arbeiten von SCHUSTER (1908, 1911, 1914), WALGER (1953, 1958), sowie EMMERMANN & REE (1973).

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit stützen sich auf die mikroskopische Untersuchung von ca. 100 Proben. Der Umwandlungsgrad der Gesteine ist beträchtlich; so konnten nur etwa 15 % der Proben quantitativ untersucht werden, wobei auch diese Proben nicht als völlig frisch einzustufen sind. Bei den übrigen Schliffen beschränkte sich die Untersuchung auf die Rekonstruktion des ehemaligen qualitativen Mineralbestandes und Gefügevergleiche. Die Erfassung des quantitativen Mineralbestandes erfolgte mit Hilfe eines Integrationsokulars und einem Punktzähler; die Anorthitgehalte der Feldspäte wurden mit einem Universaldrehtisch nach der Zonenmethode von RITTMANN (1929) bestimmt. Dieses Verfahren liefert nach SCHWAB (1963: 27) ähnliche Werte wie die Bestimmung nach FEDEROW. Die Auswertung der gemessenen Auslöschungswinkel wurde nach der Hochtemperaturkurve für Vulkanite im Diagramm von TRÖGER (1971: 129) vorgenommen.

Der Ausdruck „Viridit" wird für meist grüne Fe-Mg-Schichtsilikate gebraucht, die im allgemeinen nicht näher charakterisiert werden. Sie treten als Umwandlungsprodukte der Glasanteile und der Mafite auf. „Viridite" wurden als Sammelbezeichnung von VOGELSANG (1872: 529) eingeführt und in neuerer Zeit von WALGER (1958: 5), sowie SCHWAB (1963: 27), VINX (1974: 37) und MIHM (1975: 23) aufgegriffen. WALGER (1958: 30 f.) unterteilte die Viridite nach der Doppelbrechung in drei Gruppen: Seladonit, Minerale der Biotitgruppe und Kaolin- und Chloritgruppenminerale der Delessit-Diabanit-Reihe (cit. nach TRÖGER 1956). Die Charakterisierung der Gefügemerkmale der untersuchten Vulkanite erfolgt in Anlehnung an FREUND (1955).

Das wichtigste und in den Vulkaniten stets am besten erhaltene Mineral ist der Plagioklas, der im Durchschnitt mit 50—60 Vol. % an der Zusammensetzung beteiligt ist. Er ist häufig zonar gebaut und verzwillingt.

Die Pyroxene bilden die zweite Hauptkomponente. Der Klinopyroxen überwiegt bei weitem. Nur in einigen Proben konnte Orthopyroxen in Form von Bastitpseudomorphosen in größerer Zahl registriert werden. Es handelt sich um kurzstengelige, panidiomorphe Individuen. Der Klinopyroxen liegt entweder in xenomorphen Kristallen in ophitischer Verwachsung mit Feldspäten oder in isometrischen Körnern vor.

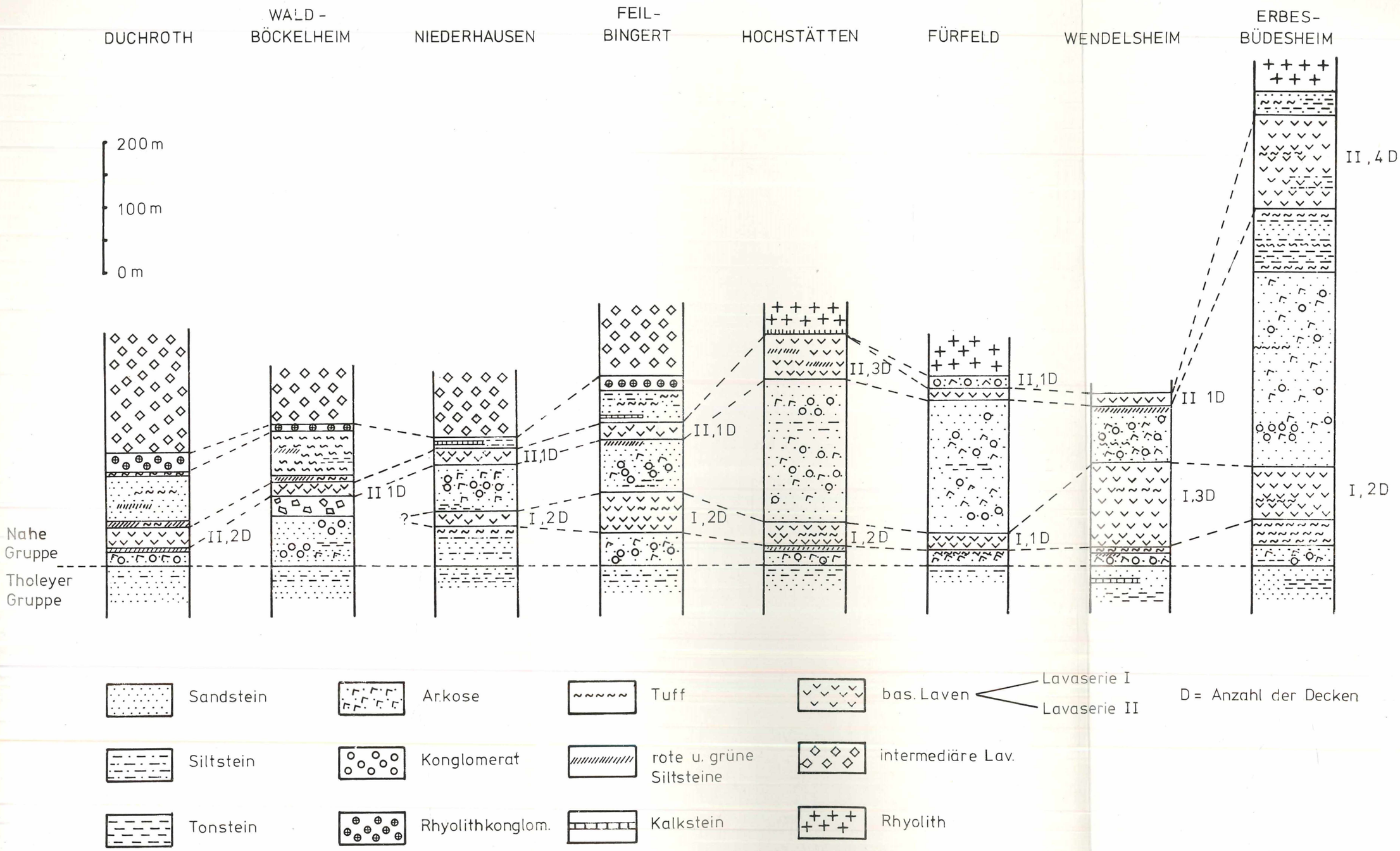


Abb. 4 Korrelation stratigraphischer Profile der Nahe Gruppe (Oberrotliegendes). Nach eigenen Aufnahmen und Arbeiten von RAST 1975, LORENZ 1973, BECKER 1974, SCHWEHLA 1975 a. u. b, RADZWILL 1978.

Olivin kommt als idiomorpher Einsprengling vor, meist jedoch nur als bräunlich-grünliche Pseudomorphose, die aus mit dem Mikroskop nicht aufzulösenden Schichtsilikaten besteht und in der Literatur gewöhnlich als Iddingsit bezeichnet wird (TRÖGER 1969: 271).

Daneben treten in den Vulkaniten Glas, Erz, Apatit und äußerst selten Quarz als Gemengteile auf. Außer den schon erwähnten Viriditen sind bei den Umwandlungsprozessen Karbonate und Erz neu gebildet worden.

4.2. Die Blasenräume

Viele der beschriebenen Vulkanite weisen zahlreiche Blasenräume auf, die bei der Effusion infolge von Entgasung durch Druckentlastung entstanden. Die Hohlräume wurden bei der relativ schnellen Abkühlung des Magmas konserviert. Zonen mit Blasenräumen treten bevorzugt am Top und an der Basis der ehemaligen Lavaströme auf. Ihre Form und Größe unterliegen beträchtlichen Schwankungen. Man findet Anhäufungen kugelrunder Blasen ebenso wie durch die Fließbewegungen des Magmas in die Länge gezogene Blasen. Ein Fluidalgefüge abbildende Blasen wurden an Lesesteinen im Wald oberhalb des Teufelsrutsches bei Wendelsheim beobachtet, so daß die Fließrichtung nicht rekonstruiert werden konnte. Im Wiesbachtal zwischen Teufelsrutsch und Wendelsheim fanden sich im Anstehenden an der Straßenböschung Blasen, welche senkrecht zur Stromoberfläche orientiert sind; sie lassen auf fortschreitende Entgasung einer in Ruhe befindlichen, aber noch nicht vollständig erstarrten Lava schließen.

Die Größe der Blasenräume reicht von < 1 mm bis Faustgröße und darüber, wobei die kleinen, bis etwa 1 cm Durchmesser den weitaus größten Anteil stellen. Die Blasen sind manchmal hohl, überwiegend jedoch mit sekundären Mineralausscheidungen gefüllt, die als „Mandeln" bezeichnet werden („Mandelsteine"). Die Entstehung der Mandelfüllungen ist eng mit der Umwandlung der Vulkanite verknüpft und muß der auf die Effusion des Magmas folgenden spät- bis postmagmatischen Phase während oder unmittelbar nach dem Erstarrungsprozeß zugerechnet werden (REIS 1923: 77; WALGER 1958: 34, 70).

Folgende Minerale sind am Aufbau der Blasenfüllungen beteiligt: Quarz, Chalzedon (Achat), Calcit, Dolomit, verschiedene Schichtsilikate. Diese Minerale können für sich allein oder mit anderen zusammen auftreten. Letzteres kommt häufiger vor.

Nach der chemischen Analyse gehören die Schichtsilikate zur Gruppe der Mg-Fe^{2+}-Fe^{3+}-Chlorite; die Analyse ergab ca. 35 Mol. % $fe^{[6]}$ und 6 Fe_2O_3 4 Gew.-% (Mol. % $fe^{[6]} = Fe^{2+} + Fe^{3+} / (2 + Si) \cdot 100$). Nach TRÖGER (1969: 574) handelt es sich um „Delessit". Die Röntgenaufnahme ergab d-Werte von 14.17 (001), 7.13 (002), 4.75 (003?), 3.56 (004) Å. Diese Werte weisen die untersuchten Minerale als 14 Å — oder Normalchlorite aus; einige andere d-Werte schwacher Intensität, die nicht Chloriten zugeordnet werden können, geben einen Hinweis auf die zusätzliche Beteiligung muskowitähnlicher und montmorillonitähnlicher Minerale, die optisch nicht identifiziert werden konnten. WALGER (1953: 14; 1958: 42) erwähnt unter anderem auch „Delessit" als Umwandlungsprodukt der basischen Vulkanite. „Delessit" ist nach FLEISCHER (1975: 31) nicht als selbständiges Mineral, sondern als Varietät von Klinochlor anzusehen.

4.3. Die ophitischen Gefügetypen

Dieses Vulkanite entsprechen teilweise den Deckendiabasen mit glasiger Mesostasis (Deckentholeyiten) SCHUSTERS (1911: 166 f.) bzw. den tholeyitischen, ophitischen Diabasen SCHUSTERS (1914: 239) und dem Andesit von EMMERMANN & REE (1973: 54). Auf der Südflanke der Pfälzer Sattelzone beschreiben EHRENBERG (1964: 38) und SCHWAB (1963: 26 f., 46 f.) ähnliche Gesteine als ophitisch struierten Olivinbasalt (Typ Gerbacher Hof) und Olivinbasalt (Typ Marienthal, Typ Winnweiler).

Die ophitischen Vulkanite lassen sich unabhängig von der Korngröße ihrer Minerale in drei Gruppen aufteilen. Sie sind nahezu holokristallin und gleichkörnig. Das hypidiomorph-körnige Gefüge ist gekennzeichnet durch die sperrige Verzahnung idiomorpher Plagioklasleisten mit xenomorphen Pyroxenen. In den Zwickeln findet sich ein geringer Anteil glasiger, meist umgewandelter Mesostasis und Erz (Mesostasis = Zwischenmasse (v. GÜMBEL 1888); mit diesem Ausdruck werden nach SCHWAB (1971: 32) die nicht bestimmbaren Anteile der Grundmasse in den Zwickeln zwischen den Kristallen bezeichnet). Idiomorphe Einsprenglinge von Olivin finden sich immer mit einem Anteil von meist <10 Vol. %. Seltener trifft man auf Einsprenglinge von Plagioklas. Die Textur der ophitischen Vulkanite ist richtungslos.

Der Plagioklas ist das wichtigste Mineral der Vulkanite. Er ist mit 55—60 Vol.% vertreten. Die Individuen sind leistenförmig ausgebildet, meistens polysynthetisch verzwillingt (Albitgesetz, Karlsbader Gesetz) und zonar gebaut. In frischen Proben sind die Plagioklase farblos, bei Umwandlung werden sie trübe, im Endstadium der Zersetzung oft völlig calcifiziert. Die Länge der Feldspäte reicht von 0,4—6 mm, die Breite von 0,08—1,8 mm. Die Anorthitgehalte betragen im Kern ca. An_{70}, am Rand gehen sie auf ca. An_{30} zurück (Labradorit — Andesin).

Die Pyroxene bilden die zweitwichtigste Mineralgruppe. Es handelt sich um Klinopyroxene etwa diopsidischer Zusammensetzung, die als xenomorphe Kristalle mit Plagioklas verwachsen sind. Sie erreichen Durchmesser bis 5 mm. Die Doppelbrechung beträgt ca. 0.027—0.031, es treten orangegelbe — grüne Interferenzfarben auf. Bei der Umwandlung der Pyroxene setzt eine von den Rändern und Spaltrissen ausgehende Serpentinisierung ein; in vielen Proben sind die Pyroxene völlig durch Calcit ersetzt. Frische Pyroxene sind stets farblos oder schwach bräunlich-rötlich. Olivin ist als Einsprengling in allen ophitischen Vulkaniten vertreten. Er wird jedoch nie frisch angetroffen. Die Minerale zeigen häufig noch die idiomorphen rhombischen Querschnitte; andererseits weisen randliche Korrosionserscheinungen darauf hin, daß der Olivin nicht immer im Gleichgewicht mit der Schmelze stand (SCHWAB 1963: 31). Die Größe der Olivine schwankt zwischen 0,3 und 1,5 mm. Gelegentlich tritt der Olivin gehäuft in Nestern auf. Die Umwandlungsprodukte des Olivins sind sehr vielfältig. Ausgehend von den Rändern, Spaltrissen und regellosen Sprüngen vollzieht sich die Neubildung verschiedener Viridite; diese zeigen in der Regel olivgrüne — bräunliche Farben und sind überwiegend in faserigen Aggregaten ausgebildet. Die Fasern können wirr orientiert sein, parallel oder senkrecht zu kristallographischen Begrenzungsflächen verlaufen. Es dürfte sich bei den Viriditen um Serpentin- (Chrysotil), Chloritminerale oder „Iddingsit" handeln. Anzeichen für optisch nicht mehr auflösbare „Einkristalle" von „Iddingsit" wurden nicht beobachtet. Calcit kommt allein oder zusammen

mit Viriditen als Pseudomorphose vor. Bei fortgeschrittener Umwandlung tritt Calcit fast ausschließlich allein als Mineralneubildung anstelle der Olivine auf. Dies läßt den Schluß zu, daß die Calcitbildung mit fortschreitender Umwandlung zunimmt (SCHWAB (1963: 57) stellte keine Reihenfolge der Mineralneubildungen auf). Die Calcitbildung erfordert die Zufuhr von Calcium, während die Serpentinisierung oder Chloritisierung ohne Stoffzufuhr (mit Ausnahme von Wasser) auskommt. In jenen Olivineinsprenglingen, in denen Calcit neben Viriditen vorkommt, wird der Calcit bereits als Umwandlungsprodukt ehemaliger Viridite angesehen.

Erz wird bei der Zersetzung der Olivine in opaken Flecken von unregelmäßiger Begrenzung oder in quadratischen Querschnitten (Picotit nach SCHOPP 1913: 32) angetroffen. Die zuletzt genannten Minerale finden sich bevorzugt im Kern der Olivine. Die übrigen Erze sind häufig an Spaltrissen, Sprüngen oder am äußeren Rand der Einsprenglinge ausgeschieden. Es handelt sich wahrscheinlich um Hämatitneubildungen.

E r z e sind an der Zusammensetzung der ophitischen Vulkanite in geringer Menge beteiligt (ca. 1 %). Sie kommen als Erstausscheidung stäbchenförmig (bis 0,5 mm, Ilmenit?), als unregelmäßig geformte Körner (bis 0,1 mm, Magnetit?) oder Erzstaub vor. Als Umwandlungsprodukt mafischer Minerale wird Erz innerhalb oder in der unmittelbaren Umgebung der betroffenen Minerale ausgeschieden (Hämatit).

Der Anteil der M e s o s t a s i s ist relativ gering; er liegt meist deutlich unter 10 Vol. %. An der Zusammensetzung beteiligen sich vorherrschend Glas und Erzstaub, daneben kleine Apatitnadeln und Mikrolithe von Feldspat. In seltenen Fällen wurden korrodierte Quarze beobachtet.

D i e K r i s t a l l i s a t i o n s a b f o l g e

Als früheste Ausscheidung wird Apatit angesehen. Danach bildeten sich Einsprenglinge von Olivin und — selten — Einsprenglinge von Plagioklas, die aufgrund ungehemmten Wachstums idiomorph entwickelt sind. Beim Aufstieg des Magmas setzte die Bildung basischer Plagioklase in größerem Umfang ein, die bald von der Kristallisation der Klinopyroxene gefolgt wurde. Beide Minerale, Plagioklase und Pyroxene wurden zusammen mit Magnetit und Ilmenit ständig neu gebildet, die Olivine teilweise korrodiert. Am Ende der Kristallisation verblieb ein geringer Anteil Schmelze, der bei schneller Abkühlung in Mikrolithe von Feldspat und Pyroxen, sowie Glas und Erz erstarrte. Die schon während der Auskristallisation des Magmas begonnene Auflösung des Olivins durch Korrosion setzte sich nach Erstarren des Magmas unter dem Einfluß CO_2-haltiger Wässer mit der Umwandlung dieses Minerals in Mg-Fe-Schichtsilikate (Viridite) und Karbonate fort. Die Umwandlung erfaßte nach und nach die Glasanteile, die wegen ihrer großen Oberfläche leichter angegriffen werden, und die Pyroxene. Erst bei nachhaltiger Umwandlung wurden die Feldspäte betroffen, die zunächst albitisiert, dann in Schichtsilikate transformiert und schließlich durch Karbonate ersetzt wurden.

Die ophitischen Vulkanite lassen sich nach der Korngröße ihrer Minerale in drei Gruppen unterteilen. Im folgenden Abschnitt wird nur auf Besonderheiten der einzelnen Gruppen eingegangen, die die voranstehende allgemeine Beschreibung präzisieren oder ergänzen.

T y p I a. Diese Gruppe hat den größten Anteil an allen untersuchten Vulkaniten. Sie zeichnet sich aus durch relativ geringe Größe der einzelnen Minerale, ein ophitisches Gefüge von Pyroxenen und Feldspäten, gelegentliches Vorkommen von Plagioklaseinsprenglingen, stetiges Vorkommen von Olivineinsprenglingen. Eine frische Probe dieses Gesteines wurde südlich Feil-Bingert, am „Höchsten Kreuz", aus dem Anstehenden entnommen. Sie zeigt folgenden modalen Mineralbestand:

Olivin	16.3	Vol. %	Einsprenglinge
Plagioklas	0.5	„	Einsprenglinge
Plagioklas	58.4	„	Grundmasse
Pyroxen	14.4	„	Grundmasse
Erz	1.3	„	Grundmasse
Mesostasis	9.1	„	Grundmasse

Die Feldspäte sind frisch. In einigen Exemplaren weisen Erzkörnchen auf die beginnende Zersetzung hin. Die An-Gehalte liegen im Kern bei An_{67}, am Rand bei An_{41}. Die Größe der Feldspateinsprenglinge beträgt ca. 1 mm, die der Grundmassefeldspäte 0,2—0,4 mm. Die Olivine haben in der Regel 0,5 mm Durchmesser, können aber bis 1,8 mm groß werden. Sie sind total viriditisiert. Die xenomorphen Pyroxene sind mit den Feldspäten ophitisch verwachsen. Sie erreichen eine Größe von 1,5 mm und sind relativ gut erhalten. Die Erze sind überwiegend als schmale Lamellen ausgebildet.

Der Umwandlungsgrad des Typs I a ist so unterschiedlich, daß es schwer fällt, allgemein gültige Merkmale aufzustellen. Der Olivinanteil ist hoch ($\rangle$ 10 Vol. %). Eine Probe (Lavaserie II, Bahnübergang Niederhausen), die keinen Olivin führt, wurde aufgrund sonstiger Merkmale dem Typ I a zugeordnet. Zwei andere Proben (Lavaserie II, Norheimer Wald; Lavaserie II, Altenbamberg) weisen einen hohen Blasengehalt, einen erhöhten Erz- und Mesostasisanteil auf. Sie werden der abgeschreckten Randzone der ophitischen Decken des Typs I a zugeordnet.

T y p I b. Die Vulkanite dieses Typs haben einen Anteil von ca. 15 % an den untersuchten Proben. Gesteine mit den geringsten Umwandlungserscheinungen gehören zu diesem Typ (Abb. 5). Als Sekundärmineral tritt hauptsächlich Calcit auf. Charakteristisch für den Typ I b die frischen Proben B 1706 (Lavaserie I, Weinheim bei Alzey) und B 1001 (Lavaserie I, ehemaliger Steinbruch, jetzt Schuttkippe südwestlich Nack). Modaler Mineralbestand:

	B 1706	B 1001		
Olivin	8.5	8.6	Vol. %	Einsprenglinge
Plagioklas	1.0	—	„	Einsprenglinge
Plagioklas	54.6	59.4	„	Grundmasse
Klinopyroxen	27.5	23.1	„	Grundmasse
Erz	1.9	3.1	„	Grundmasse
Mesostasis	6.5	5.8	„	Grundmasse

Die Größe der Minerale liegt deutlich über jener des Typs I a. Die Olivine haben einen Durchmesser von 0,3 bis 1,2 mm, wobei der Bereich um 0,5 mm den größten Anteil stellt. Die Plagioklase sind durchweg frisch; sie kommen fast ausschließlich in der Grundmasse vor. Sie sind in der Regel

zonar gebaut. Der Anorthitgehalt liegt in den Kernen bei An_{65-70}, an den Rändern bei An_{30-40}. Anorthitgehalte einiger Proben:

Tab. 1: Anorthitgehalte einiger Proben.

	B 1706	B 1708	B 1001	B 1718
An-Gehalt Kern	63	71	52	69
An-Gehalt Rand	38	43	—	38
	B 1700	C 9	C 13	ϕ
An-Gehalt Kern	68	63	49	62
An-Gehalt Rand	34	44	29	38

In Probe B 1706 fanden sich wenige idiomorphe, nicht verzwillingte Einsprenglinge von Plagioklas in der Größe von 1,0—1,4 mm. Sie zeigen einen ausgeprägten Zonarbau mit basischen Kernen und scharf davon abgesetzten sauren Außenzonen. Die Pyroxene erreichen Größen bis > 1 mm (B 1001), vereinzelt auch ca. 4 mm (B 1706). Erz beteiligt sich in frischen Proben als Erstausscheidung in Form von Lamellen und Körnern (0,2 mm). Höhere Erzanteile treten bei Hämatitbildung im Zuge der Umwandlung von Olivinen auf (B 1001).

Typ I c. Dieser Gefügetyp wurde nur in einer Probe angetroffen (Lavaserie I, Weinheim bei Alzey). Er ist charakterisiert durch sehr große Plagioklase in sperriger Anordnung. Die Grundmasse ist nicht mehr identifizierbar. Die bis 6 (!) mm großen Plagioklase sind teilweise skelettiert und trübe. Im übrigen beteiligen sich grünliche Viridite und nach Calcit pseudomorphisierte Olivine am Gesteinsaufbau. Erze breiten sich in geringem Umfang skelettartig aus. Einige Quarzkörner mit korrodierten Rändern (bis 0,7 mm Durchmesser) lassen auf die Beteiligung von Fremdmaterial (Sedimente?) bei Bildung und/oder Aufstieg des Magmas schließen. Die Größe der Plagioklase läßt die Deutung zu, daß es sich um ein intrusives Gestein handelt. Da die Probe nicht aus dem Anstehenden entnommen wurde, läßt sich diese Frage nicht klären.

4.4. Die intersertalen Gefügetypen

Die intersertalen Vulkanite stellen den zweiten Hauptgefügetyp dar, der sich ähnlich wie die ophitischen Effusiva in drei Gruppen untergliedern läßt. Die intersertalen Vulkanite zeigen großenteils eine regellose Verzahnung kleinerer Feldspäte. Die Zwischenräume werden von Klinopyroxen, manchmal Orthopyroxen, Einsprenglingen von Olivin, Erzen und Glas eingenommen. Das Gefüge ist hypokristallin, hypidiomorph-körnig, teilweise fluidal und porphyrisch ausgebildet.

Die zur Gruppe der Vulkanite mit intersertalem Gefüge gehörenden Magmatite wurden früher zunächst als Melaphyre bezeichnet (Lepsius 1883, Schopp & Schottler 1904), später von Schuster (1911: 174; 1914: 258 f.) als einsprenglingsarme Augit-Olivinporphyrite meist trachytisch-fluidaler Struktur beschrieben. Walger (1953: 13 f. und 1958) befaßte sich eingehend mit den Effusiva im Aulheimer Tal bei Flonheim und bezeichnete die Vulkanite als Olivin-Tholeyite.



Abb. 5: Ophitisches Gefüge von Plagioklas und Pyroxen, Einsprenglinge von zersetztem Olivin. Gefügetyp I b, B 1706, Lavaserie I, Weinheim bei Alzey. Größe des Bildausschnitts: ca. 2,2 × 3,2 mm.

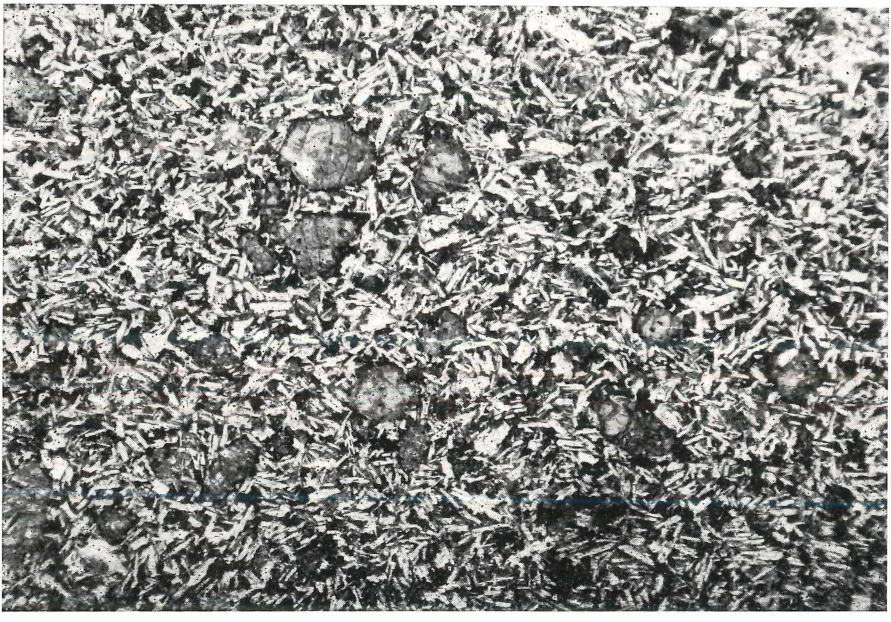


Abb. 6: Intersertales Gefüge von Plagioklas und Pyroxen, Einsprenglinge von Olivin. Gefügetyp II a, B 1000, Lavaserie I, ca. 1,5 km westlich Nack. Größe des Bildausschnitts: ca. 2,2 × 3,2 mm.

Im Donnersberggebiet sind der Olivinbasalt (Typ Dannenfels) von SCHWAB (1963: 56 f.) und die olivinführenden Hypersthen — Augit — „Andesite" (Typ Hintersteiner Hof, Typ Bornshof) von EHRENBERG (1964: 17 f.) mit Einschränkung als vergleichbare Gesteine anzusehen.

Der Plagioklas ist das wichtigste Mineral. Er ist in der Regel mit 55—60 Vol. % an der Gesteinszusammensetzung beteiligt. Als Einsprengling kommt er hauptsächlich in den Randzonen der ehemaligen Lavaströme vor. Im übrigen stellt er das Hauptmineral der Grundmasse. Der Plagioklas ist idiomorph oder hypidiomorph ausgebildet. Er setzt sich überwiegend aus leistenförmigen, gestreckten Individuen zusammen; in einer Gefügegruppe ist er durch gedrungene, kurzsäulige Feldspäte vertreten. In allen Proben zeigt der Plagioklas die beste Widerstandsfähigkeit gegenüber Umwandlungserscheinungen. Verzwilligung (Albitgesetz) ist fast überall zu beobachten, ebenso Zonarbau. Nicht verzwillingte Plagioklase mit ausgeprägten Rekurrenzen sind häufiger als bei den ophitischen Vulkaniten zu beobachten. Die Länge der Kristalle liegt zwischen 0,15 und 1,5 mm (im Durchschnitt ca. 0,3 mm), die Breite zwischen 0,07 und 0,3 mm. Die Anorthitgehalte betragen im Kern An_{70}, am Rand gehen sie auf An_{40-50} zurück.

Es treten Klino- und Orthopyroxene auf. Die Klinopyroxene sind wesentlich häufiger (ca. 15—25 Vol. %). Sie sind in frischen Proben farblos-rötlich. Die Doppelbrechung liegt wie bei den Klinopyroxenen der ophitischen Vulkanite bei 0,027—0,031. Die Kristalle sind als xenomorphe-hypidiomorphe Körner ausgebildet. Ihre Größe schwankt zwischen 0,02 und 0,2 mm; am häufigsten sind Körner von ca. 0,05 mm Durchmesser. Am U-Tisch wurden Auslöschungsschiefen von 36—38 ° gemessen (B 608); das entspricht einem diopsidischen Augit. WALGER (1958: 9) beschreibt neben diopsidischem Augit noch Pigeonit, dessen Anteil er mit 15—20 Vol. % der Diopsidmenge annimmt. Als Umwandlungsprodukte der Klinopyroxene treten Viridite und Calcit in Erscheinung.

In wenigen Proben wurde Orthopyroxen nachgewiesen. Sein Anteil liegt bei 4—9 Vol. %. Nur in einer Probe wurde er frisch angetroffen (B 1004); er ist von den gleichfalls farblos-rötlich gefärbten Klinopyroxenen nur durch die gerade Auslöschung und durch die äußere Gestalt zu unterscheiden. Die Orthopyroxene sind hypidiomorph-idiomorph ausgebildet; sie sind als säulige, etwas gestreckte Individuen entwickelt und erreichen Durchmesser von 0,1—0,2 mm. Die Mehrzahl der Orthopyroxene liegt als Bastitpseudomorphose vor, die grünlichen serpentinisierten Orthopyroxene lassen sich gut von den Klinopyroxenen unterscheiden, die gegen Zersetzung resistenter sind.

Olivin wird als Einsprengling angetroffen. Er ist mit 5—15 Vol. % vertreten. Frische Olivine wurden nicht beobachtet. Sie liegen als grünliche, viridisierte Körner mit teilweise noch erhaltenen idiomorphen Umrissen vor. Erzausscheidungen an den Rändern oder entlang von Sprüngen und Spaltrissen sind üblich. Die Olivine erreichen Größen von 0,2—0,3 mm, der Durchschnitt dürfte bei 0,5 mm liegen.

Erz beteiligt sich in geringer Menge, 1—2 Vol. % sind üblich. Ähnlich wie bei den ophitischen Vulkaniten finden sich stäbchen- oder lamellenförmige Erze, unregelmäßig geformte Körner (Butzen), sowie quadratische Querschnitte von Picotitausscheidungen.

Der Anteil der Mesostasis schwankt zwischen 5 und 12 Vol. %; in randnahen Zonen der ehemaligen Lavaströme erreicht er 45 Vol. %. In der Mesostasis wurden Feldspatmikrolithe, Glas (viriditisiert) und Erzstaub, sowie Apatit beobachtet.

Die Kristallisationsabfolge

Die Erstausscheidung bildet Apatit. Danach folgte die Kristallisation der idiomorphen Olivineinsprenglinge und — selten — Einsprenglingen von Orthopyroxen. Die idiomorphen Orthopyroxene zeugen von unbehindertem Wachstum in der Schmelze. Sie wurden als nächstes Mineral ausgeschieden. Die große Menge der Plagioklase kristallisierte während der Förderungsphase der Lava. Fließbewegungen des Magmas wurden teilweise durch die Orientierung der Plagioklasleisten konserviert. Aus der Schmelze wurden schließlich die xenomorphen-hypidiomorphen Klinopyroxene ausgeschieden. Je nach Abkühlungsgeschwindigkeit das Magmas verblieb ein mehr oder minder großer Anteil, der unter Bildung von Mikrolithen, Glasbasis und Erzstaub erstarrte. Für die spät- bis postmagmatische Umwandlung gilt das in Kapitel 4.3 Gesagte.

Typ IIa der intersertalen Vulkanite ist gekennzeichnet durch ein sperriges Gerüst relativ kleiner Feldspäte (Durchschnittslänge 0,22 mm), die verzwillingt sind (Abb. 6). In den Zwickeln sitzen Klinopyroxen, Erz und Glasbasis. Die Olivineinsprenglinge erreichen Größen von 0,2—2,2 mm, Durchschnittswerte liegen bei 0,6 mm. Sie sind vollkommen viridisiert, an den Rändern der Olivine finden sich teilweise Reaktionssäume von Klinopyroxen. In einer Probe liegt Orthopyroxen als Einsprengling (in geringem Umfang) und in der Grundmasse vor. Erz, Calcit und Mesostasis beteiligen sich in unterschiedlichem Umfang an der Zusammensetzung. Ein Charakteristikum aller Proben dieses Typs ist die fluidale Einregelung der Plagioklase.

Nachstehend die modalen Mineralbestände von relativ frischen Proben (B 1000, Lavaserie I, Wochenendhausgebiet am Südhang des Armberges, ca. 1,5 km westlich Nack und B 700, Lavaserie I, am Ostrand des Dreigemeindewaldes, gegenüber dem Teufelsrutsch bei Wendelsheim):

	B 1000	B 700		
Olivin	9.6	10.8	Vol. %	Einsprenglinge
Plagioklas	—	Spur	„	Einsprenglinge
Plagioklas	58.3	53.0	„	Grundmasse
Klinopyroxen	24.7	28.7	„	Grundmasse
Erz	2.3	2.5	„	Grundmasse
Mesostasis	5.1	5.0	„	Grundmasse

Typ IIb. Charakteristisch sind kurzsäulige, gedrungene, verzwillingte Feldspatleisten von 0,2 mm Länge in richtungsloser Verzahnung. Der Anorthitgehalt liegt im Kern bei An_{70} und darüber, am Rand geht er auf Werte um An_{30} zurück. Häufig ist ein schmaler, deutlich abgesetzter Randsaum von niedrigem An-Gehalt zu beobachten (vergl. Walger 1958: 8). Selten finden sich Einsprenglinge von Plagioklasen.

Olivin kommt als Einsprengling von 0,2—3,0 mm Größe vor. Er ist stets viridisiert oder karbonatisiert. Klino- und Orthopyroxene kommen gele-

gentlich als Einsprenglinge, überwiegend in der Grundmasse vor, wo sie einen Anteil von 15—25 Vol. % haben. Die Klinopyroxene sind als Einsprenglinge idiomorph, farblos-rötlich und manchmal verzwillingt. Ihre Größe beträgt im Durchschnitt 0,7 mm. Die Klinopyroxene der Grundmasse sind in der Regel xenomorphe-hypidiomorphe Körner in einer Größe von 0,05—0,1 mm. Es handelt sich um diopsidische Augite mit Auslöschungswinkeln von 36—38 ° und Achsenwinkeln um 50 ° (WALGER 1958: 9). Die Orthopyroxene sind meist etwas größer (0,1—0,2 mm); es handelt sich um langgestreckte hypidiomorphe-idiomorphe Individuen. Folgende modalen Mineralbestände wurden gemessen:

	B 608	B 1004	M*		
Olivin	5.6	6.0	9.5	Vol. %	Einsprenglinge
Orthopyroxen	0.5	—	—	„	
Klinopyroxen	1.0	—	—	„	
Plagioklas	—	—	2.0	„	
Plagioklas	62.5	59.8	45.0	„	Grundmasse
Orthopyroxen	8.9	4.5	—	„	
Klinopyroxen	5.2	22.0	24.0	„	
Erz	1.5	4.0	2.5	„	
Mesostasis	14.8	3.7	17.0	„	

*) Schliff von WALGER (1958: 10), Probe aus einer Baugrube in der Ortschaft Nack.

Typ IIc. Dieser Gefügetyp stellt die größte Gruppe innerhalb der intersertalen Vulkanite. Kennzeichnend sind zwei Feldspatgenerationen. Die erste Generation besteht aus frischen, verzwillingten, langgestreckten, hypidiomorphen-idiomorphen Leisten von Plagioklas, die eine Länge von 1,5 mm und eine Breite von 0,3 mm erreichen. Ihre Anorthitgehalte liegen im Kern bei An_{67}, am Rand bei An_{39}. In der 2. Feldspatgeneration sind Leisten von 0,3—0,4 mm Länge ausgebildet, die im Gegensatz zu den teilweise fluidal eingeregelten größeren Feldspäten richtungslos verzahnt sind. WALGER (1958: 11) gibt die Anorthitgehalte der 2. Feldspatgeneration mit An_{37-17} an.

Die Klinopyroxene (diopsidischer Augit, WALGER 1958: 12) sind als farblose-rötliche, xenomorphe-hypidiomorphe Körner ausgechieden. Ihre Größe liegt bei 0,15 mm Durchmesser. Die Olivine sind weitgehend viridisiert

Modaler Mineralbestand:

	B 607	B 113	N*		
Olivin	16.6	6.6	9.0	Vol %	Einsprenglinge
Plagioklas (1. + 2. Generation)	51.4	29.7	51.0	„	Grundmasse
Klinopyroxen	14.6	—	12.0	„	
Erz	1.1	—	1.0	„	
Mesostasis	16.3	47.5	27.0	„	
Blasenräume	—	16.2	—	„	

*) Schliff 4 von WALGER (1958: 13), Probe von der Rabenkanzel im Aulheimer Tal.

oder bilden Pseudomorphosen nach Calcit; ihre Größe beträgt 0,1—0,5 mm. An Spaltrissen, Sprüngen und Rändern der Olivine ist Erz ausgeschieden. Der Anteil an Erz und Mesostasis ist erheblichen Schwankungen unterworfen. Proben aus abgeschreckten, blasenreichen, randnahen Zonen der ehemaligen Lavaströme weisen bis zu 45 Vol. % Mesostasis auf, die zahlreiche Feldspatmikrolithe enthält und häufig durch Erzstaub dunkelbraun gefärbt ist (B 400).

4.5. Die petrographische Gliederung der basischen Vulkanite

Mit der Zuordnung verschiedener Magmatite und ihrer stratigraphischen Gliederung im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes beschäftigten sich eine Reihe von Autoren, meistens jedoch in regional begrenztem Rahmen. Reis (1916) unternahm erstmals den Versuch, die Intrusiva und Effusiva im Bereich des Pfälzer Sattels in ihrer Gesamtheit zu gliedern. Er ging davon aus, daß es sich beim ersten basischen Erguß des Oberrotliegenden jeweils um einen tholeytischen oder melaphyrischen Magmatit mit ophitischen Gefügemerkmalen und 50—55 Gew.% SiO_2 handelt. Darüber folgen (nach Reis 1916 und 1921, Schuster 1911: 255) porphyritische Gesteine von intersertalem Charakter und 60—65 Gew.% SiO_2. Die von Reis den beiden Gefügetypen zugeordneten SiO_2-Werte täuschen eine zwischen 55 und 60 Gew. % nicht vorhandene Lücke und in dieser Deutlichkeit nicht ausgeprägte Differentiation von mehr basischen zu sauren Vulkaniten innerhalb der basischen Effusiva vor (siehe Analysenergebnisse). Die nicht gerechtfertigte Parallelisierung der intermediären Vulkanite des Gangelsberges mit den Vorkommen um den Teufelsrutsch bei Wendelsheim und im Aulheimer Tal bei Flonheim korrigierte Reis 1921 (Geol. Kte. Bl. Donnersberg). Im Arbeitsgebiet erwies es sich als zweckmäßig, die Vulkanite nach dem Vorschlag von Lorenz (1973) nach ihrer stratigraphischen Verbreitung in Lavaserie I und II zu gliedern (vergl. Kapitel 3.3). Die Gliederung läßt sich petrographisch nicht nachvollziehen. Mit Hilfe der in den Kapiteln 4.3 und 4.4 aufgestellten Gefügetypen und Mineralparagenesen kann eine beliebige Probe nicht zweifelsfrei einer bestimmten Lavaserie oder gar Decke zugeordnet werden, nicht zuletzt deshalb, weil der Umwandlungsgrad der Magmatite häufig eine eindeutige mineralogische Klassifikation nicht mehr zuläßt.

Lavaserie I.

Als Ergüsse des stratigraphisch tiefsten Nieveaus werden die ophitischen Effusiva bei Weinheim, südwestlich Nack, nördlich Hochstätten und bei Feil-Bingert angesehen. Dies entspricht der Auffassung von Reis (1916) und Schuster (1911). Die östlichen Vorkommen bei Weinheim sind in der Regel grobkörniger (Typ I b, I c), die Vulkanite bei Feil-Bingert und Hochstätten feinkörniger (Typ I a). Über den ophitischen Effusiva folgen intersertal strukturierte Vulkanite mit Orthopyroxenführung. Diese haben großen Anteil an den ausgedehnten Vorkommen bei Wendelsheim. Von dort sind sie über Wonsheim bis in die Gegend von Fürfeld zu verfolgen. Weiter westlich scheinen sie zu fehlen.

Lavaserie II.

Die Vorkommen der Lavaserie II lassen nach ihren Gefügemerkmalen eine regionale Zweiteilung erkennen. Die Vorkommen im Aulheimer Tal

sind durchweg intersertal strukturiert. Der von REIS (1916) angegebene „tholeyitische Liegenderguß" konnte nicht nachgewiesen werden. Die intersertalen Vulkanite scheinen sich bis in die Gegend von Fürfeld zu verbreiten. Die Aufschlüsse sind in dieser Gegend zahlenmäßig sehr beschränkt und das Material so zersetzt, daß eine exakte Ansprache nicht möglich ist.

Die im Westen gelegenen Vorkommen der Lavaserie II bei Altenbamberg, Feil-Bingert, Niederhausen, Oberhausen, Duchroth und Schloßböckelheim sind bis auf Ausnahmen ophitisch strukturiert; sie sind überwiegend dem Typ I a zuzuordnen.

Insgesamt ist die Verteilung der Gefügetypen inhomogen, insbesondere im Hinblick auf ihre geologisch-stratigraphiche Zuordnung. Es muß angenommen werden, daß jeweils an mehreren Stellen Laven gefördert wurden, die sich teilweise verzahnen. Die stark wechselnden Mächtigkeiten der Zwischensedimente und die sich von Vorkommen zu Vorkommen ändernde Zahl der nachgewiesenen Decken legt den Schluß nahe, daß nicht alle Effusiva, die heute der Lavaserie I oder Lavaserie II zugerechnet werden, notwendigerweise auch zum gleichen Zeitpunkt gefördert wurden. Eine chronologische Bedeutung kommt eher den rhyolithischen Tuffen zu, wie sie manchmal im Liegenden der Vulkanite ausgebildet sind (LORENZ 1973: 143).

5. Geochemie

5.1. Probennahme, Untersuchungsmethoden, Qualität der Daten

Am Beginn der Probennahme stand die Überlegung, ein Netz möglichst gleichmäßig verteilter Probenentnahmepunkte zu schaffen. Dieses Vorhaben erwies sich als nicht realisierbar, da die Aufschlußverhältnisse nur stellenweise als gut zu bezeichnen sind. Die Lage der Probenentnahmestellen ergibt sich aus der geologischen Karte sowie aus dem Verzeichnis im Anhang.

Die Wasser- und CO_2-Gehalte wurden gravimetrisch im Halbmikroverbrennungsapparat bei ca. 900 ° C bestimmt.

Für die übrigen Elemente wurden drei verschiedene Aufschlußverfahren angewandt:

a) Flußsäure-Schwefelsäure-Aufschluß (FeO-Bestimmung),

b) Flußsäure-Perchlorsäure-Aufschluß (Na_2O-, K_2O-, CaO-, MgO-, P_2O_5-, MnO-Bestimmung) und

c) Lithiumborat-Aufschluß (Gesamt-Fe-, TiO_2-, SiO_2-, Al_2O_3- und Spurenelementbestimmung).

Eisen ($Fe^{II}+Fe^{III}$), TiO_2, SiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, wurden spektralphotometrisch K_2O und Na_2O flammenphotometrisch, alle übrigen Elemente mit Atomabsorptionsverfahren bestimmt. Bei der Auswertung wurden die Standardanalysen BCR-1 und BR zum Vergleich herangezogen.

Im Anhang werden die Analysenwerte von vier Proben wiedergegeben, die M. E. COSGROVE (Southampton) freundlicherweise zur Verfügung stellte. Seine Ergebnisse (Haupt- und Spurenelemente) wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzspektroskopie erzielt.

Etwas problematisch ist die Bestimmung von Wasser und CO_2. Bei manchen Analysen überschreitet die Summe CO_2+H_2O den ermittelten Glühverlust um relativ 20 %. Nennenswerte Sulfidgehalte sind in den Proben nicht enthalten; sie

hätten höhere CO_2-Werte vortäuschen können. In diesen Fällen wurden die Werte für CO_2 und H_2O auf den Glühverlust umgerechnet. Bei der SiO_2-Bestimmung beträgt die mittlere Abweichung bei Mehrfachbestimmungen (Reproduzierbarkeit) 0,15 % absolut. Bei den übrigen Hauptelementen ist mit einer Reproduzierbarkeit von 0,1 % zu rechnen. Bei der Bestimmung der Spurenelemente ergeben sich unterschiedliche Fehlergrenzen entsprechend der Emmissionsintensität der benutzten Röhren und der Konzentrationen der Spurenelemente. Mit größeren analytischen Unschärfen ist bei Rb zu rechnen. ($\pm$ 15 %); Ni, Cu, Cr und Ba dürften mit einer Genauigkeit von $<$ 10 % bestimmt worden sein. Fehler $<$ 5 % können bei Sr, Co und Zn auftreten.

5.2. Die Bewertung der Umwandlungserscheinungen

Da die untersuchten Vulkanite nicht in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit vorliegen, ist es wünschenswert, etwas über die Vorgänge zu erfahren, die die Umwandlung verursacht haben. Für die Beurteilung der chemischen Analysen der Magmatite ist es außerdem nützlich, die Stoffbilanz zu erfassen, d. h. festzustellen, ob und in welchem Umfang einzelne Elemente zu- oder weggeführt wurden.

Eine wichtige Grundlage hierfür bieten die Ergebnisse von WALGER (1958), die teilweise auf der Untersuchung der gleichen Gesteine wie in der vorliegenden Arbeit beruhen. Die wichtigsten Umwandlungsvorgänge sind die Viridisierung und Karbonatisierung der Vulkanite. Die Viridisierung erfaßt zuerst die Olivine, danach die Glasanteile der Grundmasse, die Pyroxene und die Feldspäte. Die Karbonatisierung folgt der Viriditisierung, setzt zuerst bei den Olivinen ein und kann sich ebenfalls auf alle Gemengteile erstrecken. WALGER (1958) konnte nachweisen, daß die Viriditisierung keine Verwitterungserscheinung ist, sondern als Produkt autohydrothermaler Umwandlungsvorgänge in der spätpostmagmatischen Phase des Vulkanismus anzusprechen ist. Er belegte außerdem, daß auch die Karbonatisierung ein hydrothermales Umwandlungsprodukt ist.

In der vorliegenden Arbeit wurden nur Vulkanite untersucht. Die hier gemachten Beobachtungen wie relativ gute Erhaltung der verwitterungsempfindlichen Calcite und eine tiefgreifende Karbonatisierung der Gesteinskörper (auch in Stollen), machen Verwitterungseinflüsse als Grund dieser Umwandlungen unwahrscheinlich. WALGER (1958: 35) konnte nachweisen, daß auch Intrusiva des Saar-Nahe-Gebiets oft intensiv umgewandelt sind. Er versuchte, die Stoffbilanz der Umwandlung mit Hilfe der aufgrund des modalen Mineralbestandes errechneten chemischen Zusammensetzung verschiedener Proben nachzuvollziehen und erhielt als Ergebnis:

1. von den Hauptelementen bleibt der Gehalt an Fe im wesentlichen unverändert,
2. Ca, Mg und Si werden am stärksten umgelagert,
3. bei der Viriditisierung und der Karbonatisierung tritt aufgrund der Aufnahme von H_2O und CO_2 eine Volumenzunahme ein und
4. ein vollständiger Ergußgesteinskörper würde einem geschlossenen System am nächsten kommen.

Mit Hilfe zweier Abbildungen soll gezeigt werden, welche Veränderungen sich bei den wichtigsten Hauptelementen bei der Umwandlung ergeben. Die Gewichtsprozente einiger Oxide wurden gegen die Summe von H_2O + CO_2 (als Maß für den Umwandlungsgrad) aufgetragen (Abb. 7 u. 8). Die

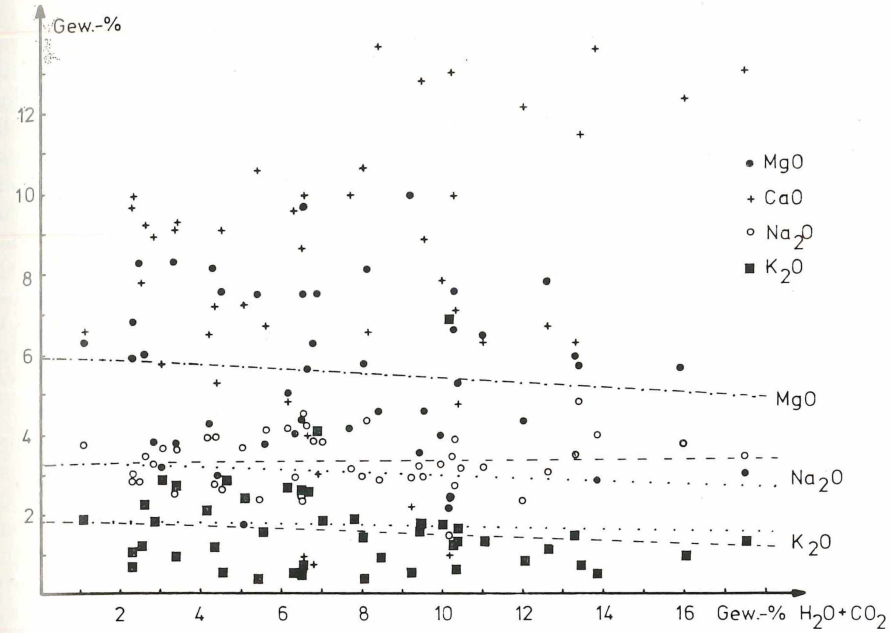


Abb. 7: Abhängigkeit der Oxyde MgO, CaO, Na_2O und K_2O von der Summe (H_2O+CO_2) in den untersuchten Vulkaniten.

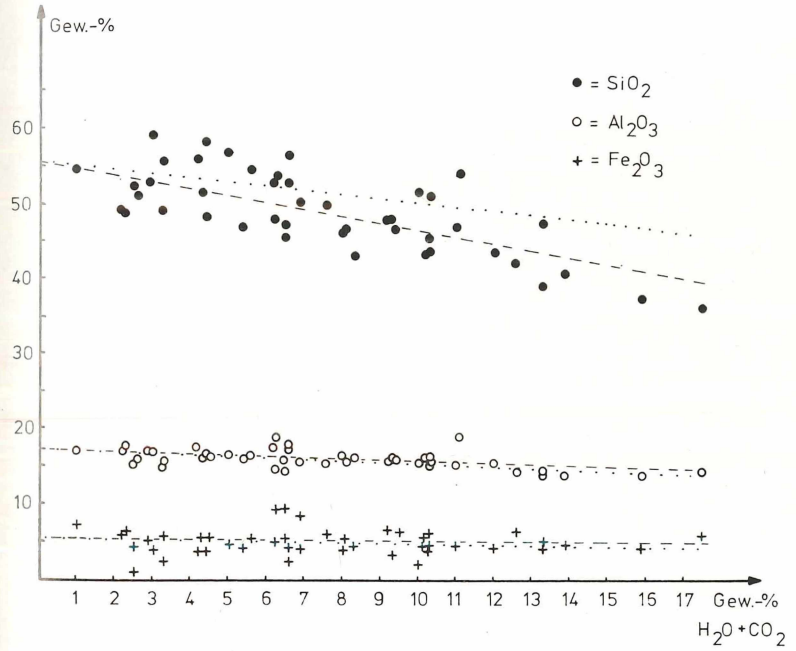


Abb. 8: Abhängigkeit der Oxyde SiO_2, Al_2O_3 und Fe_2O_3 von der Summe (H_2O+CO_2) in den untersuchten Vulkaniten.

gestrichelten Linien entsprechen den Geraden, die sich rechnerisch (lineare Regression) als Trend aus den Punktwolken ergeben. Die gepunkteten Linien entsprechen der jeweiligen Abnahme der Oxide in Gewichtsprozent, die allein auf die Zufuhr von H_2O + CO_2 zurückzuführen ist. Aus dem mehr oder weniger divergenten Verlauf der Geradenpaare läßt sich ablesen, ob eine relative Anreicherung oder Wegführung des betreffenden Elements vorliegt. Bei Eisen, Aluminium und Magnesium liegen keine nennenswerten Verschiebungen vor. Stärkere Abweichungen ergeben sich bei Calcium (hier wurde wegen der starken Streuung der Punkte keine Durchschnittsgerade ermittelt) und Natrium (Albitisierung der Feldspäte?). Kalium weist eine geringere, Silizium eine deutliche relative Abnahme auf. Diese Ergebnisse spiegeln natürlich nur einem allgemeinen Trend wider. Da die Analysen aus verschiedenen Gesteinskörpern stammen, können sie nicht für die Beurteilung der Stoffbilanz innerhalb einer ehemaligen Lavadecke herangezogen werden.

Deshalb wurde versucht, die Ergebnisse von WALGER (1958) mit Hilfe der chemischen Analyse von 5 Proben unterschiedlichen Zersetzungsgrades aus einer Decke (Steinbruch im Aulheimer Tal südlich Flonheim: R 30 800 H 15 380) nachzuweisen. Als Basis dienten die nach BARTH (cit. in BURRI 1959: 260 f) errechneten Standardzellen. Anhand dieser Zellen lassen sich im Gegensatz zu WALGER (1958: 41) isovolumetrische Prozesse diskutieren. Die Auswertung der BARTH'schen Modelle zeigt, daß es sehr schwierig ist, selbst bei Proben eines Aufschlusses zu einem befriedigenden Bild in der Stoffbilanz zu kommen, Proben, die in enger stofflicher Beziehung zueinander stehen. Im allgemeinen steht einer erheblichen Zufuhr von CO_2 + H_2O eine mehr oder minder starke Wegfuhr aller anderen Elemente gegenüber. „Wegfuhr" bedeutet im Sinne von WALGER (1958: 41,44) allerdings oft nur die Umlagerung innerhalb des Gesteinskörpers und Ausscheidung in Klüften oder als Blasenfüllung.

Folgende Einschränkungen müssen bei der Auswertung der hier vorgelegten chemischen Analysen der umgemandelten Vulkanite im Hinblick auf deren ursprüngliche Zusammensetzung gemacht werden:

1. Bei Al, Fe^{3+} und Mg stimmt die mit Hilfe der ermittelten CO_2+H_2O-Werte errechnete Abnahme der Gewichtsprozente mit der tatsächlichen gut überein. Ihre ursprünglichen Werte können durch Umrechnung der Analysen auf wasser- und CO_2-freie Basis ermittelt werden.

2. Bei den anderen Oxiden stellen sich bei diesem Vorgehen positive und negative Abweichungen vom erwarteten Verhalten ein. Bei Proben mit hohen Wasser- und CO_2-Gehalten ergeben sich auch nach einer Umrechnung auf volatilfreie Basis z u n i e d r i g e SiO_2-W e r t e.

5.3. Die Ergebnisse der Hauptelement-Analysen

D i e A u f b e r e i t u n g d e r c h e m i s c h e n D a t e n

Insgesamt werden die Ergebnisse aus 45 chemischen Analysen vorgestellt. Die Ergebnisse von vier Analysen wurden freundlicherweise von Dr. M. E. COSGROVE (Southampton) zur Verfügung gestellt. Die Angaben zu den Konzentrationen an Spurenelementen beziehen sich auf 39 Analysen (35 eigene + 4 von M. E. COSGROVE). Da es sich, wie bereits mehrfach erwähnt, bei den analysierten Proben um mehr oder minder stark umgewandelte Gesteine handelt, wurde der Oxydationsgrad des Eisens gemäß den Empfehlungen von BARAGAR &

IRVINE (1971: 526) korrigiert. Danach wird die Menge Fe_2O_3, die den Faktor X = Gew.-% TiO_2 + 1.5 überschreitet, in FeO umgerechnet. Außerdem wurden die Prozentwerte der Oxide der Hauptelemente ohne Wasser und CO_2 auf Hundert zurückgerechnet, um die Proben mit stark unterschiedlichem H_2O- und CO_2-Gehalt besser vergleichen zu können.

Trotz dieser Korrektur erreichen die ermittelten SiO_2-Gehalte nicht die Werte, die für die primären (frischen) Magmatite zu erwarten sind (vergl. Kap. 5.2.). Für weitere Überlegungen interessierende Parameter sowie die Werte der AMS-Norm nach RITTMANN wurden auf der Basis der wasser- und CO_2-frei gerechneten Analysen ermittelt.

Die Ergebnisse

Die Einzelergebnisse der chemischen Analysen sind in unveränderter Form im Anhang aufgeführt. Neben den Analysenergebnissen (Angaben in Gewichtsprozent) sind die Werte der CIPW-Norm, die NIGGLI-Werte, die AMS-Norm nach RITTMANN sowie die normativen Farbzahlen, wie sie sich aus der CIPW-Norm und der AMS-Norm errechnen, wiedergegeben. Tab. 2 enthält einige statistische Parameter, die für die Beurteilung der Analysenergebnisse von Nutzen sind.

Auffallend ist der relativ große Streubereich der Analysendaten bei einigen Elementen. Die Streuung bleibt jedoch, wie die Angaben zur Standardabweichung belegen, meist auf wenige Extremwerte beschränkt. Die näherungsweise Übereinstimmung der modalen Mittelwerte mit den arithmetischen Mittelwerten zeigt, daß in der Regel eine Normalverteilung vorliegt. Tab. 3 vermittelt einen Überblick über die Durchschnittswerte der Analysenergebnisse. Zum Vergleich sind Literaturangaben typischer basischer Vulkanite angegeben. Die Durchschnittsanlyse von CHAYES (1969) wurde wasserfrei gerechnet (CHAYES: 1.24 Gew.-% H_2O). Dem mittleren Hauptchemismus der untersuchten Vulkanite kommt der basaltische Andesit von KUNO (1968) am nächsten. Stärkere Abweichungen bestehen bei den relativ mobilen Elementen Na und K, sowie Si und Fe^{2+}. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die SiO_2-Werte aus den oben angeführten Gründen zu niedrig liegen.

Tab. 2: Statistische Parameter zur Auswertung der Analysen der Hauptelemente. $\bar{x}$ = arithmetisches Mittel, σ = Standardabweichung, M = modaler Mittelwert (= am häufigsten vorkommender Wert). Angaben in Gewichtsprozent.

Oxid	Streuung	$\bar{x}$	σ	M
SiO_2	44.0—61.0	52.7	4.5	(50)
Al_2O_3	15.3—21.2	17.4	1.0	17
Fe_2O_3	0.9— 3.7	2.6	0.5	(2.5)
FeO	2.0— 9.2	5.6	1.8	(5.5)
MgO	1.8—11.0	5.9	2.1	—
CaO	0.7—21.5	8.9	4.1	(9)
Na_2O	1.6— 5.5	3.5	0.7	3
K_2O	0.5— 7.6	1.6	1.2	(1.2)
TiO_2	0.6— 2.0	1.0	0.4	1
MnO	0.0— 0.5	0.1	0.1	0.1
P_2O_5	0.0— 0.7	0.1	0.1	0.1

Der Sippencharakter der Laven

Nach NIGGLI und BURRI (1945; cit. in BURRI 1959: 94 f) handelt es sich bei den untersuchten Vulkaniten überwiegend um gabbro-dioritische, gabbroide und leukogabbroide Magmen der K a l k a l k a l i r e i h e.

Den gleichen Schluß lassen andere Darstellungsmethoden zu. In Abb. 9 trennt die gestrichelte Kurve $\sigma = 4$ kalkalkalische und alkalische Gesteine.

($\sigma = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$, Sippenindex nach RITTMANN 1960: 122).

Es ergibt sich ein klares Übergewicht zugunsten der kalkalkalischen Sippe. IRVINE & BARAGAR (1971: 528) bieten die Möglichkeit an, im Dreieck AFM tholeyitische und kalkalkalische Sippen zu unterscheiden (Abb. 10). Auch in diesem Fall liegen die Projektionpunkte überwiegend im kalkalkalischen Bereich. Einige frische Proben liegen auf der Grenzlinie beider Magmasippen in der Nähe der FM-Geraden.

JUNG & VINX (1973: 199) und VINX (1974: 86) haben die Gesamtheit der Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes als kalkalkalische Provinz ausgewiesen. EMMERMANN & REE (1973: 56) bestätigen den kalkalkalischen Charakter des Andesits von Niederhausen. Die vorgenommene Einstufung steht demnach im Einklang mit den bisher publizierten Auffassungen.

In Abb. 11 sind, einem Vorschlag von WOLFF (1973: 89) und VINX (1974: 89) folgend, die Summe der Oxide von Al, Mg und Ca, die dem Magma bei der Kristallisation früh entzogen werden, gegen SiO_2 als Maß zunehmender Acidität aufgetragen. Erwartungsgemäß liegen alle Projektionspunkte der

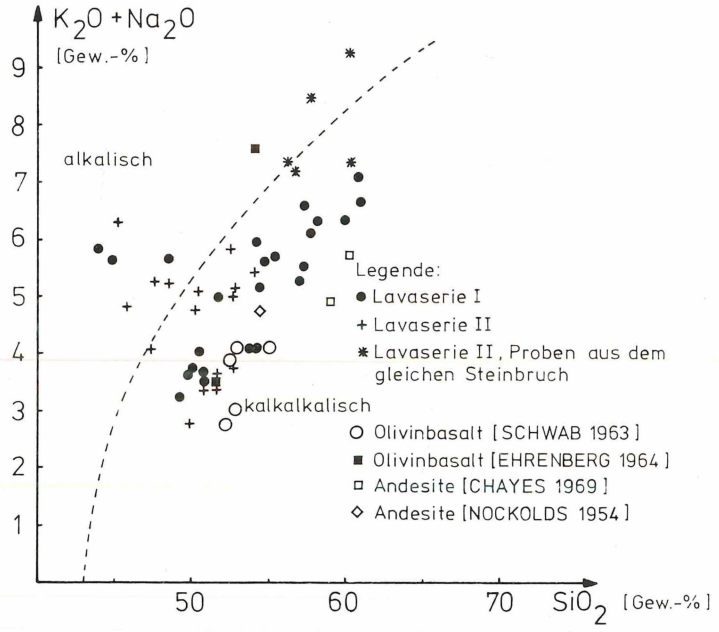


Abb. 9: Diagramm $(K_2O+Na_2O)/SiO_2$; Sippeneinteilung nach RITTMANN (1960).

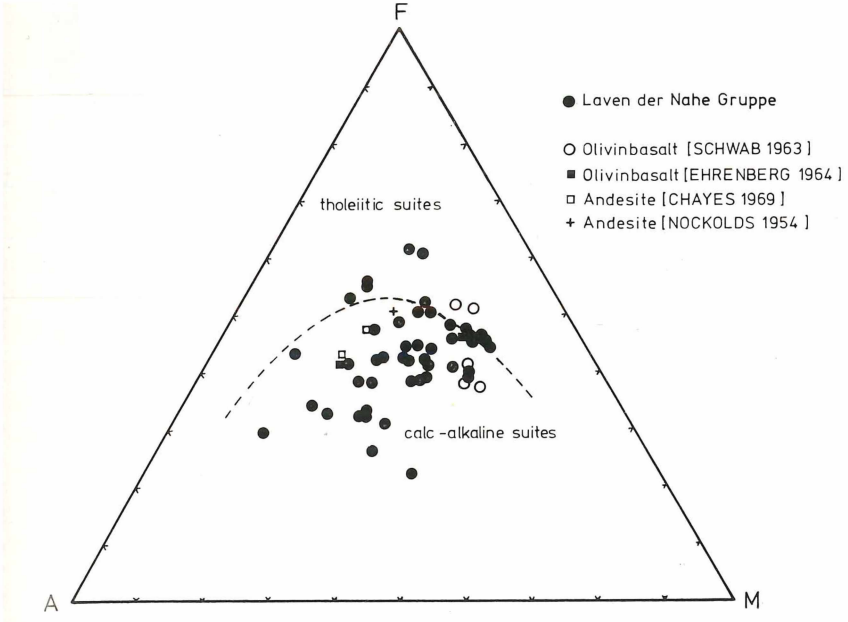


Abb. 10: Dreieck AFM (Na_2O+K_2O)/($Fe_2O_3+FeO+MnO$)/MgO. Sippeneinteilung nach Baragar & Irvine (1971). Angaben in Gew.-%.

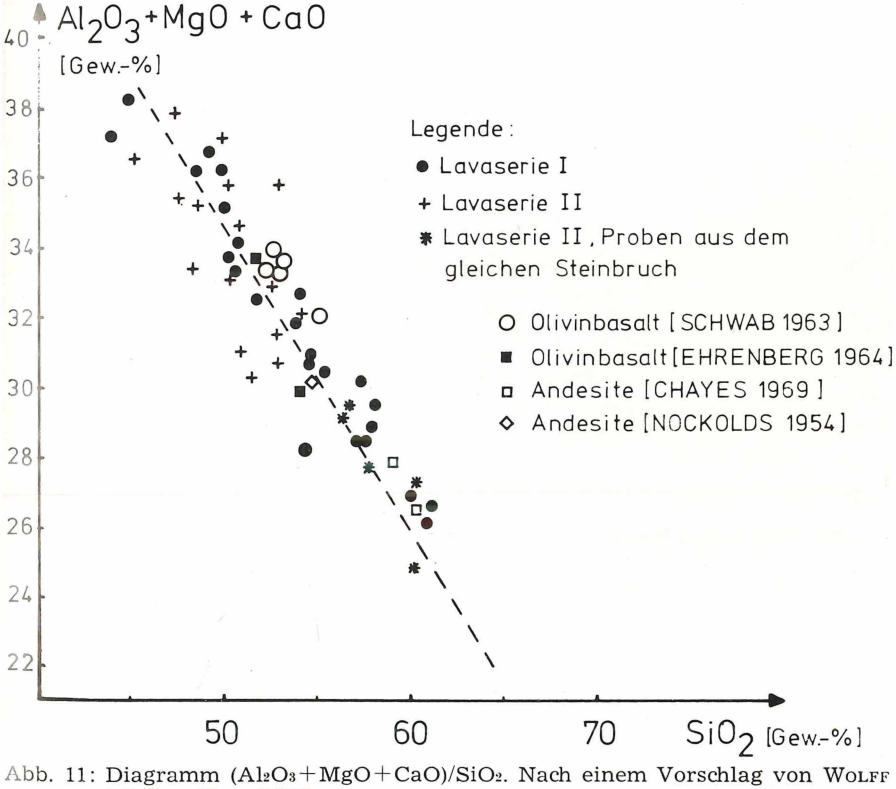


Abb. 11: Diagramm ($Al_2O_3+MgO+CaO$)/SiO_2. Nach einem Vorschlag von Wolff (1973) u. Vinx (1974).

untersuchten Vulkanite auf einer Trendgeraden mit deutlich negativer Korrelation von MgO + CaO + Al_2O_3/SiO_2. Von SCHWAB (1963) und EHRENBERG (1964) untersuchte Olivinbasalte aus dem Saar-Nahe-Gebiet fügen sich gut ein (Abb. 11). Übereinstimmung im Trendverlauf besteht außerdem mit den von VINX (1974: 89) zum Vergleich benutzten Tholeyiten (von Tholey).

Tab. 3: Der Chemismus der Hauptelemente der basischen Vulkanite im Vergleich zu verschiedenen Eruptiva.

1) Lavaserie I (27 Anal.)
2) Lavaserie II (22 Anal.)
3) Vulkanite insgesamt (49 Anal.)
4) Andesite CHAYES 1969 (1775 Anal.)
5) Basalt-Andesite KUNO 1968 (8 Anal.)
6) High-alumina Basalt KUNO 1960 (11 Anal.)**
7) Tholeiit KUNO 1960 (3 Anal.)**
8) Alkali olivine-basalt MACDONALD 1968 (35 Anal.)**

* Diese Analysen wurden der Vergleichbarkeit wegen wasserfrei gerechnet

** loc.cit. HATCH et al. 1975

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53.65	51.86	52.75	58.97	53.81	50.19	49.78	45.40
Al_2O_3	17.28	17.67	17.47	17.50	17.79	17.58	15.69	14.70
Fe_2O_3	2.60	2.79	2.69	3.12	2.44	2.84	2.73	4.10
FeO	5.50	5.74	5.62	4.23	6.60	7.19	9.20	9.20
MgO	5.89	5.94	5.92	3.27	5.87	7.39	7.79	7.80
CaO	8.69	9.26	8.98	7.02	8.79	10.50	11.93	10.50
Na_2O	3.46	3.55	3.51	3.25	2.76	2.75	1.21	3.00
K_2O	1.62	1.70	1.66	1.63	0.62	0.40	0.29	1.00
TiO_2	0.98	1.18	1.08	0,81	0.95	0.75	0.68	3.00
MnO	0.14	0.15	0.15	—	0.19	0.25	0.35	0.20
H_2O	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0.18	0.16	0.17	0.20	0.19	0.14	0.07	0.40
	100.00*	100.00*	100.00*	100.00*	100.01	99.93	100.01	99.30

5.4. Die Ergebnisse der Spurenelement-Analysen

Die Einzelergebnisse der Spurenelementkonzentrationen gehen aus dem Anhang hervor.

Nachstehend eine Tabelle, die einen Überblick über die Streubereiche und Mittelwerte der Konzentrationen gibt.

Im Gegensatz zur Verteilung der Konzentrationen der Hauptelemente weisen jene der Spurenelemente eine asymmetrische oder bimodale Verteilung auf.

Tab. 4: Streubereiche und Mittelwerte der Meßergebnisse. Errechnet für Mo, Nb, Sn, Y, Zr aus vier Analysen; für alle übrigen Elemente aus 39 Analysen. $\times$ = arithmetisches Mittel, σ = Standardabweichung, M = modaler Mittelwert. Angaben in ppm.

Element	Streuung	$\bar{\times}$	σ	M
Ba	336—1249	1166	536	(950)
Co	10— 53	33	8	35
Cr	59— 272	170	65	(210)
Cu	5— 87	28	20	(15)
Mo	—	—	—	—
Nb	8— 12	10	1.6	10
Ni	37— 250	82	40	60
Rb	0— 120	34	23	25
Sn	3— 4	4	0.5	4
Sr	59— 529	262	120	(230)
Y	63— 81	72	7	72
Zn	16— 434	103	73	(75)
Zr	124— 198	146	34	—

Barium

Barium ersetzt in magmatischen Gesteinen aufgrund ähnlicher Ionenradien von allem Kalium (Barium: 1.43 Å; Kalium: 133 Å) (MASON 1952).

Es ist deshalb in sauren Magmatiten stärker angereichert als in basischen. In den untersuchten Vulkaniten ergib sich eine deutliche Parallelität zwischen Barium- und Kaliumwerten. Die Verteilung der Bariumkonzentrationen geht aus Abb. 12 hervor. Auffallend ist die bimodale Verteilung sowohl in Lavaserie I als auch in Lavaserie II, sowie die relativ hohen Bariumgehalte. Die von SIEGERS (1967) für Andesite des Saar-Nahe-Gebietes und die von TAYLOR (1969a) für High-Al-Basalt und verschiedene Andesite angegebenen Werte liegen deutlich niedriger (Tab. 5). COSGROVE (1972) untersuchte basische paläozoische Vulkanite in Devonshire und erhielt ebenfalls sehr hohe Bariumwerte (bis 5000 ppm), die keineswegs immer auf entsprechend hohe K_2O-Gehalte zurückgeführt werden können.

Rubidium

Die Konzentrationen von Rb, das kaum eigene Minerale bildet, sind wegen der engen chemischen Beziehungen zu Kalium stets an dessen Vorkommen gebunden (MASON 1952). In basischen Gesteinen sind deshalb niedrige Rb-Konzentrationen zu erwarten. Die durchschnittlichen Rb-Gehalte sind mit 34 ppm in den untersuchten Vulkaniten entsprechend niedrig. Die Häufigkeitsverteilung der Meßwerte geht aus Abb. 13 hervor. Die Durchschnittswerte entsprechen den von TAYLOR (1969a) für Andesite angegebenen (Tab. 5).

Das Verhältns K/Rb ist erheblichen Schwankungen unterworfen; es ist überdurchschnittlich hoch ($\times$ = 522). Die K/Rb-Verhältnisse von $\bar{\times}$ = 170, die SIEGERS (1967) für Vulkanite der Nahe-Gruppe angibt, sowie die von VINX (1974) für die Vulkanite des Lembergs und GÖPEL (1977) für die Dacite des Bauwaldes (beide Vorkommen liegen im Saar-Nahe-Gebiet) mitgeteil-

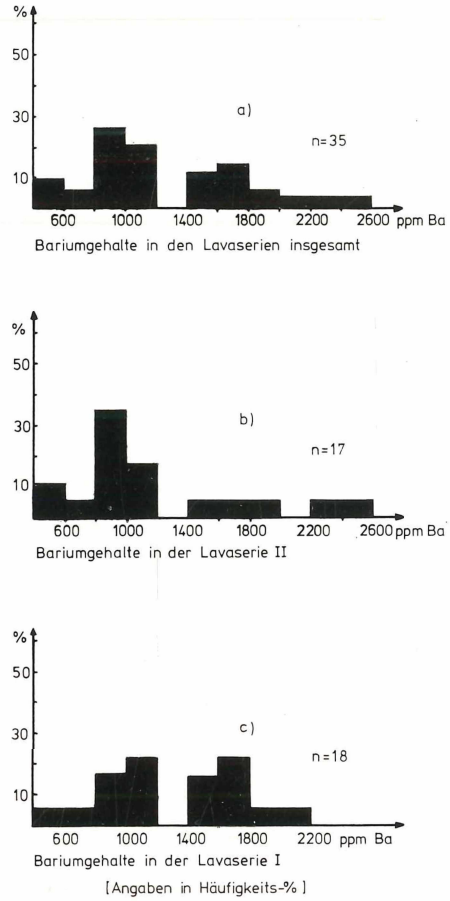


Abb. 12: Histogramme der Ba-Konzentrationen.

ten Ergebnisse ($\overline{\times} = 240$) liegen beträchtlich darunter. Dies kann nur mit erheblichen negativen Veränderungen der Rubidium- und Kaliumkonzentrationen im Verlauf der hydrothermalen Umwandlung erklärt werden.

Strontium

Strontium ersetzt in den Phasen magmatischer Gesteine gewöhnlich Calcium. Die Vertretung von Kalium durch Strontium ist ebenfalls möglich; ihr wird unterschiedliche Bedeutung eingeräumt (SIEGERS 1967: 41). Charakteristisch für die Strontiumgehalte der untersuchten Vulkanite ist eine breite Streuung der Konzentrationen (Lavaserie I und II; Abb. 15). Dies stellte auch SIEGERS (1967: 42) fest.

In Abb. 16 kommt eine schwach positive Korrelation von Strontium und Calcium zum Ausdruck.

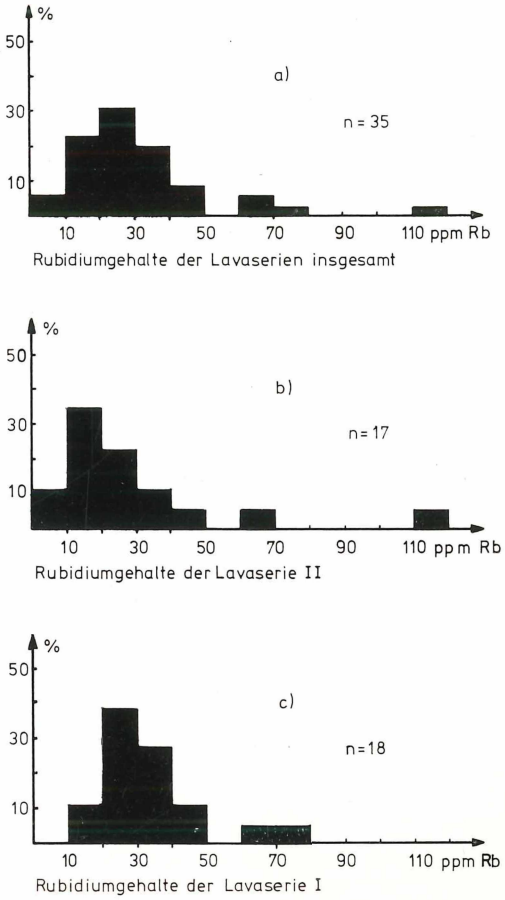


Abb. 13: Histogramme der Rb-Konzentrationen.

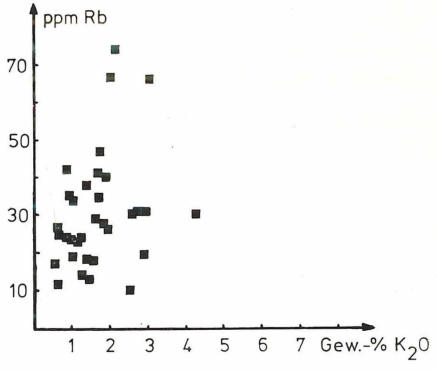


Abb. 14: Diagramm Rb/K_2O.

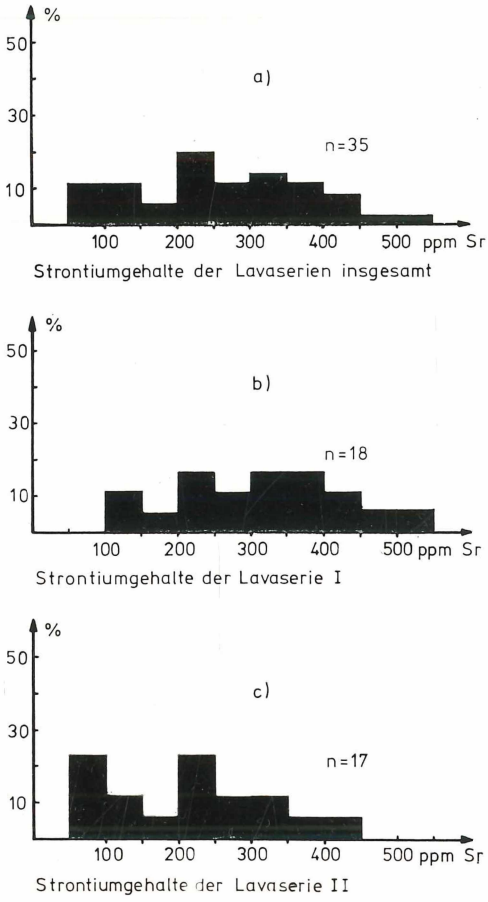


Abb. 15: Histogramme der Sr-Konzentrationen.

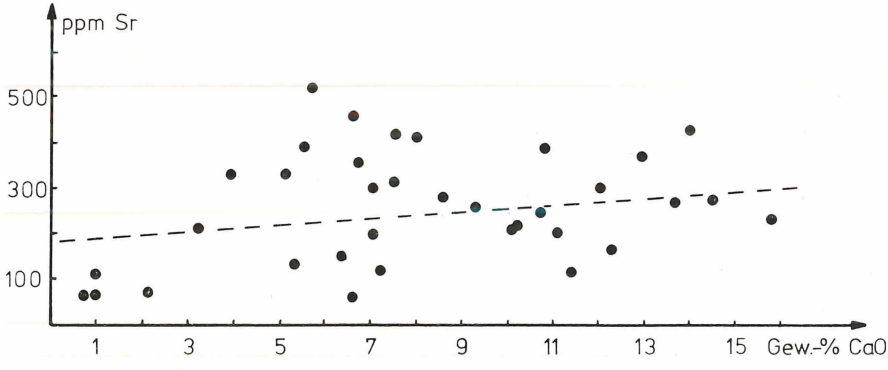


Abb. 16: Diagramm Sr/CaO.

Tab. 5: Mittelwerte der Spurenelementkonzentrationen verschiedener Vulkanite in ppm.

1) basische Vulkanite des Rotliegenden (Werte für Y, Mo, Sn, Nb nach COSGROVE 1975)
2) Andesit SIEGERS 1967 (Mittelwerte aus 14 Analysen)
3) High-Al Basalt TAYLOR 1969
4) Low-Si Andesite TAYLOR 1969
5) Low-K Andesite TAYLOR 1969
6) Andesite TAYLOR 1969 a
7) High-K Andesite TAYLOR 1969
8) Granite (average) TAYLOR 1968

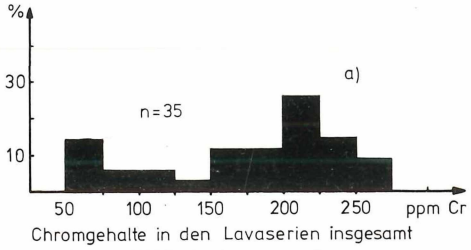
	1	2	3	4	5	6	7	8
Ba	1166	615	115	200	110	270	400	600
Co	33	21	40	28	20	24	13	2
Cr	170	109	40	85	44	56	3	10
Cu	28	17	35	60	55	54	40	10
Mo	0	—	1.7	1.2	0	1.1	7.4	2
Nb	10	—	4	3.7	0.3	4.3	11	0
Ni	82	27	25	28	15	18	3	4
Pb	34	75	9.6	14	10	31	88	145
Sn	4	—	0.5	0.6	0.7	0.8	2.3	3
Sr	262	414	328	430	215	385	620	285
Y	72	—	20	22	25	21	20	40
Zr	146	183	100	92	90	110	170	180

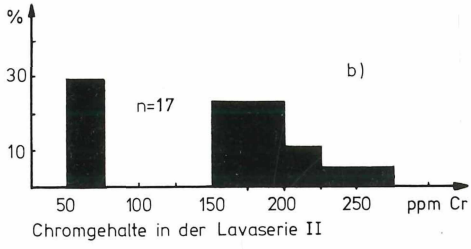
Ein ähnliches Verhalten zeigen die Tholeyite und Palatinite des Saar-Nahe-Gebietes nach VINX (1974: 100), während die Untersuchungen von SIEGERS (1967:47) und GÖPEL (1977:51) wesentlich stärkere positive Korrelationen von Sr und Ca aufweisen. Die absoluten Strontiumwerte nähern sich den von TAYLOR (1969a) für Low-Si-Andesite angegebenen Konzentrationen.

Chrom

Chrom kann als Element Eisen, Magnesium und Aluminium ersetzen, wobei, wie SIEGERS (1967: 53 f) eingehend diskutiert, teilweise unterschiedliche Auffassungen über die stärkere Betonung der Beziehung Fe-Cr oder Mg-Cr bestehen.

Die untersuchten Vulkanite weisen in den Chromgehalten keine Differenzierung bezüglich ihrer stratigraphischen Position auf (Abb. 17). Die mittleren Konzentrationen von $\bar{\times} = 170$ ppm entsprechen den Werten für Basalte (CARR & TUREKIAN 1960: 170 ppm; TAYLOR 1969a: 200 ppm). SIEGERS (1967: 56) gibt für Andesite und Navite des Saar-Nahe-Gebietes 120—300 ppm Chrom an. Auffällig ist die bimodale Verteilung, wie sie aus Abb. 17 hervorgeht. Nach CARR & TUREKIAN (1960) muß diese als atypisch gelten; sie wird jedoch auch von SIEGERS (1967) in manchen Fällen beobachtet. Chrom verhält sich bei der Umwandlung sehr immobil, wie die Konstanz der Chromwerte der Proben B 602—606 zeigt. Ähnliche Eigenschaften können den Hauptelementen Aluminium und Eisen zugebilligt werden, die Chrom ersetzen kann.





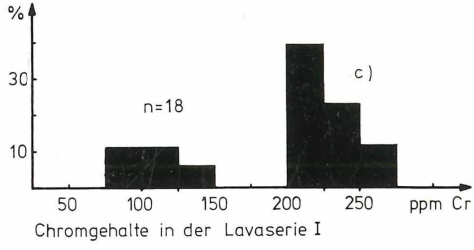


Abb. 17: Histogramme der Cr-Konzentrationen.

Nickel

Nickel reichert ich bevorzugt in den Mafiten an, wo es Mg^{2+} oder Fe^{2+} ersetzen kann (Siegers 1967: 61). Die Häufigkeitsverteilung der Nickelgehalte geht aus Abb. 18 hervor.

Die Schwankungen der Konzentrationen sind geringer als beim Chrom. Die Mobilität von Nickel dürfte gering sein; dies geht aus dem Streubereich der Proben B 602—606 von 44—70 ppm Ni hervor. Konzentrationen von $>$ 150 ppm Ni stellen eine Ausnahme dar. Zur Unterscheidung verschiedener ehemaliger Lavadecken sind die Nickelgehalte ungeeignet. Die enge chemische Beziehung zum Eisen macht sich wie bei Chrom in den geringen Schwankungen der Ni-Konzentrationen bemerkbar. Die absoluten Nickelgehalte liegen mit $\bar{x}$ = 82 ppm zu hoch für Andesite (Taylor 1969a), während sie etwas niedriger sind als die von Carr & Turekian (1960), Taylor (1968) und Taylor et al. (1969b) für Basalte angegebenen Werte von 100 ppm. Die kovarianten Beziehungen von Chrom und Nickel werden in Abb. 19 demonstriert. Die darstellenden Punkte liegen in einem Bereich, der nach Gast (1968: 1069) charakteristisch ist für „oceanic tholeiites".

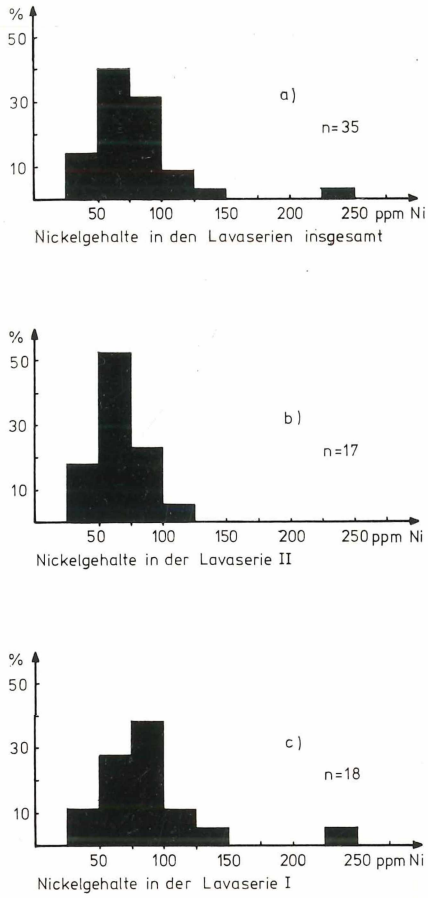


Abb. 18:

Histogramme der Ni-Konzentrationen

Kobalt

Kobalt kann Fe^{2+}, Fe^{3+} und Mg^{2+} ersetzen (Siegers 1967: 64). Es ist überwiegend in den früh gebildeten Mg-haltigen Mineralen, besonders dem Olivin vertreten (Mason 1952). In den untersuchten Vulkaniten liegt Kobalt in Konzentrationen zwischen 20 und 50 ppm Co vor, der Durchschnittswert von $\overline{\times}$ = 33 ppm Co liegt zwischen High-Al-Basalt und Low-Si-Andesite (Taylor 1969a). Für Basalte sind nach Taylor et. al. (1969b) sowie Carr & Turekian (1960) Werte von 48—50 ppm Co als Durchschnitt anzusehen. Die Häufigkeitsverteilung (Abb. 20) zeigt eine relativ geringe Schwankungsbreite und keine auffällige Differenzierung bezüglich Lavaserie I und II. Umwandlungserscheinungen beeinflussen die Co-Konzentrationen etwas stärker als diejenigen von Cr und Ni. Zwischen Co und Fe besteht eine schwach ausgeprägte positive Korrelation (Abb. 21).

Für die Abhängigkeiten zwischen den Konzentrationen von Chrom, Kobalt und Nickel gilt bis auf eine Ausnahme die Beziehung $\cdot$Konz Cr$\rangle$ Konz Ni$\rangle$ Konz Co. Das Verhältnis von Cr:Ni:Co entspricht im Mittel etwa den Zahlenwerten von 60:27:13 %. Siegers (1967) weist unter Berufung auf andere Autoren auf ähnliche Zusammenhänge hin.

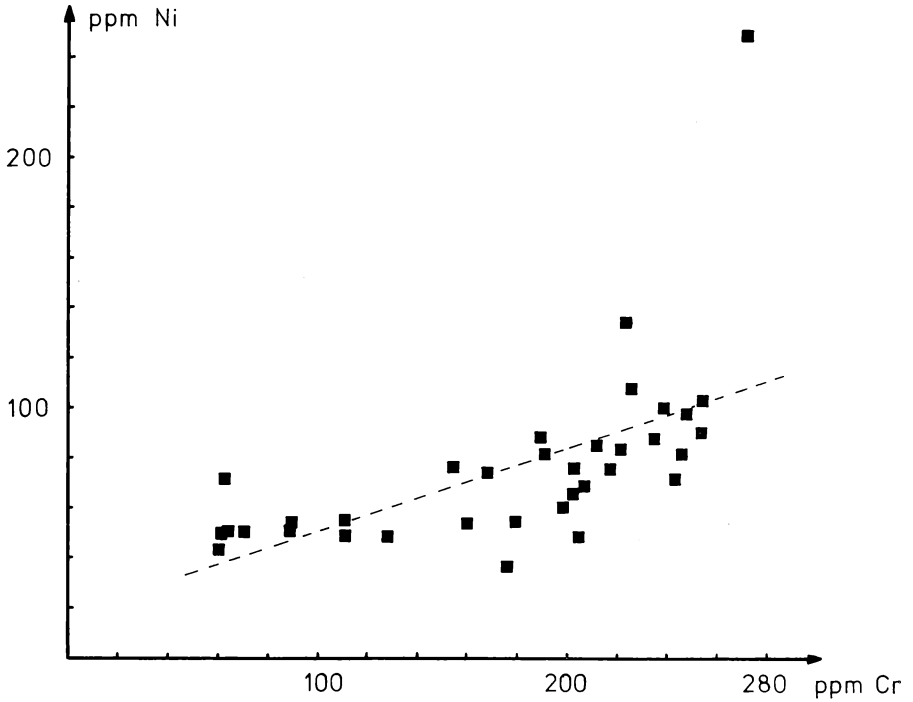


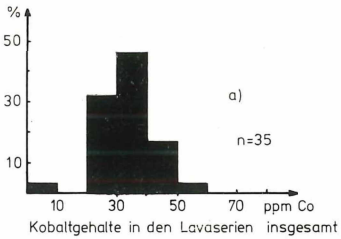
Abb. 19: Kovariante Beziehung von Cr und Ni.

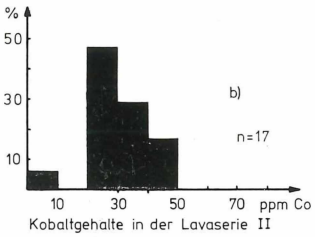
Kupfer

Kupfer tritt nach WEDEPOHL (1962) in magmatischen Gesteinen überwiegend als Sulfid auf. Nach GHOSE & TROFIMOV (1972: 196) kann es in Silikaten auch Fe^{2+} ersetzen. Kupfer ist in basischen Magmatiten stärker konzentriert als in sauren. Die errechneten Mittelwerte entsprechen jenen, die WEDEPOHL (1962) für Andesite und Diorite angibt (25—30 ppm Cu). In Einzelfällen werden auch für Basalte charakteristische Werte von 80—90 ppm Cu erreicht. Die Streuung der Konzentrationen ist beträchtlich. Die Darstellung der Häufigkeitsverteilung zeigt ein diffuses Bild (Abb. 22), wie es auch bei SIEGERS (1967: 85) zum Ausdruck kommt. Die Kupfergehalte der untersuchten Vulkanite eignen sich deshalb nicht zur Unterscheidung einzelner Decken.

Zink

Zink ersetzt in Magmatiten Fe^{3+} und teilweise Mg^{2+} (GHOSE & TROFIMOV (1972: 196). In basischen Vulkaniten ist mit Gehalten um 100 ppm Zn zu rechnen (RÁNKAMA & SAHAMA 1950). Die ermittelten Zinkkonzentrationen weisen eine breite Streuung auf (Abb. 23). Die Mittelwerte von $\overline{\times} = 103$ ppm Zn entsprechen denen für basische Vulkanite. COSGROVE (1972: 160) erzielte sowohl in der Streuung als auch in den absoluten Gehalten der permischen Vulkanite von Devonshire ähnliche Ergebnisse.





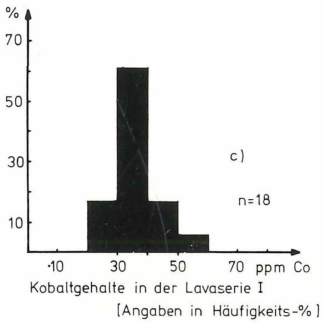


Abb. 20:

Histogramme der Co-Konzentrationen

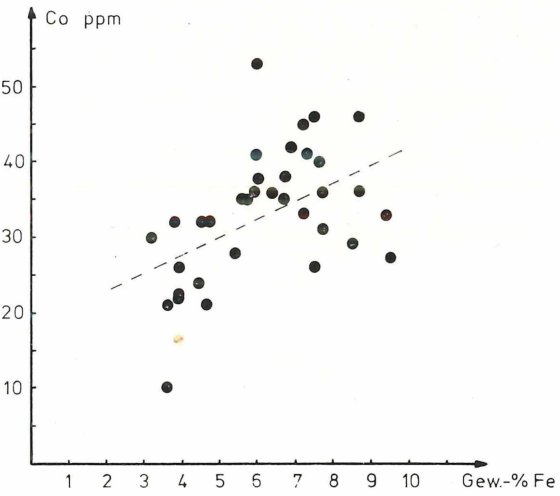
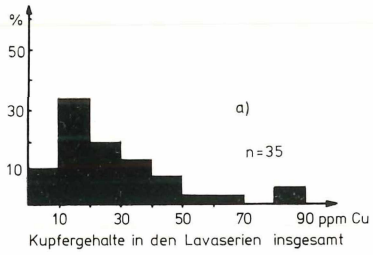
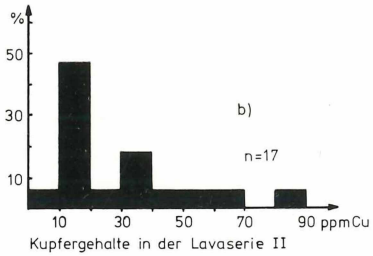


Abb. 21:

Schwach kovariante Beziehung zwischen Gesamt-Fe und Kobalt.





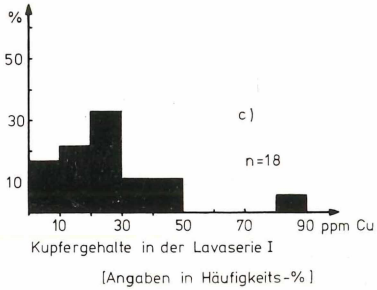
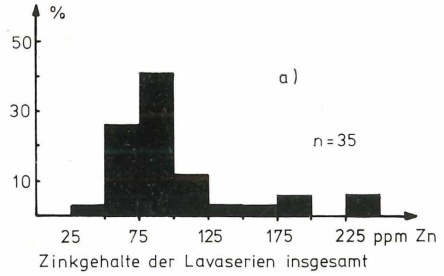
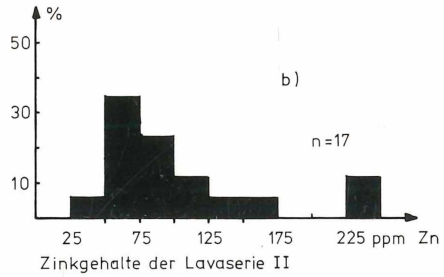


Abb. 22: Histogramme der Cu-Konzentrationen.





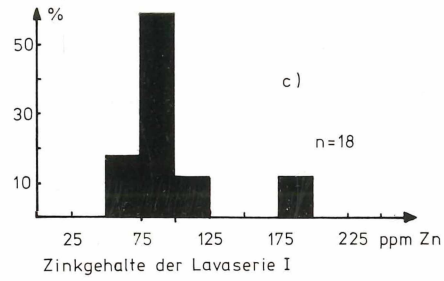


Abb. 23: Histogramme der Zn-Konzentrationen

Molybdän, Niob, Yttrium, Zinn, Zirkonium

Die im Anhang aufgeführten Konzentrationen dieser Elemente stützen sich auf nur 4 Proben, die von GOSGROVE analysiert wurden. Wegen der ungenügenden statistischen Absicherung sollen Schlußfolgerungen nur angedeutet werden.

Die Daten für Yttrium liegen sehr hoch ($\bar{x}$ = 72 ppm Y); sie können nicht eingeordnet werden. Dieses Element ist in Magmatiten generell in mäßigen bis geringen Konzentrationen vertreten, die außerdem bezüglich verschiedener Magmatite keine signifikanten Differenzen aufweisen. Die Werte für Niob entsprechen durchaus den von COSGROVE (1972) in Devonshire analysierten Ergebnissen; nach TAYLOR (1968: 565) gibt es keine Magmatite mit vergleichbar hohen Nb-Konzentrationen.

Zinn liegt in Magmatiten im allgemeinen in niedrigen Konzentrationen vor. Die angegebenen Werte ($\bar{x}$ = 4 ppm Sn) liegen höher als die von TAYLOR (1968: 565) genannten Richtwerte für Magmatite.

Zirkon ist in basischen Magmatiten schwächer konzentriert als in sauren. Die Differenzen sind allerdings nicht sehr bedeutend; von verschiedenen Autoren werden abweichende Daten angegeben. Legt man die Werte von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) zugrunde, dann entsprechen die ermittelten Zirkonkonzentrationen dem Basaltbereich. TAYLOR (1969a: 61) gibt für verschiedene Andesite Zirkongehalte von 90—170 ppm Zr. an. In diesen Streubereich fallen auch die von SIEGERS (1967) für basische Magmatite der Nahe-Gruppe erzielten Ergebnisse.

Deutungsmöglichkeiten des Verhaltens der Spurenelemente

Das Verhalten der Spurenelemente in den untersuchten basischen Vulkaniten der Nahe-Gruppe des Oberrotliegenden schließt eine einwandfreie Unterscheidung von Lavaserien aus. Die vielfach ebenso wünschenswerte Zuordnung von ehemaligen Lavadecken in verschiedenen, heute von einander isolierten Vorkommen ist schon wegen der geringen statistischen Absicherung nicht möglich. Dies ist nur teilweise auf das Verhalten der Spurenelemente gegenüber Verwitterungseinflüssen oder autohydrothermalen Vorgängen zurückzuführen. Als relativ gering kann die Mobilität der Elemente Chrom und Nickel (evtl. auch Co) bei Umwandlungserscheinungen angesehen werden, von Elementen, die eine enge Beziehung zu Eisen haben, das sich ebenfalls relativ immobil verhält. Dagegen verhalten sich Rubidium, Strontium und Barium, Elemente, die Kalium und Calcium ersetzen können, ähnlich mobil wie diese Hauptelemente. Kupfer und Zink sind nicht ohne weiteres einzuordnen.

Die absoluten Gehalte der Spurenelemente entsprechen mit Ausnahme der Bariumkonzentrationen, die sehr hoch sind, den für basische Vulkanite üblichen Werten. Die Konzentrationen von Cu, Co, Sr und Rb fallen in den von TAYLOR (1969a) für kalkalkalische Andesite abgesteckten Rahmen. Die Werte von Cr und Ni sind eher für Basalte charakteristisch.

Die Umwandlung hat sich auf einzelne Spurenelemente selektiv ausgewirkt, eine Beobachtung, die auch für den Bereich der Hauptelemente ihre Gültigkeit hat. Diese Feststellungen wurden teilweise auch von SIEGERS (1967: 97 f) für die Magmatite des Raumes Idar-Oberstein getroffen. Im Gegensatz zu seinen Aussagen stehen die Auffassungen über

1. die Resistenz von Sr und Ba gegenüber hydrothermalen Einflüssen. Besonders die hohen Ba-Konzentrationen in den untersuchten Vulkaniten, die für basische Vulkanite nicht charakteristisch sind, lassen in Verbindung mit im Gelände feststellbaren Schwerspatbildungen auf Klüften, die sich bei verschiedenen, auch von anderen Autoren bearbeiteten Vorkommen nachweisen lassen, den Schluß zu, daß die Ba-Konzentrationen nicht primär sind.

2. das Verhältnis K/Rb. Wie aus Abb. 14 hervorgeht, kann von einem gleichbleibenden Verhältnis K/Rb keine Rede sein.

3. die hydrothermale Umwandlung. Sie hat sich auf die Spurenelemente selektiv ausgewirkt. Die Konzentrationen einiger Spurenelemente wurden sicher stark verändert, während andere relativ konstant blieben.

6. Petrogenese

Die Entstehung der untersuchten basaltischen Andesite kann nicht ohne die Beachtung der Zusammenhänge mit den anderen Magmatiten des Saar-Nahe-Gebietes analysiert werden. Das Vorkommen relativ saurer Vulkanite neben basischen wurde — nicht zuletzt wegen scheinbar fehlender intermediärer Magmatite — auf verschiedene Entstehungsmechanismen zurückgeführt. So leitete BEDERKE (1959: 12) die „Melaphyre" von alkalischen Magmen aus dem Erdmantel ab, während er für die Rhyolithe eine lithogene Entstehung aus kalkalkalischen Magmen annimmt. Die Differentiation der Rhyolite aus den basaltischen Magmen lehnt BEDERKE (1959) wegen des mengenmäßigen Mißverhältnisses (wesentlich mehr saure als basische Gesteine) ab. Diese Zweiteilung des permischen Vulkanismus des Saar-Nahe-Gebietes wird in jüngerer Zeit nicht mehr aufrecht erhalten. SIEGERS (1967: 90) schließt ein gemeinsames Muttermagma von Andesiten und Rhyodaciten nicht mehr aus. VINX (1974: 7) untersucht die intermeditären Dacite (+ Rhyolithe) des Lembergs und füllt damit eine von JUNG (1967: 3) hervorgehobene Lücke zwischen den besser bekannten basischen und den sauren Vulkaniten. Nach VINX (1974: 104) ist die Gesamtheit der Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes als kalkalkalische Provinz anzusehen. Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit unterstützen diese These. Die basaltischen Andesite sind aus einem kalkalkalischen Vulkanismus abzuleiten. Für die Entstehung des kalkalkalischen Vulkanismus des Saar-Nahe-Gebietes, insbesondere aber für die Beurteilung der Petrogenese der basaltischen Andesite können folgende Möglichkeiten in Betracht gezogen werden:

1. die Differentiation eines basaltischen Magmas (BOWEN 1956 bzw. 1928, KUNO 1968),
2. die Durchmischung von basaltischem und saurem Magma (mixing-hypothesis),
3. die Kontamination eines differentiationsfähigen basaltischen Magmas mit Krustenmaterial und
4. die Bildung eines primären andesitischen Magmas im oberen Erdmantel als Folge eines Zwei-Stufen-Prozesses im Sinne von GREEN & RINGWOOD (1968).

Zu 1. Die Differentiation eines basaltischen Magmas

Die reine Kristallisationsdifferentiation eines basaltischen Magmas scheidet als Erklärung für die unterschiedliche Zusammensetzung der Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes aus. Um die sauren Differentiate, die Rhyolithe, zu erhalten, hätte es großer Mengen eines basaltischen Ausgangsmagmas bedurft. Aus der mengenmäßigen Verteilung der Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes läßt sich eine solche Möglichkeit nicht ableiten. Die Arbeiten von WOLFF (1973), VINX (1974) und GÖPEL (1977) schließen ebenfalls eine reine Kristallisationsdifferentiation aus.

Zu 2. Die Vermischung von basischem und saurem Magma

Diese Hypothese scheidet aus den unter 1. genannten Gründen ebenfalls aus (VINX 1974).

Zu 3. Die Kontamination eines basaltischen Magmas

Für die Herleitung der untersuchten Vulkanite aus einem basaltischen Magma spricht der Chemismus der Hauptelemente. SIEGERS (1967: 102), LORENZ & NICHOLLS (1973: 343) und WOLFF (1973: 111) halten ein tholeyitisches Stammagma für denkbar. VINX (1974) lehnt dies ab, da tholeyitische Gesteine im Saar-Nahe-Gebiet keine bedeutende Rolle spielen. Die untersuchten Magmatite sind SiO_2-untersättigt; dies spricht in Verbindung mit dem normativen und modalen Olivingehalt eventuell für ein olivintholeyitisches Stammagma.

Nach KUNO (1968: 143) leiten sich die kalkalkalischen Gesteine von tholeyitischen oder Al-reichen Basalten, möglicherweise sogar von Alkalibasalten ab. Die basaltischen Andesite (die Gegenstand der Untersuchung waren) werden einem Al-reichen Basaltmagma zugeordnet (KUNO 1968, OSBORN 1969). Dem widerspricht TAYLOR et al. (1969: 276), da nach seiner Auffassung ähnliche Ni/Co- und V/Ni-Verhältnisse sowie die absoluten Gehalte an „ferromagnesian elements" in Andesiten und Al-reichen Basalten eine fraktionierte Kristallisation von Andesiten aus Al-reichen Magmen ausschließen. Die in der vorliegenden Arbeit bestimmten Ni/Co-Verhältnisse sind mit 2.35 im Durchschnitt sehr hoch; auch der niedrigste Wert überrifft mit 1.33 noch die von TAYLOR (1969b: 284) angegebene Grenze von Ni/Co $\leq$ 1 für kalkalkalische Andesite. Die absoluten Gehalte von Ni (siehe Tab. 5) übertreffen ebenfalls die Werte für Andesite und entsprechen eher jenen für Basalte, ebenso die Konzentrationen von Chrom. Im Gegensatz zu den für Basalte charakteristischen Werten der Spurenelemente Ni und Cr stehen die außerordentlich hohen Werte des inkompatiblen Elements Barium. Die Schwankungen der Ba-Konzentrationen stehen in direkter Abhängigkeit mit den Änderungen der — teilweise — hohen Kaliumwerte. Das Phänomen der hohen Ba-Konzentrationen kann erklärt werden mit

a) einer „wall-rock-reaction" im Sinne von GREEN & RINGWOOD (1967 b), wobei niedrigschmelzende Komponenten des Nebengesteins vom Magma aufgenommen werden. Diese These wird auch von COSGROVE (1972: 168) für die permischen Vulkanite von Devonshire unterstützt.
b) einer Aufschmelzung von sialischem Krustenmaterial beim Magmenaufstieg. Diese Möglichkeit scheidet aus, da die über die Durchschnittskonzentrationen von Graniten hinausgehenden Ba-Werte beträchtliche Mengen von krustalem Material bei der Schmelzbildung erfordern würde. Das könnte nicht ohne Einfluß auf die Zusammensetzung der Hauptkomponenten bleiben.
c) einer postmagmatischen, hydrothermalen Zufuhr von Barium und Kalium. Diese Möglichkeit kann nicht ausgeschlossen werden, da die höchsten Ba- und K-Konzentrationen in deutlich alterierten Proben gefunden wurden.

Zu 4. Die Bildung eines primären andesitischen Magmas

Die Bildung eines primären andesitischen Magmas als Folge von Zwei-Stufen-Prozessen im Sinne von GREEN & RINGWOOD (1967a, 1969), (Aufschmelzung von Quarzeklogit oder H_2O-reichem Material des oberen Mantels) wird für die Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes von VINX (1974: 108) und LORENZ & NICHOLLS (1973) befürwortet. Gegen ein primär andesitisches Magma sprechen die im vorhergehenden Abschnitt erwähnten hohen Konzentrationen von Cr und Ni.

Zusammenfassung:

Der Chemismus der Hauptelemente läßt auf die Differentiation der Andesite aus einem olivintholeyitischen Stammagma schließen. Die Konzentrationen der Spurenelemente sind nicht einfach zu beurteilen. Das Ni/Co-Verhältnis sowie die absoluten Gehalte von Ni und Cr stehen der Bildung eines primären andesitischen Magmas (GREEN & RINGWOOO) entgegen, wie sie von den Konzentrationen der Elemente Co, Cu, Rb und Sr denkbar wäre. Außerdem treten im Saar-Nahe-Gebiet keine wesentlich basischeren Magmatite auf. Die hohen Barium- und Kaliumgehalte müssen mit einer „wall-rock-reaction" (GREEN & RINGWOOD 1967 b) oder einer nachträglichen Imprägnation durch hydrothermale Lösungen erklärt werden. Das Rb/Sr-Verhältnis von 0.16 im Durchschnitt spricht nach GREEN & RINGWOOO (1967b) für eine Mobilisierung des Magmas in geringer Tiefe (ca. 30 km), wie sie auch von LORENZ & NICHOLLS (1973: 343) gefordert wird.

Es ist in jüngster Zeit modern geworden, auch den Vulkanismus des Saar-Nahe-Gebietes mit dem geodynamischen Konzept der Plattentektonik in Verbindung zu bringen. Ansätze dazu finden sich in den Arbeiten von NICOLAS (1972), JUNG & VINX (1973), LORENZ & NICHOLLS (1973), VINX (1974) und LORENZ (1976). NICOLAS (1972) geht von einer Plattenkollision des Andentyps aus, wobei ozeanische Kruste nach Norden einfallend unter den herzynischen Kontinent abtaucht. LORENZ & NICHOLLS (1973: 342) verneinen einen direkten Bezug von abtauchender Lithosphäre und Rotliegendvulkanismus.

DICKINSON & HATHERTON (1967) und DICKINSON (1968) entwickelten eine Hypothese, nach der ein Zusammenhang zwischen dem Verhältnis K_2O/SiO_2 und der jeweiligen Tiefenlage der Benioffzone besteht. Nach JUNG & VINX (1973) zeichnet sich für die Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes eine Zunahme des K_2O/SiO_2-Verhältnsses von NW nach SE ab. Dies bedeutet im Gegensatz zur NICOLAS'schen Hypothese ein Einfallen der Benioffzone nach SE. Der von JUNG & VINX (1973) postulierte Trend kann in den untersuchten Gesteinen ermittelt werden, wenn er auch nur schwach ausgeprägt ist. Die K_2O/SiO_2-Verhältnisse lassen nach DICKINSON (1968) eine Tiefenlage der Benioffzone von $>$ 150 km erwarten. Solche Tiefen werden zwar auch von COSGROVE (1972) für die permischen Vulkanite von Devonshire, die sich in einer ähnlichen tektonischen Position befinden, angenommen (300 km). Sie lassen sich aber mit anderen genetischen Überlegungen, wie sie in diesem Kapitel bereits zum Ausdruck kamen, nicht in Einklang bringen.

7. Nomenklatur

Die basischen Vulkanite des untersuchten Gebietes wurden früher als TRAPP-GESTEINE (v. OEYNHAUSEN 1822), MELAPHYRE (u. a. LEPPLA 1883, LEPIUS 1883, SCHOPP & SCHOTTLER 1904, SCHUSTER 1911), PORPHYRITE (u. a. SCHUSTER 1911), DECKENTHOLEYITE und DECKENDIABASE (SCHUSTER 1911) und THOLEYITE (HABICHT 1951) bezeichnet.

In jüngerer Zeit stand bei der Bearbeitung meist die Kartierung im Vordergrund; die Autoren begnügten sich deshalb mit der makroskopischen Ansprache und stuften die Vulkanite als basische Laven oder basische Magmatite ein (HÄFNER 1974, LORENZ 1973, RAST 1975, REIMER 1973, BECKER 1974, GLÖCKNER 1974, SCHWEHLA 1975 a u. 1975 b, RADZWILL 1978). WALGER (1958: 1 f., 80 f.) setzte sich eingehend mit der Nomenklaturfrage auseinander, besonders im Hinblick auf die Entscheidung für oder gegen die Beibehaltung der paläovulkanischen Namen. Er kommt zu dem Schluß, daß diese völlig vermieden werden sollten, nimmt aber selbst keine

Neubenennung vor, da, wie WALGER ausführt, wegen des hohen Mesostasisanteils hierzu chemische Analysen notwendig seien.

EMMERMANN & REE (1973: 55 f) klassifizieren erstmalig einen der Vulkanite nach neueren Gesichtspunkten (AMS-Norm, QAPF-Doppeldreieck, Anorthitgehalt) als Andesit.

Leider wurde auf internationaler Ebene bisher noch keine endgültige Übereinstimmung bezüglich der Nomenklatur der Vulkanite erzielt. Man ist sich aber einig, daß Lokalnamen und solche, die eine altersmäßige Einstufung beinhalten, soweit wie möglich vermieden werden sollten. In der Frage der Untergliederung der basischen Vulkanite und besonders der Unterscheidung Andesit/Basalt bestehen deutliche Gegensätze. Eine Möglichkeit der Nomenklatur ist die rein chemische Klassifikation ohne mineralogischen Bezug. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, daß der Glasanteil der Vulkanite mit in die Bestimmung eingeht; dies ist bei der mineralogischen Klassifizierung (mikroskopischen Bestimmung) nicht der Fall. Die zweite Möglichkeit stützt sich auf ein mehr mineralogisch orientiertes Einteilungsprinzip auf der Basis modaler oder normativer Mineralbestände. Die Verwendung normativer Mineralbestände beinhaltet natürlich die Gefahr einer versteckten chemischen Klassifikation, wie MIHM (1975: 30) zu bedenken gibt. Vergleiche der modalen Mineralbestände mit den Werten der RITTMANN-Norm zeigen bei frischen Proben brauchbare Ergebnisse.

Als zusätzliche Möglichkeiten zur Unterteilung der Gruppe Andesit/Basalt werden von verschiedenen Autoren Kriterien wie Farbzahl, Anorthitgehalt der Plagioklase, Olivingehalt, Quarzgehalt und SiO_2-Sättigung angesehen.

Mineralogisch-chemische Kriterien

Der Anorthitgehalt der Plagioklase

Dieses Kriterium wird von verschiedenen Autoren zur Unterscheidung Andesit/Basalt als ungeeignet verworfen. STRECKEISEN (1967: 183) spricht sich ebenso wie die Subcommission on Nomenclature and Classification of Igneous Rocks (1976) gegen eine Verwendung des Anorthitgehalts der Plagioklase aus.

Vielfach wurde bisher ein Anorthitgehalt von Plagioklasen in Höhe von 50 % als Grenze zwischen Basalt und Andesit angesehen (STRECKEISEN 1967: 148). BARAGAR & IRVINE (1971: 537) verwenden die normative Plagioklaszusammensetzung. Das Hauptargument gegen die Verwendung der modalen Plagioglaszusammensetzung ist die Schwierigkeit, die mittleren Anorthitgehalte sicher zu bestimmen (Zonarbau).

In den untersuchten Vulkaniten liegt der normative An-Gehalt bei durchschnittlich 44 %, in frischen Proben erreicht er etwas mehr als 50 %. Als modale An-Gehalte sind etwas niedrigere Werte zu erwarten.

Die Farbzahl

Die Farbzahl wird ebenfalls als mögliches Kriterium für die Unterscheidung Basalt/Andesit angesehen. Die Grenze erachtet STRECKEISEN (1967: 183) bei M = 40 (modal), RITTMANN (1973) bei M = 38 (modal). Normative Farbzahlen müssen etwas niedriger liegen, da ein Teil des normativen Anorthits in die Klinopyroxene eingeht.

Die normativen Farbzahlen liegen in den untersuchten Vulkaniten im Durchschnitt bei 31, die an einigen Proben bestimmten modalen Farbzahlen bei 30—35. Es handelt sich nach diesem Gesichtspunkt um Andesite.

SiO_2-Sättigung, normativer Quarz und Olivin

Die überwiegende Zahl der Gesteine (80 %) weist eine negative Quarzzahl auf, im Durchschnitt Qz = — 11; sie sind untersättigt. Dem entspricht in der Mehrzahl der Proben das Fehlen von normativem Quarz und die Anwesenheit von normativem Olivin (AMS-Norm). Diese Ergebnisse stehen im Widerspruch zur Auffassung von HATCH, WELLS, WELLS (1975: 316), die davon ausgehen, daß fast alle Andesite quarzübersättigt sind und deshalb normativen Quarz, aber kaum normativen Olivin enthalten. Modaler Olivin ist zulässig; er wird in den untersuchten Vulkaniten fast immer angetroffen.

Im Fall der untersuchten basischen Vulkanite wurde versucht, eine Einstufung nach möglichst vielen Gesichtspunkten vorzunehmen, um Übereinstimmungen und Diskrepanzen sichtbar zu machen.

Chemische Kriterien

Einen ersten Hinweis zur Einstufung liefert Tab. 4, in der Durchschnittsanalysen der basischen Laven mit Literaturwerten typischer Vulkanite verglichen werden. Die untersuchten Gesteine nehmen eine mittlere Position zwischen Andesit (CHAYES 1969) und High-Al Basalt (KUNO 1960) ein. Sie entsprechen relativ gut den von KUNO (1968) angegebenen Werten für Basalt-Andesite (Tab. 3). Mit einem durchschnittlichen Gehalt von 52.75 Gew.-% SiO_2 liegen sie knapp über dem Wert, der vielfach als Grenze zwischen Basalt und Andesit angesehen wird (52.55 Gew.-% SiO_2).

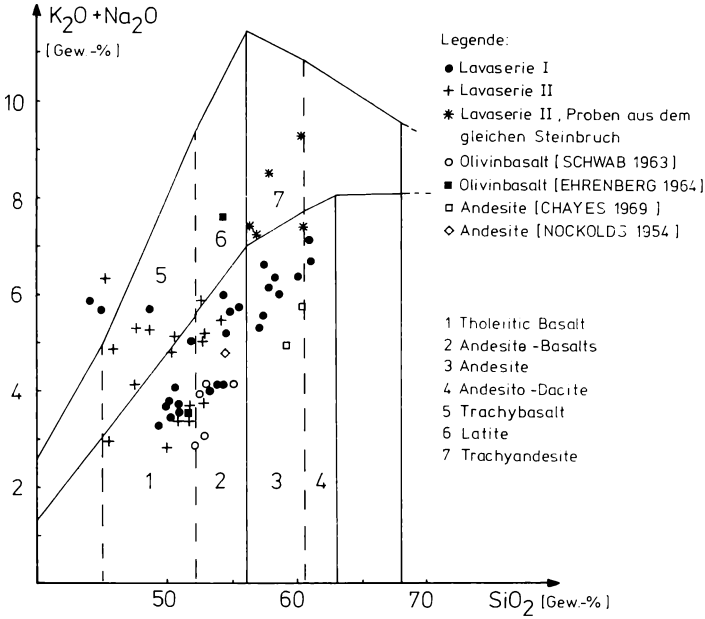


Abb. 24: Diagramm (K_2O+Na_2O)/SiO_2. Einteilung nach einem Vorschlag von FROLOVA & PETROVA (1976).

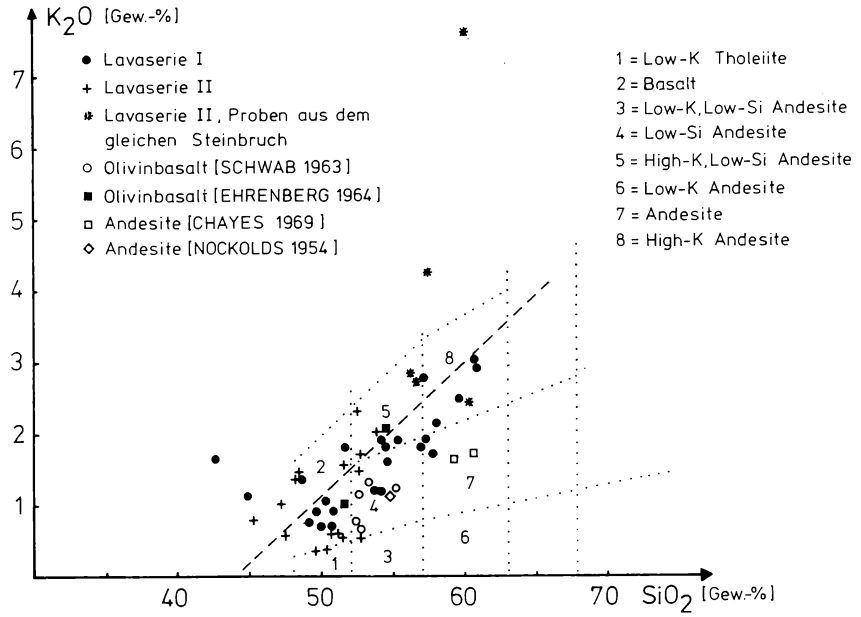
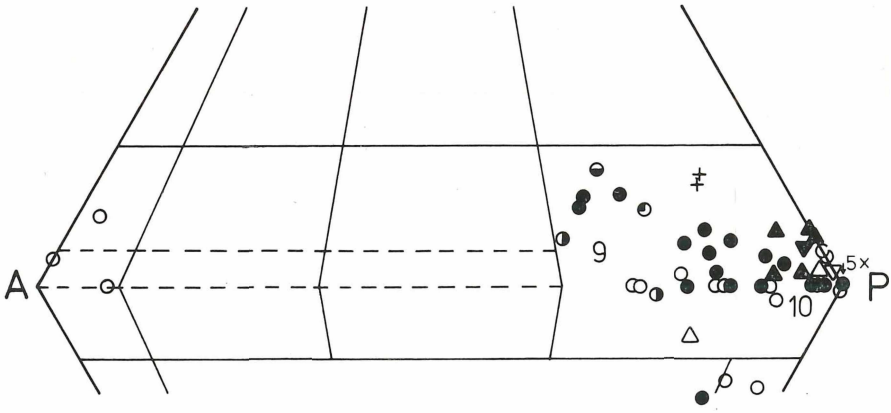


Abb. 25: Diagramm K_2O/SiO_2. Einteilung nach einem Vorschlag von TAYLOR (1976).

Eine weitere Möglichkeit bietet das HARKER-Diagramm, das den SiO_2-Gehalt gegen die Summe der Alkalien in Beziehung setzt (Abb. 24). Die Einteilung beruht auf einem Vorschlag von FROLOVA & PETROVA (1976). Die Vulkanite belegen überwiegend die Felder „tholeiitic Basalt, „andesito-Basalt" und „Andesite". Die Linie, die die Felder 1—4 von den Feldern 5—6 trennt, entspricht etwa der von KATSURA & MACDONALD (1964) vorgeschlagenen Grenzlinie zwischen „tholeiite Basalt" (unterer Bereich) und „alkali olivine Basalt" (oberer Bereich). TAYLOR (1969 und 1976) unternahm den Versuch, den K_2O-Gehalt dem SiO_2-Gehalt gegenüberzustellen. Sein Vorschlag ist in Abb. 25 wiedergegeben. Der Streubereich der untersuchten Gesteine erstreckt sich über den Basalt und fast alle Untergruppen des Andesits. Einige relativ frische Gesteine liegen in den Feldern „Basalt" und „Low-Si Andesite". Es muß erwähnt werden, daß die starke Betonung des K_2O-Gehalts, wie sie hier zum Ausdruck kommt, für die Beurteilung der untersuchten Vulkanite nicht sehr günstig ist, da gerade der K_2O-Gehalt durch Umwandlungsvorgänge beeinflußt wurde. Die Spurenelementkonzentrationen werden in Tab. 5 mit verchiedenen Referenzgesteinen verglichen. Die Werte für Sr, Sn, Rb und Nb liegen nach TAYLOR (1969a) im Bereich verschiedener Andesittypen. Die mittleren Kupfergehalte kommen denen für High-Al Basalt nahe, während Cr-, Ni- und Ba-Werte nach TAYLOR zu hoch liegen. HEDGE (1971: 523) zweifelt die niedrigen Ni-Werte von TAYLOR (1969a) an und gibt seinerseits einen Mittelwert von 100 ppm Ni für High-Al Basalt an. Grundsätzlich erscheint es fraglich, ob die Kenntnisse über Spurenelementkonzentrationen innerhalb einer Gesteinsgruppe (Andesite) heute bereits ausreichen. Die Vorstellungen über das,

was als „normale" Verteilung für ein Element gelten kann, gehen offensichtlich noch auseinander. Die Abweichungen in den Spurenelementkonzentrationen einzelner Elemente verschiedener Andesite nach TAYLOR (1969a) liegen teilweise im Bereich der Fehlergrenzen bei der Analyse.



Legende:

- ● Lavaserie I
- ○ Lavaserie II
- ▲ Olivinbasalt [SCHWAB 1963]
- △ Olivinbasalt [EHRENBERG 1964]
- \+ Andesit [CHAYES 1969]
- ▼ Andesit [NOCKOLDS 1954]
- ◕ Latitandesit [EMMERMANN u. RÉE 1973]
- ▽ Andesit [EMMERMANN u. RÉE 1973]
- ◑ Diabas [LEPSIUS 1883]
- ◒ Diabas [LASPEYRES 1883]

Abb. 26: Doppeldreieck QAPF. Einteilung der untersuchten ehemaligen Laven auf der Grundlage der AMS-Norm (CO_2- und H_2O-frei berechnet).

Das QAPF-Doppeldreieck

Basalte und Andesite nehmen in der Darstellung (Abb. 26) Feld 9 und 10 ein. Unterteilungen dieser Felder werden nach der Kritik von HATCH, WELLS, WELLS (1975: 317) und MIHM (1975: 30) nicht mehr vorgenommen. Nach einem Vorschlag der Subcommission on Nomenclature and Classification of Igneous Rocks (1976) sollen Andesite jedoch mehr dem Unterfeld 9, Basalte mehr dem Unterfeld 10 zugeordnet werden.

Die Punktverteilung der Proben weist eine Streuung über die Unterfelder Andesit und Basalt auf, wobei sich einige frische Proben in der Nähe des darstellenden Punktes P konzentrieren. Die Entscheidung Basalt/Andesit kann nicht zweifelsfrei zugunsten des einen oder anderen gefällt werden.

Ergebnis

Nach STRECKEISEN (1967: 189) sollte die Nomenklatur eines Vulkanits diesen wenigstens nach drei Gesichtspunkten bestimmen: nach Korngröße, Art des Vorkommens (Ganggestein, Extrusiva) und Erhaltungszustand (Umwandlungsgrad), eventuell auch nach der Textur.

Am sinnvollsten wird der von STRECKEISEN (1967: 190) zitierte Vorschlag von SCHREYER & WALGER dieser Forderung gerecht. Sie empfehlen, z. B. den

Namen „Basalt" entsprechend dem Erhaltungszustand mit Adjektiven zu versehen. Die von STRECKEISEN (1967: 199) eingeräumte Möglichkeit, umgewandelte Vulkanite nach wie vor mit herkömmlichen Bezeichnungen wie Diabas, Quarzporphyr etc. zu belegen, kann wegen der nach Sprachräumen und regionalem Rahmen unterschiedlichen Auffassung dieser Begriffe nicht begrüßt werden.

Die untersuchten Vulkanite werden deshalb konsequent nach der Nomenklatur für nicht umgewandelte Gesteine als **Andesite** bezeichnet. Wegen ihrer Mittelstellung zwischen Basalten und Andesiten in chemischer und mineralogischer Hinsicht werden ihnen die Adjektive „alteriert" und „basaltisch" zugeordnet: es handelt sich demnach um **alterierte, basaltische Andesite.**

9. Literaturverzeichnis

ATZBACH, O. & GEIB, K. W. (1972): Zur Gliederung des sedimentären Oberrotliegenden (Nahe Gruppe) in der Nahe-Mulde. — Mainzer geowiss. Mitt., **1**: 9—16, Mainz.

BAMBAUER, H. U. (1955): Petrographische Untersuchungen an den permischen Magmatiten des Nordflügels der Nahemulde. — Dipl.-Arbeit, Mainz, (unveröffentlicht).

BARAGAR, W. R. A. & IRVINE, I. N. (1971): A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. — Canadian J. Earth Sci., **8**, (5): 523—548, Ottawa.

BECKER, R. E. (1974): Das Rotliegende auf dem Pfälzer Sattel zwischen Wonsheim-Wendelsheim — Niederwiesen und Mörsfeld. — Dipl.-Arbeit, Mainz (unveröffentlicht).

BEDERKE, R. (1959): Probleme des permischen Vulkanismus. — Geol. Rdsch., **48**: 10—18, Stuttgart.

BEST, M. G. (1969): Differentiation of calc-alkaline magmas. — Proceedings of the Andesite Conference, State of Oregon Dept. of Geol. and Min. Ind. Bull., **65**: 65—75, Portland.

BOWEN, N. L. (1956): The evolution of the igneous rocks. — New York. (reprint from 1928).

BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. — Basel und Stuttgart.

CARR, M. H. & TUREKIAN, K. K. (1960): The geochemistries of Chromium, Cobalt, and Nickel. — Intern. Geol. Congress, Report of the 21st Session, Norden, Part I: Geochemical Cycles, 14—26, Kopenhagen.

CHAYES, F. (1969): The chemical composition of cenozoic andesite. — Proceedings of the Andesite Conference, State of Oregon Dept. of Geol. and Min. Ind. Bull., **65**: 1—11, Portland.

COSGROVE, M. E. (1972): The Geochemistry of the Potassium-Rich Permian Volcanic Rocks of Devonshire, England. — Contr. Mineral. Petrol., **36**: 155—170, Heidelberg u. a.

DICKINSON, W. R. (1968): Circum-Pacific Andesite Types. — J. Geophys. Res., **73**: 2261—2269, Washington.

DICKINSON, W. R. & HATHERTON, T. (1967): Andesitic Volcanism and Seismicity around the Pacific. — Science, **157**: 801—803, Cambridge.

EHRENBERG, K. H. (1964): Petrographische Untersuchungen an den Magmatiten des „Grenzlagers" und des „Hochsteiner Lagers" in der Umgebung des Donnersberges. — Diss., Mainz, (unveröffentlicht).

EMMERMANN, K. H. & RÉE, C. (1973): Subvulkanite. — In: GEIB, K. W.: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Erläuterungen zu Blatt 6112 Waldböckelheim, 46—60, Mainz.

FALKE, H. (1954 a): Die Sedimentationsvorgänge im saarpfälzischen Rotliegenden. — Jber. u. Mittl. oberrh. Geol. Ver., N. F., **36**: 32—53, Stuttgart.

— (1954 b): Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh.,**99**: 298—360, Stuttgart.

— (1974): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. — Jber. u. Mitt. oberrh. Geol. Ver., N. F., **56**: 35—51, Stuttgart.

FLANAGAN, F. J. (1969): U. S. Geological Survey standards. II. First compilation of data for the new U. S. G. S. rocks.- Geochim. Cosmochim. Acta, **33**: 81—120, Oxford.

FLEISCHER, M. (1975): 1975 Glossary of Mineral Species. — Bowie, Maryland (USA).

FREUND, H. (1955): Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Bd. IV, Teil 1. Mikroskopie der Gesteine. — Frankfurt.

FROLOVA & PETROVA: siehe unter: Subcommission on the . . .

GAST, P. W. (1968): Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. — Geochim. Cosmochim. Acta, **32**: 1057—1086, Oxford.

GEIB, K. W. (1973): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Erläuterungen zu Blatt 6112 Waldböckelheim. 146 S., Mainz.

GHOSE, N. C. & TROFIMOV, N. N. (1972): Abundance of Copper, Lead, Zinc and Gallium in the Basaltic Rocks of India and Their Genetic Significance. — Intern. Geol. Congress, Montreal 1972, Section 10, Geochemistry: 193—199, Montreal.

GLÖCKNER, K. H. (1974): Geologische Untersuchungen westlich des Kreuznacher Rhyolithes, Saar-Nahe-Gebiet, im Raume Norheim-Niederhausen/Nahe. — Dipl.-Kartierung, Mainz, (unveröffentlicht).

GÖPEL, C. (1977): Mineralogische und geochemische Untersuchungen am Vulkanitkomplex des Bauwaldes/Saar-Nahe-Gebiet. — Dipl.-Arbeit, Mainz, (unveröffentlicht).

GOLSCHANI-JAVADI, F. (1977): Zur Geologie des Lemberg-Niederhäuser Wald-Komplexes bei Feil-Bingert, Nordpfalz. — Dipl.-Kartierung, Mainz, (unveröffentlicht).

GREEN, D. H. & RINGWOOD, A. E. (1967 a): Crystallization of Basalt and Andesite under high Pressure Hydrous conditions. — Earth & Planet. Sci. Lett., 3: 481—489, Amsterdam.

— (1967 b): The Genesis of Basaltic Magmas. — Contr. Mineral. and Petrol., **15**: 103—190, Heidelberg u. a.

— (1968): Genesis of the Calc-Alkaline Igneous Rock Suite. — Contr. Mineral. and Petrol., **18**: 105—162, Heidelberg u. a.

— (1969): High pressure experimental studies on the origin of andesites. — Proceedings of the Andesite Conference, State of Oregon Dept. of Geol. and Min. Ind. Bull., **65**: 21—32, Portland/Oregon.

GÜMBEL, K. W. v. (1888): Grundzüge der Geologie. — Kassel.

HABICHT, H. (1951): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereich des Meßtischblattes Meisenheim. — Diss., Mainz, (unveröffentlicht).

HÄFNER, F. (1974): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen am Gangelsberg bei Oberhausen (Nahe). — Dipl.-Kartierung, Mainz, (unveröffentlicht).

— (1977): Die basischen Laven des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Odernheim (Saar-Nahe-Gebiet). Ein Beitrag zu ihrer Geologie, Petrographie ud Geochemie. — Diss., Mainz, (unveröffentlicht).

HATCH, F. H., WELLS, A. K., WELLS, M. K. (1975): Petrology of the igneous rocks. — London.

HEDGE, C. E. (1971): Nickel in High-alumina basalts. — Geochim. Cosmoch. Acta, **35**: 522—524, Oxford.

JUNG, D. (1967): Die Mineralassoziationen der Palatinite und ihrer Aplite. — Ann. Univ. Sarav., **5**: 1—130, Berlin.

JUNG, D. & VINX, R. (1973): Einige Bemerkungen zur Geochemie der Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes. — Ann. Scient. Univ. Besancon, 3e sér. **18**, Besancon.

KATSURA, T. & MACDONALD, G. A. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrol., **5**: 82—133, Oxford.

KONRAD, H. J. (1969): Die Tholeyer Gruppe (ru3) an der Südostflanke des Pfälzer Sattels. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **132**: 257—284, Stuttgart.

KUNO, H. (1968): Origin of Andesite and Its Bearing on the Island Arc Structure. — Bull. Volc., **32**: 141—176, Neapel.

LASPEYRES, H. (1883): Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Steinkohlengebirge und Rothliegenden zwischen der Saar und dem Rheine. — Verh. naturhist. Ver. preuss Rheinlande und Westphalens, 40. Jg., IV. Folge. 375—390, Bonn.

LEPPLA, A. (1894): Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des pfälzischen Sattels. — Jb. königl. preuss. geol. LA. u. Bergakad. f. 1893: 134—157, Berlin.

LEPSIUS, R. G. (1883): Das Mainzer Becken. — Darmstadt.

— (1891): Die erste Quarzporphyr-Effusiv-Decke im Saar-Nahe-Gebiete nachgewiesen. — Z. deutsch. geol. Ges., **43**: 736—738, Berlin.

LIPPOLT, H. J. (1976): Der Vertrauensbereich permischer Glimmer-Modell-Alter aus dem Saar-Nahe-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1976**, 8: 471—478, Stuttgart.

LORENZ, V. (1973): Zur Altersfrage des Kreuznacher Rhyolithes unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie und Überschiebungstektonik in seiner südlichen Umrandung (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142**, (2): 139—164, Stuttgart.

— (1976): Formation of Hercynian subplates, possible causes and consequences. — Nature, **262**, No. 5567: 374—377, London u. a.

LORENZ, V. & NICHOLLS, I. A. (1973): Origin and Crystallization History of Permian Tholeiites from the Saar-Nahe Trough, SW Germany. — Contr. Mineral. Petrol., **40**: 327—344, Berlin.

MARSAL, D. (1967): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. — Stuttgart.

MASON, B. (1952): Principles of Geochemistry. — New York.

MIHM, A. (1975): Neue Ergebnisse über das „Grenzlager" östlich Birkenfeld. — Ann. Univ. Sarav., **12**: 20—32, Berlin.

NICOLAS, A. (1972): Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type?. — Nature, **236**: 221—223, London u. a.

OEYNHAUSEN, F. v. (1822): Geognostische Reisebemerkungen über die Gebirge der Bergstraße, der Haardt, des Donnersberges und des Hunsrückens. — In: NÖGGERATH, J.: Das Gebirge in Rheinland-Westphalen nach mineralogischem Bezuge. — **1**: 146—281, Bonn.

ORLIAC, J. & SCHÄFER, K. H. (1969): Das Rubidium-Strontium-Alter unterpermischer Rhyolithe des Saar-Nahe-Gebietes. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1969** (4): 246—252, Stuttgart.

OSBORN, E. F. (1969): Genetic significance of V and Ni content of andesites. Comments on a paper by Taylor, Kaye, White, Duncan, and Ewart. — Geochim. Cosmochim. Acta, **33**: 1553—1554, Oxford u. a.

RADZWILL, R. (1978): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes im Raum Waldböckelheim. — Dipl.-Kartierung, Mainz, (unveröffentlicht).

RANKAMA, K. & SAHAMA, T. G. (1950): Geochemistry. — Chicago.

RAST, U. (1975): Geologische Untersuchungen am NE-Rand der Lembergkuppel, Saar-Nahe-Gebiet bei Niederhausen/Nahe. — Dipl.-Kartierung, Mainz, (unveröffentlicht).

REIMER, V. (1973): Das Rotliegende im Raum Fürfeld-Wonsheim-Münsterappel-Mörsfeld. — Dipl.-Arbeit, Mainz, (unveröffentlicht).

REIS, O. M. (1916): Über die gesetzmäßige Verteilung der Eruptivgesteine im Innern des Pfälzer Sattels und über die Kennzeichnung für die Reihenfolge der Durchbrüche. — Geogn. Jh., **28**: 179—194, München.

— (1921): Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg (Nr. XXI) der Geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000. — München

— (1923): Das oberrotliegende Grenzlager im Haardtgebirge, seine Stellung und seine Einschlüsse. — Geogn. Jh., **36**: 75—102, München.

— (1924): Zur Geologie der Gegend zwischen der unteren Alsenz (Hochstätten-Ebernburg) und dem Wiesbach (Nack-Wendelsheim). — Geogn. Jh., **37**: 73—109, München.

REIS, O. M. & SCHUSTER, M. (1920): Die Umgebung des Lembergs und Bauwalds zwischen Münster a. Stein, Altenbamberg und Odernheim. — Geogn. Jh., **31/32**: 299—348, München.

RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode. Ein Beitrag zu Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithtisches. — Schweizer. Mineral. Petrol. Mitt., **9**: 1—46, Zürich.

— (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit. — Stuttgart.

— (1973): Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. — Berlin.

SCHOPP, H. (1894): Das Riotliegende in der Umgebung von Fürfeld in Rheinhessen. — Darmstadt.

SCHOPP, H. (1913): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen im Maßstab 1 : 25 000. Blatt Fürfeld. — Darmstadt.

SCHOPP, H. & SCHOTTLER, W. (1904): Einige Beweise für die effusive Natur rheinhessischer Melaphyre. — Notizbl. Ver. Erdk., IV. Folge, **25**: 59—74, Darmstadt.

SCHUSTER, M. (1908): Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. — Geogn. Jh., **19**: 1—70, München.

— (1911): Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. II. Die Gesteine der verschiedenen eruptiven Decken im östlichen Pfälzer Sattel. — Geogn. Jh., **23**: 161—189, München.

— (1914): Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. III. Die Eruptivgesteine im Gebiet des Blattes Donnersberg (1 : 100 000). — Geogn. Jh., **26**: 235—266, München.

— (1933): Überblick über die permischen Eruptivgesteine der Rheinpfalz. — Jber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver., N. F. **23**: 27—38, Stuttgart.

SCHWAB, K. (1963): Petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten in der Umgebung des Donnersberges. — Diss., Mainz, (unveröffentlicht).

— (1967): Zur Geologie der Umgebung des Donnersberges. — Mitt. Pollichia, III. Reihe, **14**: 13—55, Bad Dürkheim.

— (1971): Effusivgesteine. — In: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Erläuterungen zu Blatt 6410 Kusel, 24—39, Mainz.

SCHWEHLA, K. (1975 a): Das Oberrotliegende des Alzeyer Horstes in der Umgebung von Erbes-Büdesheim. — Dipl.-Kartierung, Mainz, (unveröffentlicht).

— (1975 b): Das Rotliegende auf dem Alzeyer Horst westlich von Alzey. — Dipl.-Arbeit, Mainz, (unveröffentlicht).

SIEGERS, A. (1967): Spurenelemente in permischen Magmatiten des Saar-Nahe-Gebietes als Hilfsmittel zur Lösung von stratigraphischen und genetischen Fragen. — Diss., Berlin.

STRECKEISEN, A. L. (1967): Classifikation and Nomenclature of Igneous Rocks (Final Report of an Inquiry). — N. Jb. Mineral., Abh., **109**, (2): 145—214, Stuttgart.

SUBCOMMISSION on the Classification and Nomenclature of Igneous Rocks, Verschiedene Zirkulare des 25. Int. Congr. in Sydney.

TAYLOR, S. R. (1968): Geochemistry of Andesites. — In: AHRENS, L. H.: Origin and Distribution of Elements, 559—583, Oxford.

— (1969): Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. — Proceedings of the Andesite Conference, State of Oregon Dept. of Geol. and Min. Ind. Bull., **65**: 43—63, Portland.

— (1976): siehe unter: Subcommission on the . . .

TAYLOR, S. R. et al. (1969): Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc, and V contents of andesites. — Geochim. Cosmoch. Acta, **33**: 275—286, Oxford.

TAYLOR, S. R. & WHITE, A. J. R. (1966): Trace element abundances in Andesites. — Bull. Volc., **29**: 177—194, Neapel.

TRÖGER, W. E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, Bestimmungstabellen. — Suttgart.

— (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. — Stuttgart.

TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., **72**: 175—192, New York.

VINX, R. (1974): Die Gesteine der Lembergintrusion/Nahebergland. Ein Beitrag zum Verständnis des permischen Vulkanismus des Saar-Nahe-Beckens Deutschland). — Diss., Hamburg.

VOGELSANG, H. (1872): Über die Systematik der Gesteinslehre und die Einteilung der gemengten Silikatgesteine. — Z. deutsch. geol. Ges., **24**: 507—544, Berlin.

WALGER, E. (1953): Ein Beitrag zur geologischen Spezialkartierung des Blattes Alzey (Rhh.). — Dipl.-Arbeit, Darmstadt, (unveröffentlicht).

— (1958): Über die postmagmatischen Umwandlungserscheinungen an den Melaphyren des Pfälzer Berglandes. — Diss., Freiburg, (unveröffentlicht). (SW-Deutschland). — Diss., Hamburg.

WEDEPOHL, K. H. (1962): Beiträge zur Geochemie des Kupfers. — Geol. Rdsch., **52**: 492—504, Stuttgart.

WOLFF, F. (1973): Geochemie und Mineralogie mafischer Minerale in ausgewählten Magmatiten des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes. Ein Beitrag zur Petrogenese der Rotliegendmagmatite. — Diss., Hamburg.

8. Anhang

Tab. 6: Verzeichnis der Probenentnahmestellen für die chemischen Analysen.

Probe Nr.	Mtbl. Nr.	Rechts- und Hochwerte		Probe Nr.	Mtbl. Nr.	Rechts- und Hochwerte	
B 100	6212	15 980	15 500	B 1004	6214	28 120	13 370
B 106	6213	16 380	16 480	B 1100	6214	28 200	14 300
B 200	6212	13 470	18 060	B 1101	6214	29 140	13 920
B 209	6212	14 050	18 130	B 1300	6212	10 130	18 210
B 300	6112	13 470	18 800	B 1400	6212	14 640	14 340
B 400	6112	12 600	19 800	B 1501	6212	15 800	16 770
B 402	6112	12 670	20 060	B 1600	6212	10 850	18 500
B 500	6212	08 320	17 300	B 1601	6212	10 600	18 410
B 501	6212	08 820	17 480	B 1602	6212	11 390	18 100
B 600	6214	30 320	15 480	B 1603	6212	11 320	18 370
B 601	6214	29 920	15 700	B 1604	6112	11 350	18 860
B 602—606	6214	30 800	15 380	B 1706	6214	33 280	11 570
B 700	6213	26 030	12 640	B 1708	6214	31 310	11 900
B 701	6213	26 320	12 900	B 1900	6213	20 030	16 100
B 800	6213	26 220	14 340	C 1	6214	31 050	13 500
B 801	6213	26 160	14 300	C 13	6214	31 570	11 400
B 900	6213	23 020	17 000	PV 41	6212	15 580	16 440
B 1000	6213	26 880	12 540	PV 42	6212	14 980	14 420
B 1001	6213	27 700	12 350	PV 46	6213	13 360	26 660
B 1002	6213	26 500	12 940	PV 47	6213	13 500	26 820
B 1003	6213	27 780	13 680				

Tab. 7: Verzeichnis der Einzelergebnisse der chemischen Analysen (Hauptelemente) und der berechneten Normwerte.

Probe Nr. **B 100**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	45.80	q	2.03	si	107.38	Quarz	0.00
TiO_2	0.91	c	0.12	al'	22.13	Sanidin	0.00
Al_2O_3	16.02	or	4.19	fm'	49.95	Plagioklas	64.00
Fe_2O_3	5.60	ab	19.43	c'	21.63	Klinopyroxen	6.80
FeO	3.24	an	30.91	alk'	6.29	Orthopyroxen	16.20
MnO	0.12	mt	8.10	ti	1.60	Olivin	8.90
MgO	9.58	hm	0.00	p	0.62	Cordierit	0.00
CaO	8.61	il	1.72	h	42.23	Magnetit	1.50
Na_2O	2.30	ap	1.46	k	0.17		
K_2O	0.71	cc	2.77	mg	0.67	Ilmenit	1.10
H_2O^+	2.86	di	0.00	qz	—17.78	Apatit	1.40
H_2O^-	2.54	hy	23.87			Calcit	0.00
P_2O_5	0.62					Corund	0.00
CO_2	1.22					Nephelin	
		Farbzahl: 37.9				Farbzahl: 34.5	
	100.13						

Probe Nr. **B 106**

SiO_2	46.10	q	3.74	si	117.76	Quarz	0.00
TiO_2	1.31	c	0.84	al'	24.93	Sanidin	7.10
Al_2O_3	16.56	or	8.29	fm'	36.45	Plagioklas	58.30
Fe_2O_3	3.92	ab	24.66	c'	29.07	Klinopyroxen	22.70
FeO	3.10	an	25.41	alk'	9.55	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.24	mt	5.65	ti	2.52	Olivin	6.70
MgO	5.72	hm	0.00	p	0.11	Cordierit	0.00
CaO	10.62	il	2.47	h	36.63	Magnetit	1.10
Na_2O	2.93	ap	0.23	k	0.24		
K_2O	1.41	cc	9.48	mg	0.60	Ilmenit	1.30
H_2O^+	2.32	di	0.00	qz	—20.45	Apatit	0.20
H_2O^-	1.98	hy	14.90			Calcit	0.00
P_2O_5	0.10					Corund	0.00
CO_2	4.19					Nephelin	2.50
		Farbzahl: 32.7				Farbzahl: 31.8	
	100.50						

Probe Nr. **B 200**

SiO_2	43.62	q	15.35	si	115.41	Quarz	0.00
TiO_2	0.95	c	7.28	al'	24.15	Sanidin	1.00
Al_2O_3	15.49	or	4.74	fm'	34.34	Plagioklas	62.60
Fe_2O_3	4.29	ab	20.04	c'	34.10	Klinopyroxen	29.40
FeO	3.76	an	9.55	alk'	7.40	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.25	mt	6.24	ti	1.89	Olivin	3.70
MgO	4.29	hm	0.00	p	0.17	Cordierit	0.00
CaO	12.03	il	1.81	h	34.06	Magnetit	1.30
Na_2O	2.36	ap	0.35	k	0.18		
K_2O	0.80	cc	17.75	mg	0.49	Ilmenit	1.00
H_2O^+	3.24	di	0.00	qz	—14.20	Apatit	0.40
H_2O^-	0.62	hy	12.98			Calcit	0.00
P_2O_5	0.15					Corund	0.00
CO_2	7.78					Nephelin	0.70
		Farbzahl: 39.1				Farbzahl: 35.3	
	99.63						

Probe Nr. **B 209**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	48.30	q	4.24	si	118.36	Quarz	0.00
TiO_2	1.53	c	0.00	al'	23.87	Sanidin	0.00
Al_2O_3	16.53	or	3.30	fm'	45.38	Plagioklas	65.00
Fe_2O_3	5.66	ab	22.22	c'	23.63	Klinopyroxen	11.10
FeO	3.58	an	31.60	alk'	7.12	Orthopyroxen	18.70
MnO	0.12	mt	7.48	ti	2.82	Olivin	2.00
MgO	7.49	hm	0.49	p	0.16	Cordierit	0.00
CaO	9.00	il	2.90	h	32.61	Magnetit	1.20
Na_2O	2.63	ap	0.35	k	0.12		
K_2O	0.56	cc	1.36	mg	0.60	Ilmenit	1.70
H_2O^+	2,27	di	6.39	qz	—10.14	Apatit	0.30
H_2O-	1.72	hy	15.61			Calcit	0.00
P_2O_5	0.15					Corund	0.00
CO_2	0.60					Nephelin	
		Farbzahl: 34.6				Farbzahl: 34.6	
	100.14						

Probe Nr. **B 300**

SiO_2	36.20	q		si	92.86	Quarz	0.00
TiO_2	0.93	c		al'	21.96	Sanidin	7.50
Al_2O_3	14.53	or		fm'	31.75	Plagioklas	20.30
Fe_2O_3	5.79	ab		c'	35.56	Klinopyroxen	46.50
FeO	3.75	an		alk'	10.73	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.38	mt		ti	1.79	Olivin	0.10
MgO	3.06	hm		p	0.16	Cordierit	0.00
CaO	12.94	il		h	38.24	Magnetit	2.20
Na_2O	3.42	ap		k	0.21		
K_2O	1.36	cc		mg	0.37	Ilmenit	0.70
H_2O^+	4.03	di		qz	—50.06	Apatit	0.40
H_2O-	0.44	hy				Calcit	0.00
P_2O_5	0.15					Corund	0.00
CO_2	13.54					Nephelin	21.60
		Farbzahl:				Farbzahl: 49.5	
	100.52						

CIPW-Norm nicht berechenbar

Probe Nr. **B 400**

SiO_2	37.70	q	0.00	si	92.09	Quarz	0.00
TiO_2	0.91	c	4.64	al'	20.40	Sanidin	4.80
Al_2O_3	14.17	or	5.61	fm'	36.99	Plagioklas	23.60
Fe_2O_3	4.26	ab	32.31	c'	32.19	Klinopyroxen	43.50
FeO	3.91	an	6.43	alk'	10.42	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.38	mt	6.24	ti	1.67	Olivin	4.90
MgO	5.60	hm	0.00	p	0.17	Cordierit	0.00
CaO	12.30	il	1.74	h	52.06	Magnetit	1.80
Na_2O	3.78	ap	0.38	k	0.14		
K_2O	0.94	cc	19.48	mg	0.55	Ilmenit	0.60
H_2O^+	6.01	di	0.00	qz	—49.57	Apatit	0.40
H_2O-	0.38	hy	15.97			Calcit	0.00
P_2O_5	0.16	ol	0.71			Corund	0.00
CO_2	8.48					Nephelin	20.30
		Farbzahl: 44.5				Farbzahl: 50.8	
	98.98						

Probe Nr. **B 402**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	39.02	q	0.00	si	94.13	Quarz	0.00
TiO_2	1.30	c	4.27	al'	20.53	Sanidin	2.90
Al_2O_3	14.44	or	4.10	fm'	37.76	Plagioklas	25.10
Fe_2O_3	4.99	ab	40.44	c'	29.54	Klinopyroxen	41.10
FeO	3.82	an	4.47	alk'	12.17	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.33	mt	7.28	ti	2.36	Olivin	5.20
MgO	5.65	hm	0.00	p	0.19	Cordierit	0.00
CaO	11.43	il	2.48	h	37.74	Magnetit	2.00
Na_2O	4.75	ap	0.45	k	0.09		
K_2O	0.69	cc	18.46	mg	0.54	Ilmenit	0.70
H_2O+	4.20	di	0.00	qz	—54.55	Apatit	0.50
H_2O-	0.49	hy	7.93			Calcit	0.00
P_2O_5	0.19	ol	5.37			Corund	0.00
CO_2	8.07					Nephelin	22.50
		Farbzahl: 42.0				Farbzahl: 49.0	
	99.37						

Probe Nr. **B 500**

SiO_2	42.00	q	10.41	si	106.77	Quarz	0.00
TiO_2	1.24	c	8.58	al'	22.16	Sanidin	5.40
Al_2O_3	14.79	or	6.84	fm'	50.59	Plagioklas	63.10
Fe_2O_3	6.53	ab	25.33	c'	17.93	Klinopyroxen	7.90
FeO	3.90	an	0.00	alk'	9.27	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.19	mt	9.45	ti	2.37	Olivin	18.70
MgO	7.76	hm	0.00	p	0.24	Cordierit	0.00
CaO	6.60	il	2.35	h	54.60	Magnetit	1.80
Na_2O	3.00	ap	0.52	k	0.20		
K_2O	1.16	cc	11.24	mg	0.58	Ilmenit	1.50
H_2O+	5.43	di	0.00	qz	—30.33	Apatit	0.50
H_2O-	1.01	hy	16.15			Calcit	0.00
P_2O_5	0.22					Corund	0.00
CO_2	6.36					Nephelin	1.10
		Farbzahl: 42.4				Farbzahl: 29.9	
	100.19						

Probe Nr. **B 501**

SiO_2	43.20	q	1.08	si	104.97	Quarz	0.00
TiO_2	1.42	c	0.00	al'	23.44	Sanidin	2.20
Al_2O_3	16.37	or	5.27	fm'	32.98	Plagioklas	48.10
Fe_2O_3	4.53	ab	23.82	c'	35.59	Klinopyroxen	36.10
FeO	3.84	an	29.48	alk'	8.00	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.20	mt	6.58	ti	2.59	Olivin	2.10
MgO	4.55	hm	0.00	p	0.15	Cordierit	0.00
CaO	13.67	il	2.70	h	31.60	Magnetit	1.30
Na_2O	2.81	ap	0.35	k	0.17		
K_2O	0.89	cc	9.70	mg	0.50	Ilmenit	1.30
H_2O+	2.10	di	8.27	qz	—27.03	Apatit	0.30
H_2O-	1.80	hy	8.80			Calcit	0.00
P_2O_5	0.15					Corund	0.00
CO_2	4.26					Nephelin	8.60
		Farbzahl: 36.4				Farbzahl: 40.7	
	99.79						

Probe Nr. **B 600**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	47.75	q	15.18	si	125.84	Quarz	0.00
TiO_2	1.01	c	10.24	al'	24.20	Sanidin	0.00
Al_2O_3	15.58	or	2.71	fm'	61.53	Plagioklas	44.90
Fe_2O_3	6.70	ab	24.75	c'	6.01	Klinopyroxen	0.00
FeO	4.13	an	0.00	alk'	8.26	Orthopyroxen	30.00
MnO	0.06	mt	9.70	ti	2.00	Olivin	0.00
MgO	9.93	hm	0.00	p	0.11	Cordierit	22.10
CaO	2.13	il	1.91	h	60.30	Magnetit	1.40
Na_2O	2.93	ap	0.23	k	0.09		
K_2O	0.46	cc	3.56	mg	0.63	Ilmenit	0.00
H_2O^+	5.18	di	0.00	qz	—7.19	Apatit	0.20
H_2O-	1.68	hy	23.04			Calcit	0.00
P_2O_5	0.10					Corund	0.00
CO_2	2.51					Nephelin	
		Farbzahl: 40.2				Farbzahl: 54.9	
	100.15						

Probe Nr. **B 601**

SiO_2	46.80	q	14.60	si	129.29	Quarz	0.00
TiO_2	0.80	c	8.64	al'	24.76	Sanidin	6.80
Al_2O_3	15.21	or	7.74	fm'	45.69	Plagioklas	63.70
Fe_2O_3	4.79	ab	26.49	c'	18.85	Klinopyroxen	6.80
FeO	3.99	an	0.00	alk'	10.69	Orthopyroxen	16.00
MnO	0.07	mt	6.94	ti	1.66	Olivin	3.30
MgO	6.40	hm	0.00	p	0.18	Cordierit	0.00
CaO	6.37	il	1.52	h	45.70	Magnetit	2.10
Na_2O	3.13	ap	0.35	k	0.22		
K_2O	1.31	cc	11.02	mg	0.58	Ilmenit	0.90
H_2O^+	4.38	di	0.00	qz	—13.47	Apatit	0.40
H_2O-	0.58	hy	15.53			Calcit	0.00
P_2O_5	0.15					Corund	0.00
CO_2	5.98					Nephelin	
		Farbzahl: 37.5				Farbzahl: 29.2	
	99.96						

Probe Nr. **B 602**

SiO_2	54.00	q	18.96	si	219 35	Quarz	7.30
TiO_2	0.82	c	9.25	al'	45.63	Sanidin	62.40 (?)
Al_2O_3	19.06	or	40.13	fm'	26.86	Plagioklas	1.80
Fe_2O_3	4.53	ab	12.21	c'	4.13	Klinopyroxen	0.00
FeO	0.07	an	0.00	alk'	23.38	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.00	mt	0.00	ti	2.50	Olivin	0.00
MgO	2.11	hm	4.51	p	0.07	Cordierit	27.00
CaO	0.95	il	0.14	h	106.62	Magnetit	0.70
Na_2O	1.45	ap	0.09	k	0.76		
K_2O	6.82	cc	1.59	mg	0.48	Ilmenit	0.90
H_2O^+	3.69	di	0.00	qz	25.83	Apatit	0.10
H_2O-	4.18	hy	0.69			Calcit	0.00
P_2O_5	0.04					Corund	0.00
CO_2	2.70					Nephelin	
		Farbzahl: 11.5				Farbzahl: 28.6	
	100.42						

Probe Nr. **B 603**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	52.75	q	9.78	si	158.86	Quarz	0.00
TiO_2	0.71	c	7.61	al'	31.68	Sanidin	20.30
Al_2O_3	17.85	or	14.78	fm'	38.80	Plagioklas	58.50
Fe_2O_3	4.24	ab	34.91	c'	12.62	Klinopyroxen	0.00
FeO	1.44	an	1.86	alk'	16.91	Orthopyroxen	17.30
MnO	0.06	mt	2.77	ti	1.61	Olivin	0.00
MgO	5.66	hm	2.31	p	0.09	Cordierit	1.50
CaO	3.91	il	1.34	h	43.09	Magnetit	0.90
Na_2O	4.14	ap	0.16	k	0.29		
K_2O	2.51	cc	6.12	mg	0.65	Ilmenit	0.00
H_2O+	2.36	di	0.00	qz	—8.77	Apatit	0.20
H_2O-	1.93	hy	14.05			Calcit	0.00
P_2O_5	0.07					Corund	0.00
CO_2	2.70					Nephelin	
		Farbzahl: 26.7				Farbzahl: 21.0	
	100.33						

Probe Nr. **B 604**

SiO_2	53.60	q	5.52	si	170.76	Quarz	0.00
TiO_2	0.78	c	7.21	al'	35.33	Sanidin	61.30
Al_2O_3	18.82	or	23.39	fm'	42.26	Plagioklas	5.60
Fe_2O_3	4.35	ab	32.66	c'	2.39	Klinopyroxen	0.00
FeO	0.81	an	2.50	alk'	20.02	Orthopyroxen	11.10
MnO	0.05	mt	0.51	ti	1.87	Olivin	0.00
MgO	6.22	hm	3.98	p	0.11	Cordierit	18.70
CaO	0.70	il	1.47	h	73.74	Magnetit	0.80
Na_2O	3.87	ap	0.18	k	0.40		
K_2O	3.97	cc	0.15	mg	0.70	Ilmenit	0.00
H_2O+	3.99	di	0.00	qz	—9.32	Apatit	0.20
H_2O-	2.95	hy	15.45			Calcit	0.00
P_2O_5	0.08					Corund	0.00
CO_2	0.07					Nephelin	
		Farbzahl: 21.7				Farbzahl: 32.9	
	100.26						

Probe Nr. **B 605**

SiO_2	56.25	q	11.21	si	180.66	Quarz	2.50
TiO_2	0.68	c	7.39	al'	32.63	Sanidin	0.00
Al_2O_3	17.24	or	13.61	fm'	45.79	Plagioklas	0.00
Fe_2O_3	2.54	ab	37.98	c'	2.92	Klinopyroxen	0.00
FeO	1.57	an	0.00	alk'	18.66	Orthopyroxen	14.30
MnO	0.02	mt	3.16	ti	1.64	Olivin	0.00
MgO	7.39	hm	0.36	p	0.16	Cordierit	21.10
CaO	0.85	il	1.29	h	55.91	Magnetit	0.60
Na_2O	4.48	ap	0.28	k	0.25		
K_2O	2.30	cc	1.23	mg	0.77	Ilmenit	0.00
H_2O+	3.38	di	0.00	qz	6.02	Apatit	0.30
H_2O-	1.84	hy	17.07			Calcit	0.00
P_2O_5	0.12					Corund	0.00
CO_2	1.14					Anorthoklas	61.20
		Farbzahl: 24.5				Farbzahl: 36.0	
	99.80						

Probe Nr. **B 606**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	52.65	q	0.00	si	148.74	Quarz	0.00
TiO_2	0.72	c	0.00	al'	29.42	Sanidin	21.10
Al_2O_3	17.67	or	37.62	fm'	39.59	Plagioklas	60.70
Fe_2O_3	4.92	ab	16.88	c'	8.05	Klinopyroxen	0.80
FeO	1.17	an	9.38	alk'	22.94	Orthopyroxen	13.60
MnO	0.05	mt	6.30	ti	0.00	Olivin	1.10
MgO	4.92	hm	0.00	p	0.20	Cordierit	0.00
CaO	4.82	il	0.00	h	141.80	Magnetit	1.50
Na_2O	4.10	ap	0.35	k	0.57		
K_2O	2.66	cc	0.00	mg	0.44	Ilmenit	0.80
H_2O^+	1.96	di	1.05	qz	—43.03	Apatit	0.30
H_2O-	1.68	hy	0.00			Calcit	0.00
P_2O_5	0.15	ol	9.48			Corund	0.00
CO_2	1.72					Nephelin	
		Farbzahl: 17.2				Farbzahl: 17.9	
	99.19						

Probe Nr. **B 700**

SiO_2	52.30	q	5.93	si	133.18	Quarz	2.90
TiO_2	2.04	c	0.00	al'	22.45	Sanidin	4.80
Al_2O_3	14.96	or	6.87	fm'	47.46	Plagioklas	56.70
Fe_2O_3	4.29	ab	23.65	c'	21.25	Klinopyroxen	11.80
FeO	3.68	an	24.61	alk'	8.84	Orthopyroxen	20.40
MnO	0.13	mt	6.18	ti	3.91	Olivin	0.00
MgO	8.20	hm	0.00	p	0.15	Cordierit	0.00
CaO	7.79	il	3.85	h	24.20	Magnetit	1.00
Na_2O	2.81	ap	0.33	k	0.22		
K_2O	1.17	cc	0.40	mg	0.66	Ilmenit	2.10
H_2O^+	1.40	di	9.17	qz	—2.17	Apatit	0.30
H_2O-	1.45	hy	16.14			Calcit	0.00
P_2O_5	0.14					Corund	0.00
CO_2	0.18					Nephelin	
		Farbzahl: 36.0				Farbzahl: 35.5	
	100.54						

Probe Nr. **B 701**

SiO_2	59.09	q	12.42	si	198.30	Quarz	11.40
TiO_2	0.58	c	0.00	al'	33.56	Sanidin	22.10
Al_2O_3	16.97	or	16.51	fm'	28.37	Plagioklas	52.10
Fe_2O_3	3.96	ab	30.50	c'	20.39	Klinopyroxen	4.00
FeO	0.90	an	21.93	alk'	17.68	Orthopyroxen	8.20
MnO	0.03	mt	1.32	ti	1.46	Olivin	0.00
MgO	3.15	hm	3.05	p	0.30	Cordierit	0.00
CaO	5.67	il	1.10	h	31.34	Magnetit	1.10
Na_2O	3.60	ap	0.49	k	0.34		
K_2O	2.79	cc	0.22	mg	0.56	Ilmenit	0.60
H_2O^+	1.24	di	3.29	qz	27.57	Apatit	0.40
H_2O-	1.56	hy	6.33			Calcit	0.00
P_2O_5	0.21					Corund	0.00
CO_2	0.10					Nephelin	
		Farbzahl: 15.8				Farbzahl: 13.9	
	99.85						

Probe Nr. **B 800**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	51.10	q	22.18	si	160.44	Quarz	6.40
TiO_2	0.84	c	8.72	al'	28.81	Sanidin	10.10
Al_2O_3	15.57	or	9.42	fm'	42.67	Plagioklas	59.90
Fe_2O_3	4.06	ab	26.05	c'	15.91	Klinopyroxen	0.00
FeO	3.23	an	0.00	alk'	12.61	Orthopyroxen	20.20
MnO	0.08	mt	5.86	ti	1.98	Olivin	0.00
MgO	5.21	hm	0.00	p	0.20	Cordierit	2.00
CaO	4.72	il	1.59	h	46.81	Magnetit	1.10
Na_2O	3.09	ap	0.35	k	0.25		
K_2O	1.60	cc	8.06	mg	0.57	Ilmenit	0.00
H_2O^+	3.37	di	0.00	qz	10.01	Apatit	0.30
H_2O-	1.10	hy	8.21			Calcit	0.00
P_2O_5	0.15					Corund	0.00
CO_2	6.22					Nephelin	
		Farbzahl: 29.1				Farbzahl: 23.3	
	100.34						

Probe Nr. **B 801**

SiO_2	47.30	q	19.01	si	140.88	Quarz	0.00
TiO_2	0.95	c	7.31	al'	25.42	Sanidin	7.70
Al_2O_3	14.48	or	7.96	fm'	42.21	Plagioklas	63.20
Fe_2O_3	4.25	ab	29.21	c'	19.82	Klinopyroxen	9.40
FeO	2.50	an	0.00	alk'	12.56	Orthopyroxen	15.90
MnO	0.14	mt	5.74	ti	2.13	Olivin	0.90
MgO	5.88	hm	0.27	p	0.25	Cordierit	0.00
CaO	6.21	il	1.80	h	45.30	Magnetit	1.20
Na_2O	3.46	ap	0.47	k	0.20		
K_2O	1.35	cc	10.59	mg	0.62	Ilmenit	1.10
H_2O^+	3.06	di	0.00	qz	—9.34	Apatit	0.50
H_2O-	1.50	hy	4.93			Calcit	0.00
P_2O_5	0.20					Corund	0.00
CO_2	8.92					Nephelin	
		Farbzahl: 31.9				Farbzahl: 28.6	
	100.20						

Probe Nr. **B 900**

SiO_2	50.20	q	9.52	si	139.58	Quarz	0.00
TiO_2	0.97	c	6.86	al'	25.89	Sanidin	13.10
Al_2O_3	15.80	or	10.38	fm'	51.91	Plagioklas	53.40
Fe_2O_3	8.40	ab	32.19	c'	8.88	Klinopyroxen	0.00
FeO	1.57	an	2.29	alk'	13.32	Orthopyroxen	24.90
MnO	0.06	mt	2.45	ti	2.03	Olivin	0.00
MgO	7.37	hm	6.74	p	0.27	Cordierit	4.00
CaO	2.98	il	1.84	h	44.14	Magnetit	1.50
Na_2O	3.79	ap	0.54	k	0.23		
K_2O	1.75	cc	3.97	mg	0.59	Ilmenit	0.00
H_2O^+	3.46	di	0.00	qz	—13.70	Apatit	0.50
H_2O-	1.30	hy	18.42			Calcit	0.00
P_2O_5	0.23					Corund	0.00
CO_2	1.74					Nephelin	
		Farbzahl: 33.5				Farbzahl: 32.9	
	99.62						

Probe Nr. **B 1000**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	51.50	q	6.29	si	132.45	Quarz	2.20
TiO_2	0.99	c	0.00	al'	24.48	Sanidin	4.00
Al_2O_3	16.06	or	6.75	fm'	46.97	Plagioklas	61.50
Fe_2O_3	5.64	ab	23.17	c'	19.82	Klinopyroxen	5.70
FeO	2.22	an	28.29	alk'	8.73	Orthopyroxen	24.10
MnO	0.14	mt	4.75	ti	1.93	Olivin	0.00
MgO	8.01	hm	2.37	p	0.15	Cordierit	0.00
CaO	7.15	il	1.88	h	31.58	Magnetit	1.10
Na_2O	2.73	ap	0.33	k	0.22		
K_2O	1.14	cc	1.34	mg	0.66	Ilmenit	1.10
H_2O^+	1.78	di	2.05	qz	—2.46	Apatit	0.30
H_2O-	1.88	hy	19.06			Calcit	0.00
P_2O_5	0.14					Corund	0.00
CO_2	0.59					Nephelin	
		Farbzahl: 31.8				Farbzahl: 32.0	
	99.97						

Probe Nr. **B 1001**

SiO_2	48.96	q	2.84	si	116.45	Quarz	0.00
TiO_2	1.13	c	0.00	al'	22.13	Sanidin	1.40
Al_2O_3	15.79	or	5.29	fm'	47.84	Plagioklas	61.10
Fe_2O_3	5.72	ab	21.21	c'	22.94	Klinopyroxen	12.90
FeO	4.10	an	29.48	alk'	7.09	Orthopyroxen	17.90
MnO	0.17	mt	8.35	ti	2.02	Olivin	3.80
MgO	8.21	hm	0.00	p	0.18	Cordierit	0.00
CaO	9.00	il	2.16	h	19.51	Magnetit	1.30
Na_2O	2.49	ap	0.42	k	0.19		
K_2O	0.89	cc	0.45	mg	0.61	Ilmenit	1.20
H_2O^+	1.99	di	10.20	qz	—11.92	Apatit	0.40
H_2O-	0.47	hy	17.08			Calcit	0.00
P_2O_5	0.18					Corund	0.00
CO_2	0.20					Nephelin	
		Farbzahl: 38.6				Farbzahl: 37.1	
	99.30						

Probe Nr. **B 1002**

SiO_2	58.01	q	14.44	si	197.20	Quarz	9.60
TiO_2	0.55	c	2.44	al'	33.65	Sanidin	23.60
Al_2O_3	16.80	or	16.96	fm'	28.32	Plagioklas	52.70
Fe_2O_3	3.77	ab	32.76	c'	19.05	Klinopyroxen	4.00
FeO	1.34	an	13.32	alk'	18.98	Orthopyroxen	7.90
MnO	0.06	mt	2.92	ti	1.41	Olivin	0.00
MgO	2.90	hm	1.75	p	0.29	Cordierit	0.00
CaO	5.23	il	1.04	h	29.14	Magnetit	1.30
Na_2O	3.87	ap	0.47	k	0.33		
K_2O	2.87	cc	4.07	mg	0.52	Ilmenit	0.60
H_2O^+	2.07	di	0.00	qz	21.29	Apatit	0.40
H_2O-	0.50	hy	7.22			Calcit	0.00
P_2O_5	0.20					Corund	0.00
CO_2	1.79					Nephelin	
		Farbzahl: 17.4				Farbzahl: 13.7	
	99.96						

Probe Nr. **B 1003**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	54.40	q	11.55	si		Quarz	5.50
TiO_2	0.69	c	2.12	al'		Sanidin	8.30
Al_2O_3	16.80	or	9.47	fm'		Plagioklas	66.60
Fe_2O_3	5.32	ab	34.86	c'		Klinopyroxen	8.40
FeO	0.87	an	16.93	alk'		Orthopyroxen	8.70
MnO	0.06	mt	1.00	ti		Olivin	0.00
MgO	3.72	hm	4.64	p		Cordierit	0.00
CaO	6.66	il	1.31	h		Magnetit	1.40
Na_2O	4.11	ap	0.30	k			
K_2O	1.60	cc	5.51	mg		Ilmenit	0.70
H_2O^+	2.51	di	0.00	qz		Apatit	0.30
H_2O-	0.45	hy	9.28			Calcit	0.00
P_2O_5	0.13					Corund	0.00
CO_2	2.42					Nephelin	
		Farbzahl 22.0				Farbzahl: 19.3	
	99.74						

Probe Nr. **B 1004**

SiO_2	54.50	q	4.65	si	146.35	Quarz	1.50
TiO_2	0.83	c	0.00	al'	27.20	Sanidin	11.10
Al_2O_3	17.19	or	11.00	fm'	41.27	Plagioklas	61.70
Fe_2O_3	7.24	ab	30.93	c'	18.70	Klinopyroxen	5.60
FeO	0.58	an	24.55	alk'	12.83	Orthopyroxen	17.20
MnO	0.09	mt	0.00	ti	1.68	Olivin	0.00
MgO	6.28	hm	7.17	p	0.16	Cordierit	0.00
CaO	6.50	il	1.40	h	15.85	Magnetit	1.60
Na_2O	3.69	ap	0.32	k	0.25		
K_2O	1.88	cc	0.56	mg	0.61	Ilmenit	0.90
H_2O^+	0.92	di	3.60	qz	—4.96	Apatit	0.30
H_2O-	0.85	hy	13.82			Calcit	0.00
P_2O_5	0.14					Corund	0.00
CO_2	0.25					Nephelin	
		Farbzahl: 27.0				Farbzahl: 25.3	
	100.94						

Probe Nr. **B 1100**

SiO_2	56.73	q	18.50	si	191.28	Quarz	11.30
TiO_2	0.61	c	3.14	al'	32.90	Sanidin	18.10
Al_2O_3	16.56	or	13.90	fm'	24.58	Plagioklas	55.20
Fe_2O_3	4.94	ab	30.23	c'	25.79	Klinopyroxen	10.50
FeO	1.11	an	13.65	alk'	16.72	Orthopyroxen	2.50
MnO	0.06	mt	2.00	ti	1.55	Olivin	0.00
MgO	1.74	hm	3.56	p	0.21	Cordierit	0.00
CaO	7.14	il	1.16	h	18.55	Magnetit	1.40
Na_2O	3.57	ap	0.35	k	0.30		
K_2O	2.35	cc	7.49	mg	0.36	Ilmenit	0.60
H_2O^+	1.45	di	0.00	qz	24.39	Apatit	0.30
H_2O-	0.20	hy	4.33			Calcit	0.00
P_2O_5	0.15					Corund	0.00
CO_2	3.29					Nephelin	
		Farbzahl: 18.9				Farbzahl: 15.1	
	99.90						

Probe Nr. **B 1101**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	55.70	q	11.54	si	170.90	Quarz	5.60
TiO_2	0.71	c	2.85	al'	31.75	Sanidin	13.40
Al_2O_3	17.56	or	12.01	fm'	31.43	Plagioklas	62.80
Fe_2O_3	3.72	ab	33.22	c'	21.11	Klinopyroxen	5.70
FeO	1.29	an	16.33	alk'	15.71	Orthopyroxen	10.30
MnO	0.07	mt	2.32	ti	1.64	Olivin	0.00
MgO	4.23	hm	2.10	p	0.18	Cordierit	0.00
CaO	6.42	il	1.34	h	22.92	Magnetit	1.10
Na_2O	3.94	ap	0.33	k	0.25		
K_2O	2.04	cc	5.21	mg	0.62	Ilmenit	0.80
H_2O+	1.89	di	0.00	qz	8.06	Apatit	0.30
H_2O-	0.35	hy	10.49			Calcit	0.00
P_2O_5	0.14					Corund	0.00
CO_2	2.30					Nephelin	
		Farbzahl: 21.8				Farbzahl: 17.9	
	100.36						

Probe Nr. **B 1300**

SiO_2	46.20	q	3.82	si	116.07	Quarz	0.00
TiO_2	1.39	c	4.85	al'	23.32	Sanidin	0.00
Al_2O_3	15.75	or	1.94	fm'	48.16	Plagioklas	71.60
Fe_2O_3	5.49	ab	36.38	c'	17.50	Klinopyroxen	7.50
FeO	3.51	an	9.35	alk'	11.03	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.14	mt	7.72	ti	2.63	Olivin	16.70
MgO	8.04	hm	0.15	p	0.27	Cordierit	0.00
CaO	6.50	il	2.63	h	41.56	Magnetit	1.50
Na_2O	4.31	ap	0.59	k	0.05		
K_2O	0.33	cc	7.62	mg	0.63	Ilmenit	1.60
H_2O+	4.05	di	0.00	qz	—28.03	Apatit	0.60
H_2O-	0.91	hy	19.97			Calcit	0.00
P_2O_5	0.25					Corund	0.00
CO_2	3.36					Nephelin	0.50
		Farbzahl: 38.7				Farbzahl: 27.3	
	100.23						

Probe Nr. **B 1400**

SiO_2	43.50	q	1.76	si	108.09	Quarz	0.00
TiO_2	1.09	c	4.04	al'	23.15	Sanidin	6.00
Al_2O_3	15.81	or	7.37	fm'	39.25	Plagioklas	46.90
Fe_2O_3	4.49	ab	32.18	c'	26.44	Klinopyroxen	24.80
FeO	2.88	an	11.28	alk'	11.16	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.22	mt	6.50	ti	2.04	Olivin	8.90
MgO	6.59	hm	0.00	p	0.17	Cordierit	0.00
CaO	9.93	il	2.06	h	38.04	Magnetit	1.40
Na_2O	3.81	ap	0.37	k	0.18		
K_2O	1.25	cc	13.26	mg	0.62	Ilmenit	1.00
H_2O+	3.85	di	0.00	qz	—36.54	Apatit	0.40
H_2O-	0.74	hy	16.57			Calcit	0.00
P_2O_5	0.16					Corund	0.00
CO_2	5.84					Nephelin	10.60
		Farbzahl: 38.7				Farbzahl: 36.1	
	100.16						

Probe Nr. **B 1501**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	40.75	q	10.97	si	105.49	Quarz	0.00
TiO_2	0.89	c	6.89	al'	21.40	Sanidin	0.00
Al_2O_3	14.03	or	2.92	fm'	30.20	Plagioklas	38.50
Fe_2O_3	4.83	ab	33.27	c'	37.61	Klinopyroxen	43.10
FeO	4.20	an	0.00	alk'	10.79	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.39	mt	6.93	ti	1.73	Olivin	0.00
MgO	2.81	hm	0.00	p	0.22	Cordierit	0.00
CaO	13.56	il	1.67	h	32.46	Magnetin	1.90
Na_2O	3.97	ap	0.46	k	0.08		
K_2O	0.50	cc	23.50	mg	0.36	Ilmenit	0.00
H_2O^+	3.74	di	0.00	qz	—37.67	Apatit	0.50
H_2O-	0.02	hy	8.42			Calcit	0.00
P_2O_5	0.20					Corund	0.00
CO_2	11.08					Nephelin	14.60
		Farbzahl: 42.2				Farbzahl: 46.4	
	100.97						

Probe Nr. **B 1600**

SiO_2	43.40	q	11.53	si	115.89	Quarz	0.00
TiO_2	1.83	c	6.26	al'	25.49	Sanidin	5.50
Al_2O_3	16.20	or	7.02	fm'	26.38	Plagioklas	49.90
Fe_2O_3	5.38	ab	29.17	c'	37.08	Klinopyroxen	31.80
FeO	2.56	an	7.71	alk'	11.05	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.15	mt	3.40	ti	3.67	Olivin	0.00
MgO	2.39	hm	2.98	p	0.28	Cordierit	0.00
CaO	12.96	il	3.44	h	21.82	Magnetit	1.30
Na_2O	3.48	ap	0.58	k	0.18		
K_2O	1.20	cc	19.55	mg	0.36	Ilmenit	0.90
H_2O^+	2.20	di	0.00	qz	—28.32	Apatit	0.60
H_2O-	0.25	hy	5.89			Calcit	0.00
P_2O_5	0.25					Corund	0.00
CO_2	8.68					Nephelin	8.90
		Farbzahl: 35.8				Farbzahl: 35.1	
	100.93						

Probe Nr. **B 1601**

SiO_2	47.20	q	13.87	si	123.20	Quarz	2.20
TiO_2	1.69	c	1.38	al'	22.01	Sanidin	0.00
Al_2O_3	14.31	or	3.41	fm'	42.77	Plagioklas	59.90
Fe_2O_3	9.48	ab	21.40	c'	27.83	Klinopyroxen	21.50
FeO	2.88	an	22.04	alk'	7.39	Orthopyroxen	12.50
MnO	0.16	mt	4.88	ti	3.32	Olivin	0.00
MgO	4.50	hm	6.07	p	0.22	Cordierit	0.00
CaO	9.95	il	3.19	h	24.64	Magnetit	1.70
Na_2O	2.54	ap	0.47	k	0.13		
K_2O	0.58	cc	9.28	mg	0.41	Ilmenit	1.70
H_2O^+	2.11	di	0.00	qz	—6.37	Apatit	0.50
H_2O-	0.72	hy	11.16			Calcit	0.00
P_2O_5	0.20					Corund	0.00
CO_2	4.10					Nephelin	
		Farbzahl: 35.0				Farbzahl: 37.4	
	100.42						

Probe Nr. **B 1602**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	49.75	q	11.01	si	140.15	Quarz	1.30
TiO_2	0.85	c	2.05	al'	25.68	Sanidin	13.50
Al_2O_3	15.47	or	11.01	fm'	32.56	Plagioklas	55.60
Fe_2O_3	6.29	ab	25.83	c'	29.97	Klinopyroxen	23.70
FeO	0.75	an	17.03	alk'	11.79	Orthopyroxen	3.30
MnO	0.10	mt	0.27	ti	1.80	Olivin	0.00
MgO	4.10	hm	6.04	p	0.19	Cordierit	0.00
CaO	9.93	il	1.60	h	33.82	Magnetit	1.50
Na_2O	3.08	ap	0.37	k	0.29		
K_2O	1.88	cc	11.07	mg	0.53	Ilmenit	0.80
H_2O^+	1.71	di	0.00	qz	—7.01	Apatit	0.40
H_2O^-	1.89	hy	10.12			Calcit	0.00
P_2O_5	0.16					Corund	0.00
CO_2	4.91					Nephelin	
		Farbzahl: 29.4				Farbzahl: 29.3	
	100.87						

Probe Nr. **B 1603**

SiO_2	47.70	q	12.15	si	130.34	Quarz	0.00
TiO_2	0.85	c	4.28	al'	26.50	Sanidin	8.80
Al_2O_3	16.25	or	8.90	fm'	25.09	Plagioklas	58.10
Fe_2O_3	3.38	ab	25.75	c'	37.57	Klinopyroxen	28.90
FeO	1.48	an	14.43	alk'	10.85	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.15	mt	2.79	ti	1.77	Olivin	0.00
MgO	3.46	hm	1.44	p	0.18	Cordierit	0.00
CaO	12.67	il	1.61	h	24.37	Magnetit	1.00
Na_2O	3.05	ap	0.35	k	0.25		
K_2O	1.51	cc	17.02	mg	0.57	Ilmenit	0.40
H_2O^+	2.17	di	0.00	qz	—13.05	Apatit	0.40
H_2O^-	0.47	hy	8.60			Calcit	0.00
P_2O_5	0.15					Corund	0.00
CO_2	7.50					Nephelin	1.60
		Farbzahl: 31.8				Farbzahl: 31.2	
	100.79						

Probe Nr. **B 1604**

SiO_2	47.95	q	8.51	si	128.09	Quarz	2.80
TiO_2	1.68	c	0.00	al'	23.20	Sanidin	0.00
Al_2O_3	14.74	or	2.95	fm'	41.24	Plagioklas	62.30
Fe_2O_3	9.34	ab	24.26	c'	27.28	Klinopyroxen	19.40
FeO	2.84	an	25.83	alk'	8.28	Orthopyroxen	11.60
NnO	0.12	mt	4.67	ti	3.37	Olivin	0.00
MgO	3.98	hm	6.10	p	0.23	Cordierit	0.00
CaO	9.53	il	3.18	h	52.48	Magnetit	1.70
Na_2O	2.87	ap	0.47	k	0.10		
K_2O	0.50	cc	1.04	mg	0.38	Ilmenit	1.70
H_2O^+	4.88	di	13.37	qz	—5.05	Apatit	0.50
H_2O^-	1.01	hy	3.70			Calcit	0.00
P_2O_5	0.20					Corund	0.00
CO_2	0.46					Nephelin	
		Farbzahl: 32.5				Farbzahl: 34.4	
	100.10						

Probe Nr. **B 1706**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	49.10	q	3.43	si	120.29	Quarz	0.00
TiO_2	1.52	c	0.00	al'	24.80	Sanidin	2.50
Al_2O_3	17.18	or	6.21	fm'	41.02	Plagioklas	65.50
Fe_2O_3	6.60	ab	23.85	c'	25.78	Klinopyroxen	15.50
FeO	3.64	an	30.77	alk'	8.40	Orthopyroxen	9.50
MnO	0.14	mt	7.72	ti	2.80	Olivin	3.90
MgO	5.78	hm	1.22	p	0.08	Cordierit	0.00
CaO	9.82	il	2.86	h	20.43	Magnetit	1.40
Na_2O	2.84	ap	0.18	k	0.20		
K_2O	1.06	cc	1.08	mg	0.51	Ilmenit	1.60
H_2O^+	1.57	di	10.94	qz	—13.32	Apatit	0.20
H_2O-	0.93	hy	9.21			Calcit	0.00
P_2O_5	0.08					Corund	0.00
CO_2	0.48					Nephelin	
		Farbzahl: 33.2				Farbzahl: 31.9	
	100.74						

Probe Nr. **B 1708**

SiO_2	48.60	q	1.78	si	116.01	Quarz	0.00
TiO_2	1.33	c	0.00	al'	25.08	Sanidin	0.00
Al_2O_3	17.83	or	3.87	fm'	42.60	Plagioklas	68 90
Fe_2O_3	6.19	ab	24.56	c'	24.55	Klinopyroxen	12.20
FeO	3.60	an	33.39	alk'	7.76	Orthopyroxen	9.40
MnO	0.14	mt	8.15	ti	2.39	Olivin	6.60
MgO	6.75	hm	0.52	p	0.06	Cordierit	0.00
CaO	9.60	il	2.51	h	21.89	Magnetit	1.30
Na_2O	2.92	ap	0.14	k	0.13		
K_2O	0.66	cc	0.36	mg	0.56	Ilmenit	1.40
H_2O^+	1.74	di	9.77	qz	—15.04	Apatit	0.10
H_2O-	1.01	hy	12.18			Calcit	0.00
P_2O_5	0.06					Corund	0.00
CO_2	0.16					Nephelin	
		Farbzahl: 33.6				Farbzahl: 30.9	
	100.59						

Probe Nr. **B 1900**

SiO_2	46.60	q	13.22	si	128.50	Quarz	0.00
TiO_2	1.06	c	6.26	al'	25.92	Sanidin	10.40
Al_2O_3	15.95	or	9.58	fm'	37.71	Plagioklas	60.60
Fe_2O_3	6.59	ab	24.14	c'	25.91	Klinopyroxen	15.40
FeO	2.17	an	8.89	alk'	10.47	Orthopyroxen	7.10
MnO	0.14	mt	4.38	ti	2.20	Olivin	3.30
MgO	4.55	hm	3.57	p	0.27	Cordierit	0.00
CaO	8.77	il	2.01	h	37.80	Magnetit	1.40
Na_2O	2.85	ap	0.54	k	0.27		
K_2O	1.62	cc	11.93	mg	0.50	Ilmenit	1.10
H_2O^+	3.68	di	0.00	qz	—13.38	Apatit	0.50
H_2O-	0.43	hy	11.34			Calcit	0.00
P_2O_5	0.23					Corund	0.00
CO_2	5.24					Nephelin	
		Farbzahl: 33.7				Farbzahl: 28.4	
	99.88						

Probe Nr. **C 1**

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	52.80	q	8.24	si	147.25	Quarz	3.50
TiO_2	1.28	c	0.00	al'	28.41	Sanidin	10.70
Al_2O_3	17.29	or	10.62	fm'	33.35	Plagioklas	61.00
Fe_2O_3	4.93	ab	27.05	c'	26.38	Klinopyroxen	13.70
FeO	3.05	an	27.47	alk'	11.85	Orthopyroxen	8.30
MnO	0.11	mt	6.47	ti	2.68	Olivin	0.00
MgO	3.76	hm	0.46	p	0.14	Cordierit	0.00
CaO	8.83	il	2.42	h	14.97	Magnetit	1.20
Na_2O	3.20	ap	0.28	k	0.27		
K_2O	1.80	cc	2.97	mg	0.47	Ilmenit	1.30
H_2O+	0.44	di	5.63	qz	—0.16	Apatit	0.20
H_2O-	1.17	hy	6.74			Calcit	0.00
P_2O_5	0.12					Corund	0.00
CO_2	1.31					Nephelin	
		Farbzahl: 25.0				Farbzahl: 24.6	
	100.09						

Probe Nr. **C 13**

SiO_2	45.25	q	12.04	si	117.29	Quarz	0.00
TiO_2	1.31	c	6.55	al'	23.11	Sanidin	0.00
Al_2O_3	15.11	or	3.36	fm'	49.50	Plagioklas	65.70
Fe_2O_3	6.37	ab	22.72	c'	19.68	Klinopyroxen	6.60
FeO	3.58	an	9.54	alk'	7.71	Orthopyroxen	19.40
MnO	0.13	mt	8.15	ti	2.56	Olivin	4.90
MgO	7.50	hm	0.73	p	0.14	Cordierit	0.00
CaO	7.08	il	2.48	h	56.86	Magnetit	1.50
Na_2O	2.69	ap	0.30	k	0.12		
K_2O	0.57	cc	8.87	mg	0.59	Ilmenit	1.60
H_2O+	5.26	di	0.00	qz	—13.55	Apatit	0.30
H_2O-	1.21	hy	18.65			Calcit	0.00
P_2O_5	0.13					Corund	0.00
CO_2	3.91					Nephelin	
		Farbzahl: 39.2				Farbzahl: 34.0	
	100.10						

Probe Nr. **PV 41** (COSGROVE 1975)

SiO_2	39.53	q	6.17	si	94.04	Quarz	0.00
TiO_2	1.14	c	0.00	al'	20.10	Sanidin	1.70
Al_2O_3	14.34	or	3.09	fm'	26.08	Plagioklas	33.00
Fe_2O_3	8.35	ab	17.66	c'	48.25	Klinopyroxen	52.10
FeO	—	an	28.54	alk'	5.56	Orthopyroxen	0.00
MnO	0.23	mt	0.00	ti	2.04	Olivin	0.00
MgO	3.01	hm	8.42	p	0.12	Cordierit	0.00
CaO	18.93	il	0.49	h	20.63	Magnetit	1.20
Na_2O	2.07	ap	0.28	k	0.14		
K_2O	0.52	cc	19.04	mg	0.41	Ilmenit	0.00
H_2O+*	1.30	di	7.29	qz	—28.21	Apatit	0.30
H_2O-*	1.30	hy	4.18			Calcit	0.00
P_2O_5	0.12					Corund	0.00
CO_2	8.30					Nephelin	9.90
		Farbzahl: 41.9				Farbzahl: 55.0	
	99.14						

*) es wurde nur Gesamtwasser bestimmt; die Aufteilung entspricht etwa den Erfahrungswerten.

Probe Nr. **PV 42** (COSGROVE 1975)

Chem. Analyse Gew.-%		CIPW-Norm Gew.-%		NIGGLI-Werte		AMS-Norm Vol.-%	
SiO_2	49.71	q	3.92	si	117.95	Quarz	0.00
TiO_2	0.98	c	0.00	al'	23.90	Sanidin	1.20
Al_2O_3	17.09	or	5.42	fm'	45.96	Plagioklas	64.30
Fe_2O_3	10.27	ab	20.72	c'	23.03	Klinopyroxen	10.30
FeO	—	an	32.34	alk'	7.11	Orthopyroxen	18.40
MnO	0.16	mt	0.00	ti	1.75	Olivin	3.20
MgO	7.72	hm	10.14	p	0.10	Cordierit	0.00
CaO	9.06	il	0.33	h	19.47	Magnetit	1.30
Na_2O	2.48	ap	0.23	k	0.20		
K_2O	0.93	cc	0.65	mg	0.59	Ilmenit	1.10
H_2O^{+}*	1.23	di	5.32	qz	—10.50	Apatit	0.20
H_2O—*	1.23	hy	16.52			Calcit	0.00
P_2O_5	0.10					Corund	0.00
CO_2	0.29					Nephelin	
		Farbzahl: 35.14				Farbzahl: 34.2	
	101.25						

*) es wurde nur Gesamtwasser bestimmt; die Aufteilung entspricht etwa den Erfahrungswerten.

Probe Nr. **PV 46** (COSGROVE 1975)

SiO_2	56.29	q	12.56	si	176.27	Quarz	8.50
TiO_2	0.70	c	0.23	al'	31.68	Sanidin	16.90
Al_2O_3	17.17	or	13.83	fm'	26.38	Plagioklas	56.50
Fe_2O_3	5.22	ab	28.62	c'	26.87	Klinopyroxen	12.50
FeO	—	an	23.72	alk'	15.07	Orthopyroxen	3.80
MnO	0.08	mt	0.00	ti	1.65	Olivin	0.00
MgO	2.97	hm	5.17	p	0.12	Cordierit	0.00
CaO	8.01	il	0.17	h	21.72	Magnetit	1.10
Na_2O	3.41	ap	0.21	k	0.31		
K_2O	2.36	cc	5.43	mg	0.53	Ilmenit	0.70
H_2O^{+}*	1.04	di	0.00	qz	16.01	Apatit	0.20
H_2O—*	1.04	hy	7.33			Calcit	0.00
P_2O_5	0.09					Corund	0.00
CO_2	2.41					Nephelin	
		Farbzahl: 18.94				Farbzahl: 18.0	
	100.79						

*) es wurde nur Gesamtwasser bestimmt; die Aufteilung entspricht etwa den Erfahrungswerten.

Probe Nr. **PV 47** (COSGROVE 1975)

SiO_2	51.04	q	3.99	si	127.72	Quarz	0.00
TiO_2	0.97	c	0.00	al'	23.89	Sanidin	5.30
Al_2O_3	16.20	or	7.36	fm'	45.90	Plagioklas	60.60
Fe_2O_3	8.89	ab	23.45	c'	21.47	Klinopyroxen	10.00
FeO	—	an	27.94	alk'	8.74	Orthopyroxen	21.40
MnO	0.12	mt	0.00	ti	1.83	Olivin	0.20
MgO	7.75	hm	8.86	p	0.08	Cordierit	0.00
CaO	8.01	il	0.25	h	26.87	Magnetit	1.20
Na_2O	2.78	ap	0.18	k	0.23		
K_2O	1.25	cc	0.00	mg	0.63	Ilmenit	1.00
H_2O^{+}*	1.61	di	6.42	qz	—7.24	Apatit	0.20
H_2O—*	1.61	hy	16.26			Calcit	0.00
P_2O_5	0.08					Corund	0.00
CO_2	0.00					Nephelin	
		Farbzahl: 34.0				Farbzahl: 33.9	
	100.31						

*) es wurde nur Gesamtwasser bestimmt; die Aufteilung entspricht etwa den Erfahrungswerten.

Tab. 8: Verzeichnis der Einzelergebnisse der chemischen Analysen (Spurenelemente)

Probe Nr.	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Cu (ppm)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	Zn (ppm)
B 100	244	82	42	30	1092	282	42	95
B 200	247	98	38	8	1638	303	35	102
B 300	202	76	29	38	933	368	35	82
B 400	202	66	33	26	645	166	23	104
B 402	198	60	26	22	604	112	24	249
B 500	216	76	46	14	952	59	18	90
B 501	242	72	35	13	1018	268	19	74
B 600	190	82	36	13	940	68	17	153
B 601	254	104	41	16	907	156	18	127
B 602	59	44	10	14	2465	113	120	35
B 603	70	51	24	12	2202	339	31	76
B 604	61	51	22	55	1754	62	30	74
B 605	63	70	30	5	1112	63	10	95
B 606	63	51	21	11	1843	331	20	78
B 700	238	101	38	30	907	414	24	77
B 701	89	54	21	23	2117	529	31	65
B 800	225	109	41	33	1100	130	28	92
B 801	223	135	35	49	972	117	29	77
B 900	206	69	36	13	1732	211	26	183
B 1000	234	88	36	23	1591	310	14	85
B 1001	253	91	46	24	1057	262	23	96
B 1002	89	52	22	12	1845	393	66	55
B 1003	128	49	32	10	1604	307	47	87
B 1004	221	84	35	11	1540	460	40	72
B 1100	111	55	32	8	1630	418	30	185
B 1101	111	49	32	11	1522	358	74	86
B 1300	189	89	45	35	993	203	0	102
B 1400	211	85	53	50	1030	209	13	434
B 1501	157	77	31	42	598	236	12	52
B 1600	204	48	36	83	880	271	38	61
B 1601	175	37	27	66	835	249	27	72
B 1602	167	74	28	15	1524	392	67	102
B 1603	159	54	26	39	1046	429	41	226
B 1604	178	54	33	34	519	214	25	69
B 1706	272	250	40	87	577	207	34	94
BCR-1	17	(76)	(131)	15	(936)	386	38	(185)
BR	383	(402)	(160)	62	(2269)	1580	40	(209)
PV 41	—	128	—	40	336	360	15	16
PV 42	—	158	—	19	401	250	31	74
PV 46	—	59	—	16	658	351	103	26
PV 47	—	165	—	29	368	277	43	65

	Y (ppm)	Zr (ppm)	Nb (ppm)	Mo (ppm)	Sn (ppm)
PV 41	72	133	10	0	4
PV 42	81	124	8	0	4
PV 46	63	198	12	0	3
PV 47	72	130	10	0	4

Anschrift des Verfassers:

Dr. F. Häfner, Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Emmeransstraße 36, 6500 Mainz