Mitt. Pollichia	67	68-134	31 Abb.	20 Tab.	Bad Dürkheim/Pfalz 1979
					ISSN 0341-9665

Ali-Akbar ABBASSIAN

Beitrag zur Petrographie und Geochemie der Effusiva und der Bärweiler Intrusion in der Nahe-Mulde (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland)*

Kurzfassung

ABBASSIAN, A.-A. (1979): Beitrag zur Petrographie und Geochemie der Effusiva und der Bärweiler Intrusion in der Nahe-Mulde (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland). — Mitt. Pollichia, **67**: 68—134, Bad Dürkheim/Pfalz.

Die Effusivdecken auf den beiden Flanken der Nahe-Mulde und eine Intrusion (Bärweiler Intrusion) im mittleren Teil der Nahe-Mulde (Saar-Nahe-Becken) wurden petrographisch und geochemisch untersucht. Ihre Verbreitung ist auf einer geologischen Karte dargestellt.

Es ist erstmals im Saar-Nahe-Becken gelungen, die Effusivdecken auf dem SE-Flügel der Nahe-Mulde mit denen auf dem NW-Flügel lithostratigraphisch zu korrelieren. Die Effusiva mit nur Olivineinsprenglingen und die grobporphyrischen Vulkanite (Navite) haben sich petrographisch im Verhältnis zu anderen Gefügetypen als besonders gute „Leithorizonte" erwiesen. Die Effusivdecken gehören zwei Serien (LORENZ 1973) an, die aus jeweils einer oder mehreren Effusivdecken zusammengesetzt sind.

Bei den untersuchten Vulkaniten können Typen mit Einsprenglingen von Olivin, Plagioklas, Klinopyroxen und/oder Orthopyroxen sowie von Olivin und Plagioklas und Gesteinstypen mit nur Olivineinsprenglingen unterschieden werden. An der Zusammensetzung der untersuchten Magmatite sind neben den schon genannten Mineralphasen noch geringe Mengen Erz und Glas sowie verschiedene Sekundärminerale (Fe-Mg-Schichtsilikate, Karbonat, Hämatit) beteiligt. Die Textur der Vulkanite variiert von ophitisch über intergranular zu intersertal mit z. T. Fließgefüge.

Die Vulkanite wurden durch 33 chemische Vollanalysen auf ihre Hauptelemente und durch 93 Proben auf 7 Spurenelemente untersucht (Rb, Sr, Ba, Cr, Ni, Cu, Zn). Die spät- bis postmagmatischen Umwandlungen und Verwitterungseinflüsse haben sich unterschiedlich auf die Spurenelementkonzentrationen ausgewirkt.

Nach den petrographischen und geochemischen Ergebnissen repräsentieren die ophitisch strukturierten Magmatite mit ausschließlich Olivineinsprenglingen im Saar-Nahe-Gebiet, wie in diesem Fall die Effusivdecke I, die am geringsten differenzierten Gesteine. Sie entsprechen von allen anderen Magmatiten im Saar-Nahe-Becken am ehesten einem primären Magma, aus dem die intermediären Gesteine vorwiegend unter Kontamination durch Krustenmaterial hervorgegangen sind. Die untersuchten Vulkanite gehören der Kalkalkalireihe an, sind aber wohl aus einem olivintholeiitischen Stammagma aus dem Grenzbereich oberer Mantel/Unterkruste abzuleiten. Es ist anzunehmen, daß das Stammagma zuerst einen tholeiitischen Differentiationstrend hatte und vor allem infolge Assimilation von SiO_2- und wahrscheinlich auch H_2O-reichem Krustenmaterial den Differentiationsverlauf der Kalkalkalireihe genommen hat. Dies zeigt die Bedeutung der Assimilation für den Saar-Nahe-Vulkanismus.

* gekürzte Fassung der Dissertation D 77

Abstract

ABBASSIAN, A.-A. (1979): Beitrag zur Petrographie und Geochemie der Effusiva und der Bärweiler Intrusion in der Nahe-Mulde (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland) [Contribution to the petrography and geochemistry of the lavas and the Bärweiler intrusion of the Nahe syncline (Saar-Nahe Basin, SW-Germany)], — Mitt. Pollichia, **67**: 68—134, Bad Dürkheim/Pfalz.

Petrographical and geochemical researches have been done on the lava flows on both flanks of the Nahe syncline and the Bärweiler intrusion in the centre of the Nahe syncline. Their distribution is shown on a geological map.

For the first time it was possible to corelate the effusive rocks on the SE-flank of the Nahe syncline with those of the NW-flank by lithostratigraphic menas. The most significant horizons weere flows with olivine phenocrysts and coarse grained volcanics (navite) and could be used as marker horizons. According to LORENZ (1973) the effusive rocks are members of two lava series which in each case are composed of one or more individual flows.

The investigated volcanics can be divided into different types according to their phenocrysts: olivine, plagioclase, clinopyroxene and/or orthopyroxene, or olivine and plagioclase or just olivine. In addition minor amounts of ore and glass are present. Secondary minerals are Fe-Mg-sheet-silicates, carbonate and hematite. The texture varies from ophitic to intergranular and intersertal, there also is fluidal texture developed locally.

33 samples were analysed for major elements and 93 samples for 7 trace elements (Rb, Sr, Ba, Cr, Ni, Cu, Zn). Late to post magmatic reactions and surface alteration processes affected the trace element distribution.

According to the petrographical and geochemical results the volcanics with an ophitic texture containing only olivine as phenocrysts (effusive layer I) represent the least differentiated rocks in the Saar-Nahe-area. In contrast to all other volcanics in the Saar-Nahe-Basin they are considered to correspond very closely to a primary magma from which the intermediate rocks derived mainly by contamination with crustal material. The investigated volcanics belong to the calc-alcalic series. On the other hand they seem to derive from an olivine tholeiitic parental magma which originated from the mantle/crust boundary. It is assumed that the differentiation of the parental magma started with a tholeiitic differentiation trend and by simultaneous assimilation of SiO_2- and H_2O-rich crustal material the trend was changed into the trend of the calc-alcalic series. Thus assimilation is most important for the Saar-Nahe-volcanism.

Résumé

ABBASSIAN, A.-A. (1979): Beitrag zur Petrographie und Geochemie der Effusiva und der Bärweiler Intrusion in der Nahe-Mulde (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland) [Contribution à la pétrographie et la géochimie des roches effusives et de l'intrusion de Bärweiler dans le synclinal de la Nahe (Bassin sarro-lorrain, Allemagne de SO)]. — Mitt. Pollichia, **67**: 68—134, Bad Dürkheim/Pfalz.

Les couches de roches effusives sur les deux flancs du synclinal de la Nahe et une intrusion (intrusion de Bärweiler) dans la partie centrale du synclinal de la Nahe ont été étudiées pétrographiquement et géochimiquement. Leur répartition est représentée sur une carte géologique.

On est parvenu pour la première fois à mettre les couches de roches effusives sur le flanc SE du synclinal de la Nahe en corrélation avec celles du flanc NO sur le plan lithostratigraphique.

Comparées à d'autres types de structures, les roches effusives contenant uniquement des phénocristaux d'olivine et les roches volcaniques porphyroïdes (navites) se sont révélées être sur le plan pétrographique de très bons horizons de marque. Les couches de roches effusives appartiennent à 2 séries (LORENZ 1973) qui se composent respectivement d'une ou de plusieurs couches de roches effusives.

Parmi les roches volcaniques examinées on distingue des types à phénocristaux d'olivine, plagioclase, clinopyroxène et (ou) orthopyroxène, d'autres à phénocristaux d'olivine et plagioclase ainsi que des types de roches contenant uniquement des phénocristaux d'olivine.

Dans la composition des magmatites examinées, se trouvent à côté des minéraux déjà cités, de faibles quantités de minerai et de verre, ainsi que différents minéraux secondaires (phyllosilicates de Fe et de Mg, carbonate, hématite).

Les roches volcaniques varient d'une structure ophitique à une structure intersertale en passant par une structure intergranulaire avec une texture en partie fluidale.

Les éléments principaux dans les roches volcaniques ont été recherchés à l'aide de 33 analyses chimiques complètes et 7 éléments rares (Rb, Sr, Ba, Cr, Ni, Cu, Zn) ont été recherchés sur 93 échantillons.

Les transformations postmagmatiques et l'influence de l'érosion ont eu des effets différents sur la concentration des éléments rares.

D'après les résultats pétrographiques et géochimiques, les roches magmatiques à structure ophitique et contenant uniquement des phénocristaux d'olivine, comme dans ce cas précis la couche I, représentent les roches les moins différenciées.

Parmi toutes les autres roches magmatiques du bassin sarro-lorrain, les roches correspondraient plutôt à un magma initial. De ce magma les roches intermédiaires se seraient formées principalement par contamination des matériaux de la croûte. Les roches volcaniques appartiennent à la série calcoalcaline. Mais elles dérivent d'un magma initial tholéitique à olivine de la région frontière entre le manteau supérieur et la croûte inférieure.

Le magma initial a eu probablement une tendance tholéitique et surtout, par suite d'assimilation de matériaux de la croûte riches en SiO_2 et H_2O a suivi le parcours de différentiation dans la série des roches calcoalcalines. Ceci démontre l'importance de l'assimilation dans le volcanisme du bassin sarro-lorrain.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung 71
2. Geologischer Rahmen der untersuchten Vulkanite 71
3. Die Begriffe Lava-Strom, -Decke und -Serie 73
4. Zur Geologie, Stratigraphie und Verbreitung der untersuchten Vulkanite 74
5. Petrographie 77
5.1 Untersuchungsmethodik und Überblick 77
5.2 Gefüge- und Mineralbeschreibung der Magmatite 78
5.3 Kristallisationsabfolge der Minerale 89
5.4 Quantitativer modaler Mineralbestand 91
5.5 Magmadifferentiation 98
6. Geochemie 99
6.1 Untersuchungsmethode 99
6.2 Bewertung der Umwandlungserscheinungen 99
6.3 Verhalten der Hauptelemente in den untersuchten Vulkaniten . . 101
6.3.1 Sippencharakter 101
6.3.2 AFM-Dreieck 102
6.3.3 Entwicklungstrend bezüglich Na_2O, K_2O und CaO 104
6.3.4 Entwicklungstrend bezüglich $Al_2O_3 + MgO + CaO/SiO_2$ 104
6.3.5 Differentiationsindex D. I. 105
6.4 Verhalten der Spurenelemente in den untersuchten Vulkaniten . . 107
6.4.1 Rubidium 107

6.4.2 Barium 110
6.4.3 Strontium 110
6.4.4 Zink 112
6.4.5 Chrom 112
6.4.6 Nickel 113
6.4.7 Kupfer 114
6.4.8 Zusammenfassende Ergebnisse der Spurenelementanalyse 114
7. Petrogenese 118
8. Nomenklatur 124
9. Literaturverzeichnis 131

1. Einleitung und Problemstellung

Bereits in der Mitte des vorigen Jahrhunderts setzte die Erforschung der magmatischen Gesteine im Saar-Nahe-Becken ein. In allen älteren Arbeiten fehlen quantitative Angaben zum modalen Mineralbestand und zur Variationsbreite der Gesteinstypen; sie sind eher für den feldgeologischen Gebrauch geeignet.

Als Abschluß dieser Periode der ersten Erforschung sind die zusammenfassenden Arbeiten von SCHUSTER (1923 und 1933) und von HELLMERS (1930) anzusehen, die die vielfältigen Gesteinstypen in Differentiationsschemata zueinander in Beziehung setzten. Seit dem Ende der 50er Jahre begann man die Magmatite des Saar-Nahe-Beckens petrographisch und geochemisch intensiver mit neuesten Methoden zu untersuchen. Die basischen Effusiva wurden im Nordostteil der Nahe-Mulde von STOJADINOVIĆ (1970, NW-Flanke) und HÄFNER (1977, SE-Flanke), im SW-Teil der Nahe-Mulde von BAMBAUER (1960, NW-Flanke) und MIHM (1968, 1975, NW-Flanke) untersucht. Durch die vorliegende Arbeit sollte die Lücke im zentralen Bereich der Nahe-Mulde (Sobernheim, Kirn, Sien) geschlossen werden.

Zunächst sollten die einzelnen Lavadecken im mittleren Teil der Nahe-Mulde stratigraphisch gegliedert werden.

Aufgrund petrographischer und chemischer Untersuchungen war festzustellen, ob die bisher als undifferenziert geltenden Laven Abweichungen im Mineralbestand, Gefüge und Chemismus aufweisen. Weiterhin war unter Berücksichtigung der Umwandlungserscheinungen der Magmatite deren ursprüngliche Zusammensetzung zu klären und ihre nomenklatorische Einordnung vorzunehmen. Schließlich sollten an Hand dieser Ergebnisse mögliche Ausgangsmagmen und Erstarrungsbedingungen diskutiert werden.

2. Geologischer Rahmen der untersuchten Vulkanite

Die untersuchten Vulkanite gehören paläogeographisch zum Saar-Nahe-Becken, stratigraphisch zum Rotliegenden, tektonisch zum NW- und SE-Flügel der Nahe-Mulde. Das Saar-Nahe-Becken stellt ein intermontanes, NE-SW verlaufendes Sedimentationsbecken im Rahmen der variskischen Gebirgsbildung dar (s. FALKE 1974). Im Zusammenhang mit der spätvariskischen Tektonik kam es im Saar-Nahe-Becken zu heftiger vulkanischer Tätigkeit, die sich durch Effusionen und Intrusionen von basaltischen bis rhyolithischen Magmatiten sowie der Förderung von Pyroklastiten äußerte.

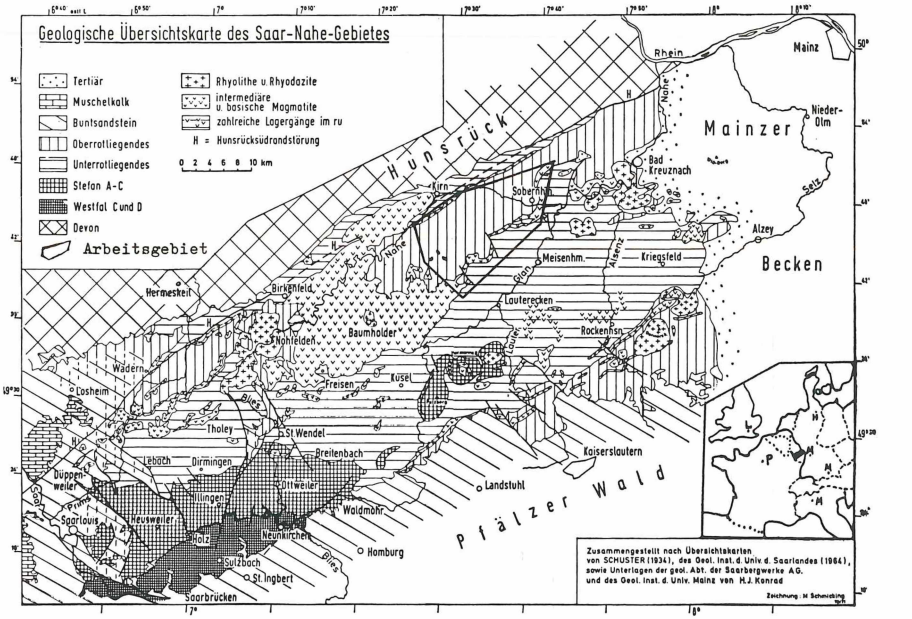


Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes im Saar-Nahe Becken (nach FALKE 1974).

OBERPERM		Zechstein
PERMO-KARBON	Oberrotliegendes	Nahe Gruppe
		Lage der untersuchten Vulkanite
	Unterrotliegendes	Tholeyer Gruppe
		Lebacher Gruppe
		Kuseler Gruppe
	Stefan	Ottweiler Gruppe

Abb. 2: Die Stratigraphische Gliederung des Saar-Nahe-Beckens, das Unterrotliegende nach FALKE (1954, 1974), das Oberrotliegende nach ATZBACH & SCHWAB (1971) und ATZBACH & GEIB (1972).

In der älteren Literatur werden die Lavaergüsse als „Grenzlager" bezeichnet, da man ihre Basis zur Grenzziehung zwischen Unter- und Oberrotliegendem benutzte. Darauf basierend faßte FALKE (1954) die ehemaligen Söterner Schichten und das „Grenzlager" einschließlich der eingeschalteten Sedimente zur Grenzlager-Gruppe zusammen.

Nach einem Vorschlag von ATZBACH & SCHWAB (1971) und ATZBACH & GEIB (1972), dem auch FALKE (1974) und HÄFNER (1977) folgen, wird das gesamte Oberrotliegende zur Nahe-Gruppe zusammengefaßt (Abb. 2).

Aufgrund der geologischen Kartierungen läßt sich die Effusion der basischen Magmatite stratigraphisch zwischen den Intrusionen von Nohfelden und Bad Kreuznach einordnen. Nach LIPPOLT & RACZEK (1978) beträgt das Abkühlungsalter für diese beiden sauren Intrusionen ca. 280 Millionen Jahre. Wenn dieses Alter stimmt, würde die vulkanische Tätigkeit im Saar-Nahe-Becken mit Beginn des Perms zusammenfallen.

3. Die Begriffe Lava-Strom, -Decke und -Serie

Die Begriffe Lavadecke und Lavastrom sollen in der vorliegenden Arbeit im Sinne von BAMBAUER (1960) gebraucht werden.

BAMBAUER unterteilte die Effusiva in Effusivdecken, die aus einem oder mehreren Lavaströmen zusammengesetzt sein können, wobei die Decken im Idealfall durch Sediment- oder Tufflagen getrennt werden können.

Nach BAMBAUER (1960) sind die Sediment- bzw. Tufflagen, abgesehen vom Materialwechsel, von Fließformen und Fließgrenzen, ein weiteres Kriterium zur Abgrenzung der Decken; sie sind jedoch mit hinreichender Vorsicht zu verwenden. Zum Beispiel müssen sich zwei bald aufeinanderfolgende Paroxysmen nicht unbedingt an der Bildung zweier Decken erkennen lassen, wenn keinerlei Unterschied in Zusammensetzung und Ausbildung der geförderten Laven bemerkbar ist und auch keine Sedimentation oder Erosion in der Zwischenzeit stattfand. Auch das Vorhandensein einer Sedimentlage kann nicht in jedem Fall eine Deckengrenze eindeutig belegen: Wenn nämlich zwischen dem Übereinanderfließen zweier zum gleichen Paroxysmus gehörenden Lavaströme eine kurzzeitige aber dennoch nennenswerte Sedimentation (z. B. Tuffablagerung) erfolgt, so werden leicht zwei gleichartige, aber scheinbar verschiedenen Paroxysmen entsprechende Decken vorgetäuscht. Ein solcher Fall liegt im Meckenbachtal bei der Decke C vor, in der ein dünnmächtiger Tuff abgelagert ist. Durch das Vorhandensein der Tufflage werden hier verschiedene Decken vorgetäuscht. Da sowohl die petrographische als auch die chemische Zusammensetzung der beiden Effusiva identisch ist und die Ablagerung eines Tuffes innerhalb des Eruptionsaktes so rasch geschehen kann, daß dafür keine nennenswerte Pause der vulkanischen Tätigkeit erfolgt sein muß, werden die beiden Effusiva zu einer Decke (Decke C) zusammengefaßt.

In einem anderen Fall werden zwei chemisch und petrographisch gleiche Decken durch eine Kalkbank im Bereich Sobernheim—Oberstreit getrennt (Abb. 3: Profil 11, Decke II_1 u. II_2). Im Gegensatz zur Ablagerung einer Tufflage wird für die Ablagerung einer Kalkbank eine wesentlich längere Zeit benötigt. In diesem Falle könnte von einer vulkanischen Ruhepause gesprochen werden. Daher wurden die beiden oben erwähnten Decken rein stratigraphisch in Decke II_1 und II_2 untergliedert.

4. Zur Geologie, Stratigraphie und Verbreitung der untersuchten Vulkanite

Im Untersuchungsgebiet lassen sich, soweit es die Aufschlußverhältnisse und die Beobachtung spät- bis postmagmatischer Umwandlungs- und Verwitterungserscheinungen an den Gesteinen erlauben, insgesamt 9 Effusivdecken und ein lokal auftretendes kleines Vorkommen eines Vulkanites unterscheiden. Dieser Vulkanit wird in den nachfolgenden Kapiteln nach dem Ort seines Vorkommens als Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" (abgekürzt als V. v. „D".) bezeichnet. Er entspricht im Gefüge und in seiner lithostratigraphischen Stellung Gesteinen des „ungegliederten Vulkanitkomplexes" von Bl. Lauterecken (SCHWAB 1976).

Die Effusivdecken stellen 9 gegeneinander abgrenzbare Einheiten von eventuell mehreren Lavaströmen dar, die jeweils aus gleichen Gesteinen aufgebaut sind, ohne dabei unbedingt einem gemeinsamen Eruptionsvorgang oder dem gleichen Förderkanal anzugehören. Zur Grenzziehung zwischen den Decken bieten sich außer den Sediment- und Tufflagen die Mandelsteinzonen an, die im Dach und an der Basis eines jeden Lavastromes auftreten. Folglich sind sie auch zwischen verschiedenen aufeinanderfolgenden Effusivdecken ohne Sedimentzwischenlage zu erwarten. Unter diesen Voraussetzungen ist klar, daß die Festlegung der Deckengrenze im Gelände und Kartenbild bzw. in den Profilen große Schwierigkeiten bereitet, da ein im Gelände ausstreichender Mandelstein ja sowohl zu dem unteren als auch dem oberen der beiden aneinanderstoßenden Lavaströme (bzw. Decke) gehören kann, wenn keine Trennfuge oder dgl. sichtbar ist. Eine mikroskopische Untersuchung, inwieweit die jeweilige Mandelsteinzone der liegenden oder hangenden Decke angehört, ist wegen des schlechten Erhaltungszustandes dieser Gesteine nicht möglich. So ist die Grenzziehung in solchen Fällen in nachfolgenden Profilen im Meterbereich oft nicht absolut sicher. In einigen Fällen wurde sie in die Mitte der Mandelsteinzone gelegt.

Bei der Benennung der Effusivdecken in den nachfolgenden Kapiteln ist die von SCHWAB (1976) auf Bl. Lauterecken vorgenommene Einteilung zugrundegelegt. Die Decke II tritt von Süden in das Arbeitsgebiet ein und ist auf den beiden Flanken der Nahe-Mulde ± durchgehend zu verfolgen. Da jedoch die Vorkommen im Liegenden der Effusivdecke II auf den beiden Muldenflanken im Arbeitsgebiet in petrographischer und geochemischer Sicht nicht parallelisiert werden konnten, wurden für diese Vorkommen eigene Bezeichnungen eingeführt, und zwar auf der NW-Flanke A, B, C und auf der SE-Flanke I, Ia, usw. (siehe Schema unten).

Schema der Bezeichnung der untersuchten Vulkanite in der Nahe-Mulde

SE-Flanke (SCHWAB 1976)	SE-Flanke	NW-Flanke	Einteilung nach LORENZ (1973)
	IV		
III	III	III	Effusivserie III
II	II	II	
I	Ia	B C	
	I	A	Effusivserie II
„Ungegliederter Vulkanitkomplex"	Vulkanit vom „Diezenknöpfchen"		

Die untersuchten Vulkanite gehören der Effusivserie II und III nach LORENZ (1973) an; hierbei beinhaltet die Effusivserie II die folgenden Einheiten: Vulkanit vom „Diezenknöpfchen", Decke I, Ia, A, B, C und II; und die Effusivserie III die Einheiten: Decke III („Sobernheimer" und „Siener" Typ) und IV.

Auf dem SE-Flügel der Nahe-Mulde nimmt der Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" das tiefste lithostratigraphische Niveau ein. Er kommt unterhalb der Effusivdecke I vor (geol. Karte). Aber seine Altersstellung bleibt wegen seines nicht sicheren effusiven Charakters unklar. Demnach stellt die ophitisch strukturierte Effusivdecke I auf dem SE-Flügel der Nahe-Mulde stratigraphisch den ältesten weiter verbreiteten Erguß dar. Wie aus den meisten Säulenprofilen zu ersehen ist, kommt die Effusivdecke I bzw. Ia unter der Decke II vor (Abb. 3: Profil 4, 7, 8, 10, 11). Die stratigraphische Zuordnung der beiden älteren Decken ist nördlich Bärweiler im Profil 6 der Abbildung 3 deutlich zu beobachten. Dort liegt die Effusivdecke Ia über I.

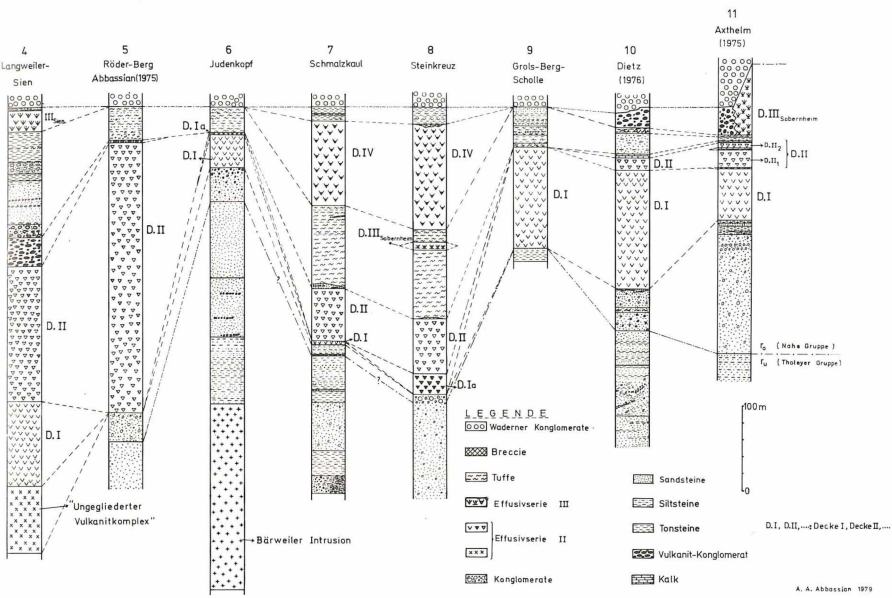


Abb. 3: Korrelation stratigraphischer Säulenprofile der Effusivdecken (Nahe Gruppe) auf der SE-Flanke der Nahe-Mulde nach eigenen Aufnahmen und Arbeiten von BOY (1965), HOLLINGER (1967), THEUERJAHR (1967), BERTHOLD (1971), ABBASSIAN (1975), AXTHELM (1975), DIETZ (1976).

Im Hangenden der Effusivdecke II folgen im Arbeitsgebiet zunächst Tuffe mit Tonsteinen wechsellagernd (Tuffserie), über denen dann an verschiedenen Stellen eine 3. Decke liegt (siehe geol. Karte und Abb. 3 u. 4.: Profil 4, 8, 11, 3). Wie in den nachfolgenden Kapiteln 5.2 und 5.4 beschrieben wird, handelt es sich im Südwesten (bei Sien) und Nordosten (südlich und nördlich Sobernheim) des untersuchten Gebietes um jeweils einen anderen Vulkanit (Decke III: „Siener" und „Sobernheimer" Typ). Da sie nirgends gemeinsam auftreten, läßt sich über ihre relativen Altersbeziehungen keine Aussage machen.

Südlich von Sobernheim folgt über der Decke III (Sobernheim) nach einer 15 m mächtigen Tuffserie die Effusivdecke IV (geol. Karte und Abb. 3: Profil 8).

Auf dem NW-Flügel der Nahe-Mulde bilden im Großbachtal die Ergüsse der intersertalen und basischen Decke A das stratigraphisch tiefste Niveau. Darüber folgt zum Hangenden hin zunächst die saurere Decke B, dann die Decke II (Abb. 4).

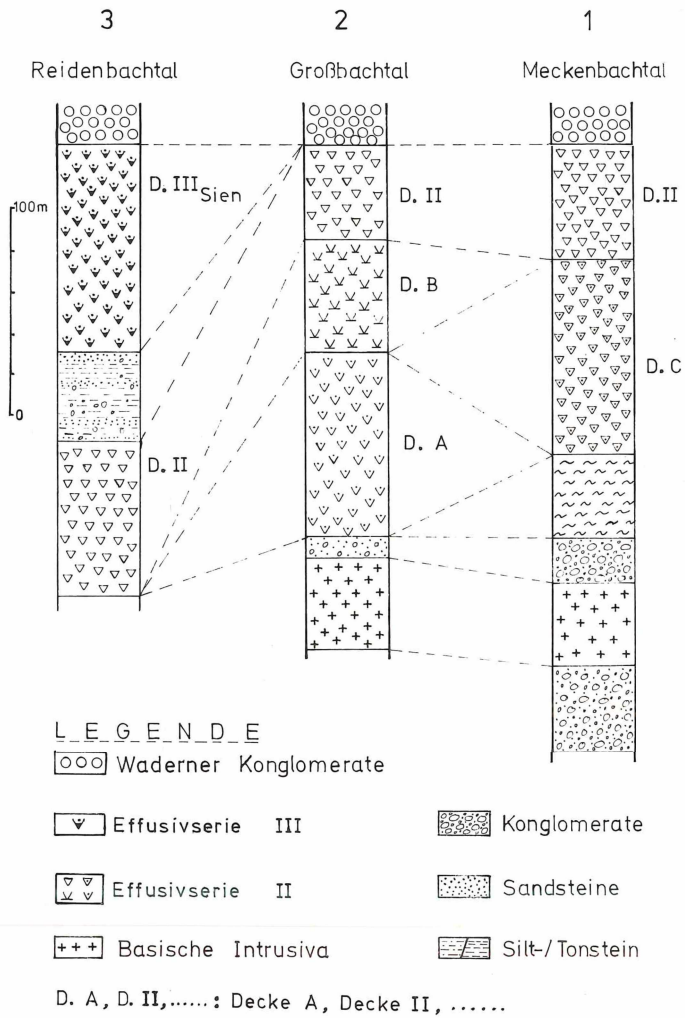


Abb. 4 Korrelation stratigraphischer Säulenprofile der Effusivdecken (Nahe Gruppe) auf dem NW-Flügel der Nahe-Mulde.

Unterhalb der Decke II steht im Meckenbachtal die Effusivdecke C an (Abb. 4).

Die genauen Altersbeziehungen der Decken A und B zu C konnten nicht geklärt werden, da die schlechten Aufschlußverhältnisse, der starke Umwandlungsgrad und die starke Blasenentwicklung besonders an den Rändern der Lavaströme keine genauen Aussagen zulassen. Es kann nicht geklärt werden, ob sich die Decken miteinander verzahnen. Sicher ist, daß die Effusivdecken A, B und C älter sind als die Decke II.

Die Effusivdecke III („Siener" Typ) ist auf der TK 25 Bl. Kirn bis auf die NW-Flanke der Nahe-Mulde zu verfolgen, wo sie über der Decke II nach einer dünnmächtigen Sedimentabfolge im Bereich östlich von Fischbach (Niederreidenbacherhof) auch als nächst jüngerer Vulkanit vorhanden ist (geol. Karte; Abb. 4: Profil 3). Sie setzt sich weiter in nordöstlicher Richtung fort, bis sie bei „Rummelsheck" von einer Querstörung abgeschnitten wird. Jenseits der Querstörung konnte sie nicht mehr beobachtet werden.

5. Petrographie

5.1 Untersuchungsmethodik und Überblick

Die untersuchten Magmatite wurden petrographisch bisher kaum bearbeitet.

Für die Untersuchungen wurden ca. 145 Proben entnommen, wobei darauf geachtet wurde, eine für den Aufschluß repräsentative, frische Probe zu nehmen. Davon wurden ca. 130 Dünnschliffe angefertigt. Es wurden 70 Schliffe quantitativ untersucht, vor allem die Einsprenglinge.

Bei den restlichen Dünnschliffen war der Umwandlungsgrad sehr hoch. Hier dienten Gefüge- und Mineralbestandsvergleiche zur Zuordnung zur jeweiligen Decke. Die Modalanalyse mußte wegen der porphyrischen Ausbildung der Gesteine in zwei Gängen durchgeführt werden. Je nach Gesteinsgefüge wurden für Einsprenglinge 600—900, für die Grundmasse 1000—1600 Einzelpunkte gezählt, z. T. wurden einige Dünnschliffe 2—3 Mal gemessen. Für die Bestimmung der An-Gehalte der Plagioklase wurde die Zonenmethode von RITTMANN (1929) angewandt. Die An-Gehalte wurden nach den „Hochtemperaturkurven" für Vulkanite aus TRÖGER (1971) bestimmt.

Die untersuchten Vulkanite setzen sich aus Plagioklas, Klinopyroxen, Olivin, Erz und glasiger, meist viriditisierter Mesostasis zusammen. Der Orthopyroxen kommt vereinzelt als Einsprengling vor. Der Olivin liegt meist als gelblich-braune bzw. gelblich-grüne Pseudomorphose vor, die in der Literatur meist als Iddingsit bezeichnet wird (TRÖGER 1969: 271).

Neben den obengenannten Hauptkomponenten kommen noch Apatit, Calcit und selten Quarz in geringen Mengen als Gemengteile vor.

Nach SCHWAB (1971: 32) wird als Mesostasis (= Zwischenmasse; von GÜMBEL 1888) die nicht näher bestimmbaren Anteile der Grundmasse in den Zwickeln zwischen den Kristallen bezeichnet. Wegen des Mesostasis-Gehaltes in den untersuchten Magmatiten ist eine zuverlässige Gesteinsbenennung auf der Grundlage der Modalanalyse (z. B. nach STRECKEISEN 1967) nicht möglich.

Als „Viridit" werden hier gelbliche, bräunliche und grünliche Fe-Mg-Phyllosilikate bezeichnet, die durch Umwandlung aus Glasanteilen und Mafiten hervorgehen. Die Viridite wurden nach ihrer Doppelbrechung von WALGER (1958) in drei Gruppen aufgeteilt: Seladonit, Minerale der Biotitgruppe und Kaolin- und Chloritgruppenminerale der Delessit-Diabantit-Reihe (cit. nach

TRÖGER 1956). Die Gefügebeschreibung erfolgte nach HOENES (in FREUND 1955, Bd. IV, Teil 1). Die Probenummern sind identisch mit den Schliffnummern (P_{51} = Probe-Nr. 51).

5.2 Gefüge- und Mineralbeschreibung der Magmatite

Vulkanit vom „Diezenknöpfchen"

Dieser Vulkanit kommt nur am südwestlichen Hang des „Diezenknöpfchens" vor. Das porphyrische Gestein zeichnet sich durch eine sehr feinkörnig-glasige, intersertale Grundmasse aus, in der bis zu 2 mm große Plagioklase, Olivin und Klinopyroxen als Einsprenglinge enthalten sind (Abb. 5).

Dieser Vulkanit ist sowohl in seiner Ausbildung als auch in seinem lithostratigraphischen Niveau mit dem „ungegliederten Vulkanitkomplex" von SCHWAB (1976) auf TK 25 Bl. Lauterecken vergleichbar.

Auf Grund der Feinkörnigkeit der Grundmasse konnten nur die Einsprenglinge ausgezählt werden (P_{92}):

Einsprenglinge	Pl.	19.2 Vol.-%
	Ol.	9.0 Vol.-%
	Aug.	1.0 Vol.-%
Grundmasse		70.9 Vol.-%



Abb. 5: Vulkanit vom „DIEZENKNÖPFCHEN" (P_{92}). Basalt mit feinkörniger intersertaler Grundmasse. Verg. ca. 7x.

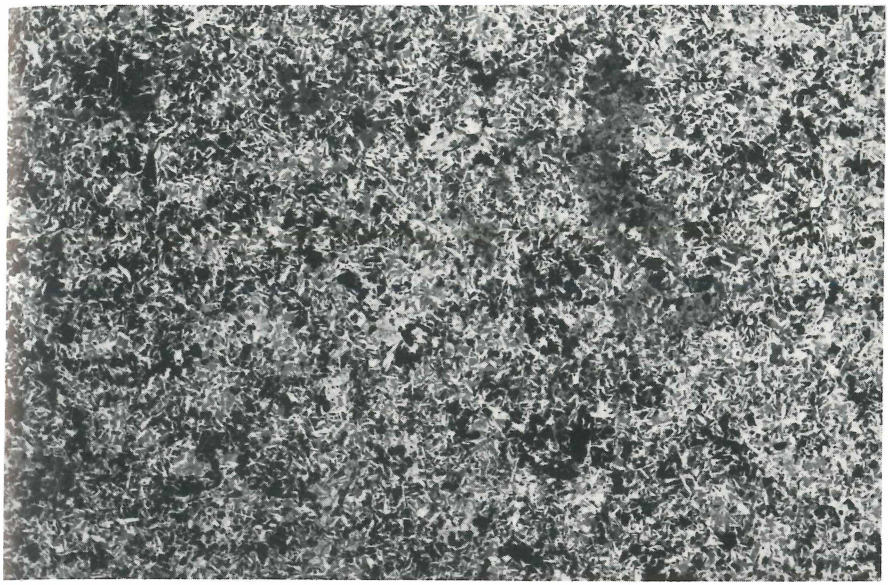


Abb. 6: Effusivdecke I (P_{101}) NE der Hottenmühle bei Lauschied. Ophitischer Basalt. Vergr. ca. 7x.

Decke I

Ausbildung:

Die Gesteine der Decke I sind ophitisch-nesophitisch ausgebildet (Abb. 6).

Das hypidiomorph-körnige Gefüge ist durch die sperrige Verzahnung idiomorpher, leistenförmiger Plagioklase mit xenomorphen Klinopyroxenen gekennzeichnet. Diese Laven sind hypokristallin-holokristallin und ihre Textur richtungslos mit nur vereinzelten Olivineinsprenglingen.

In den Zwickeln der Plagioklase sind Erz und Mesostasis auskristallisiert, die später meist umgewandelt wurde.

Die Effusivdecke I entspricht in Gefüge und Mineralbestand der Olivin-Tholeyit-Intrusion Bambauer's (1955: 42), den Deckentholeyiten Schuster's (1914: 239), dem Andesit von Emmermann & Ree (1973: 54), den ophitisch ausgebildeten Olivinbasalten von Schwab (1965: 261 und 273, Typ Marienthal und Winnweiler) und den ophitischen Laven von Häfner (1977: 35).

Die An-Gehalte liegen bei ca. An_{70}—An_{50}. Bei einer Probe (P_{23}) fällt er sogar auf An_{43} bis An_{38} ab (Andesin). Die Außensäume der Plagioklase sind meist saurer als der Kern. So konnten an zwei Schliffen (P_{25}, P_{28}) An-Gehalte von An_{74} bis An_{64} im Kern und An_{65} bis An_{50} am Rand ermittelt werden.

Die Messungen an Klinopyroxenen ergaben Achsenwinkel von $2\,V_z = 44$—$49°$ sowie Auslöschungswinkel von $\varepsilon = 40$—$43°$, was einem diopsidischen Augit entspricht.

Decke Ia

Ausbildung:

Das im Handstück ziemlich feinkörnige bis dichte Gestein unterscheidet sich im mikroskopischen Bild von Decke I aufgrund seines intergranularen Gefüges mit Einsprenglingen von Plagioklas (ca. 2 Vol.-%) und höherem Gehalt an Olivin-Einsprenglingen (ca. 13 Vol.-%).

Die Grundmasse wird von einem Filz leistenförmiger, regelloser Feldspäte gebildet, deren Zwischenräume von Klinopyroxen, Einsprenglingen, Mesostasis und Erz eingenommen wird. Die Decke Ia ist im Gegensatz zu Decke I und dem Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" (P_{92}) besser auskristallisiert. Dafür spricht der geringere Anteil an Mesostasis und das Fehlen oder nur geringfügige Auftreten von Glas.

Das Gefüge ist holokristallin, hypidiomorph und porphyrisch entwickelt (Abb. 7).

Diese Effusivdecke ist in Gefüge und Mineralbestand vergleichbar mit dem bei HÄFNER (1977: 44) in Abb. 18 dargestellten Gestein, welches er seinen intersertalen Laven als Strukturtyp IIa und der Effusivserie II nach LORENZ (1973) zurechnet.

Der PLAGIOKLAS kommt in 2 Generationen vor, einmal als kleine, leistenförmige Individuen in der Grundmasse und vereinzelt als idiomorphe, zonar gebaute Einsprenglinge.

Die Einsprenglinge sind 0,6—1,3 mm lang und 0,1—0,4 mm breit. Sie sind meist verzwillingt. Der Anorthitgehalt nimmt vom Kern zum Rand ab. Die An-Gehalte der größeren Einsprenglinge reichen von An_{85}—An_{80} (Bytownit) im Kern, bis An_{64} (Labrador) in der Randzone.

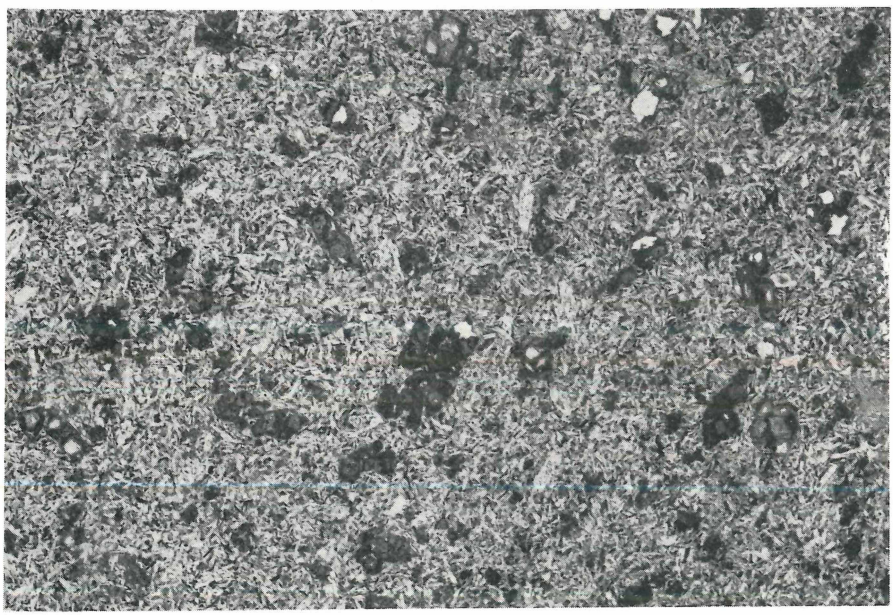


Abb. 7: EFFUSIVDECKE Ia (P_3) NW Abtweiler. Intergranularer Olivin-Andesit. Vergr. ca. 7x.

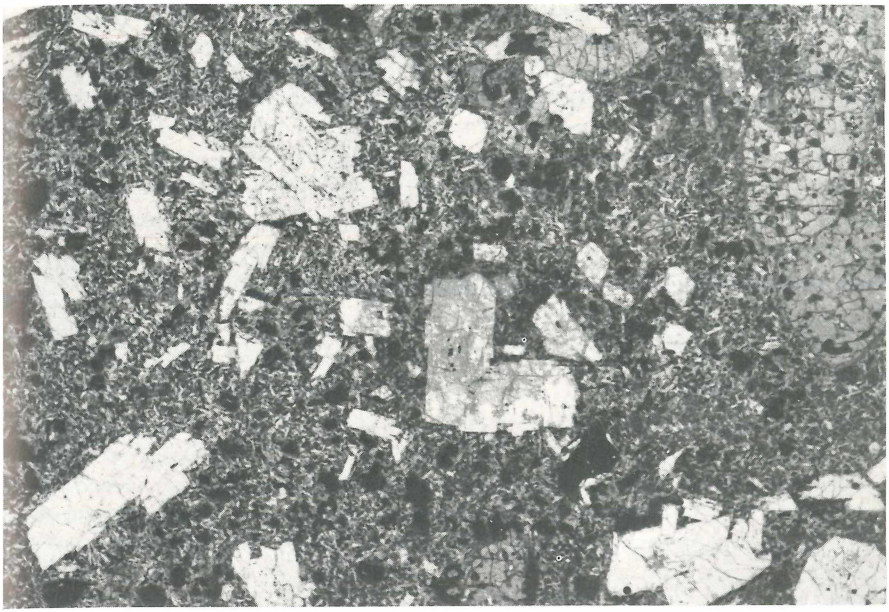


Abb. 8: Effusivdecke II (P_{79}) SE Hundsbach. Grobporphyrischer, intergranularer-intersertaler Andesit. Vergr.

Die Plagioklase der Grundmasse weisen An-Gehalte von An_{66} bis An_{64} auf. Der An-Gehalt der kleinen Einsprenglinge gleicht etwa dem der Grundmasse. Im Schliff P_5 haben die Plagioklaseinsprenglinge meist einen Kern mit relativ niedrigerem An-Gehalt (An_{53}—An_{40} = Andesin) als am Rand (An_{70}—An_{54} = Labrador). In der Grundmasse fällt er von An_{60} auf An_{44} ab.

Olivine mit annähernd „frischem" Kern treten nur bei dem Vorkommen östlich von Hühnerhof auf. Die „frischen" Kerne sind hellgrau-farblos. Dabei wurden Achsenwinkel von $2\,V_x = 80$—$90°$ gemessen (Chrysolith).

Decke II

Ausbildung:

Die Effusiva der Decke II sind wegen ihrer großen, bis 6 mm langen Plagioklaseinsprenglinge, die besonders im verwitterten Zustand deutlich erkennbar sind, im Gelände leicht gegen die anderen Vulkanite abzugrenzen. Sie unterscheiden sich von den Gesteinen der anderen Decken durch das intergranulare-intersertale Gefüge und das Vorhandensein großer Einsprenglinge von Plagioklas (bis 6 mm), umgewandeltem Olivin (0,4—1 mm), Klinopyroxen und selten Orthopyroxen. Charakteristisch für diese Laven ist, daß meistens verschiedene Einsprenglinge zusammen in Form regelrechter Nester vorkommen (= Einsprenglingskumulat).

Die Decke II hat die größte Verbreitung und kommt im Gegensatz zu Decke I, Ia, III („Sobernheimer Typ"), IV und dem Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" auch auf der NW-Flanke der Nahe-Mulde vor (geol. Karte, Abb. 4).

Das Gefüge ist holokristallin, selten hypokristallin, hypidiomorph-körnig und grobporphyrisch ausgebildet (Abb. 8). Von ihrer Struktur her können diese

Effusiva als Navite im Sinne von ROSENBUSCH (1887) angesehen werden. Es ist zu erwähnen, daß nicht alle Navite Orthopyroxeneinsprenglinge enthalten. Sie konnten nur im Bereich des Ring- und Röderberges, und zwar vor allem im unteren Teil der Decke II nachgewiesen werden (Tab. 2: P_{51}, P_{99}, P_{79}, P_{84}, geol. Karte).

Die Decke II entspricht in Gefüge und Mineralbestand sowohl dem Olivin-Navit (Typ Idarer Schachen) als auch dem Olivin-Bronzit-Navit (Typ Idar) von BAMBAUER (1960: 171 und 173), der Decke III (Navit = basaltischer Melaphyr) von BAMBAUER (1955: 28), Decke II (Bronzitführender Andesit, Typ Pfarrwald) und der Decke IV (Olivin-Navit, Typ Wickertswald) von STOJADINOVIĆ (1970: 24 und 36—39).

Plagioklase kommen als idiomorphe, bis 6 mm lange Einsprenglinge mit ausgeprägtem Zonarbau vor. Die breite Innenzone der Einsprenglinge ist gelegentlich korrodiert.

Die An-Gehalte der Plagioklaseinsprenglinge betragen im Kern meist An_{66}—An_{60} (Labrador), am Rand nehmen sie bis An_{50} (Labrador) ab. In einer Probe (P_{52}) wurden Einsprenglinge mit An_{65} im Kern und An_{75} am Rand beobachtet. Die Plagioklase der Grundmasse sind leistenförmig (0,1—0,2 mm lang) ausgebildet und weisen im Kern An-Gehalte von An_{60}—An_{57} (Labrador) auf, die randlich auf An_{46} bis An_{40} (Andesin) zurückgehen. Der durchschnittliche An-Gehalt beträgt in den Einsprenglingen An_{61} und in der Grundmasse An_{52}.

Bei der An-Bestimmung am U-Tisch wurden Verzwillingungen nach häufig auftretenden Albit-, Karlsbad-, Albit/Karlsbad-Gesetzen und sehr selten nach Periklin (4mal) und 1mal Baveno-rechts beobachtet. Bei dem KLINOPYROXEN handelt es sich um gewöhnlichen basaltischen Augit ($2\,V_z = 48°$).

Die Orthopyroxene werden bis über 3 mm lang. Sie sind zum größten Teil umgewandelt. Dennoch sind sie an ihrer äußeren Gestalt gut zu identifizieren. In einem Fall konnte ein Achsenwinkel von $2V_x = 70°$ gemessen werden (Bronzit).

Decke III

Im Hangenden der Decke II sind 2 getrennte Vorkommen auskartiert worden, die sich auch nach ihrem Gefüge und ihrem modalen Mineralbestand unterscheiden lassen:

„Siener Typ" (Abb. 9) und „Sobernheimer Typ" (Abb. 10).

Die Effusivdecke III („Siener Typ") ist nach ihrem Gefüge, nicht etwa nach der lithostratigraphischen Stellung, mit dem olivinführenden Latit-Andesit (Decke III, Typ Wickertswald) von STOJADINOVIĆ (1970: 33—34), dem Olivinbasalt (Typ Dannenfels) von SCHWAB (1965: 278) und dem bei HÄFNER in Abb. 16 (1977: 43) dargestellten Gestein mit Fluidalgefüge, das er seinem Strukturtyp IIa zurechnet, zu vergleichen.

Die Sobernheimer Lava (Decke III) könnte nach ihrem Gefüge und Mineralbestand mit dem Hornblende-führenden Latit von MIHM (1968) auf TK 25 Bl. Reimsbach verglichen werden.

Der „Siener Typ" wurde auf TK 25 Bl. Lauterecken schon von SCHWAB (1976: 44—47) bearbeitet und seinem Chemismus nach als quarzführender Latit-Andesit bezeichnet. (P_{116} entspricht der Probe La 28 von SCHWAB 1976). Er ist auf TK 25 Bl. Kirn wiederzufinden (geol. Karte, Abb. 3, 4).

Makroskopisch erscheint er als rötlichgraues, gleichkörniges Gestein. Mikroskopisch ist die Textur unter Berücksichtigung der Olivineinsprenglinge als porphyrisch mit intergranularer bis intersertaler Grundmasse zu bezeichnen (SCHWAB 1976). Die Olivineinsprenglinge erreichen bis 3 mm Länge und sind idiomorph-hypidiomorph ausgebildet. Sie liegen meist total vererzt vor. Dabei erfolgte zunächst eine vollständige Viriditisierung, der sich bei weiterer Umwandlung eine Vererzung vom Rand her anschloß.

Die Grundmasse zeigt ein ausgeprägtes internes Fließgefüge (Abb. 9). Die Zwickel der Plagioklasleisten (bis 0,3 mm lang) werden von xenomorphen Augit-, Erzkörnern und teilweise viriditisierter Mesostasis ausgefüllt.

Als Umwandlungsprodukte einiger Augite und Mesostasisbereiche sind in genetischer Folge Viridit, Erz und Calcit zu erwähnen (P_{50}, P_{118}, P_{121}, P_{122}, P_{123}).

Die An-Gehalte der Plagioklase betragen im Kern An_{70} bis An_{60} und am Rand An_{40} bis An_{35}. Sie stimmen gut mit den Werten von SCHWAB (1976: 47, Kern An_{67}, Rand An_{38}) überein.

Die ermittelten Achsenwinkel der Augite schwanken von $2\ V_z = 48$ bis 52° (SCHWAB 1976: 47).

Die Decke III wird im NE-Teil des Arbeitsgebietes von einer grobporphyrischen Lava vom **„Sobernheimer Typ"** repräsentiert. Das Vorkommen bei „Münchwald" nördlich Sobernheim gehört auch dazu (Abb. 10).

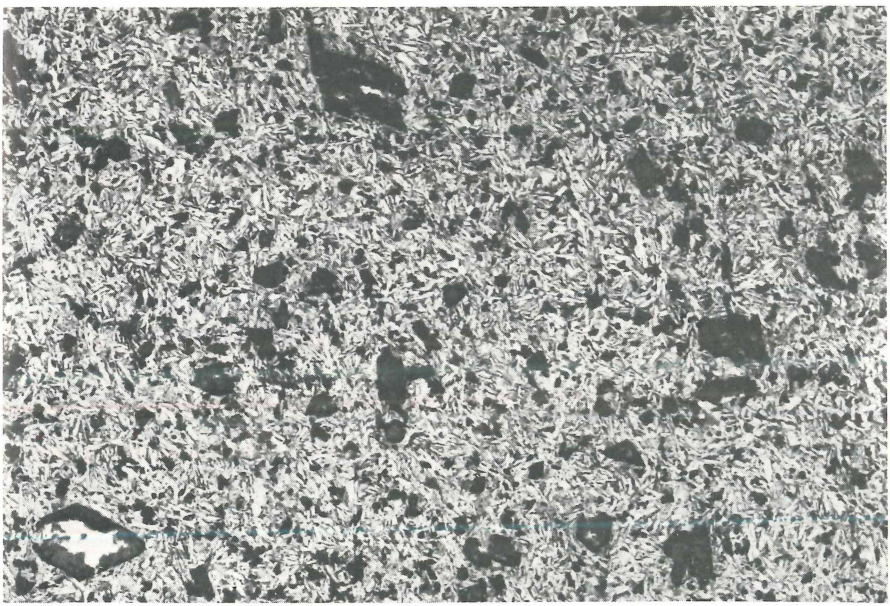


Abb. 9: EFFUSIVDECKE III_{Sien} (P_{48}) NW Sien. Olivinlatit-Andesit mit Fluidaltextur. Vergr. ca. 7x.

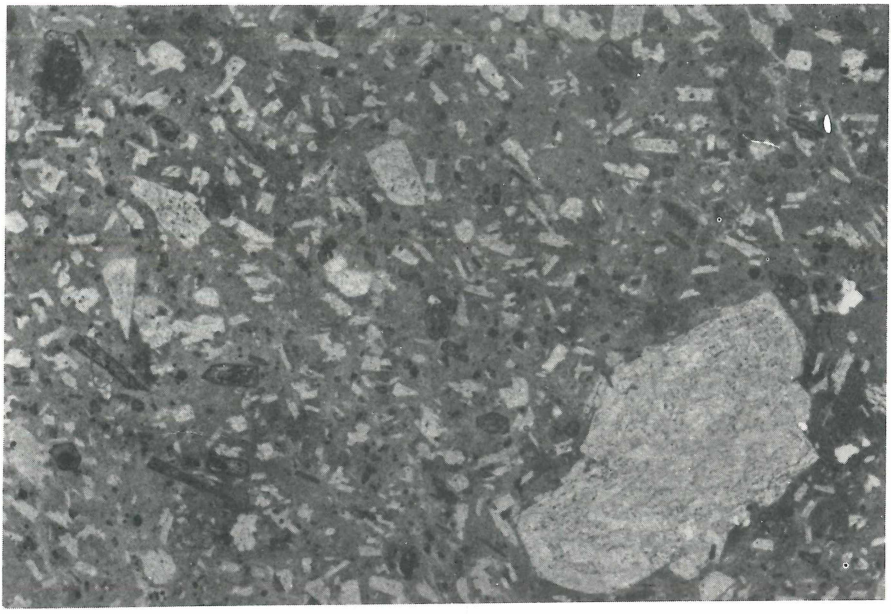


Abb. 10: EFFUSIVDECKE $III_{Sobernheim}$ (P_{12}) N Lauschied. Hornblendeführender Alkali-Quarz-Trachyt. Vergr. ca. 7x.

Der **„Sobernheimer Typ"** zeichnet sich durch 2 Generationen von Feldspateinsprenglingen und durch Einsprenglinge mafischer Minerale aus, die in einer glasig-feinkörnigen Grundmasse mit deutlichem Fließgefüge liegen (Abb. 10). Die Grundmasse ist stark umgewandelt.

Die MAFISCHEN EINSPRENGLINGE sind alle vorwiegend in Erz, weniger in Viridit und Calcit umgewandelt. Nur nach ihrem Habitus lassen sich zwei Mineraltypen unterscheiden. Die ersten sind langprismatisch ausgebildet mit unregelmäßiger Endbegrenzung. Sie erreichen bis 1,9 mm Größe. Im Querschnitt erscheinen sie isometrisch mit sechskantigem Umriß (Abb. 10, Hornblende ?).

Der zweite Typ ist isometrisch-kurzprismatisch ausgebildet. Sie können bis zu 0,8 mm lang werden (Abb. 10). Dabei könnte es sich um Olivin oder Pyroxen handeln.

Die FELDSPÄTE als Einsprenglinge haben einen kurzen gedrungenen Habitus und sind in der Regel 2—4 mm, maximal aber auch bis zu 1,5 cm lang. Sie liegen in zwei Generationen vor. Sie zeigen im Gegensatz zu Decke IV keinen Zonarbau. Gelegentlich sind sie korrodiert (Abb. 10). Einige Messungen ergaben einen An-Gehalt von An_{5-7}.

Decke IV

Ausbildung:

Das hemikristallin-porphyrische Gestein mit intersertaler Grundmasse hat im Mineralbestand und Gefüge wenig Ähnlichkeit mit der Decke III, dem „Sobernheimer Typ". Es unterscheidet sich durch kleinere Plagioklaseinsprenglinge (Abb. 11).

Das Gestein ist im Gegensatz zur Sobernheimer Lava blasenarm. Blasen treten gehäuft nur im oberen Teil auf. Die Gasbläschen sind langgezogen und deuten damit auf eine Fließbewegung während der Erstarrung hin.

Die Decke IV ist in Gefüge und Mineralbestand mit dem Pyroxen-Rhyodacit (Typ Finkenberg) von BAMBAUER (1960: 158) bei Idar-Oberstein zu vergleichen.

Die MAFISCHEN EINSPRENGLINGE sind mit 1.2 Vol.-% am modalen Mineralbestand beteiligt (Tab. 4, P_{14}). Sie sind isometrisch — kurzprismatisch ausgebildet und zum größten Teil vererzt. Dabei handelt es sich um stark zersetzte Biotite (?), total vererzte Olivine und Chlorit-artige Pseudomorphosen nach Pyroxen. Einige noch gut erhaltene Individuen zeigen gute Spaltbarkeit und gerade Auslöschung (P_{16}), was für Orthopyroxen spricht.

Der PLAGIOKLAS tritt auch in dieser Decke in zwei Generationen auf. Jedoch liegen sie in dieser Decke in größeren Abständen voneinander und außerdem sind sie kleiner. Sie sind idiomorph ausgebildet und erreichen Längen von 0,5 mm bei den Kleinen bzw. 1 mm bei den Großen.

Im Gegensatz zu den anderen Effusiva sind die Plagioklaseinsprenglinge der Decke IV und III („Sobernheimer Typ") nicht oder nur selten verzwillingt.

Zonare Feldspäte mit magmatischer Korrosion sind in dieser Lava zu finden, aber sie eignen sich nicht für genaue Messungen. Dabei handelt es sich vermutlich um etwa dieselben Plagioklasmischglieder wie bei der Sobernheimer Lava (geringe Auslöschungsschiefe).

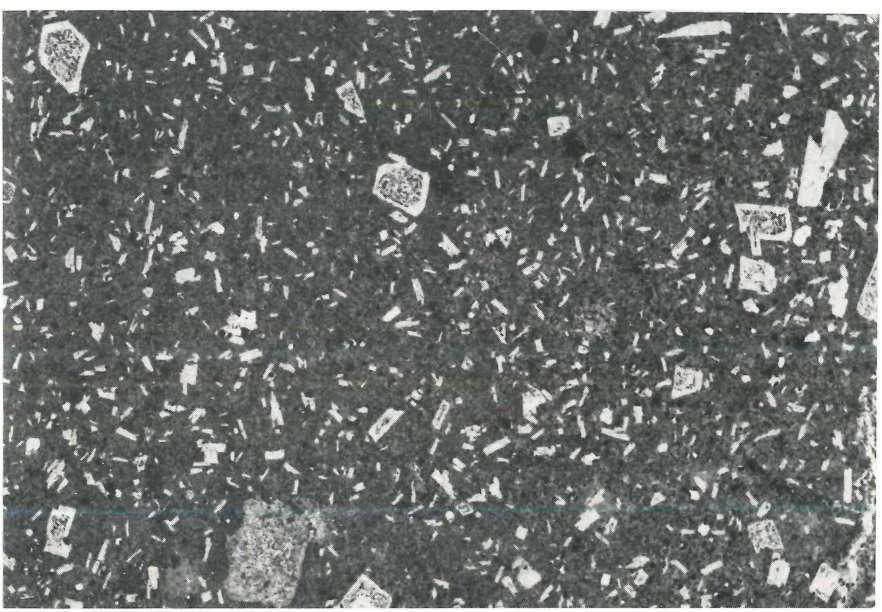


Abb. 11: EFFUSIVDECKE IV (P_{16}) SE Medersheim. Quarzlatit-Andesit. Vergr. ca. 7x.

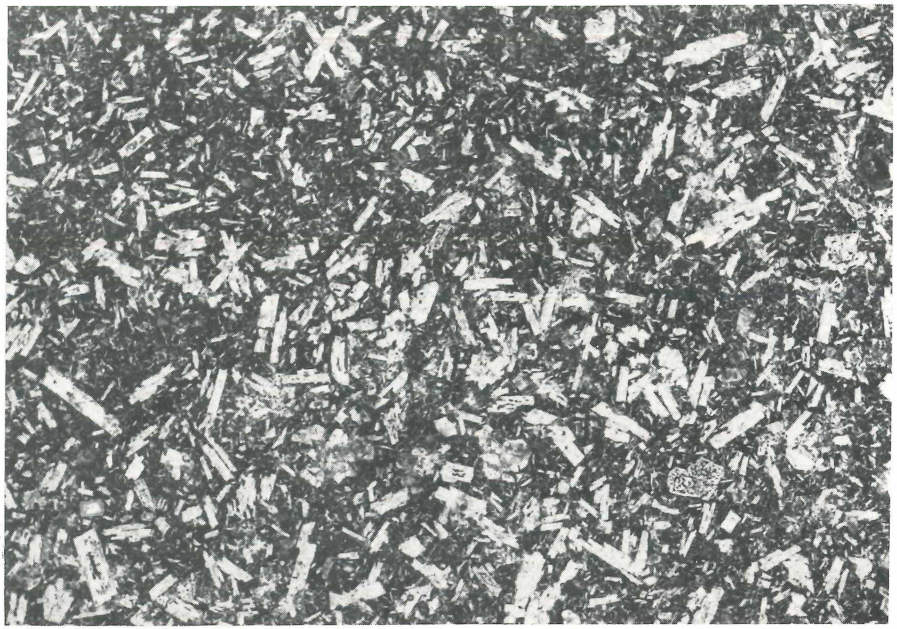


Abb. 12: EFFUSIVDECKE A (P_{44}) S Kirn im Großbachtal. Basalt. Vergr. ca. 7x.

Decke A, B, C

Auf dem NW-Flügel der Nahe-Mulde sind noch drei verschiedene Lavadecken unterhalb der Decke II anzutreffen, die auf Grund ihres Gefüges nicht mit den bisher beschriebenen Laven zu korrelieren sind. Um eine Verwechslung mit den anderen Effusivdecken zu vermeiden, werden sie daher im folgenden als Decke A, B und C bezeichnet.

Decke A

Dieser porphyrische Vulkanit führt als Einsprenglinge Plagioklas und Olivinpseudomorphosen. Sie liegen vorwiegend in einer abgeschreckten, weniger feinkörnig auskristallisierten Grundmasse vor. Die hypokristalline, intersertale Grundmasse ist stark umgewandelt, daher ist die Bestimmung ihres modalen Mineralbestandes nicht möglich. Sie ist ohne wesentliche Pyroxenbeteiligung aus Plagioklasleisten, Viridit, Glas, Erzkörnern und Calcit zusammengesetzt (Abb. 12).

Die PLAGIOKLASEINSPRENGLINGE liegen ziemlich dicht nebeneinander und sind z. T. miteinander verwachsen. Die Korngröße zwischen den Einsprenglings- und Grundmasse-Plagioklasen könnte als fließend bezeichnet werden. Diese oben erwähnte Anordnung der Plagioklase verleiht diesem Gestein ein typisches Gefügemerkmal, wodurch es sich von den anderen Laven auf dem NW- bzw. SE-Flügel der Nahe-Mulde abhebt (Abb. 12).

Die Plagioklaseinsprenglinge sind meist in Viridit und Karbonat umgewandelt. Sie sind verzwillingt und hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Sie zeigen gelegentlich magmatische Korrosionen. Ihre Größe schwankt zwischen 0,2 mm und 0,5 mm. Vereinzelt erreichen sie eine Länge von 0,8—1,2 mm.

Decke B

Die Decke B liegt im Großbachtal über der Decke A und wird davon durch eine schlackenähnliche Zone getrennt. Sie besteht aus einer groben Vermengung zweier magmatischer Komponenten, wobei die eine, in teilweise gerundeten, gut auskristallisierten Brocken (∅ = cm bis dm) vorliegend, von der anderen in Form eines Bindemittels „umflossen" wird. Nach dem Gefüge und dem Mineralbestand handelt es sich bei den Magmatitbrocken um aufgenommene Partien aus der darunterliegenden Effusivdecke A (Abb. 12). Das glasige Bindemittel ist stark umgewandelt und enthält Feldspäte und andere umgewandelte Mineralien. Zumindest der obere Teil der brecciösen Zone kann auf Grund des Gefüges der Effusivdecke B (Abb. 13) zugerechnet werden. Vermutlich handelt es sich dabei um einen Aufarbeitungshorizont der Decke B. Ähnliche brecciöse Gesteine werden von BAMBAUER (1960: 158) als Rhyodacit-Breccie (Typ Siesbachtal) beschrieben.

Die Effusivdecke B ist vitrophyrisch strukturiert, wobei in einer fast restlos entglasten Matrix oft bis zu 1,5 mm große tafelige, umgewandelte Feldspateinsprenglinge neben wenigen noch erkennbaren Grundmasse-Kriställchen schwimmen (Abb. 13). Die Feldspateinsprenglinge treten in zwei Generationen auf. In der Grundmasse wurden Quarz und Alkalifeldspäte festgestellt. Die Decke B ähnelt dem Gefüge und Mineralbestand nach der Effusivdecke III („Sobernheimer Typ") im NE des Untersuchungsgebietes.

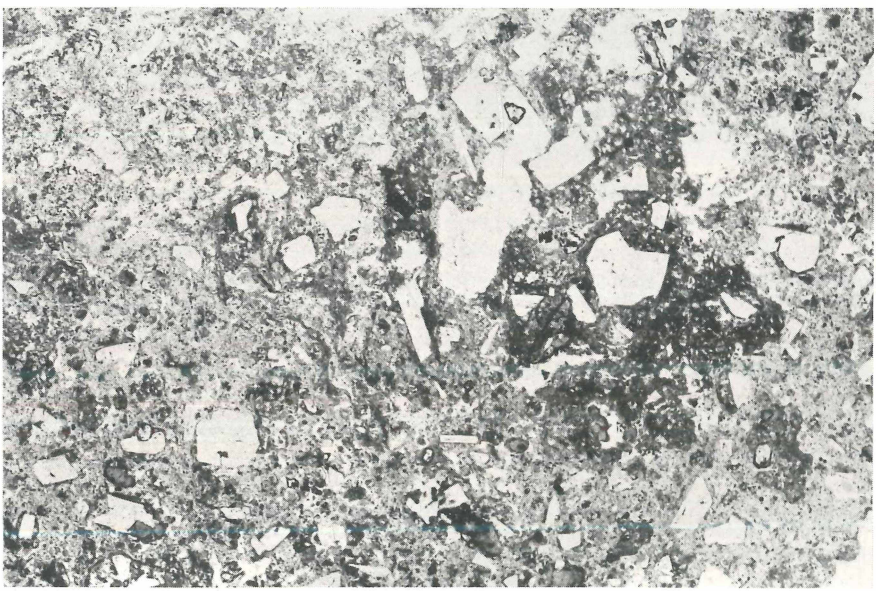


Abb. 13: EFFUSIVDECKE B (P_{46}) S Kirn im Großbachtal. Rhyodacit. Vergr. ca. 7x.

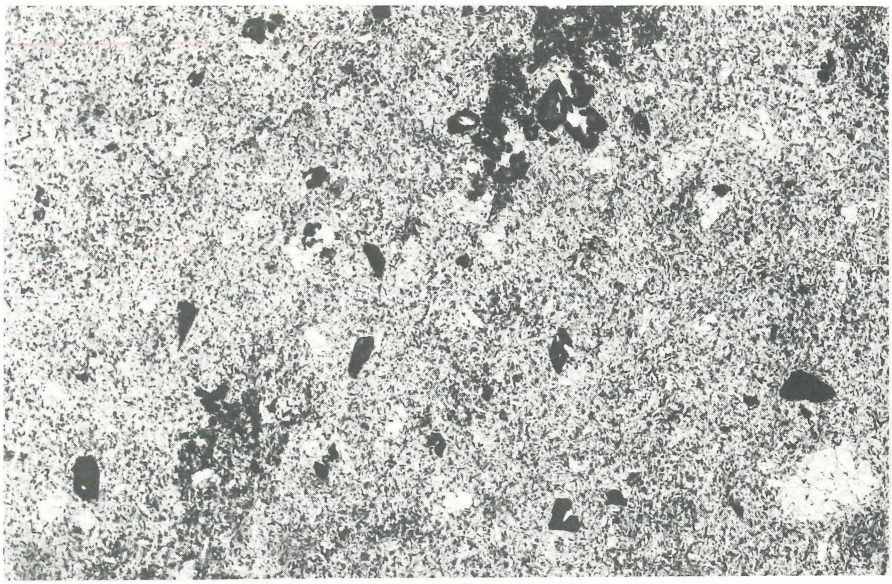


Abb. 14: Effusivdecke C (P_{36}) ESE Kirn im Meckenbachtal. Olivinandesit mit Fluidaltextur. Vergr. ca. 7x.

Decke C

Das Gestein zeichnet sich durch sein feinporphyrisches Gefüge mit Fließtextur aus. Die wenigen Einsprenglinge bestehen hauptsächlich aus Plagioklas, meist agglomeriert, verzwillingt und selten idiomorph; etwas zurücktretend Olivinpseudomorphosen und vereinzelt Klinopyroxen. Die Grundmasse ist holokristallin — hypokristallin, intergranular — intersertal ausgebildet. Sie setzt sich vor allem aus kleinen Plagioklasleisten (bis 0,2 mm lang) zusammen, deren Zwickel von körnigem Klinopyroxen und Erz, vorwiegend viriditisierter Mesostasis und Glas ausgefüllt werden (Abb. 14).

Bei diesem Vulkanit handelt es sich nach seinem Gefüge nicht um typische „Navite" Rosenbusch's (1887) im Saar-Nahe-Gebiet. Aber es könnte seiner Struktur nach als „feinkörniger Navit" bzw. navitverwandtes Gestein angesprochen werden.

Die Decke C ist nach ihrem Gefüge mit dem Olivin-führenden Pyroxen-Andesit (Typ Pfaffenberg) von Bambauer (1960: 165) zu vergleichen.

Die Pyroxeneinsprenglinge sind frisch, xenomorph und verzwillingt (2 Vol.-% im Schliff P_{36}). Es handelt es sich dabei um einen diopsidischen Augit, mit $2V_Z = 50—52°$, $Z/c \approx 45°$.

Bärweiler Intrusion

Ausbildung:

Die Bärweiler Intrusion wurde im Rahmen dieser Arbeit nur geochemisch untersucht. Wie aus den chemischen Diagrammen hervorgeht, ist ihr chemischer und petrographischer Aufbau nicht einheitlich. Die folgenden petrographischen Beschreibungen beziehen sich auf das Vorkommen nördlich Bärweiler (P_{19}, Abb. 15). Das schwarz-dunkelgraue Gestein ist hemikristallin, grobporphyrisch und

mit ophitischer Grundmasse ausgebildet. Die idiomorphen Plagioklas- und Olivineinsprenglinge liegen in einem sperrigen Gefüge von leistenförmigen Plagioklasen (0,3—0,6 mm lang) und xenomorphen Klinopyroxenen (∅ bis 2,6 mm). Die Zwickel werden von viriditisierter Mesostasis ausgefüllt. Erz tritt vereinzelt in Form langgestreckter, dünner Nadeln auf (Magnetit?).

Das untersuchte Gestein wird aufgrund seines Gefüges als ophitischer „Navit" im Sinne ROSENBUSCH'S (1887) bezeichnet. Es ähnelt in seiner grobporphyrischen Struktur und seinem modalen Mineralbestand den Laven der Decke II.



Abb. 15: BÄRWEILER INTRUSION (P_{19}). Grobporphyrischer, ophitischer Andesit. Vergr. ca. 7x.

Die Plagioklaseinsprenglinge liegen als Labradore vor (An_{66}—An_{57}). Die Plagioklase der Grundmasse weisen einen An-Gehalt von An_{60} im Kern bzw. An_{35} am Rand auf.

KLINOPYROXENE treten einmal als xenomorphe Einkristalle in der Grundmasse auf, die z. T. verzwillingt sind. Es wurden im Schliff (P_{19}) insgesamt nur 2 idiomorphe Klinopyroxeneinsprenglinge beobachtet (∅ = 0,4 mm). Sie treten auf Grund ihrer geringen Menge nicht im modalen Mineralbestand in Erscheinung.

5.3 Kristallisationsabfolge der Mineralien

Der Kristallisationsablauf der Vulkanite kann in 4 aufeinanderfolgende und nicht immer scharf zu trennende Phasen gegliedert werden:

1. Phase:

Bei der ersten Phase sind Erze, Apatit und die Einsprenglinge bereits in der Magmenkammer ausgeschieden. Sie sind über das ganze Gestein gleichmäßig verteilt, da sie von den Erstarrungsbedingungen an der Erdoberfläche unab-

hängig sind. Nach der Bildung eines Teils des Erzes folgte die Kristallisation von idiomorphen-hypidiomorphen Olivin-, Orthopyroxen-, Klinopyroxen- und schließlich der Plagioklaseinsprenglinge.

Aus der idiomorphen Ausbildung der Plagioklase geht hervor, daß sie zum größten Teil im Gleichgewicht mit der Schmelze gestanden haben müssen.

Bei einigen Laven (Decke Ia, III = „Sobernheimer Typ", IV) liegen die Plagioklaseinsprenglinge in zwei Generationen vor. Die kleinen Plagioklase deuten auf einen schwachen Differentiationsvorgang, vermutlich in der Magmenkammer bzw. am Anfang der Magmenmobilisierung. Sie sind jünger als die großen Plagioklaseinsprenglinge, jedoch älter als die Minerale der Grundmasse. Es ist auch denkbar, daß sie erst in einer zweiten „Bildungsstätte" in höherem Niveau gebildet wurden.

Bei der Messung der An-Gehalte wurden an den Plagioklasen folgende Erscheinungen festgestellt:

a) Zonierung der Plagioklase,
b) Abnahme der Basizität der Zonen mit Entfernung vom Kern,
c) Rekurrenz der Zonierung, Korrosion und Bildung einschlußreicher Zonen.

Alle diese Erscheinungen dokumentieren eine teils sprunghafte Veränderung der Kristallisationsbedingungen (PT-Bedingungen) im Magma.

Nach Homma (1932: 349) ist es wahrscheinlich, daß der stoßweise Erguß eines Teiles des Magmas solche Erscheinungen verursacht, denn durch ihn und den damit verbundenen Verlust an leichtflüchtigen Komponenten ändern sich die chemischen und physikalischen Bedingungen des Magmas.

In einigen Decken (z. B. Tab. 1: Decke Ia, P_5 und Decke II, P_{52}) wurden Plagioklase mit saurem Kern beobachtet. Dies könnte auf Zunahme der Basizität während der Plagioklaskristallisation durch weitere Zufuhr von basischem Magma hindeuten. Eine andere Möglichkeit ist die Veränderung der PT-Bedingungen im Magma während der Kristallisation. Weiterhin kommt eine Aufarbeitung saurer Plagioklase der Erdkruste in Frage. Dafür spricht auch die Ausbildung der sauren Plagioklaskerne, die keine kristallographischen Flächen aufweisen und randlich korrodiert sind.

2. Phase:

Während des Magmenaufstieges (2. Phase) begann die Kristallisation der Plagioklase der Grundmasse, der sich die Ausscheidung der Pyroxene anschloß. Dies wird durch die Einregelung der Plagioklase in einigen Laven bestätigt (Decke III, IV, A und C).

Dabei ist der Plagioklas innerhalb eines großen Kristallisationsbereiches alleiniges Ausscheidungsprodukt und kristallisiert zusammen mit Pyroxen nur während eines kleinen Temperaturintervalles. Es entstehen dabei intergranulare — intersertale Gefüge. Bei den ophitischen Laven der Decke I, kristallisierten Plagioklas und Pyroxen innerhalb eines großen Temperaturintervalles gleichzeitig aus. Die Grundmasse der ophitischen Effusiva ist vermutlich kurz unterhalb oder an der Erdoberfläche auskristallisiert.

Parallel zu den Plagioklasen und Pyroxenen wurden Magnetit und Ilmenit gebildet, die Olivin- und Klinopyroxeneinsprenglinge z. T. korrodiert.

3. Phase:

Am Ende der Kristallisation von der Grundmasse blieb ein kleiner Anteil Schmelze zurück, aus der bei schneller Abkühlung an der Erdoberfläche die

Mesostasis als eine kryptokristalline Zwickelfüllung zwischen den älteren Kristallen entstand. Sie bildete sich sekundär aus vulkanischem Glas und enthält gemäß ihrer Entstehung aus einer Restschmelze saurere Minerale als in den beiden ersten Kristallisationsphasen. Dabei handelt es sich vor allem um Mikrolithe von Feldspat, Pyroxen, Glas, Quarz und Erzstaub.

4. Phase

Nach dem Erstarren des Magmas bewirkten kohlensäurehaltige, hydrothermale Lösungen (autohydrothermale Vorgänge) die Umwandlung eines Teils der Minerale in Mg-Fe-Schichtsilikate (Viridite) und Karbonate. Die Umwandlung ist nach WALGER (1958) keine Verwitterungserscheinung, sondern gehört als autohydrothermaler Prozeß der spät- bis postmagmatischen Phase an. Die Viriditisierung erfaßte zunächst den Olivin, danach die Mesostasis, Orthopyroxene, Klinopyroxene und schließlich die Feldspäte.

Die Feldspäte wurden zuerst albitisiert (eingetrübte Kristalle), dann in Viridit zersetzt. Mit fortschreitender Umwandlung wurden die Viridite vom Karbonat verdrängt.

5.4. Quantitativer modaler Mineralbestand

Von insgesamt 130 Dünnschliffen konnten auf Grund der starken Umwandlung nur 74 quantitativ bearbeitet werden. Aus den Tabellen 1—5 gehen die quantitativen modalen Mineralzusammensetzungen der unterpermischen Effusivdecken in der Nahe-Mulde hervor. Die ophitische Decke I weist einen durchschnittlichen Olivingehalt von 2,7 Vol.-% auf. Die Decke Ia hebt sich von Lava I durch ihr intergranulares Gefüge, durch Auftreten von vereinzelten Plagioklaseinsprenglingen und schließlich durch ihren höheren Olivingehalt ab. Der Olivingehalt liegt bei 10,9—15 Vol.-% (Tab. 1,5). Der Gesamt-Plagioklas-Anteil der Decke I und Ia beträgt ca. 50 Vol.-% im Durchschnitt. Der Gesamt-Plagioklas-Gehalt der Decke II liegt bei 59 Vol.-% und somit höher als bei der Decke I. Die Decke II (Navit) ist besonders durch ihr grobporphyrisches Gefüge gekennzeichnet. Als Einsprenglinge dominieren Plagioklase mit durchschnittlich 22 Vol.-% und Augite mit 1,2 Vol.-% (Tab. 5).

Orthopyroxeneinsprenglinge treten vereinzelt am Röder- und Ringberg im unteren Teil der Decke II auf (Tab. 2: P_{84}, P_{99}, P_{51}, P_{79}). Betrachtet man die Decke II am Ring- und Röderberg vom Liegenden zum Hangenden, so fällt folgendes auf:

Die Orthopyroxeneinsprenglinge treten nur im unteren Teil der Decke II auf (Tab. 2: P_{84}, P_{79}, P_{99}, P_{51}). Der Olivingehalt nimmt nach oben zu. Der Anteil der Plagioklaseinsprenglinge ist im unteren Teil der Decke gering, nach oben nimmt er aber zu (Tab. 2). Diese Beobachtungen lassen sich folgendermaßen erklären: Die erste Effusion mit Orthopyroxeneinsprenglingen stellt den Top der Magmakammer dar. In der Zunahme der Plagioklaseinsprenglinge zum Top der Decke II spiegelt sich die längere Phase der Kristallation in der Magmakammer wider und die extrem hohen Olivingehalte am Top der Decke (Tab. 2: P_{52}, P_{76}) können abgesaigerte Kumulate von der Basis der Magmakammer sein.

Tab. 1: Die modalen Mineralbestände der basischen Effusivdecken (Effusivserie II) auf dem SE-Flügel der Nahe-Mulde (in Vol.-%)

Decke:		I	I	I	I	I	I	I	I	I	Ia	Ia	Ia	Ia
Proben-Nr.:		28	101	93	23	25	126	98	31	32	94	95	4	5
Einsprenglinge	Olivin	6.5	5.9	+	—	6.5	1.3	2.8	+	10.7	12.5	13.1	15.0	10.9
	Plagioklas	—	—	+	—	—	—	—			2.0	2.1	2.5	1.9
Grundmasse	Plagioklas	39.0	50.1	karbonatisiert	56.6	49.3	zersetzt	53.5	52.3	45.6	50.2	50.7	47.0	53.5
	Augit	21.4	19.5		17.7	18.6		19.9	18.7	19.8	20.7	23.4	21.1	19.0
	Erze	1.0	7.1		14.0	1.9		8.0	1.2	1.3	1.0	1.7	2.1	2.3
	Mesostasis frisch	0.6	2.3		3.6	3.5		5.8	4.0	20.8	0.5	0.6	1.1	2.3
	Mesostasis viridisiert	30.3	15.0		8.1	20.2		9.9	21.6	1.8	13.1	8.3	11.1	10.0
Summe		100.0	100.0		100.0	100.0		100.0	100.0*	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Farbzahl		29.9	32.5		31.7	27.0		30.7	22.0	32.3	34.2	38.2	38.2	32.7

* = Darin ist noch 2,1 Vol.-% Kalzit enthalten.

Tab. 2: Die modalen Mineralbestände der Effusivdecke II (Effusivserie II) auf dem SE-Flügel der Nahe-Mulde (in Vol-%)

	Proben-Nr.:	51	99	65	62	63	64	58	52	61	68	69	71	72	73	84	79
Einsprenglinge	Olivin	6.9	6.4	5.7	4.1	4.2	7.3	3.5	23.1	5.8	8.5	4.6	5.2	7.3	5.6	1.3	6.1
	Plagioklas	12.0	14.6	22.5	22.7	25.6	23.2	23.3	19.2	17.6	20.7	17.0	25.5	26.8	21.3	12.1	22.0
	Augit	4.0	4.7	0.8	0.9	0.3	0.1	1.2	2.2	—	0.4	0.8	0.7	0.1	0.3	4.6	5.2
	Orthopyroxen	1.5	1.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.2	2.0
Grundmasse	Plagioklas	43.3		38.5			34.9		28.9		31.5			38.4			30.2
	Augit	15.8		22.7			20.3		15.0		15.7			17.9			22.0
	Erze	5.1	zersetzt	1.7	zersetzt	zersetzt	1.8	zersetzt	2.6	zersetzt	4.1	zersetzt	zersetzt	1.2	zersetzt	zersetzt	1.3
	Meso-stasis frisch	5.0		0.9			1.5		2.5		7.9			1.7			1.0
	Meso-stasis virid.	6.3		7.1			10.9		6.5		10.5			6.5			9.8
Summe		100.0		100.0			100.0		100.0		100.0			100.0			100.0
Farbzahl		33.3		30.9			29.5		42.9		28.7			26.5			36.6

Tab. 2 Fortsetzung

	Proben-Nr.:	80	78	83	82	77	76	89	86	97	96	103	8	9	29	27	49
Einsprenglinge	Olivin	8.7	5.6	6.3	7.0	6.1	7.1	5.1	4.3	8.1	9.6	11.5	5.0	13.6	11.2	3.1	9.1
	Plagioklas	26.1	24.9	21.7	22.7	31.8	22.6	22.3	26.3	20.7	24.9	11.5	26.6	20.2	21.2	14.3	29.1
	Augit	2.1	1.1	0.6	2.2	—	1.2	1.1	—	—	—	1.5	2.8	1.7	—	—	—
	Orthopyroxen	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Grundmasse	Plagioklas	zersetzt	38.4	zersetzt	31.8	zersetzt	zersetzt	zersetzt	zersetzt	zersetzt	36.8	44.3	42.1	32.9	zersetzt	zersetzt	zersetzt
	Augit		16.9		13.1						22.1	21.6	12.4	16.9			
	Erze		5.8		2.1						1.2	1.3	7.2*	9.4*			
	Meso-stasis frisch		4.9		5.8						—	1.0	0.9	0.8			
	Meso-stasis virid.		2.3		8.2						5.4	7.2	2.9	4.5			
Summe			100.0		100.0						100.0	100.0	100.0	100.0			
Farbzahl			29.4		24.4						32.9	35.9	27.4	41.6			

* Darin ist noch ein geringer Teil des Augits (in Erz umgewandelt) enthalten.

Tab. 3: Die modalen Mineralbestände der Effusivdecken (Effusivserie II) auf dem NW-Flügel der Nahe-Mulde (in Vol-%)

Decke:		A	A	C	C	II	II	II
Proben-Nr.:		43	44	36	38	39	40	47
Einsprenglinge	Olivin	6.4	4.3	5.5	5.1	5.0	4.3	7.7
	Plagioklas	17.1	25.6	10.2	13.1	23.2	11.4	13.3
	Augit	—	—	2.0	—	—	—	1.6
Grundmasse	Plagioklas	zersetzt	zersetzt	48.8	51.8	30.9	zersetzt	40.8
	Augit			15.8	17.7	18.3		18.2
	Erze			9.1	4.2	5.0		10.9
	Meso-stasis frisch			1.2	1.5	2.3		2.7
	Meso-stasis virid.			6.2	6.6	15.5		4.8
Summe				100.0	100.0	100.0		100.0
Farbzahl				32.4	27.0	28.3		38.4

Tab. 4: Die modalen Mineralbestände der Effusivdecken (Effusivserie III) in der Nahe-Mulde (in Vol-%)

Decke:		III (Sien)						III (Sobernheim)		IV	
Proben-Nr.:		116	117	118	48	50	121	12	34	14	16
Einsprenglinge	Olivin	8.4	9.0	8.7	9.0	7.0	8.2	—	—	—	—
	Plagioklas	—	—	—	—	—	—	22.1	10.3	16.1	16.8
	Mafite							2.0	2.7	1.2	+
Grundmasse	Plagioklas	52.9	50.8	zersetzt	54.4	zersetzt	zersetzt	zersetzt	zersetzt	zersetzt	zersetzt
	Augit	15.7	14.4		20.1						
	Erze	7.8	6.4		5.6						
	Meso-stasis frisch	8.4	9.3		3.0						
	Meso-stasis virid.	6.7	10.1		7.9						
Summe		100.0	100.0		100.0						
Farbzahl		31.9	29.8		34.7						

Tab. 5: Mittlerer modaler Mineralbestand der Vulkanite (in Vol-%)

		V.v.,,D."	I	Ia	B.I.	II	III_{Sien}	$III_{Sob.}$	IV	A	C
Einsprenglinge	Olivin	9.0	5.8	12.8	8.5	7.3	8.4	—	—	5.4	5.3
	Plagioklas	19.2	—	2.1	31.5	21.9	—	16.2	16.5	21.4	11.6
	Augit	1.0	—	—	—	1.2	—	—	—	—	1.0
	Ortho-Pyr.	—	—	—	—	±	—	—	—	—	—
	Mafite	—	—	—	—	—	—	2.3	1.2	—	—
Grundmasse	Plagioklas	zersetzt	49.3	52.4	31.9	37.2	53.0	zersetzt	zersetzt	zersetzt	50.2
	Augit		19.4	21.0	16.5	18.4	16.8				16.6
	Erz		5.3	1.8	1.1	4.3	6.6				6.6
	Meso-stasis frisch		5.0	1.1	2.3	2.4	6.9				1.3
	Meso-stasis virid.		15.2	10.6	8.1	7.3	8.2				6.4
Summe			100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	—	—	—	100.0
Farbzahl			30.5	37.7	26.1	31.2	31.8	—	—	—	30.5

± = Tritt lokal in geringen Mengen auf.
B.I. = Bärweiler Intrusion (P_{19}).
V.v.,,D." = Vulkanit vom ,,Diezenknöpfchen"

Die Decke III läßt sich nach Gefüge und modalem Mineralbestand in zwei Typen gliedern. Der „Siener Typ" enthält nur Olivineinsprenglinge (ca. 8.3 Vol.-%). Dagegen weist der „Sobernheimer Typ" durchschnittlich einen Feldspateinsprenglingsanteil von 16.2 Vol.-% und einen Mafiteinsprenglingsgehalt von 2.3 Vol.-% (Tab. 4, 5) auf.

Die Decke IV unterscheidet sich vom Sobernheimer Typ (III) durch andere Mafite und durch ihren niedrigeren Mafiteinsprenglingsanteil (1.2 Vol.-%, Tab. 4, Kapitel 5.2).

Auf dem NW-Flügel der Nahe-Mulde treten im Liegenden der Decke II drei verschiedene Lavatypen hinzu, die mit den Vulkaniten auf dem SE-Flügel nicht korrelierbar sind.

Während der Olivingehalt bei den Decken A und C im Durchschnitt mit 5.3 Vol.-% gleich bleibt, ist der Anteil der Plagioklaseinsprenglinge der Decke A höher als in der Decke C (Tab. 3, 5). Allgemein jedoch sind die modalen Mineralbestände der Vulkanite A und C mit denen der Decke II vergleichbar (Tab. 2, 3, 5).

5.5 Magmadifferentiation

Vergleicht man die untersuchten Vulkanite nach ihrem modalen Mineralbestand und Gefüge, so lassen sich ihre Magmen nach der Kristallisationsabfolge der Minerale in eine Differentiationsreihe einordnen. Dabei ist die ophitische Decke (Decke I) gegenüber allen anderen Vulkaniten aufgrund des ausschließlichen Auftretens von Olivin-Einsprenglingen am wenigsten differenziert. Die Magmen der ophitisch auskristallisierten Vulkanite müssen gleich nach der Olivin-Kristallisation nach oben gefördert worden sein und im Vergleich zu anderen Vulkaniten relativ rasch die Erdoberfläche erreicht haben, so daß auf dem Weg nach oben sich höchstens kleine Kristalle von Pyroxen und Plagioklas bilden konnten.

Von allen untersuchten Vulkaniten führt die ophitische Effusivdecke den höchsten Mesostasis-Anteil (Tab. 5). Dies spricht dafür, daß diese Laven beim Erreichen der Erdoberfläche eine relativ hohe Temperatur hatten und durch plötzliches Abkühlen an der Erdoberfläche ein großer Anteil an Restschmelze entstand und in den Zwickeln erstarrte.

Die Effusivdecke III (Sien) weist auch nur Olivin-Einsprenglinge auf, aber aufgrund der fluidal eingeregelten Plagioklase (Abb. 9) war die Kristallisation zur Zeit der Effusion schon weiter fortgeschritten als in Decke I, was als Hinweis auf eine stärkere Differentiation gewertet werden kann.

In der Decke Ia treten zum Olivin- (ca. 12 Vol.-%) noch Plagioklas-Einsprenglinge (2.5 Vol.-%) hinzu. Demzufolge ist das Magma dieser Decke langsamer nach oben gefördert worden, eventuell über eine Magmakammer in höheren Krustenbereichen (Magmen-Zwischen-Kammer) und hat aufgrund des dabei erfolgenden Temperaturabfalles die Möglichkeit gehabt, stärker zu kristallisieren als die Decke I und III (Sien). Die Decke Ia könnte innerhalb der Abfolge fortschreitender Kristallisationsreihe der untersuchten Vulkanite als Verbindungs-(Zwischen-)glied zwischen der Decke I und den typischen Naviten (Decke II und Bärweiler Intrusion) verstanden werden. Die Decke B stellt nach Gefüge (Abb. 13) und chemisch-petrographischer Zusammensetzung das Produkt einer Restschmelze dar. Ebenso ist die Decke III (Sobernheim) aufgrund ihres Gefüges und des Auftretens der Hornblende- und sauren Feldspateinsprenglinge aus einem Magma herzuleiten, das reich an H_2O und SiO_2

gewesen sein muß (Abb. 10). Daher sind von allen untersuchten Vulkaniten die Decke III (Sobernheim) und B als Endprodukte (Differentiate) innerhalb dieser Reihe zu verstehen. Ihre chemische Zusammensetzung dürfte innerhalb dieser Entwicklungsreihe der Restschmelze entsprechen, da in diesen Vulkaniten auch die autohydrothermalen Umwandlungen (wie z. B. Viriditisierung, Karbonatisierung, etc.), die in frischen Proben der basischen Glieder nur in der Mesostasis auftreten, im Gesamtgestein zu beobachten sind.

Die Decken C und IV sind mit Vorbehalt zwischen die typischen Navite und die erwähnten Endprodukte dieser Reihe zu stellen.

6. Geochemie

6.1 Untersuchungsmethode

Die Ergebnisse der chemischen Analysen sind auf Tabelle 20 zusammengefaßt.

Für die Untersuchungen der Spurenelemente wurden frische Proben ausgesucht, die in Nylon-Tüten und in sauberes Papier gewickelt, mit dem Hammer zerkleinert wurden. Dadurch wurde eine Verunreinigung durch den Hammer vermieden. Danach wurden die vom Innern der Probe stammenden frischen Magmatitbruchstücke (ca. 300—400 g) heraussortiert. Sie wurden ebenfalls in der Achat-Kugel-Mühle bis auf ca. 63µm Korngröße pulverisiert.

Insgesamt wurden 93 Proben auf 7 Spurenelemente (Rb, Sr, Ba, Cr, Ni, Cu und Zn) und 4 Hauptelemente (Na, K, Ca und Mg) untersucht. Die Elemente Na und K wurden flammenphotometrisch und die restlichen Elemente mit einem Atomabsorptionsspektrometer gemessen.

Der mittlere Gehalt jedes Elementes wurde aus drei Messungen ermittelt.

6.2. Bewertung der Umwandlungserscheinungen

Die Vulkanite im Saar-Nahe-Gebiet sind zum großen Teil umgewandelt. Nach WALGER (1958) sind die wichtigsten Umwandlungserscheinungen die Viriditisierung und Karbonatisierung, die auf autohydrothermale Prozesse der spät- bis postmagmatischen Phase zurückgehen.

Unter Viriditisierung wird die Umwandlung vorwiegend mafischer Minerale in Fe-Mg-Schichtsilikate verstanden.

Von der Viriditisierung werden zuerst die Olivine, dann die Mesostasis und Pyroxene, sowie schließlich die Feldspäte erfaßt.

Die Karbonatisierung, von WALGER (1958) auch als hydrothermaler Umwandlungsprozeß beschrieben, erfolgt nach der Viriditisierung und kann auch den gesamten Mineralbestand erfassen.

WALGER (1958) hat bei seinen Untersuchungen einiger Magmatite (Intrusiva und Effusiva) im Saar-Nahe-Becken versucht, die Stoffbilanz der Umwandlung mit Hilfe des errechneten modalen Mineralbestandes und dessen chemische Zusammensetzung nachzuvollziehen. Dabei ergab sich, daß von den Hauptelementen der Gehalt an

1) Fe im wesentlichen unverändert bleibt,
2) Ca, Mg und Si am stärksten umgelagert werden.

Die Viriditisierung und Karbonatisierung bewirkt durch die Aufnahme von H_2O und CO_2 eine Volumenzunahme. Um alle diese Bedingungen zu erfüllen, wäre ein vollständiger Eruptivgesteinskörper als geschlossenes System vorauszusetzen.

Durch die zwei nachfolgenden Diagramme soll veranschaulicht werden, welche der Hauptelemente während der Umwandlung umgelagert wurden.

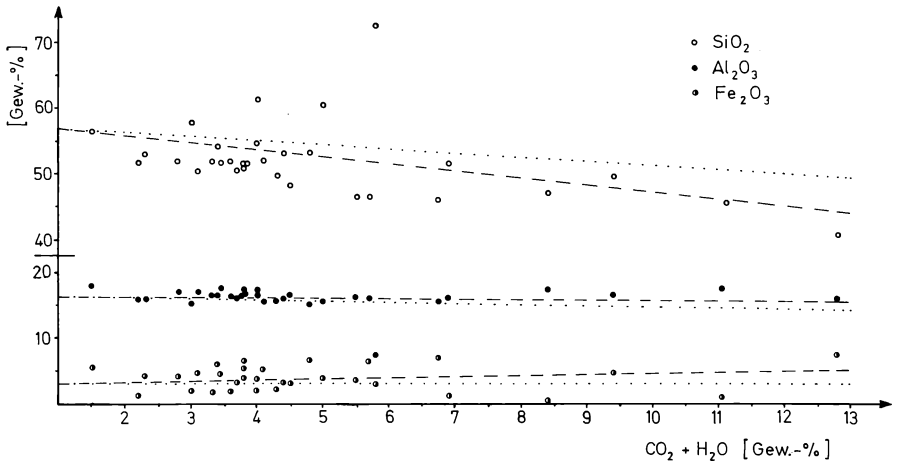


Abb. 16: Abhängigkeit der Oxide SiO_2, Al_2O_3 und Fe_2O_3 von der Summe $H_2O + CO_2$ in den untersuchten Vulkaniten.

Dabei wurden die wichtigsten Oxide gegen die Summe $H_2O + CO_2$ (als Maß für den Umwandlungsgrad) aufgetragen. Die gestrichelten Linien entsprechen dem Trendverlauf der Oxide (lineare Regressionsgrade). Die gepunkteten Linien entsprechen der jeweiligen Abreicherung der Oxide, die allein auf Zufuhr von $H_2O + CO_2$ beruhen.

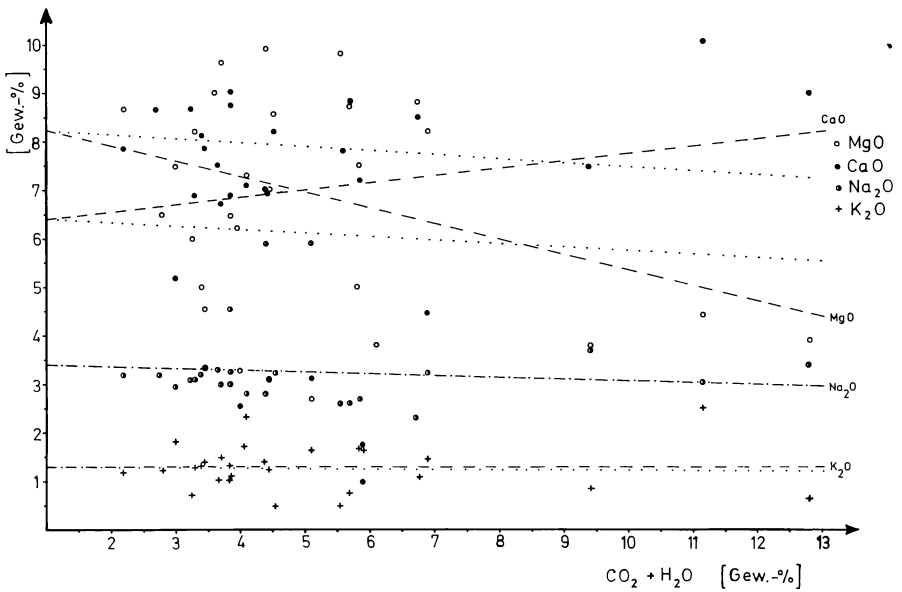


Abb. 17: Abhängigkeit der Oxide MgO, CaO und K_2O von der Summe $H_2O + CO_2$ in den untersuchten Vulkaniten.

Von den Hauptelementen werden bei den Effusivdecken und der Bärweiler Intrusion Ca, Mg und Si am stärksten umgelagert, während Fe nur eine geringe Verschiebung aufweist (Abb. 16 u. 17), was auch schon von WALGER (1958) bei den von ihm untersuchten Magmatiten festgestellt wurde.

Bei K, Na und Al liegen keine nennenswerten Verschiebungen vor (Abb. 16 u. 17).

Um eine der ursprünglichen chemischen Zusammensetzung der untersuchten Magmatite entsprechenden Nomenklatur zu finden, müßten bei der Auswertung ihrer chemischen Analysen folgende Punkte berücksichtigt werden:

1) Die besten Resultate erzielt man bei Proben, deren CO_2-Gehalt < 1 Gew.-% liegt.
2) Die aus den Diagrammen der Abb. 16 und 17 ermittelten K_2O-, Na_2O-, Al_2O_3- und Fe(total)-Gehalte zersetzter Proben nähern sich den ursprünglichen Werten. Demnach können ihre ± ursprünglichen Gehalte durch Umrechnung der chemischen Analysen auf H_2O- und CO_2-freie Basis ermittelt werden.
3) Die anderen Oxide verhalten sich unterschiedlich. Dabei ergeben sich bei Proben mit hohen Wasser- und CO_2-Gehalten zu niedrige SiO_2- und MgO-Werte und zu hohe CaO-Werte.

6.3. Verhalten der Hauptelemente in den untersuchten Vulkaniten

6.3.1 Sippencharakter

Das Diagramm $Na_2O + K_2O/SiO_2$ nach RITTMANN (1960) verdeutlicht, daß die untersuchten Vulkanite in der Nahe-Mulde der kalkalkalischen Sippe angehören (Abb. 18). Einige Proben fallen in Abb. 18 in den Alkali-Bereich. Dabei handelt es sich um Proben, die hohe CO_2-Gehalte aufweisen und deshalb unverhältnismäßig stark an SiO_2 verarmt sind.

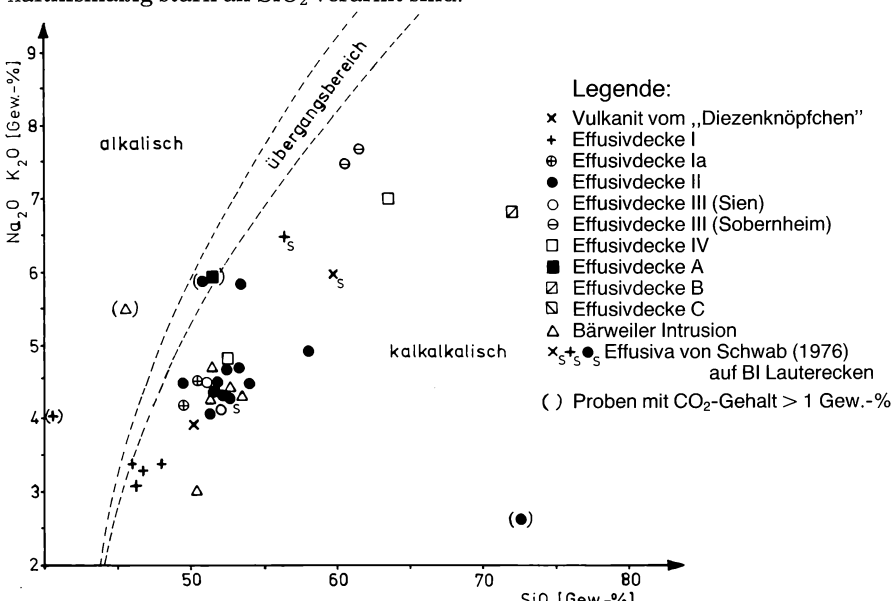


Abb. 18: Sippenzugehörigkeit der untersuchten Vulkanite nach RITTMANN (1960).

VINX (1974: 86), JUNG & VINX (1973: 199) halten die Gesamtheit der Saar-Nahe-Magmatite für Abkömmlinge einer kalkalkalischen Magmenreihe. HÄFNER (1977: 60) zählt die basischen Laven des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Odernheim und EMMERMANN & REE (1973: 56) die Andesite von Niederhausen zur kalkalkalischen Sippe. Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Gesteine gehören gleichfalls zur Kalkalkali-Reihe.

Im Diagramm $Na_2O + K_2O/SiO_2$ (Abb. 18) lassen sich drei Gesteinsgruppen unterscheiden. Die Effusivdecke I als alkali- und SiO_2-ärmstes Gestein. Dann folgen in einem geschlossenen Feld die Effusivdecken Ia, II, III (Sien), C und die Bärweiler Intrusion. Davon heben sich die Effusivdecken III (Sobernheim), IV und B als SiO_2- und alkalireichere Gesteine deutlich ab.

6.3.2. AFM-Dreieck

Das AFM-Dreieck verdeutlicht das Verhältnis der mafitbildenden Elemente Fe+Mn und Mg gegenüber den Alkalien, die normalerweise in die Restschmelze eingehen.

Genetisch verwandte Gesteine ordnen sich in eine Reihe, die von der FM-Linie zur Alkali-Ecke zieht. Die untersuchten Vulkanite ergeben mit den bisher analysierten Gesteinen aus der Nahe-Mulde (BAMBAUER 1960, VINX 1974: 86, MIHM 1975, HÄFNER 1977: 61) eine solche genetische Reihe (Abb. 19 u. 20).

Im AFM-Diagramm (Abb. 19) kommt der Fe-Mg-Reichtum der Effusivdecke I zum Ausdruck. Die Projektionspunkte der Effusivdecke II (Navite) zeigen einen Differentiationstrend von der MgO-Ecke in Richtung der AF-Geraden. Auch hier wie in den meisten geochemischen Diagrammen heben sich die Effusivdecken III (Sobernheim), IV und B aufgrund ihrer stärkeren Alkalianreicherung von den anderen untersuchten Vulkaniten ab (Abb. 19).

Im AFM-Dreieck der Abb. 19 und 20 trennt die gestrichelte Kurve nach einem Vorschlag von IRVINE & BARAGAR (1971) tholeiitische Serien, die in ihren basischen Anteilen starke Fe-Anreicherungen aufweisen (z. B. Hawaii, Skaergard) von kalkalkalischen Serien, die diese Anreicherung, zumindest in ihren intermediären und sauren Gliedern, nicht zeigen. So liegen die untersuchten Vulkanite mit den Vergleichsgesteinen in der Nahe-Mulde (BAMBAUER 1960, MIHM 1975) überwiegend im kalkalkalischen Bereich (Abb. 19 u. 20). Damit steht diese Einstufung der Gesteine in Einklang mit den im vorangegangenen Kapitel aufgeführten Auffassungen.

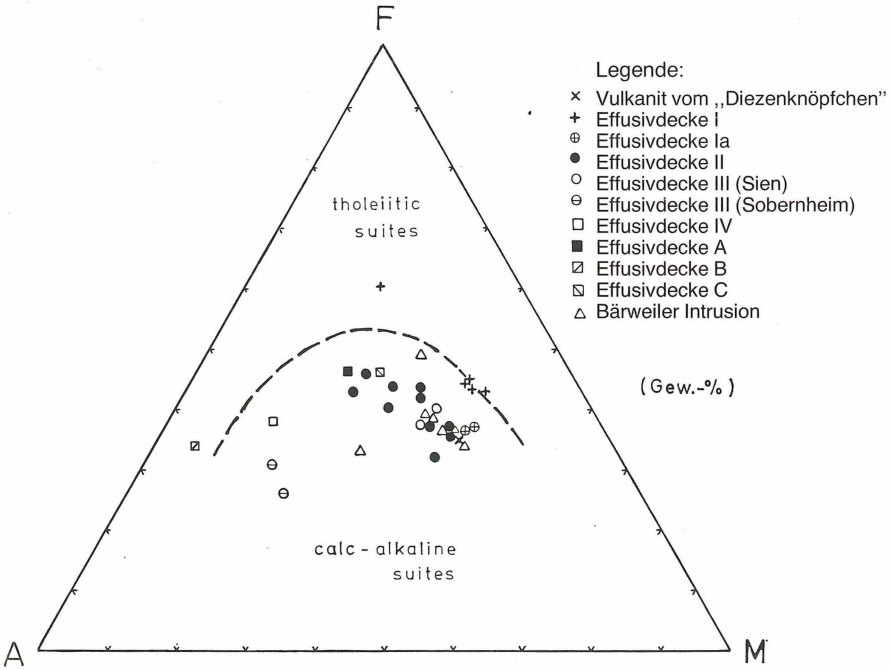


Abb. 19: Stellung der untersuchten Vulkanite im AFM-Dreieck. Sippeneinteilung nach IRVINE & BARAGAR (1971).

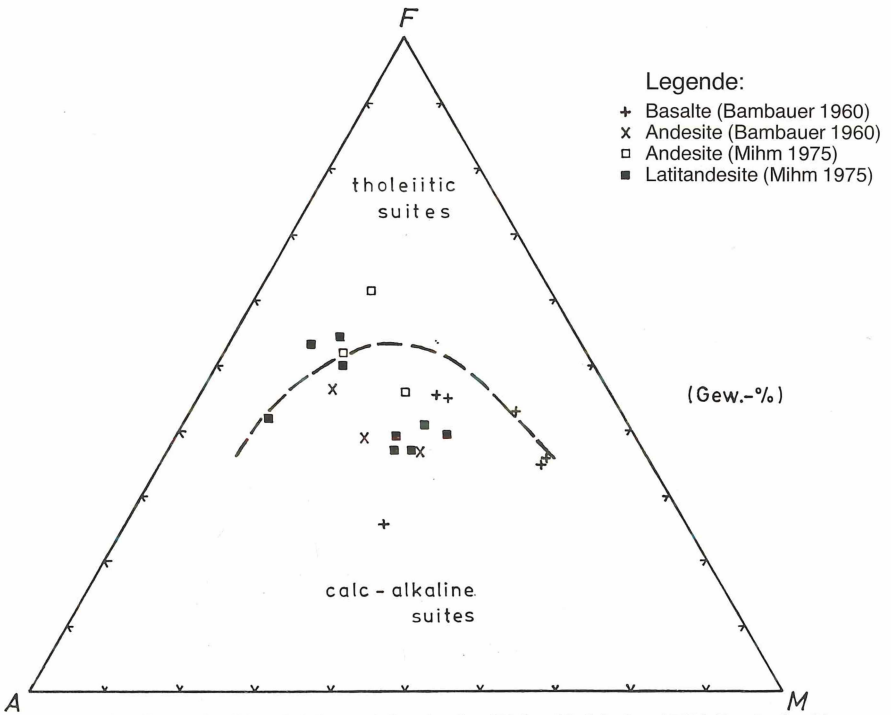


Abb. 20: Stellung der Vergleichsgesteine in der Nahe-Mulde im AFM-Dreieck. Sippeneinteilung nach IRVINE & BARAGAR (1971).

6.3.3. Entwicklungstrend bezüglich Na_2O, K_2O und CaO

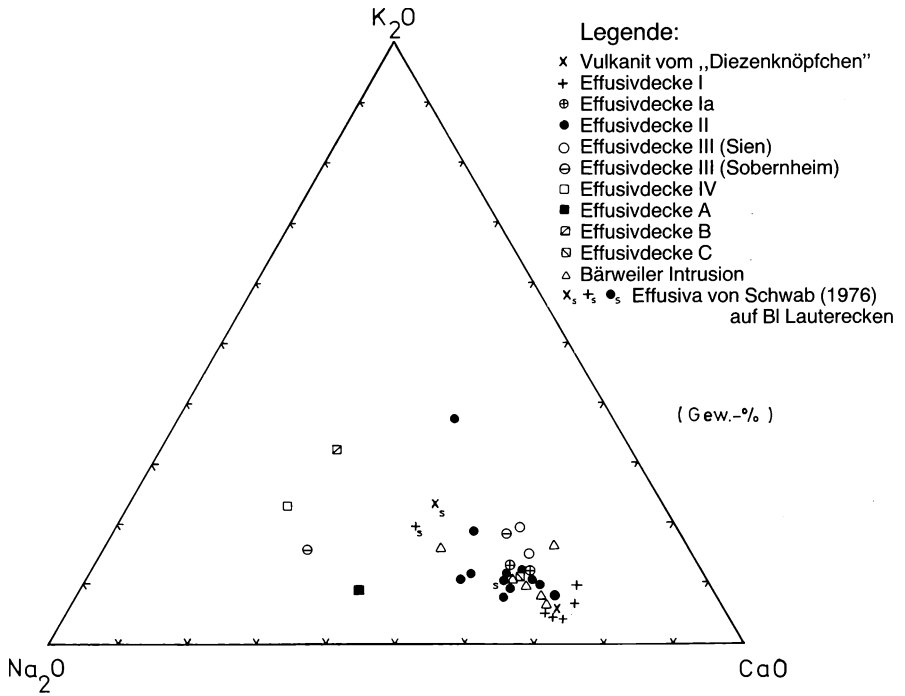


Abb. 21: Stellung der untersuchten Vulkanite im Dreieck $Na_2O - K_2O - CaO$.

Die untersuchten Vulkanite zeigen einen Entwicklungstrend von der CaO-Ecke in Richtung zur Alkali-Seite (Abb. 21). Dieser Trend kann auch bei den Vulkaniten von VINX (1974: 48) und HÄFNER (1977: 62) beobachtet werden.

6.3.4. Entwicklungstrend bezüglich $Al_2O_3 + MgO + CaO/SiO_2$

In diesem Diagramm werden die Elemente Al + Mg + Ca, die einem Magma durch die Kristallisation anorthitreicher Plagioklase und der frühen Mafite besonders zu Beginn der Hauptkristallisation entzogen werden, gegen SiO_2 in Beziehung gesetzt (VINX 1974: 89).

Die untersuchten Vulkanite lassen sich mit den Magmatiten von VINX (1974: 89) und den basischen Laven von HÄFNER mit seinen Vergleichsgesteinen (1977: 61) gut in einer gemeinsamen Entwicklungslinie zusammenfassen (Abb. 22).

In Abb. 22 ist eine allgemeine SiO_2-Zunahme von der Effusivdecke I über Ia, II, III (Sien) und C zu den intermediären Effusivdecken III (Sobernheim), IV und B bei Abnahme der Al-Mg-Ca-Oxide zu beobachten.

Die Gesteine der Bärweiler Intrusion und der Decke II nehmen unterschiedliche Positionen im Diagramm ein. Dies geht auf eine stärkere innere Differentiation des Intrusionskörpers bzw. der Decke II zurück.

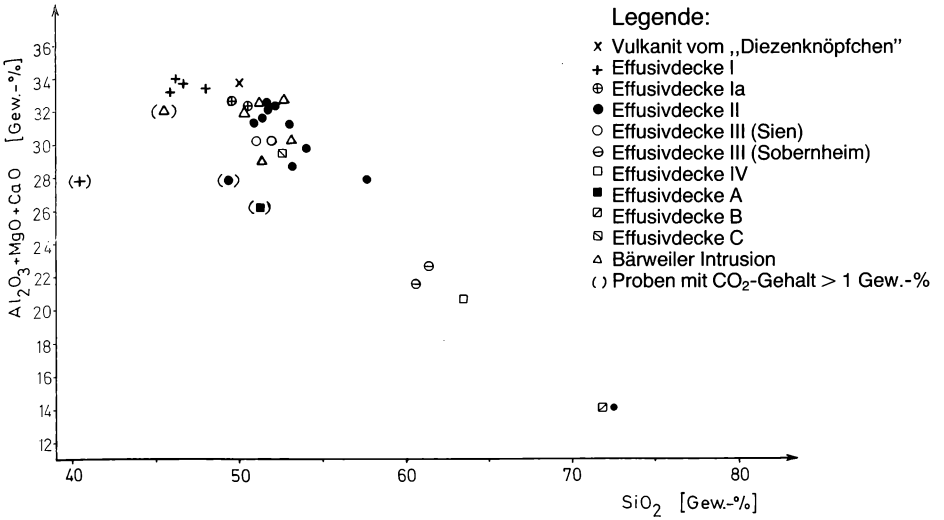


Abb. 22: Stellung der untersuchten Vulkanite im Diagramm Al_2O_3 + MgO + CaO/SiO_2 (nach WOLFF 1973).

6.3.5 Differentiationsindex D.I.

Nach BOWEN (1937) führt die Kristallisationsdifferentiation in Magmen zu Restschmelzen, die schließlich dem vereinfachten System SiO_2 – Na Al SiO_4 – K Al SiO_4 entsprechen. Ein Maß, inwieweit sich das ursprüngliche Magma diesem System angenähert hat, ist der Differentiationsindex (abgekürzt D.I.) nach THORNTON & TUTTLE (1960). Er wird als Summe der Norm des petrogenetischen Residualsystems (Qz, Or, Ab, Ne, Lc, Ks, Kp) berechnet.

Um die Frage der Kristallisationsdifferentiation der hier behandelten Vulkanite zu klären, wurde der Differentiationsindex D.I. der untersuchten Gesteine (s. Tab. 20) in der Nahe-Mulde gegen SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, Gesamteisen als FeO und die Summe der Alkalien in der Abbildung 23 aufgetragen. Aus der Darstellung geht hervor, daß die überwiegende Zahl der untersuchten Vulkanite sich auf einen kleinen Bereich innerhalb des D.I. beschränken (D.I. 25—59) und nur relativ wenig Analysen einen deutlich höheren D.I. aufweisen. Die aus dem Häufungsbereich herausfallenden untersuchten Vulkanite (D.I. 72—76, Abb. 23) könnten ein eigenes Stamm-Magma vortäuschen. Trägt man jedoch die bis jetzt publizierten Analysenergebnisse in das Diagramm ein (Abb. 23), so wird die Lücke zwischen den niedrigen und höheren D.I.-Werten der eigenen untersuchten Vulkanite geschlossen.

Die Projektionspunkte aller Analysen in ihrer Gesamtheit stellen eine kontinuierliche Differentiationsreihe dar. Demnach wäre zumindest für die hier vorgestellten Vulkanite aus dem Bereich der Nahe-Mulde ein einheitliches Stammmagma zu erwarten, was sich auch schon aus den bisher in geochemischen Kapiteln vorgestellten Diagrammen abzeichnet. Daraus ergibt sich, daß die Untersuchungsergebnisse verschiedener Magmatit-Vorkommen in der Nahe-Mulde im Kontext gesehen werden müssen, um irreführende Interpretationen bei den einzelnen Magmatit-Vorkommen zu vermeiden.

Da ein so großes Differentiationsspektrum von D.I. 25—92 kaum allein auf Vorgänge der Kristallisationsdifferentiation zurückgeführt werden kann, müs-

sen die hohen D.I.-Werte von 70—90 andere Ursachen haben, z. B. Assimilation, autohydrothermale Prozesse und Verwitterungseinflüsse kämen hierfür in Frage.

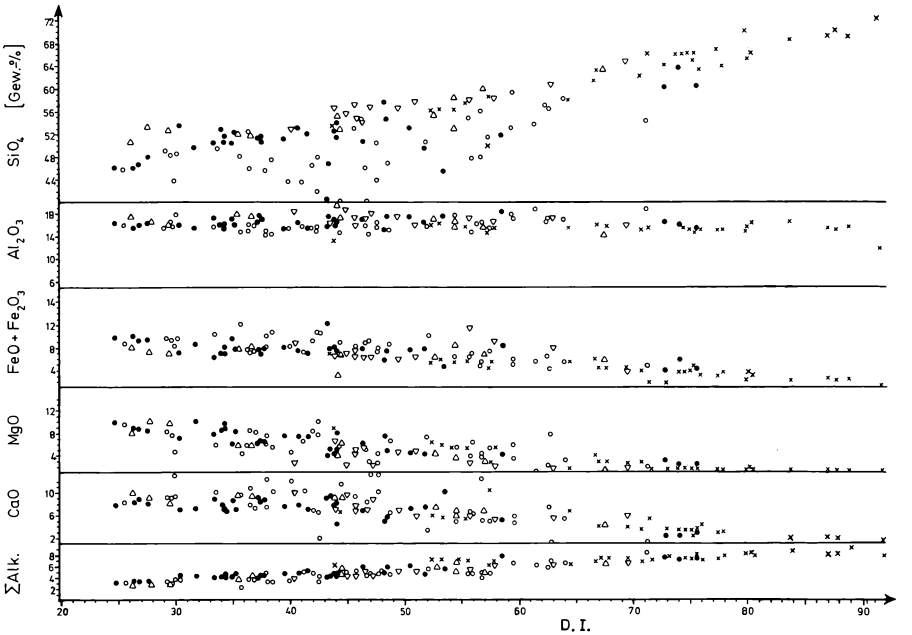


Abb. 23: Chemismus der untersuchten Vulkanite und anderer Effusivgesteine in der Nahe-Mulde in Abhängigkeit vom Differentiationsindex D.I.
● Untersuchte Vulkanite
○ Basische Effusivdecken HÄFNER's (1977)
X Lembergvulkanite (VINX 1974)
▲ Effusivdecken bei Idar-Oberstein (BAMBAUER 1960)
▼ Effusivdecken östlich Birkenfeld (MIHM 1975)

Die Projektionspunkte der Effusiva mit ophitischem Gefüge (Effusivdecke I und die ophitischen Effusiva von HÄFNER 1977) kommen in der Abbildung 23 an den Anfang der Differentiationsreihe zu stehen (vgl. D.I.-Werte auf Tab. 20). Dies geht aus den meisten anderen, in vorangegangenen Abschnitten vorgestellten, geochemischen Diagrammen ebenfalls hervor (Abb. 18, 19, 21, 22). Diese Beobachtung steht auch mit den petrographischen Untersuchungsergebnissen in Einklang (Kapitel 5.5.).

Vergleicht man die hier vorgestellten Gesteine mit den von JUNG (1967) untersuchten Palatiniten als einer Gruppe ebenfalls basischer Gesteine im Saar-Nahe-Gebiet, so weisen sie höhere D.I.-Werte (vorwiegend D.I.-Werte > 40) auf als die oben erwähnten ophitischen Effusiva. Demzufolge sind sie im Verhältnis zu den ophitisch strukturierten Magmatiten mit ausschließlich Olivin als Einsprengling petrographisch und geochemisch stärker differenziert. Dazu wurden auch die eigenen geochemischen Diagramme mit denen von JUNG (1967) und VINX (1974) verglichen.

Nach den bisherigen Ausführungen sind von allen Magmatiten im Saar-Nahe-Gebiet die ophitisch strukturierten Gesteine mit ausschließlich Olivin als

Einsprengling am geringsten differentiert. Sie stehen somit einem Stammagma des permischen Vulkanismus im Saar-Nahe-Gebiet am nächsten. Dies überdeckt sich mit Untersuchungsergebnissen von SCHWAB (1978) im SW-Teil des Saar-Nahe-Beckens; denn auch nach ihm stellen die ophitischen Magmatite (mit nur Olivineinsprenglingen) die „primitivsten" Magmen im Saar-Nahe-Gebiet dar.

6.4 Verhalten der Spurenelemente in den untersuchten Vulkaniten

Auf der Tabelle 7 sind die Mittelwerte der Spurenelementkonzentration für verschiedene Vulkanite aufgeführt, die in den nachfolgenden Abschnitten mit den eigenen Ergebnissen verglichen werden.

6.4.1 Rubidium

Rubidium, das kaum eigene Minerale bildet, kann statt des Kaliums im Gitter eingebaut werden (MASON 1952). Daher enthalten basische Gesteine niedrigere Rb-Gehalte als die sauren; dies geht auch aus den Tabellen 6 und 7 hervor.

Tab. 6: Die mittleren Rb- und K-Gehalte und K/Rb-Werte ($\bar{x}$) der untersuchten Vulkanite (Rb in ppm, K in Gew.-%).

Vulkanit	Vulk. v. „Diez."	I_L	I	I_a	II	III Sien	III Sob.	IV	A	B	C	B.I.
Rb	0	37	17	18	18	20	31	75	37	52	26	16
K	0.77	2.95	0.95	1.95	1.27	1.63	1.57	1.60	1.20	2.50	1.30	1.30
K/Rb	0	784	560	1083	710	820	510	210	350	480	500	810

Vulk. v. „Diez." = Vulkanit vom „Diezenknöpfchen", B.I. = Bärweiler Intrusion

Die ermittelten Rb-Gehalte stimmen mit den Werten von HÄFNER (1977: 63, $\bar{x}$= 34) für basische Effusivdecken in der Nahe-Mulde überein. Sie liegen damit niedriger als die Rb-Konzentrationen der bis jetzt untersuchten magmatischen Gesteine in der Nahe-Mulde (SIEGERS 1967, VINX 1974, GÖPEL 1977). Die K/Rb-Verhältnisse der untersuchten Vulkanite (Tab. 7) sind höher als diejenigen, die SIEGERS (1967) für verschiedene Vulkanite ($\bar{x}$ = 170) in der Nahe-Mulde angibt, und diejenigen, die VINX (1974: 95) für verschiedene Magmatite (Lembergvulkanite: $\bar{x}$ = 180—210, Palatinite und Tholeyite: $\bar{x}$ = 55—110) sowie GÖPEL (1977) für die Dacite des Bauwaldes ($\bar{x}$ = 258) im Saar-Nahe-Gebiet erzielt haben. Ein pauschaler Vergleich der Rb-Gehalte mit denen der Vulkanite von Lemberg und Bauwald (VINX 1974: 95, GÖPEL 1977: 37, 50) ist nicht angebracht, da sie saurer und alkalireicher sind (K_2O bis 5 Gew.-% und darüber, SiO_2 = 50—70 Gew.-%) als die hier untersuchten Gesteine und die basischen Effusivdecken von HÄFNER (1977). Daher liegen die Rb-Werte der Lemberg- und Bauwaldvulkanite höher.

Die Rb-Konzentration der untersuchten Vulkanite fallen in den Bereich, der von TAYLOR (1969) für Andesite (Rubrik 7—9 in Tab. 7) angegeben wird.

Tab. 7: Mittelwerte der Spurenelementkonzentrationen für verschiedene Vulkanite in ppm.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	26	34	75	60	96	14	10	31	88	145
Ba	1918	1166	615	445	115	200	110	270	400	600
Sr	337	262	414	425	328	430	215	385	620	285
Zn	75	103	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	144	170	109	465	40	85	44	56	3	10
Ni	38	82	27	225	25	28	15	18	3	4
Cu	26	28	17	50	35	60	55	54	40	10

1) Eigene Analysenergebnisse
2) Basische Effusivdecken (HÄFNER 1977)
3) Andesit SIEGERS (1967) (Mittelwerte aus 14 Analysen)
4) Basalt SIEGERS (1967) (Typ Algenrodter Friedhof, Mittelwerte aus 4 Analysen)
5) High-Al-Basalt TAYLOR (1969)
6) Low-Si Andesite TAYLOR (1969)
7) Low-K Andesite TAYLOR (1969)
8) Andesite TAYLOR (1969 a)
9) High-K Andesite TAYLOR (1969)
10) Granite (average) TAYLOR (1968)

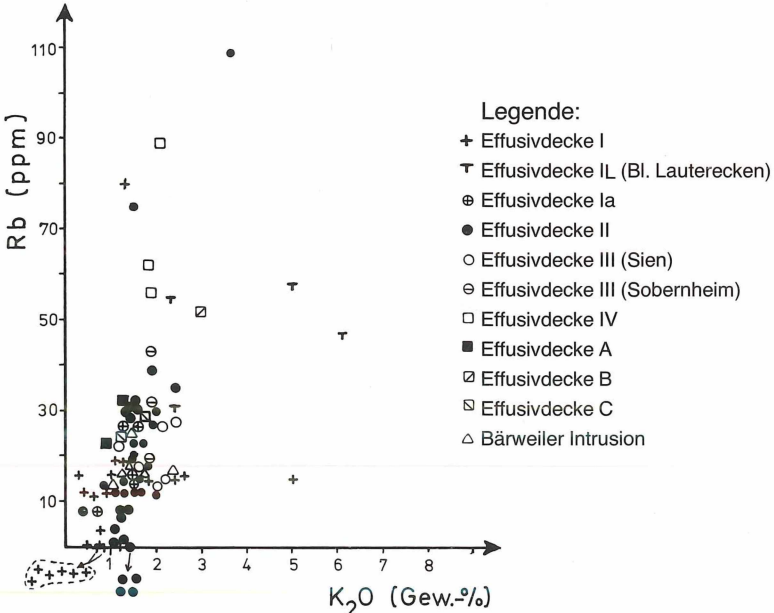


Abb. 24: Stellung der untersuchten Vulkanite im Diagramm Rb/K_2O.

Im Diagramm Rb/K_2O (Abb. 24) kommt die enge Beziehung des Rubidiums zum Kalium zum Ausdruck, was auf die genetische Zugehörigkeit der Vulkanite zu einer Gesteinsserie hinweist. Im Rb/K_2O-Diagramm zeichnet sich in den

untersuchten Vulkaniten (Abb. 24: Effusivdecke $III_{Sob.}$, IV, A, B,) ebenso wie in den basischen Effusivdecken von HÄFNER (1977: 65) und im Vulkanitkomplex des Bauwaldes (GÖPEL 1977: 51) gegen Ende der Differentiation ein Anwachsen des Rb-Gehaltes bei nahezu konstanten K-Werten ab, während in den Palatiniten und in den Lembergvulkaniten (VINX 1974: 94) mit zunehmender Differentiation K_2O- und Rb-Gehalt gleichmäßig ansteigen.

Bei basischen Gesteinen (Basalte, Olivinbasalte und Hawaite) bleibt das K/Rb-Verhältnis mit ansteigendem Kalium konstant; aber sobald das trachytische Stadium der Differentiation erreicht wird, fällt das K/Rb-Verhältnis bei etwa gleichbleibenden K-Gehalten scharf ab (ABBOTT 1967). Dies ist dadurch bedingt, daß die Feldspäte sich nur kurzfristig der eutektischen Schmelzzusammensetzung Or_{35} Ab_{65} in den Trachyten nähern. Bei einer weiteren Kristallisationsdifferentiation bewegt sich die Schmelzzusammensetzung in Richtung auf die Alkali-Rhyolithe, so daß in der Schmelze das Quarz-/Feldspat-Verhältnis auf das Minimum im System K Al Si_3 O_8 – Na Al Si_3 O_8 – SiO_2 ansteigt. Die K-Konzentration kann nicht weiter ansteigen, sondern sie wird leicht abfallen; Rubidium wird angereichert und das K/Rb-Verhältnis sinkt schnell ab (siehe dazu auch die Abb. 25: Effusivdecke $III_{Sob.}$, IV, A, B).

Im Diagramm K/Rb-Verhältnis zu K-Gehalt (Abb. 25) fällt auf, daß einige Proben auf zwei senkrechten Linien zu liegen kommen. Es ist Zufall, daß verschiedene Gesteine auf einer Linie liegen. Bei den Proben der Decke II, die sich auf einer Linie einordnen, nimmt bei konstantem K-Gehalt ihre Rb-Konzentration zu und damit das K/Rb-Verhältnis ab (Abb. 25).

Die Untersuchungen von GAST (1965) und STUEBER & MURTHY (1966) haben gezeigt, daß die ozeanischen Tholeiite mit weniger als 1 Gew.-% Kalium K/Rb-Verhältnisse bis zu 1500 haben können und daß es eine negative Korrelation zwischen dem K/Rb-Verhältnis und dem K-Gehalt gibt. Dies ist bei den untersuchten Vulkaniten in der Tab. 6 und in der Abb. 25 zu beobachten. Weiter ist in diesem Diagramm (Abb. 25) festzustellen, daß die untersuchten Vulkanite vorwiegend in einen Bereich fallen, der nach GAST (1968) für „abyssal Basalts" (= tholeiitische Basalte der mittelozeanischen Rücken) charakteristisch ist.

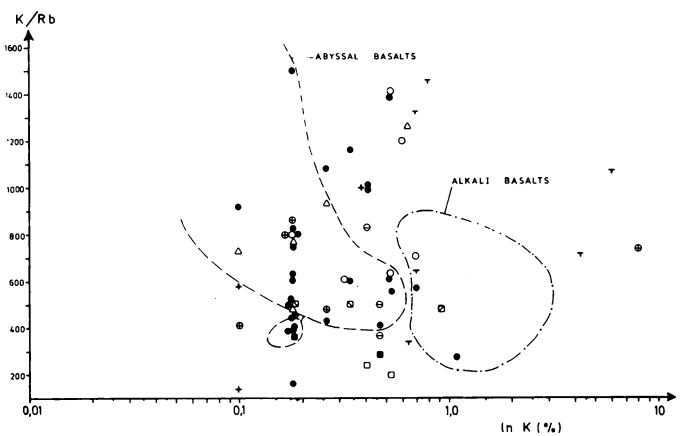


Abb. 25: Stellung der untersuchten Vulkanite im Diagramm K/Rb-Verhältnis zu K-Gehalt. Die Umrandungen der Felder für Alkali-Basalte etc. nach GAST (1968). Legende s. Abb. 24.

6.4.2 Barium

Barium ersetzt in Magmatiten aufgrund ähnlicher Ionenradien und Elektronegativität vor allem Kalium (MASON 1952).

Die Ba-Gehalte der untersuchten Vulkanite sind in der Tab. 8 zusammengefaßt. Sie liegen relativ höher als die Ba-Konzentrationen, die SIEGERS (1967) für Effusiva des Saar-Nahe-Gebietes und sehr viel höher als die von TAYLOR (1969 a) für „High-Al-Basalte" und verschiedene Andesite (Tab. 7), von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) und RÖSLER & LANGE (1965) für Basalte ($\bar{x}$ = 330 ppm) angegebenen Werte. Die Ba-Konzentrationen übertreffen sogar z. T. die, die von FLANAGAN (1967: 293) für Granite angegeben werden.

Tab. 8: Mittlere Ba-Konzentrationen ($\bar{x}$) der untersuchten Vulkanite (in ppm).

	Vulk.v. „Diez."	I_L	I	Ia	II	III Sien	III Sob.	IV	A	B	C	B.I.
Ba	3839	1751	1986	1949	1927	2082	1471	1353	1501	2073	1966	1576

HÄFNER (1977: 63) untersuchte ebenfalls basische Effusiva in der Nahe-Mulde und erzielte gleichfalls relativ hohe Barium-Werte ($\bar{x}$ = 1166 ppm). COSGROVE (1972) ermittelte für basische paläozoische Vulkanite in Devonshire ebenfalls sehr hohe Ba-Konzentrationen (bis 5000 ppm), die er auf eine „wall-rock-reaction" (Reaktion des Nebengesteins mit dem Magma) im Sinne von GREEN & RINGWOOD (1967 b) zurückführt.

6.4.3 Strontium

In den magmatischen Gesteinen vertritt das Strontium gewöhnlich das Calcium. NOCKOLDS & ALLEN (1959) vermuten ferner die Ersetzbarkeit des Strontiums durch Kalium, die aber von TUREKIAN & KULP (1956) und RINGWOOD (1955) für unwahrscheinlich gehalten wird.

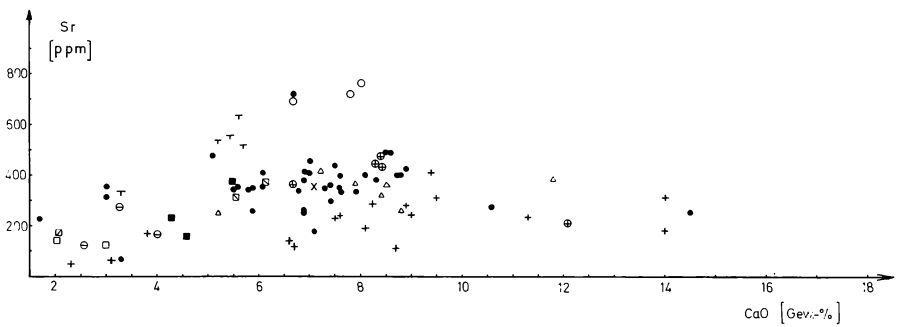


Abb. 26: Schwach positive Korrelation von Sr und CaO.
Legende s. Abb. 24

Die untersuchten Vulkanite zeigen in Übereinstimmung mit den Tholeiiten und Palatiniten (VINX 1974: 100) und den Effusiva von HÄFNER (1977: 68) in der Nahe-Mulde eine schwache positive Korrelation von Sr und Ca (Abb. 26). Dagegen ist bei den von SIEGERS (1967: 47) und GÖPEL (1977: 51) untersuchten Mag-

matiten, sowie bei den Lembergvulkaniten (VINX 1974: 100) eine stärkere positive Korrelation der Elemente Sr und Ca festzustellen.

Die Sr-Konzentration der untersuchten Vulkanite sind der Tab. 9 zu entnehmen.

Tab. 9: Mittlere Sr-Konzentrationen ($\bar{x}$) der untersuchten Vulkanite (in ppm).

	Vulk.v. „Diez."	I_L	I	Ia	II	III Sien	III Sob.	IV	A	B	C	B.I.
Sr	356	450	228	382	356	598	192	145	256	172	339	325

Die Sr-Gehalte bleiben in allen Gesteinen einer Serie annähernd gleich. Aber in einigen kalkalkalischen Serien (NOCKOLDS & ALLEN 1956) konnte nachgewiesen werden, daß die Sr-Konzentrationen in den sauer werdenden Differentiaten (Tab. 9: Effusivdecke $III_{Sob.}$, IV, B), plötzlich absinken. Dieser Trend wurde auch von SIEGERS (1967: 45) festgestellt und gilt auch für die untersuchten Vulkanite.

Vergleicht man die mittleren Sr-Gehalte der untersuchten Gesteine mit den Werten auf Tab. 7, so liegen der Vulkanit vom „Diezenknöpfchen", die Bärweiler Intrusion, die Effusivdecke II und C im Bereich des „High-Al-Basalt" von TAYLOR (1969) und der Durchschnittswerte von TUREKIAN & KULP (1956) für Basalte (310 ppm). In diesen Bereichen fallen auch die Navite von SIEGERS (1967: 45) hinein. Erwähnenswert ist dabei noch, daß alle der fünf erwähnten Vulkanite ähnliche Gefüge (porphyrisch) und Mineralbestände haben (Tab. 5). Die Effusivdecke Ia liegt in der Nähe der Andesite von SIEGERS (1967) und TAYLOR (1969 a) und der „Low-Si-Andesite" von TAYLOR (1969, Tab. 7).

Die Effusivdecke A mit $\bar{x}$ = 256 ppm ist mit „Low-K-Andesite" und die Decke III_{Sien} mit $\bar{x}$ = 598 ppm mit „High-K-Andesite" von TAYLOR (1969) zu vergleichen.

Tab. 10: Mittlere Sr-Konzentration einiger Basalte nach WEDEPOHL (1961) (Tab. aus SIEGERS 1967: 42).

Tertiäre Olivin-Alkali-Basalte (18 Vorkommen)	1000 ppm
Tholeiitische Basalte (3 Vorkommen)	410 ppm
Tholeiitische Basalte	310 ppm

Die Olivin-Alkali-Basalte enthalten 2- bis 3fach höhere Sr-Gehalte als die tholeiitischen Basalte, obgleich sie sich in ihren Ca-Gehalten nur unwesentlich voneinander unterscheiden (Tab. 10). Aus dem Vergleich der Ergebnisse mit den in der Tab. 9 aufgeführten Werten wird deutlich, daß die untersuchten Vulkanite wegen ihrer Sr-Konzentrationen zu den tholeiitischen Gesteinen zu rechnen sind. Diese Ergebnisse stimmen mit den Untersuchungen von NOCKOLDS & ALLEN (1956, 1959) gut überein. Aus dem Rahmen fallen nur die Werte der Siener Lava mit 598 ppm. Die Sr-Gehalte sämtlicher von NOCKOLDS & ALLEN (1956, 1959) untersuchten tholeiitischen Serien liegen nicht höher als 400 ppm. In dieses Bild passen auch die Sr-Werte, die von HÄFNER (1977 im Anhang S. 57—59) für die basischen Effusiva und von VINX (1974: 103) für die Palatinite und die Gesteine von Bauwald und Tholey angegeben werden, sowie die von SIEGERS (1967) für die untersuchten Effusiva allgemein ermittelten Werte von 130—500 ppm Strontium.

6.4.4 Zink

In den magmatischen Gesteinen wird Fe^{3+} und teilweise Mg^{2+} von Zn vertreten (GHOSE & TROFIMOV 1972: 196).

Im allgemeinen liegen die Zn-Gehalte bei den basischen Vulkaniten bei 100 ppm (RANKAMA & SAHAMA 1950). Die ermittelten Zn-Konzentrationen der untersuchten basischen Vulkanite (Tab. 11) weisen annähernd gleiche Werte auf. Sie zeigen eine geringere Streuung als die Werte der basischen Effusivdecken von HÄFNER (1977). Nur in drei Fällen fallen die Zn-Werte aufgrund hoher CO_2-Gehalte aus dem gesamten Streubereich der Proben heraus, sie werden dann bei der Auswertung nicht berücksichtigt (Tab. 20: P_{44} = 149 ppm, P_{108} = 187 ppm, P_{110} = 179 ppm).

Tab. 11: Mittlere Zn-Konzentrationen ($\bar{x}$) der untersuchten Vulkanite (in ppm).

	Vulk. v. „Diez."	I	Ia	II	III Sien	III Sob.	IV	A	B	C	B.I.
Zn	95	77	80	76	90	60	72	54	39	70	79

Die Effusivdecken zeigen in ihren mittleren Zn-Gehalten je nach ihrer Basizität geringe Unterschiede, wobei die Werte bei den basischeren Effusivdecken höher sind (Tab. 11). Die Effusivdecken I_L und I von den TK 25 Bl. Lauterecken und Sobernheim weisen in ihren Zn-Konzentrationen im Gegensatz zu den anderen untersuchten Spurenelementen weder in der Streuung noch im Mittelwert einen Unterschied auf. Der in der Tab. 11 angegebene Mittelwert entspricht etwa den Werten dieser beiden Effusivdecken.

6.4.5 Chrom

Die Elemente Magnesium, Eisen und Aluminium können durch Chrom ersetzt werden. Über eine stärkere Beziehung des Chroms zu Eisen oder zu Magnesium sind die jeweiligen Autoren unterschiedlicher Meinung. Nach KERN (1968) besteht die wichtigste Beziehung des Chroms zu Magnesium und Aluminium, während RINGWOOD (1955) und WAGER & MITCHEL (1948, 1950) betonen, daß während der Fraktionierung eines basischen Magmas Cr^{3+} das Fe^{3+} ersetzt.

NOCKOLDS & ALLEN (1956, 1959) und SIEGERS (1967) sprechen sich auch für eine stärkere Betonung der Beziehung von Fe zu Cr aus.

Tab. 12: Mittlere Cr-Konzentrationen ($\bar{x}$) der untersuchten Vulkanite (in ppm).

	Vulk. v. „Diez."	I_L	I	Ia	II	III Sien	III Sob.	IV	A	B	C	B.I.
Cr	197	12	187	196	156	181	201	14	40	42	36	158

Wie es aus der Tabelle 12 hervorgeht, sind die mittleren Cr-Konzentrationen der einzelnen Effusivdecken sehr unterschiedlich.

Die Effusivdecken I und I_L (TK 25 Bl. Lauterecken) unterscheiden sich eindeutig aufgrund ihrer Cr-Konzentrationen (Tab. 12). Die Effusivdecke II und die Bärweiler Intrusion (Navite) stimmen weitgehend in ihrem Gefüge, Mineralbestand und Gesamtchemismus überein; sie zeigen auch gleiche Cr-Gehalte (Tab. 12).

Die mittleren Cr-Konzentrationen der untersuchten Vulkanite I, Ia, III_{Sien} und der Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" (Tab. 12) entsprechen den Werten für Basalte (CARR & TUREKIAN 1960: 170 ppm; TAYLOR 1969 a: 200 ppm). Demnach würden die niedrigeren Cr-Werte der untersuchten Navite (Tab. 12: II, B.I.) für basaltische Andesite sprechen, was auch mit ihrem Gesamtchemismus übereinstimmen würde. Die Streuung der Cr-Gehalte der untersuchten Navite (II: 36—276 ppm, B.I.: 113—201 ppm) fällt gut mit den Werten von SIEGERS (1967: 56) für Andesite und Navite der Saar-Nahe-Senke zusammen (120—300 ppm).

Die Cr-Konzentrationen der übrigen Vulkanite sind weit niedriger und sie sprechen für Gesteine mit saurem Gesamtchemismus (Tab. 12: IV, A, B). Wie aus der Tabelle 12 zu ersehen ist, können bestimmte Vulkanite allein aufgrund ihrer Cr-Gehalte nicht eindeutig voneinander getrennt werden. Aber generell lassen sich basische und intermediäre Magmatite als Gruppen gut voneinander unterscheiden.

Die günstige Variationsbreite der Cr-Konzentrationen in den einzelnen Effusivdecken stimmt besonders gut in den basischen Vulkaniten mit ihrem Gesamtchemismus überein und sie führt unter Berücksichtigung ihrer stratigraphischen Position im Gelände zu relativ guten Unterscheidungsmöglichkeiten.

Eine Ausnahme bilden die Effusivdecken III (Sobernheim) und C, deren Cr-Gehalte mit ihrem Gesamtchemismus nicht in Einklang stehen (Tab. 12). Die Effusivdecke C (nur 2 Werte), ein Andesit, enthält mit $\bar{x} = 36$ ppm zu wenig und die Effusiva III (Sobernheim) (nur 2 Werte), ein trachytisches Gestein, mit $\bar{x} = 201$ ppm zu viel Chrom. Wegen der geringen Anzahl der Analysen (2 Analysen je Decke) können hier keine weiteren Rückschlüsse aus diesen Werten gezogen werden.

Tab. 13: Cr-Konzentrationen (in ppm)

	KERN (1968)	FRÖHLICH (1960)	WEDEPOHL (1961)
Olivin-Alkali-Basalte	320 (250—1060)	320 (254—418)	330
Tholeiit-Basalte	170 (63—257)	60 (35—125)	220

Wie aus der Tab. 13 hervorgeht, und wie auch WEDEPOHL (1961) betont, sind die Schwankungsbereiche der Cr-Gehalte der Olivin-Alkali- und der Tholeiit-Basalte verhältnismäßig hoch. Immerhin ist die Tendenz zur Anreicherung des Chroms in olivinalkalibasaltischen Gesteinen deutlich (Tab.13).

Vergleicht man die Cr-Konzentrationen der untersuchten Vulkanite (Tab. 12) mit den Mittelwerten der in Tab. 13 dargestellten Gesteine, so zeigt sich, daß die basischen Effusivdecken, der Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" und die Bärweiler Intrusion aufgrund ihrer Cr-Gehalte im Bereich des von WEDEPOHL (1961) genannten Durchschnittswertes für Tholeiitbasalte liegen.

6.4.6 Nickel

Nickel kann Mg^{2+} oder Fe^{2+} in den magmatischen Gesteinen ersetzen (RANKAMA & SAHAMA 1950, RINGWOOD 1955).

Das Element Nickel reichert sich in den dunklen Gemengteilen der Gesteine an, während die Feldspäte fast völlig frei von Ni sind (SIEGERS 1967: 61). Demnach enthalten basischere Gesteine höhere Ni-Konzentrationen. Die ermittelten Ni-Gehalte der Effusivgesteine sind in der Tab. 14 zusammengestellt.

Tab. 14: Mittlere Ni-Konzentrationen ($\bar{x}$) der untersuchten Vulkanite (in ppm).

	Vulk. v. „Diez."	I_L	I	Ia	II	III Sien	III Sob.	IV	A	B	C	B.I.
Ni	164	15	46	50	39	63	19	14	16	2	30	38

Die Streuung der ermittelten Ni-Gehalte schwankt zwischen 10—72 ppm; sie ist damit geringer als die bei den von SIEGERS (1967) untersuchten Vulkaniten. Eine Ausnahme bildet die Effusivdecke B mit 2 ppm bzw. der Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" mit 164 ppm. Ihre Ni-Gehalte nähern sich denen von TAYLOR (1968) und TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) für Granite (4 ppm), bzw. dem von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) für Basalte (130 ppm).

Die geringen Schwankungen der Ni-Konzentrationen weisen darauf hin, daß Ni während der autohydrothermalen Umwandlungsprozesse und der Verwitterungsvorgänge relativ immobil geblieben ist.

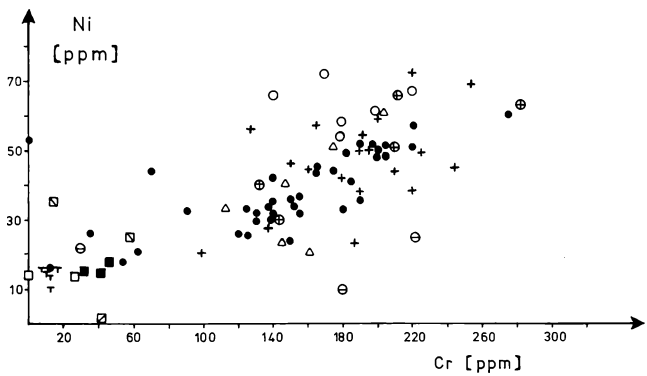


Abb. 27: Kovariante Beziehung von Chrom und Nickel in den untersuchten Vulkaniten der Nahe-Mulde. Legende s. Abb. 24.

In der Abb. 27 werden die kovarianten Beziehungen von Nickel und Chrom dargestellt.

In diesem Diagramm unterscheiden sich die beiden Effusivdecken I_L und I klar.

Die Pojektionspunkte der untersuchten Vulkanite sowie der basischen Effusivdecken von HÄFNER (1977: 72) fallen im Diagramm Ni/Cr (Abb. 27) in einen Bereich, der nach GAST (1968: 1069) für „oceanic tholeiites" charakteristisch ist.

6.4.7 Kupfer

Kupfer, das nach WEDEPOHL (1962) in magmatischen Gesteinen fast nur als Sulfid vorkommt, kann nach GHOSE & TROFIMOV (1972: 196) in Silikaten Fe^{2+} ersetzen.

Die Cu-Gehalte der untersuchten Vulkanite sind in der Tab. 15 zusammengestellt.

Tab. 15: Mittlere Cu-Gehalte ($\bar{x}$) der untersuchten Vulkanite (in ppm).

	Vulk. v. „Diez."	I_L	I	Ia	II	III Sien	III Sob.	IV	A	B	C	B.I.
Cu	33	11	33	28	29	18	15	12	17	6	9	42

Wie aus der Tab. 15 ersichtlich ist, eignen sich die mittleren Cu-Konzentrationen besonders zur Unterscheidung der Basizität der einzelnen untersuchten Vulkanite.

Die beiden Effusivdecken I und I_L (TK 25 Bl. Lauterecken), die sich im Gefüge und Gesamtchemismus unterscheiden, weisen auch in ihrem Cu-Gehalt große Unterschiede auf. Die mittleren Cu-Gehalte der basischen Effusivdecken I, Ia, II und des Vulkanits vom „Diezenknöpfchen" beträgt zwischen $\bar{x} = 28$—33 ppm; sie entsprechen damit den Werten von WEDEPOHL (1962) für Diorite und Andesite (25—30 ppm) und den Werten von TAYLOR (1969) für „High-Al-Basalt" (35 ppm). Sie stimmen mit den Ergebnissen von HÄFNER (1977: 66) für basische Effusivdecken zwischen Alzey und Odernheim (28 ppm) überein.

Der mittlere Cu-Gehalt der Bärweiler Intrusion beträgt $\bar{x} = 42$ ppm und entspricht dem des „High-K-Andesite" (40 ppm) von TAYLOR (1969).

Die mittleren Cu-Gehalte der übrigen Effusivdecken sind eindeutig niedriger (Tab. 15). Sie sind mit den mittleren Cu-Konzentrationen von SIEGERS (1967) für Andesite im Saar-Nahe-Gebiet (17 ppm), von TAYLOR (1968) für Granite (10 ppm) und von WEDEPOHL (1962) für Granite (8 ppm) vergleichbar.

6.4.8 Zusammenfassende Ergebnisse der Spurenelementanalyse

Nach den Analysenergebnissen erwiesen sich die Elemente Cr, Ni, Cu und Zn (eventuell Sr) gegenüber autohydrothermalen Prozessen und Verwitterungseinflüssen verhältnismäßig immobil. Einige stark abweichende Werte wurden bei der Trendermittlung nicht berücksichtigt. Ihre mittleren Gehalte nähern sich bzw. entsprechen den primären Konzentrationen der Spurenelemente in den untersuchten Vulkaniten, da sie durch die große Probenanzahl statistisch gesichert sind und geringe Schwankungen aufweisen. Dagegen verhält sich Rubidium gegen Umwandlungseinflüsse mobil.

Wie schon im Kapitel 6.4.2 ausgeführt wurde, entsprechen die hohen Ba-Konzentrationen der untersuchten Vulkanite nicht den primären Gehalten, wobei eine Nebengesteinsreaktion so gut wie sicher ist.

An Hand der Ergebnisse der Spurenelementanalyse läßt sich innerhalb der untersuchten Gesteinsserie ein Trend der Spurenelementverteilung erkennen. Chrom, Nickel, Kupfer, Zink und Strontium sind hauptsächlich in den basaltisch-andesitischen Gesteinen vertreten, während Rubidium in den sauren Gesteinen stärker konzentriert ist. Insofern lassen sich die untersuchten Vulkanite

mit Hilfe ihrer Spurenelementverteilung in basische und saure Gesteinstypen unterscheiden.

Als Beispiel können die Lavaserien II und III im Sinne von LORENZ (1973) (bei Sobernheim, siehe geol. Karte) auf dem SE-Flügel der Nahe-Mulde angeführt werden, die sich durch einen stark voneinander abweichenden Chemismus auszeichnen. Dabei zeigt die Lavaserie II (Vulk. v. „Diezenknöpfchen", Decken I, Ia, II) mit basischem Chemismus höhere Ni-, Cu- und Sr- (z. T. Cr-) Werte als die Lavaserie III (Decken $III_{Sob.}$, IV, siehe Tab. 9, 12, 14, 15)

Eine Trennung der verschiedenen Gesteinstypen (Effusivdecken) innerhalb des basischen bzw. sauren Bereiches allein mit den numerischen Ergebnissen der Spurenelementanalyse ist jedoch nicht möglich, selbst wenn die Spurenelementverteilung statistisch gesichert ist. Erst die Darstellung in Diagrammen mit zwei oder mehr kovarianten Elementen ermöglicht die Trennung verschiedener Gesteinstypen innerhalb des basischen bzw. sauren Bereiches.

In Verbindung mit der Kenntnis der petrographischen Zusammensetzung und dem Gesamtchemismus ist die Spurenelementanalyse (immobile Elemente) jedoch auch hier eine wertvolle Stütze in der stratigraphischen Korrelierung und Trennung der Effusivdecken.

Beispielhaft sind die Effusivdecken I und I_L zu erwähnen, die nach der geologischen Kartierung im gleichen lithostratigraphischen Niveau auftreten. Nach der näheren Untersuchung sind sowohl Unterschiede in der Petrographie, im Gesamtchemismus als auch in der Spurenelementverteilung festzustellen, wodurch sie nicht einer Effusivdecke zugeordnet werden können.

Der Versuch einer Kennzeichnung des Stammagmas der untersuchten Vulkanite als Gesteine tholeiitischen Charakters wurde mit den Elementen Rb, Sr, Cr und Ni unternommen. Daraus ergibt sich folgendes Ergebnis:

1. Nach dem Diagramm K/Rb-Verhältnis zu K (Abb. 25) nach GAST (1968) sind die untersuchten Vulkanite als Tholeiitbasalte einzustufen.
2. Die von WEDEPOHL (1961) publizierten niedrigen Sr-Gehalte von tholeiitischen Gesteinen treffen für die untersuchten Magmatite zu (Tab. 9 und 10).
3. Die in den untersuchten Magmatiten festgestellten, relativ niedrigen Cr-Gehalte werden von zahlreichen Autoren (siehe Tab. 12, 13) für Tholeiitbasalte gefordert.
4. Im Diagramm Ni/Cr nach GAST (1968) liegen die untersuchten Gesteine zum größten Teil im „oceanic tholeiit"-Bereich.
5. Nach SCHROLL (1976: 141—142) nimmt das K/Rb-Verhältnis von Tholeiitbasalten über Olivinbasalte bis zu kalireichen Gesteinstypen, wie Leucititen, von 3000 auf 50 ab. Dabei beträgt der mittlere K/Rb-Wert für ozeanische Tholeiite 870; dies stimmt mit den ermittelten Ergebnissen überein (siehe Tab. 6).

GREEN & RINGWOOD (1967b) haben die geochemischen und mineralogischen Kriterien der Entstehung basaltischer Magmatite durch Hochdruck- und Temperaturexperimente ermittelt. Nach ihrer Studie sollen die Basalte durch teilweise Aufschmelzung des Pyrolits (1 Teil Basalt und 3 Teile Peridotit), also des Materials, das nach ihrer Meinung den oberen Mantel bildet, entstehen. Sie beobachteten in ihren Experimenten die Entwicklung der Reihe: Al-reicher Tholeiit ⟶ Normaltholeiit ⟶ Quarztholeiit bei einem Druck von 9 kb und

einer Temperatur von 1150° C als Ergebnis einer 25%igen Teilaufschmelzung des Pyrolits. Das würde einer Tiefenlage von 20—35 km entsprechen. Nach GREEN & RINGWOOD (1967b) fällt es auf, daß bei manchen Basalten einige Elemente (vor allem Spurenelemente) überdurchschnittlich angereichert sind. Es handelt sich vor allem um die Elemente K, Rb, Sr, Ba, P, U, Zr u. a., also um Elemente, die in Olivine und Al-reiche Pyroxene nicht eingebaut werden können. Sie werden deshalb „incompatible elements" genannt. Demnach dürfen sie in den Basalten nach deren mineralogischer Zusammensetzung zu urteilen nicht konzentriert auftreten. Sind aber die „incompatible elements" in einem Basalt überdurchschnittlich angereichert, so wird diese Erscheinung darauf zurückgeführt, daß die fraktionierte Kristallisation von einer „wall-rock-reaction" (= Reaktion des Nebengesteines mit dem Magma) überlagert bzw. begleitet wird. Dabei entnimmt das Magma dem ungebenden Gestein die am ehesten extrahierbaren Elemente („incompatible elements"). Bei dem die Schmelze umgebenden Gestein wird es sich kaum um die verbleibende kristalline Phase des Pyrolits, eher um Gesteine der unteren Kruste handeln. Voraussetzung dafür ist in jedem Fall die annähernd gleiche Temperatur der miteinander reagierenden Gesteine bzw. Schmelzen. Die „incompatible elements", z. B. K, Rb und Sr, werden vor allem im Gitter des Plagioklases eingebaut. Dieser ist nun bei niedrigen Drücken, d. h. einer Tiefenlage von ca. 15—35 km, die wichtigste stabile Phase in dem „Nebengestein" der Schmelze in einer Magmakammer. Daraus wird gefolgert, daß bei „wall-rock-reaction" in niedrigeren Tiefen eine überdurchschnittliche Anreicherung der „incompatible elements" im Magma denkbar wäre. So wird nach GREEN & RINGWOOD (1967b) bei Verhältnissen von $K/Sr < 30$ und $Rb/Sr < 0.07$ eine Entstehung bei großen Drücken, also in großen Tiefen (ca. $\geqslant 35$ km) vermutet. Ein Verhältnis von $K/Sr > 30$ und $Rb/Sr > 0.07$ spricht für Vorgänge in einer niedrigen Tiefenlage (ca. 15—35 km). Werden nun die untersuchten Vulkanite in der Nahe-Mulde an diesen Maßstäben gemessen (Tab. 16), so zeigt sich, daß die „incompatible elements" in den intermediären bis sauren Effusivdecken III (Sobernheim), IV, A, B, C und den Naviten angereichert sind und demzufolge bei niedrigen Drücken vom Magma aufgenommen worden sein müssen, also eine „wall-rock-reaction" die Ursache der hohen Konzentrationen zu sein scheint. Da die Moho-Diskontinuität in der Saar-Nahe-Senke in einer Tiefe von etwa 30 km liegt (MEISSNER & VETTER 1974), wird vermutet, daß sich die „walk-rock-reaction" im Sinne GREEN & RINGWOOD (1967b) etwa zwischen oberem Mantel und Sial vollzogen hat.

Tab. 16: Mittlere K/Sr- und Rb/Sr-Verhältnisse der untersuchten Vulkanite.

$\bar{x}$	I	Ia	II	III Sien.	III Sob.	IV	A	B	C	B.I.
K/Sr	28	29	36	30	73	110	49	145	39	34
Rb/Sr	0.05	0.05	0.05	0.03	0.16	0.52	0.14	0.30	0.08	0.05
	K/Sr (gesamt): $\bar{x} = 38$				Rb/Sr (gesamt): $\bar{x} = 0.08$					

Die generell niedrigeren K/Sr- und Rb/Sr-Werte der übrigen untersuchten Vulkanite weisen auf weniger ausgeprägte bzw. fehlende „wall-rock-reaction" hin (Tab. 16).

Das Rb/Sr-Verhältnis stellt nach anderen Autoren (FAURE & HURLEY 1963, HURLEY 1968, SIGHINOLFI 1969: SCHROLL 1976: 135) auch ein wichtiges geochemisches Unterscheidungsmerkmal zumindest für die Oberkruste dar:

Kruste	Oberkruste	0.25
	Unterkruste	0.03—0.09
Mantel		0.02—0.04

Vergleicht man die Werte mit den ermittelten Rb/Sr-Verhältnissen in der Tab. 16, so liegt folgender Schluß nahe:

1. Alle untersuchten Vulkanite stammen aus dem Bereich oberer Mantel/Unterkruste.
2. Von allen untersuchten Gesteinen entsprechen eher die Vulkanite mit den niedrigeren Rb/Sr-Werten annähernd der Zusammensetzung eines Stammmagmas, das durch partielle Aufschmelzung aus Mantelmaterial gebildet worden ist. Hierzu gehören die Effusivdecken I, Ia, III_{Sien} und die navitischen Vulkanite (II, Bärweiler Intrusion).
3. Bei allen übrigen Effusivdecken handelt es sich ihrem Rb/Sr-Verhältnis nach um vorwiegend verändertes und durch Krustenmaterial kontaminiertes Mantelmaterial.

7. Petrogenese

Früher waren die intermediären Magmatite im Saar-Nahe-Gebiet weniger bekannt. Demnach sollten sich zwei voneinander unabhängige Gruppen von Magmatiten im Saar-Nahe-Becken (saure und basische Gesteine) fast ohne verbindende Zwischenglieder (intermediäre Gesteine) gegenüberstehen. Daher wurden (BEDERKE 1959) die Melaphyre von alkalischen Magmen aus dem Erdmantel und die Rhyolithe von kalkalkalischen Schmelzen aus der Kruste abgeleitet.

BEDERKE (1959) lehnte eine Differentiation der Rhyolithe aus basaltischen Magmen ab, da im Saar-Nahe-Gebiet saure Gesteine überwiegen. Die Teilung des permischen Vulkanismus im Saar-Nahe-Gebiet in lithogene Magmen einerseits und aus dem oberen Mantel stammende Magmen andererseits wird nach neueren Arbeiten abgelehnt.

Die Ergebnisse aus vorliegender Arbeit und aus Untersuchungen in jüngster Zeit (SIEGERS 1967, WOLFF 1973, VINX 1974, GÖPEL 1977, HÄFNER 1977) lassen den Schluß zu, daß fast alle Magmatite im Saar-Nahe-Gebiet auf ein gemeinsames Stammagma zurückzuführen sind. Alle Magmatite des Saar-Nahe-Beckens werden nach JUNG & VINX (1973), VINX (1974) und HÄFNER (1977) als Glieder einer kalkalkalischen Reihe betrachtet, was auch mit den Ergebnissen dieser Arbeit in Einklang steht.

Für die Petrogenese der untersuchten Magmatite können folgende genetische Modelle zur Diskussion gestellt werden:

a) Differentiation eines basaltischen Magmas BOWEN'S (1956 bzw. 1928) und KUNO'S (1968).
b) Die Durchmischung von basaltischen und saurem Magma (Mixing-hypothesis).
c) Die Entstehung eines primären andesitischen Magmas im oberen Mantel als Folge eines Zwei-Stufen-Prozesses im Sinne von GREEN & RINGWOOD (1968).

d) Die Kontamination eines differentiationsfähigen basaltischen bzw. tholeiitischen Magmas aus dem oberen Mantel mit Krustenmaterial.

Zu a):

Auf Grund der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit (Kapitel 5.3, 6.3.5, 6.4.8) kann ausgeschlossen werden, daß die unterschiedliche Zusammensetzung der untersuchten Magmatite nur von einer Kristallisationsdifferentiation verursacht wird.

Im Saar-Nahe-Gebiet kommen wesentlich mehr saure Gesteine vor als basische. Daher bräuchte man eine größere Menge an basischem Ausgangsmagma, um aus ihm die Rhyolithe durch reine Kristallisationsdifferentiation ableiten zu können.

Auch die Untersuchungsergebnisse von WOLFF (1973), VINX (1974), GÖPEL (1977) und HÄFNER (1977) ergaben, daß die Magmatite im Saar-Nahe-Gebiet keine Produkte reiner Kristallisationsdifferentiation sein können.

Zu b):

Bei einer Vermischung saurer und basischer Schmelzen würden vorwiegend intermediäre kalkalkalische Magmen entstehen. Selbst bei einem optimalen Mischungsverhältnis der beiden Schmelzen (mehr basische als saure Schmelzen) würde man als basischste Produkte andesitische Gesteine erhalten. Dagegen sind im Saar-Nahe-Gebiet wesentlich basischere Gesteine als Andesite verbreitet, wie z. B. tholeiitische und basaltische Magmatite (siehe Kapitel 6.3, 6.4 und 8). Dabei spielt die mengenmäßige Verteilung der Gesteine keine Rolle, die aber von VINX (1974: 107) als Argument für die Ablehnung dieses petrogenetischen Modells benutzt wird. Vielmehr beruht die Analyse des Ausgangsmagmas einer Vulkanprovinz darauf, den Gesteinstyp herauszufinden, der sowohl nach petrographischen (Kapitel 5.3, 5.5) als auch geochemischen (Kapitel 6.3.5, vgl. Abb. 23) Untersuchungen das Produkt eines am geringsten differenzierten Magmas darstellt.

Als ein weiteres Argument gegen die Vermischung von sauren und basischen Schmelzen spricht das Fehlen von gelegentlichen Zeichen unvollständiger Homogenisierung, also Gesteinskörpern mit schlieriger Verteilung von Basalt in Rhyolith oder umgekehrt (YODER 1973). Somit scheidet diese Hypothese nach den obigen Ausführungen für die Genese der saar-nahe-pfälzischen Magmatite aus.

Zu c):

Die Bildung eines primären andesitischen Magmas durch partielle Aufschmelzung von trockenem, quarzreichem (z. B. Quarzeklogit) bzw. H_2O-reichem Material (z. B. Amphibolit) des oberen Mantels, als Folge eines Zwei-Stufen-Prozesses im Sinne von GREEN & RINGWOOD (1968, 1969), wird für die Magmatite des Saar-Nahe-Beckens von VINX (1974: 108) angenommen. Die Ergebnisse der untersuchten Spurenelemente (Kapitel 6.4.8) lassen aber auf ein tholeiitisches Stammagma schließen und sprechen somit gegen ein primär andesitisches Magma. Dabei muß besonders auf die hohen Ni- und Cr-Konzentrationen hingewiesen werden, die auch in den von HÄFNER (1977: 81) untersuchten Effusiva in der Nahe-Mulde festgestellt wurden. Ebenso liegt das von HÄFNER (1977: 80) bestimmte Ni/Co-Verhältnis mit 2.35 im Durchschnitt sehr hoch; auch der niedrigste Wert übertrifft mit 1.33 noch die von TAYLOR (1969 b: 284) angegebene Grenze von Ni/Co < 1 für kalkalkalische Andesite.

Nach den Untersuchungsergebnissen der Hauptelemente kann das primäre Magma ebenfalls auf eine basaltische bzw. tholeiitische Schmelze zurückgeführt werden (Kapitel 6.3.5, 8: Abb. 23, 28, 29, 30, 31). Die unter b) diskutierten Gründe und die Tatsache, daß aus einer basischen Schmelze intermediäre und saure Gesteine abgeleitet werden können, aber dies umgekehrt nicht möglich ist, sprechen ebenfalls gegen dieses Modell.

Zu d):

Für die Entstehung der untersuchten Magmatite aus einem basaltischen bzw. tholeiitischen Stammagma spricht das Verhalten der Haupt- und Spurenelemente.

Im Harker- und K_2O/SiO_2-Diagramm weisen die untersuchten Magmatite (Abb. 28 u. 29) einen Differentiationstrend von tholeiitischen Basalten bzw. Basalten über Andesite zu Daciten und Rhyolithen. Dies spricht für ein tholeiitisches (tholeiitisch-basaltisches) Ausgangsmagma.

Für die Effusivdecke I, Ia und III (Sien) ergibt sich nach den K/Sr-Verhältnissen eine geringfügige bis fehlende „wall-rock-reaction" im Sinne von GREEN & RINGWOOD (1967b), dagegen wurde bei allen anderen untersuchten Magmatiten eine ausgeprägte Nebengesteinsreaktion beobachtet. Dabei wurde festgestellt, daß die „incompatible elements" vom Magma bei niedrigen Drücken aufgenommen sein müssen und die „wall-rock-reaction" vermutlich zwischen oberem Mantel und oberer Kruste (Sial) stattgefunden haben müßte (Kapitel 6.4.8). Daraus kann geschlossen werden, daß das Ausgangsmaterial für alle untersuchten Magmatite aus dem Bereich oberer Mantel/Unterkruste stammen muß. Für die Rb/Sr-Verhältnisse trifft in etwa das gleiche zu, wobei die Werte der Navite aus dem Rahmen fallen (Tab. 16: Decke II u. Bärweiler Intrusion).

Ein Vergleich der Rb/Sr-Verhältnisse der untersuchten Magmatite (Tab. 16) mit den von einigen Autoren für Mantel und Kruste ermittelten Rb/Sr-Verhältnisse führt zu folgendem Ergebnis: Bei den Effusivdecken I, Ia, III (Sien) und den Naviten handelt es sich nach ihren niedrigeren Rb/Sr-Verhältnissen um durch Assimilationsvorgänge geringfügig veränderte, durch partielle Aufschmelzung aus Mantelmaterial gebildete Gesteine. Die relativ höheren Rb/Sr-Werte der übrigen Effusivdecken ($III_{Sob.}$, IV, A, B, C) weisen daraufhin, daß die Bildung dieser Gesteine in einem stärkerem Maße durch die Kontamination von Krustenmaterial beeinflußt wurde.

Als weiteres geochemisches Hilfsmittel, das über die Herkunft der Magmen eine Aussage machen kann, wird neuerdings auch der Mg-Wert verwendet (ROEDDER & EMSLIE 1970).

Die Ermittlung eines Mg-Wertes beschränkt sich ausschließlich auf basische Magmatite. Liegt der Mg-Wert in einem Bereich von 65—75, so spricht dies für eine Herkunft des Gesteins aus dem Mantel. Bei Mg-Werten < 65 handelt es sich um stärker differentierte bzw. durch Assimilationsvorgänge veränderte Gesteine.

Bei der Berechnung der Mg-Werte wurden nur Proben mit CO_2-Gehalt < 1 Gew-% verwendet und außerdem der Fe^{3+}-Gehalt berücksichtigt ($Fe_2O_3/FeO = 0.15$).

Die Mg-Werte betragen für die untersuchten Magmatite:

I	= 67—70
Ia	= 73
II	= 61—75
III (Sien)	= 69—70
Vulkanit vom „Diezenknöpfchen"	= 75
Bärweiler Intrusion	= 59—73

Danach stammen alle untersuchten Magmatite aus dem Mantel, wobei die Mg-Werte der Navite z. T. unter 65 liegen. Diese größere Streubreite deutet auf stärkere Differentiation bzw. auf eventuelle Reaktionen der Schmelze mit dem Nebengestein hin.

Dieses Ergebnis deckt sich mit den Aussagen, die bereits mit Hilfe der K/Sr- und Rb/Sr-Verhältnisse getroffen wurden (vgl. Kapitel 6.4.8).

Nach KOGARKO (1973) sollen primäre Magmen, die durch partielle Aufschmelzung aus Mantelmaterial gebildet worden sind, ein Ni/Co-Verhältnis zwischen 2.2 und 7.6 aufweisen (cit. in SCHROLL 1976: 135). Von HÄFNER (1977: 80) wurde für die Effusiva im NE-Teil der Nahe-Mulde (SE-Flanke) ein durchschnittliches Ni/Co-Verhältnis von 2.35 bestimmt, das somit in diesem Bereich liegt. Die absoluten Konzentrationen von Ni und Cr übertreffen nach HÄFNER (1977: Tab. 6) sowie nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit die Werte für Andesite und entsprechen denen für Basalte.

Die hohen Ba-Gehalte der untersuchten Magmatite sind auf eine „wall-rock-reaction" im Sinne von GREEN & RINGWOOD (1967 b) zurückzuführen. Dies wird auch von HÄFNER (1977: 80) für die Effusiva des Saar-Nahe-Gebietes und von COSGROVE (1972: 168) für die permischen Vulkanite von Devonshire angenommen. Eine zusätzliche postmagmatische, hydrothermale Zufuhr von Barium kann nicht ausgeschlossen werden.

Der Vergleich der Vulkanite nach ihrem Gefüge und der Kristallisationsabfolge der Minerale im Kapitel 5.5 ermöglichte es, die Magmen der Magmatite in einer Differentiationsreihe anzuordnen. Dabei ergab sich, daß von allen Vulkaniten die Effusivdecke I mit ophitischer Textur und ausschließlich Olivineinsprenglingen den am geringsten differenzierten Magmatit repräsentiert. In diesen Gesteinen zeigen die Plagioklase keine Anzeichen einer Fließbewegung. Sie müssen daher mit den Klinopyroxenen ± gleichzeitig kristallisiert sein, nachdem die Lava ausgeflossen war. Folglich hat die Schmelze der ophitischen Laven beim Ausfließen nur Olivine und vielleicht einen geringen Anteil von kleinen Plagioklas- und Klinopyroxen-Kristallen (Kristallkeime!) mitgeführt, wobei sie im Verhältnis zu anderen Gefügetypen bei gleichem Chemismus eine relativ hohe Temperatur gehabt haben muß.

In Übereinstimmung mit den oben schon beschriebenen petrographischen Ergebnissen wurde festgestellt, daß die Effusivdecke I (ophitisch) auch in allen geochemischen Diagrammen (Abb. 18, 19, 21, 22, 23, 28, 29) am Anfang der Differentiationsreihe steht. Zusammenfassend kann aus den petrographischen und geochemischen Beobachtungen geschlossen werden, daß von allen bisher untersuchten Magmatiten der Nahe-Mulde die Effusiva mit einer ophitischen Textur sowie ausschließlich Olivineinsprenglingen, wie in diesem Falle die Effusivdecke I, die am geringsten differentierten Gesteine sind. Ein Vergleich der Effusivdecke I (Tab. 17) mit den auf der Tab. 18 aufgeführten Vergleichsanalysen der verschiedenen Muttergesteine ergibt, daß die Effusivdecke I

(ophitisch) nach ihrer chemischen Zusammensetzung mit den tholeiitischen kontinentalen Basalten von MANSON (1968) und dem Tholeiit von KUNO (1968) zu vergleichen ist.

Tab. 17: Chemische Analysen der untersuchten ophitischen Effusivdecke I (H_2O- und CO_2-frei gerechnet).

Probe	P_{30}	P_{101}	P_{112}	P_{32}	P_{28}
SiO_2	53.32	50.27	49.06	49.42	48.74
Al_2O_3	18.21	17.17	17.26	16.95	16.59
Fe_2O_3	8.61	3.53	3.88	7.00	7.29
FeO	5.36	6.54	6.39	2.71	3.40
MnO	0.18	0.15	0.21	0.17	0.22
MgO	4.46	8.95	10.37	9.23	9.41
CaO	10.28	8.61	8.30	9.34	9.06
Na_2O	3.90	3.06	2.74	2.73	2.45
K_2O	0.75	0.52	0.52	0.78	1.20
TiO_2	1.56	1.00	1.11	1.44	1.40
P_2O_5	0.23	0.20	0.16	0.21	0.23
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Nach SCHWAB (1978: 17) entsprechen im Saar-Nahe-Gebiet die ophitischen Gesteine mit ausschließlich Olivineinsprenglingen dem primären Magma, aus dem die intermediären Gesteine vorwiegend unter Kontamination vom Nebengestein (Krustenmaterial) hervorgegangen sind. Aber einige der intergranular bis intersertal strukturierten Gesteine können die gleiche geochemische Zusammensetzung haben wie die oben erwähnten ophitischen Magmatite. Der Unterschied in der Textur ist die Folge unterschiedlicher Abkühlungs- und Kristallisationsbedingungen der Magmatite (SCHWAB 1978). Als Beispiele dafür könnte man die Effusivdecke Ia, III (Sien) und den Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" anführen. Die Aussagen von SCHWAB (1978) werden durch die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit voll bestätigt.

Zusammenfassung:

Nach den Untersuchungen von KUNO (1960) und NINKOVICH & HAYS (1972) liegt die Tiefe der partiellen Schmelzbildung der Al-reichen Basalte zwischen derjenigen der Tholeiite (geringe Tiefe) und derjenigen der Alkaliolivinbasalte (große Tiefe) im oberen Mantel.

Die Kalkalkali-Gesteine leiten sich nach KUNO (1968: 143) von tholeiitischen oder Al-reichen Basalten, möglicherweise sogar von Alkaliolivinbasalten ab. Dagegen leiten LA ROCHE & LETERRIER (1973) die kalkalkalischen Serien aus Al-reichen Basalten und die tholeiitischen Serien aus Tholeiiten ab, deren Differentiationstrends infolge der Assimilationsvorgänge meistens fließend sind.

SIEGERS (1967: 102), LORENZ & NICHOLLS (1973: 343) und WOLFF (1973: 102) gehen von einem tholeiitischen Stammagma aus. HÄFNER (1977: 80) plädiert weitergehend für ein olivintholeiitisches Stammagma, das er mit der SiO_2-Untersättigung wie auch mit dem normativen und modalen Olivingehalt der

Tab. 18: Chemische Analysen einiger Muttermagmen (Durchschnittswerte, in Gew.-%).

	1+	2	3	4	5+	6+	7+	8+	9+	10+	11
SiO_2	58.97	53.81	50.19	49.78	51.55	48.18	46.13	51.95	49.72	47.66	47.25
Al_2O_3	17.50	17.79	17.58	15.69	14.29	11.91	14.75	16.44	14.72	15.89	15.62
Fe_2O_3	3.12	2.44	2.84	2.73	3.50	2.33	3.18	2.82	3.23	3.44	3.12
FeO	4.23	6.60	7.19	9.20	9.19	9.86	8.80	7.97	8.57	7.89	8.66
MnO	—	0.19	0.25	0.35	0.30	0.15	0.20	0.17	0.17	0.16	0.10
MgO	3.27	5.87	7.39	7.79	5.29	14.15	9.46	5.95	7.46	7.18	6.95
CaO	7.02	8.79	10.50	11.93	10.09	9.35	10.82	9.89	10.69	10.22	10.48
Na_2O	3.25	2.76	2.75	1.21	2.80	1.67	2.65	2.52	2.22	3.34	3.02
K_2O	1.63	0.62	0.40	0.29	1.10	0.54	0.96	0.87	0.53	1.52	1.31
TiO_2	0.81	0.95	0.75	0.68	1.60	1.66	2.65	1.21	2.42	2.23	3.02
P_2O_5	0.20	0.19	0.14	0.07	0.30	0.19	0.39	0.21	0.26	0.48	0.39
Summe	100.00	100.01	99.98	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.30

+ Diese Analysen wurden der Vergleichbarkeit wegen wasserfrei gerechnet.

1) Andesite CHAYES 1969 (1775 Anal.)
2) Basalt-Andesite KUNO 1968 (8 Anal.)
3) High-alumina Basalt KUNO 1960 (11 Anal.)*
4) Tholeiit KUNO 1960 (3 Anal.)*
5) Tholeiitischer Dolerit (WALKER 1958, Durchschnittswert aus Tab. 2, Anal. 2)
6) Tholeiitischer Olivinbasalt (NOCKOLDS 1954, Tab. 7, Anal. 8)
7) Normaler Alkalibasalt (NOCKOLDS 1954, Tab. 7, Anal. 9)
8) Tholeiitische kont. Basalte (MANSON 1968, Tab. 4, Anal. 946)
9) Tholeiitische ozean. Basalte (MANSON 1968, Tab. 4, Anal. 286)
10) Kont. Alkalibasalte (MANSON 1968, Tab. 5, Anal. 567)
11) Ozean. Alkalibasalte (MANSON 1968, Tab. 5, Anal. 178)
12) Alkaliolivinbasalte MACDONALD 1968 (35 Anal.)*
* = loc. cit. HATCH et al. 1975

basischeren Magmatite begründet. Dies steht in Einklang mit den Ergebnissen der Haupt- und Spurenelementanalyse der untersuchten Vulkanite, die in diesem Kapitel dargelegt wurden. Sie sprechen damit gegen die Bildung eines primär andesitischen Magmas (GREEN & RINGWOOD 1968, 1969), wobei besonders die absoluten Ni- und Cr-Konzentrationen zu erwähnen sind.

Die hohen Ba-Gehalte sind auf eine „wall-rock-reaction" im Sinne von GREEN & RINGWOOD (1967 b) zurückzuführen.

In einigen untersuchten Vulkaniten beobachtete saure Kerne der Plagioklaseinsprenglinge und die hohen D.I.-Werte einiger Magmatite in der Nahe-Mulde weisen auf Assimilationsvorgänge hin. Dies wird ebenfalls von den ermittelten K/Sr- und Rb/Sr-Werten unterstützt.

Die Rb/Sr- und K/Sr-Verhältnisse und Mg-Werte lassen auf eine Herkunft des Ausgangsmagmas der untersuchten Vulkanite aus dem oberen Mantel schließen, und zwar aus geringer Tiefe (ca. 30—35 km), wie dies auch von LORENZ & NICHOLLS (1973: 343) und HÄFNER (1977: 81) gefordert wird.

Die Ergebnisse dieser Arbeit lassen die Annahme zu, daß durch partielle Aufschmelzung im Bereich des oberen Mantels eine olivintholeiitische Schmelze entstand, die zuerst einen tholeiitischen Differentiationstrend hatte (siehe AFM-Diagramm, in dem die ophitischen Vulkanite z. T. im Bereich der tholeiitischen Serie liegen), die dann durch Kontamination der Kruste (vor allem SiO_2- und H_2O-reiches Krustenmaterial) in eine kalkalkalische Entwicklungsreihe überging und somit vor allem die im Saar-Nahe-Gebiet weit verbreiteten andesitischen bis dacitischen Gesteine lieferte.

8. Nomenklatur

Früher wurden die Vulkanite im Saar-Nahe-Becken als „Melaphyre", „Porphyrite" etc. bezeichnet. Manche Bearbeiter übersetzten einfach die paläovulkanischen Namen in neovulkanische, wie etwa Melaphyr gleich Basalt, Porphyrit gleich Andesit.

Bei einer genetischen Klassifikation der Vulkanite auf der Basis von mikroskopischen Untersuchungen zeigte sich auch hier die Schwierigkeit, daß bei den meisten Vulkaniten, besonders bei den Effusiva, ein wesentlicher Teil als Glas oder als mit dem Mikroskop nicht quantitativ auflösbare Mesostasis oder als umgewandelte Minerale vorliegt.

Heute wird weitgehend eine auf chemischer Basis beruhende Klassifikation angewendet, wobei auch der Glas- und Mesostasisanteil in die Berechnung eingeht. Bei Vulkanitproben mit relativ geringem Anteil an zersetzten Mineralien wird die chemische Klassifikation akzeptabler.

So klassifizierten SCHWAB (1971, 1976), EMMERMANN & REE (1973), MIHM (1975), HÄFNER (1977) und GÖPEL (1977) die Gesteine der Saar-Nahe-Senke nach neueren Standpunkten (AMS-Norm nach RITTMANN 1973).

Für die untersuchten Vulkanite wurden folgende Kriterien zur Klassifikation diskutiert:

Mineralogische Kriterien (FZ, An-Gehalt und SiO_2-Sättigung) bieten allein keine Möglichkeit, werden aber als zusätzliche Gesichtspunkte vor allem für die Unterscheidung Andesit/Basalt bei der chemischen Klassifikation berücksichtigt.

Tab. 19: Versuch einer Einstufung der untersuchten Vulkanite mit Hilfe der Spurenelementgehalte.

	V.v. „D."	I	Ia	II	III Sien	III Sob.	IV	A	B	C	B.I.
Rb	———				Andesite						———
Sr	B.$^+$ B.	A.	A.	B.$^+$ B.	A.	A.	A.	A.	A.	B.$^+$ B.	B.$^+$ B.
Cr	B.$^+$ B.	B.$^+$ B.	B.$^+$ B.	b.A.	B.$^+$ B.	—	—	—	—	—	b.A.
Ni	B.	B.	B.	B./A.	B./A.	—	—	—	R.	—	B./A
Cu	B.$^+$ A.	B.$^+$ A.	B.$^+$ A.	B.$^+$ A.	A.	A.	Rd.	A.	R.	—	A.

A. = Andesite, B. = Basalte, B.$^+$ = „High-Al-Basalt" nach TAYLOR (1969), b.A. = basaltische Andesite, R. = Rhyolith, Rd. = Rhyodacit, B./A. = An der Grenze Basalt/Andesit.
V.v.„D." = Vulkanit vom „Diezenknöpfchen", B.I. = Bärweiler Intrusion

Im Kapitel 6.4 wurde mit Hilfe der Spurenelementkonzentrationen der Versuch unternommen, eine Nomenklatur für die untersuchten Vulkanite aufzustellen. Dabei wurden die mittleren Spurenelementgehalte den Ergebnissen vergleichbarer Gesteine anderer Autoren gegenübergestellt. Die Ergebnisse sind zusammenfassend in der Tab. 19 dargestellt. Die mittleren Rb-Konzentrationen der untersuchten Vulkanite liegen im Bereich verschiedener Andesite von TAYLOR (1969 a). Die Ba-Gehalte sind nicht primär und daher für die Einstufung der Gesteine nicht brauchbar.

Die mittleren Sr-Konzentrationen der Effusivdecken I, Ia, III (Sien), III (Sob.), IV, A und B kommen denen von verschiedenen Andesiten nahe, während die Sr-Werte der Navite (Decke II, C und Bärweiler Intrusion) und der Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" denen der „High-Al Basalt" bzw. normalem Basalt entsprechen. Nach den Cr-Werten zu urteilen, sind der Vulkanit vom „Diezenknöpfchen" und die Effusivdecken I, Ia, III (Sien) als Basalte einzustufen, während die Navite als basaltische Andesite anzusprechen sind.

Der Ni-Gehalt der Decke B stimmt mit denen von Rhyolithen überein. Nach den Ni-Konzentrationen handelt es sich bei den anderen Magmatiten um Basalte (Tab. 19).

Die Cu-Werte sprechen für „High-Al-Basalt" und Andesite nach TAYLOR (1969 a) bzw. Andesite nach anderen Autoren; eine Ausnahme bilden die Decke B und IV, die als Rhyolith und Rhyodacit einzuordnen sind.

Eine weitere Möglichkeit der Einstufung der untersuchten Magmatite bieten die Diagramme nach FROLOVA & PETROVA (1976, Harker-Diagramm) und TAYLOR (1976), die in den Abbildungen 28 und 29 dargestellt sind. Sie basieren auf der Beziehung des SiO_2-Gehaltes zu den Alkalien ($K_2O + Na_2O$ bzw. K_2O), wobei die anderen Oxide und die mineralogische Zusammensetzung unberücksichtigt bleiben. Die Harker- und K_2O/SiO_2-Diagramme eignen sich daher eher für die genetische Beurteilung der Gesteine. So zeigen die untersuchten Magmatite einen Differentiationstrend von „tholeiitischen Basalten" (Abb. 28) bzw. „Basalten" (Abb. 29) über Andesite zu Daciten und Rhyoliten.

Die Mehrzahl der untersuchten Vulkanite, vor allem die stratigraphisch älteren Effusivdecken (der Effusivserie II zugehörig) nehmen die Felder

„tholeiitic basalt" bzw. „basalt" ein (Abb. 28 bzw. 29). Im Harker-Diagramm (Abb. 28) werden die Felder 1—4 von den Feldern 5—6 durch eine Linie getrennt. Diese entspricht etwa der von KATSURA & MACDONALD (1964) vorgeschlagenen Trennlinie von „tholeiitic basalt" (unterer Bereich) und „alkali olivine basalt" (oberer Bereich).

Die Benennung der untersuchten Vulkanite aufgrund des QAPF-Doppeldreiecks nach STRECKEISEN (1967) auf der Grundlage der AMS-Norm (RITTMANN 1973, vulkanische Fazies) ist trotz gewisser Schwierigkeiten (HÄFNER 1977: 87) am sinnvollsten. Um eine Vergleichbarkeit mit dem modalen Mineralbestand, der Geochemie der Gesteine und anderen, schon hiernach klassifizierten Magmatiten in der Saar-Nahe-Senke und anderswo zu gewährleisten, wird daher die Benennung der untersuchten Vulkanite konsequent nach den Abbildungen 30 und 31 vorgenommen. Dabei wurden die chemischen Gesteinsanalysen einmal mit ihrem CO_2- und H_2O-Gehalt (Abb. 30) und zum anderen CO_2- und H_2O-frei berechnet (Abb. 31). Der Vergleich beider Abbildungen verdeutlicht, daß die Projektionspunkte der basischen Magmatite in den beiden QAP-Diagrammen meist keine wesentliche Unterschiede aufweisen. Dagegen sind bei den sauren Effusivdecken und einigen Proben kleine Verschiebungen zur P-Ecke festzustellen (Abb. 30 und 31). Vergleicht man die Lagen der Effusivdecken III (Sob.), IV, A, B und einiger Proben (P_{30}, P_{104}, P_{108}, P_{110}) in der Abbildung 30 mit ihren modalen Mineralbeständen, so sind Diskrepanzen festzustellen. Der Grund dafür liegt darin, daß die Berechnungen der Gesteinsnormen

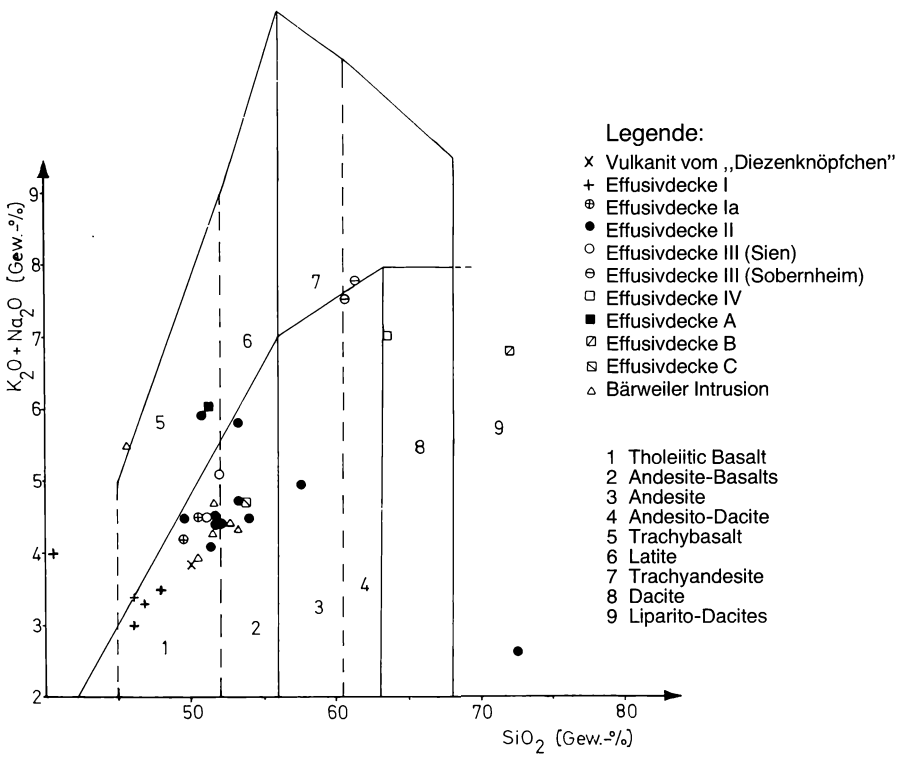


Abb. 28: Diagramm $K_2O + Na_2O/SiO_2$ (HARKER-DIAGRAMM). Einteilung nach einem Vorschlag von FROLOVA & PETROVA (1976).

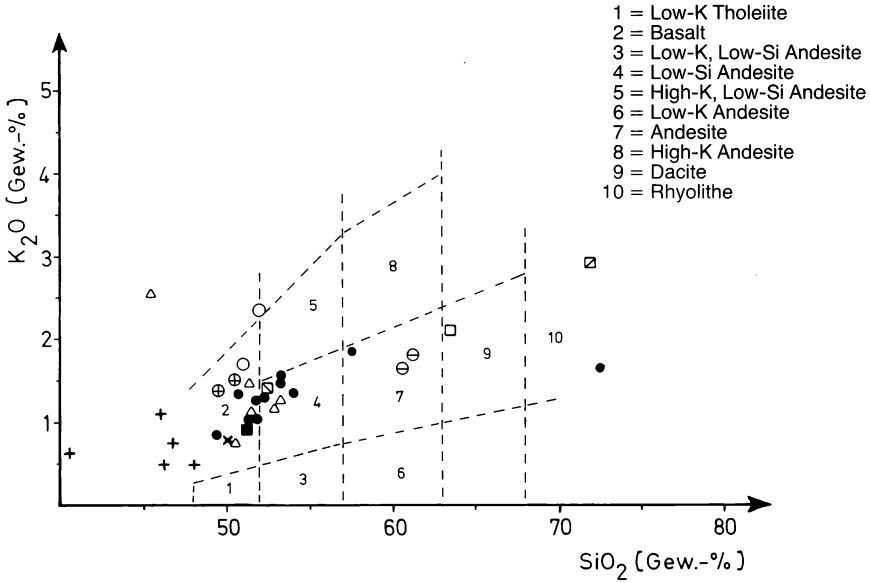


Abb. 29: Diagramm K_2O/SiO_2. Einteilung nach einem Vorschlag von TAYLOR (1976). Legende s. Abb. 28

unter Berücksichtigung des CO_2- und H_2O-Gehaltes geführt wurden. Nimmt man die gleiche Berechnung unter Ausschluß des CO_2- und H_2O-Gehaltes vor, so ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung mit den petrographischen Beobachtungen.

Die Erklärung für diese unterschiedlichen Ergebnisse liegt in der Rechenvorschrift der AMS-Norm, wonach zuerst Calcit und dann die Plagioklase berechnet werden. Durch die relativ hohen CO_2-Gehalte der oben genannten Gesteine (Tab. 20) wird in unserem Fall der größte bzw. gesamte Teil des Calciums für die Berechnung des Calcites verbraucht. Dadurch entspricht der zu niedrig berechnete bzw. fehlende Plagioklasgehalt nicht dem ehemaligen Mineralbestand der jeweiligen Gesteine. Außerdem ergeben sich durch diese Norm-Berechnung (mit $CO_2 + H_2O$ berechnet) sehr hohe Cordierit-Gehalte (Tab. 20). Diese wurden weder mikroskopisch beobachtet noch bei den Diffraktometeruntersuchungen nachgewiesen.

Daher wurden für die Nomenklatur der schon erwähnten saureren Effusivdecken (Gesteine) die CO_2- und H_2O-freien Norm-Berechnungen zugrunde gelegt. Dagegen führen die unterschiedlichen Norm-Berechnungen (CO_2- und H_2O-haltig bzw. CO_2- und H_2O-frei) für die basischeren Gesteine zu keinen wesentlichen Unterschieden in der Nomenklatur, nach der die einzelnen Decken folgendermaßen benannt werden können:

Vulkanit vom „Diezenknöpfchen"	= Basalt
Effusivdecke I	= Basalt
Effusivdecke Ia	= Olivin-Latitandesit
Effusivdecke II	= Andesite
Effusivdecke III (Sien)	= Olivin-Latitandesit
Effusivdecke III (Sob.)	= Alkali-Quarz-Trachyt

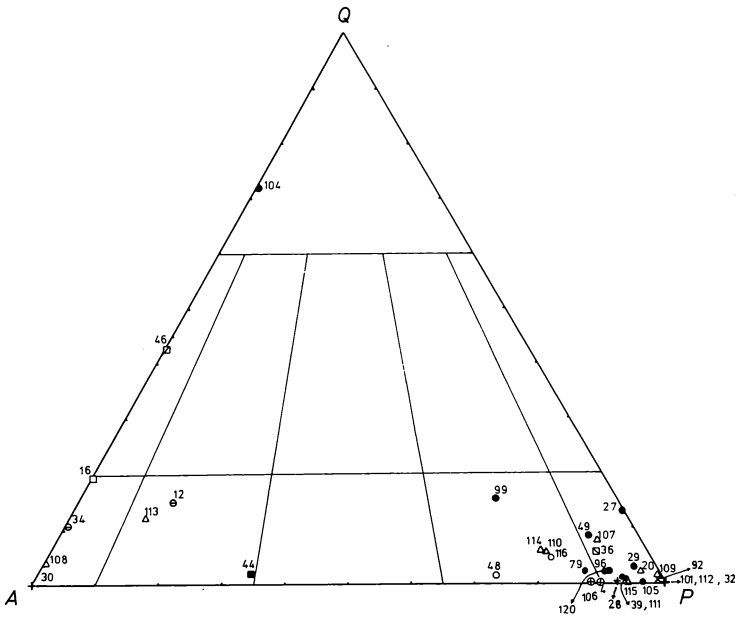


Abb. 30: Lage der untersuchten Vulkanite im Dreieck Q-A-P nach STRECKEISEN (1967) auf der Grundlage der AMS-Norm (CO_2- und H_2O-haltig berechnet). Legende s. Abb. 31.

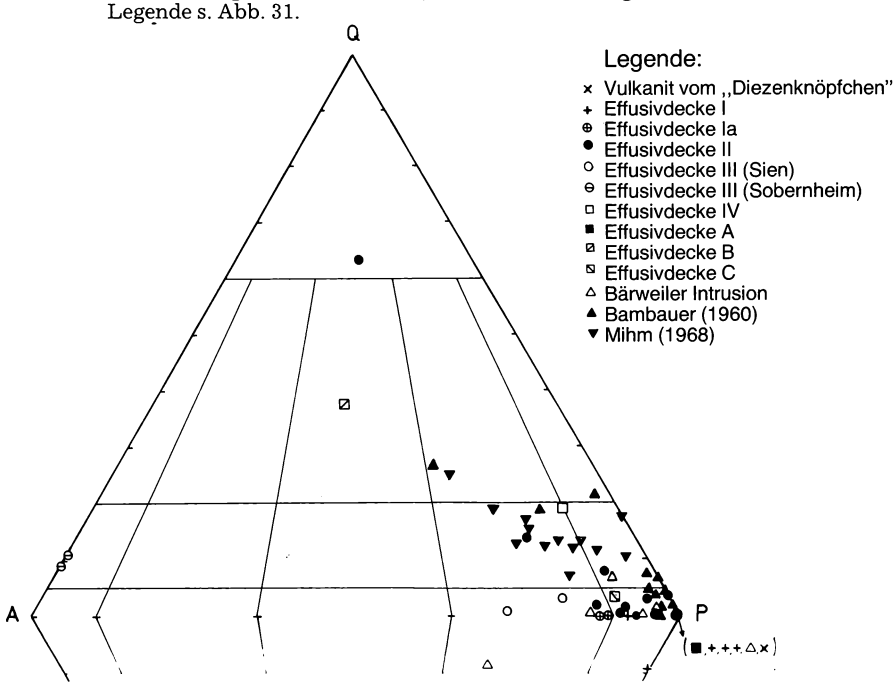


Abb. 31: Lage der untersuchten Vulkanite und einiger Vergleichsgesteine in der Nahe-Mulde im Doppeldreieck Q-A-P-F (STRECKEISEN 1967) auf der Grundlage der AMS-Norm (CO_2- und H_2O-frei berechnet).

V. von D.	I	I	I	I	I	Ia	Ia	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II	III (Sien)		III (Sobernheim)		IV	A	B	C	Bärweiler Intrusion					
Nr.:	92	30	101	112	32	28	4	106	99	105	104	79	111	96	27	29	49	39	120	48	116	12[1]	34	16	44	46	36	115	107	108	109	110	20
	50.10	40.52	48.02	46.25	46.71	45.93	49.60	50.53	57.62	51.70	72.60	53.20	51.72	52.26	49.39	51.39	54.03	50.80	53.20	51.96	51.3	60.65	61.34	63.40	51.30	71.90	52.50	52.86	53.30	45.57	50.36	51.40	51.55
	16.90	15.88	16.40	16.27	16.02	15.63	15.44	15.88	15.11	16.25	7.41	16.04	16.91	16.29	16.45	16.41	16.56	17.05	17.28	15.33	15.09	15.60	16.50	15.98	17.96	11.22	17.06	15.99	16.01	17.47	17.10	16.28	17.27
	4.53	7.51	3.37	3.66	6.62	6.87	2.25	3.29	2.08	1.88	2.92	4.70	4.35	1.73	4.84	5.65	6.35	5.53	7.05	5.30	6.69	4.03	3.72	5.56	5.71	3.71	4.68	1.26	3.35	1.05	4.74	1.37	4.04
	1.42	4.67	6.25	6.02	2.56	3.20	6.07	4.78	3.76	5.17	1.31	2.42	3.63	5.73	2.33	2.06	1.07	2.39	0.38	1.75	1.19	0.50	0.17	0.02	2.73	0.02	3.33	5.86	3.68	3.48	4.72	6.03	2.91
	0.36	0.16	0.14	0.20	0.16	0.21	0.11	—	0.06	—	0.02	0.11	0.10	0.14	0.13	0.25	0.15	0.27	0.12	0.28	0.05	0.13	0.07	0.06	0.09	0.04	0.12	0.13	—	0.37	0.15	—	0.11
	7.79	3.89	8.55	9.78	8.72	8.87	9.92	9.65	7.48	9.06	5.09	7.35	6.46	8.18	3.79	6.12	4.98	6.21	4.25	7.32	7.48	2.68	3.34	2.23	3.98	0.61	4.57	8.63	6.99	4.37	6.01	8.19	6.44
	8.81	8.96	8.23	7.82	8.83	8.54	7.04	6.70	5.19	7.05	1.75	7.80	8.66	6.86	7.52	9.04	8.14	6.90	7.09	7.15	7.19	3.13	2.55	2.13	4.00	2.28	7.85	7.84	6.94	10.07	8.64	4.46	8.69
	3.08	3.40	2.92	2.58	2.58	2.31	2.80	3.02	2.95	3.30	1.00	3.21	3.24	3.10	3.72	3.05	3.20	4.55	4.36	2.78	2.71	5.90	5.92	4.94	5.06	3.83	3.35	3.22	3.10	3.00	3.13	3.25	3.26
	0.77	0.65	0.50	0.49	0.74	1.13	1.38	1.50	1.86	1.07	1.64	1.54	1.26	1.30	0.85	1.06	1.35	1.35	1.49	2.34	1.73	1.64	1.82	2.10	0.87	2.92	1.41	1.17	1.25	2.55	0.76	1.45	1.08
	0.91	1.36	0.96	1.05	1.36	1.32	0.87	0.88	0.68	0.73	0.33	1.13	0.77	0.84	1.11	1.15	1.01	1.26	1.21	1.04	0.76	0.48	0.66	0.62	1.08	0.27	1.30	0.66	0.78	0.75	1.03	0.70	0.78
	2.17	5.39	1.88	2.08	3.28	4.14	1.81	1.67	—	1.42	2.01	1.35	0.29	1.70	4.13	1.94	1.69	3.05	1.75	2.11	1.43	1.73	2.23	1.85	4.39	1.16	1.98	1.48	1.62	0.63	0.66	3.70	0.92
	2.56	1.19	2.52	2.82	2.22	2.31	1.85	1.75	2.01	1.88	1.37	1.01	2.23	1.11	0.93	1.81	1.38	0.66	0.86	1.74	3.37	1.16	1.01	0.59	0.62	0.31	1.16	0.58	2.31	0.19	1.95	0.81	2.42
	0.27	0.20	0.19	0.15	0.20	0.22	0.21	0.24	0.13	0.15	0.06	0.26	0.17	0.15	0.19	0.20	0.18	0.18	0.20	0.38	0.25	0.29	0.21	0.31	0.29	0.10	0.23	0.15	0.14	0.15	0.14	0.17	0.16
	0.48	6.23	0.15	0.66	0.21	0.31	0.71	0.30	0.98	0.36	2.49	0.23	0.25	0.48	4.33	0.09	0.36	0.13	1.05	0.26	1.06	2.20	0.80	0.33	2.21	1.47	0.30	0.16	0.52	10.33	0.63	2.36	0.51
	100.15	100.01	100.08	99.83	100.21	100.99	100.04	100.19	99.91	100.02	100.00	100.35	100.04	99.87	99.71	100.22	100.45	100.33	100.25	99.94	100.03	100.12	100.34	100.16	100.35	99.84	99.84	99.99	99.99	99.98	100.02	100.17	100.14
lemente (in ppm)																																	
	0	12	0	4	0	0	14	15	30	7	75	19	15	27	0	8	32	16	30	28	12	18	32	89	23	52	28	15	25	15	15	14	15
	356	121	198	240	242	174	432	444	354	410	72	345	427	425	185	275	414	724	437	73	506	170	278	161	159	172	360	373	358	385	259	247	325
	3839	2111	799	1969	1724	4019	1437	1570	1596	1570	799	2445	1756	1724	1320	1814	2161	2891	2170	2833	1453	1171	1591	1368	1787	2073	2062	1812	1810	1682	1011	799	2339
	197	202	197	192	225	165	132	212	138	197	36	205	140	155	0	222	174	70	121	179	201	30	222	0	41	42	58	201	176	148	161	147	113
	164	59	44	54	49	57	40	66	34	51	26	48	34	36	53	57	44	44	26	58	158	68	75	14	15	2	25	60	51	24	20	40	33
	33	15	37	43	52	27	32	9	26	32	20	15	29	39	42	40	24	61	12	20	12	29	6	9	15	6	9	47	43	41	43	34	41
	95	77	91	91	117	56	77	71	69	74	55	77	78	86	77	58	49	126	71	68	92	67	69	79	149	39	74	78	78	187	80	179	78
Werte																																	
	25.28	24.52	22.87	22.13	22.41	21.64	21.72	22.67	25.87	23.79	22.80	24.54	25.41	24.50	29.16	25.25	27.36	26.19	29.08	24.34	23.68	34.22	35.57	37.07	32.06	35.97	28.06	23.26	25.71	28.48	25.54	26.12	26.43
	41.92	40.59	48.81	52.03	48.08	49.91	51.69	50.53	46.22	47.80	56.89	43.13	40.86	46.96	34.14	39.97	37.07	40.79	34.44	44.15	45.86	28.12	29.19	29.82	38.13	20.41	36.90	46.46	43.66	29.12	42.07	49.77	39.39
	23.96	25.16	20.87	19.34	22.46	21.50	18.01	17.39	16.16	18.76	9.79	21.70	23.66	18.76	24.23	25.29	24.45	19.27	21.69	20.37	20.52	12.48	10.00	8.98	13.27	13.29	23.47	20.73	20.27	29.85	23.46	13.01	24.18
	8.83	9.72	7.45	6.50	7.06	6.95	8.58	9.41	11.76	9.64	10.52	10.63	10.06	9.78	12.48	9.49	11.11	13.74	14.79	11.14	9.94	25.18	25.24	24.13	16.54	30.33	11.57	9.55	10.36	12.55	8.92	11.10	10.00
	127.20	106.19	113.64	106.78	110.87	107.90	118.42	122.41	167.40	128.44	379.04	138.14	131.90	133.35	148.54	134.08	151.49	132.44	151.93	138.19	135.91	225.74	224.41	249.58	155.39	391.15	146.52	130.48	145.27	126.07	127.65	139.94	133.89
	1.74	2.68	1.71	1.82	2.43	2.33	1.56	1.60	1.49	1.36	1.30	2.21	1.48	1.61	2.51	2.26	2.13	2.47	2.60	2.08	1.52	1.34	1.82	1.84	2.46	1.10	2.73	1.23	1.60	1.56	1.96	1.43	1.52
	0.29	0.22	0.19	0.15	0.20	0.22	0.21	0.25	0.16	0.16	0.13	0.29	0.18	0.16	0.24	0.22	0.21	0.20	0.24	0.43	0.28	0.46	0.33	0.52	0.37	0.23	0.27	0.16	0.16	0.18	0.15	0.20	0.18
	40.05	57.51	34.73	37.73	43.54	48.19	29.14	27.63	19.48	27.34	58.86	20.44	21.43	23.91	50.76	32.66	28.71	32.26	24.86	34.15	42.64	35.87	39.53	32.04	50.61	26.67	29.23	16.96	35.72	7.57	22.06	40.86	28.93
	0.14	0.11	0.10	0.11	0.16	0.24	0.24	0.25	0.29	0.18	0.52	0.24	0.20	0.22	0.13	0.19	0.22	0.16	0.18	0.36	0.30	0.15	0.17	0.22	0.10	0.33	0.22	0.19	0.21	0.36	0.14	0.23	0.18
	0.70	0.37	0.62	0.65	0.64	0.62	0.68	0.69	0.70	0.70	0.70	0.66	0.60	0.66	0.50	0.60	0.56	0.59	0.53	0.66	0.65	0.53	0.62	0.44	0.47	0.24	0.52	0.68	0.65	0.62	0.54	0.67	0.63
	135.31	138.90	129.81	125.98	128.23	127.82	134.33	137.64	147.02	138.57	142.09	142.52	140.24	139.14	149.91	137.94	144.45	154.98	159.14	144.55	139.74	200.73	200.97	196.50	166.16	221.32	146.29	138.19	141.46	150.18	135.68	144.38	139.99
	−8.11	−32.71	−16.18	−19.21	−17.36	−19.91	−15.91	−15.23	20.38	−10.14	236.95	−4.39	−8.34	−5.78	−1.36	−3.86	7.04	−22	−7.21	−6.36	−3.83	25.01	23.44	53.08	−10.77	169.83	0.23	−7.71	3.82	−24.11	−8.03	−4.44	−6.10
orm (in Gew.-%)																																	
	2.74	10.6	—	—	0.5	0.3	—	—	12.2	—	54.5	4.6	2.8	1.2	15.1	5.1	9.0	—	4.9	4.2	6.4	16.1	12.2	20.5	10.7	37.0	7.1	—	6.7	13.6	4.0	8.1	3.7
	—	8.2	—	—	—	—	—	—	1.4	—	4.0	—	—	—	6.2	—	—	—	—	—	—	4.1	2.5	3.2	7.0	1.3	—	—	—	9.8	—	7.1	—
	4.5	3.8	2.9	2.9	4.4	6.6	8.2	8.8	11.0	6.3	9.7	9.1	7.4	7.7	5.0	6.2	7.9	8.0	8.8	13.8	10.2	9.7	10.7	12.4	5.1	17.3	8.4	6.9	7.4	15.0	4.5	8.6	6.4
	26.0	28.8	24.7	21.9	21.8	19.4	23.7	25.5	25.0	27.9	8.5	27.1	27.4	26.3	31.6	25.8	27.0	38.4	36.8	23.5	22.9	49.9	49.9	41.8	42.7	32.5	28.4	27.3	26.2	25.4	26.5	27.5	27.6
	30.0	3.8	30.1	31.4	29.9	28.7	25.5	25.3	18.7	26.4	—	24.7	27.9	26.7	8.7	27.9	26.7	22.0	23.1	23.0	23.9	—	6.2	6.4	4.4	1.4	27.4	25.7	26.1	—	30.4	6.1	29.3
	6.9	—	6.8	1.8	8.7	7.7	2.9	3.5	—	4.3	—	8.3	9.8	2.7	—	11.7	7.8	7.8	1.4	6.5	2.7	—	—	—	—	—	6.4	9.0	3.3	—	6.0	—	7.5
	16.2	10.1	18.8	22.1	17.6	18.3	23.6	22.9	22.8	24.8	10.0	14.4	13.5	27.1	9.5	9.8	8.7	5.7	9.9	15.2	17.4	6.6	8.3	5.5	9.9	1.5	8.7	23.2	18.6	9.8	15.4	29.1	13.4
	—	—	4.7	5.8	—	—	5.6	2.9	—	1.8	—	—	—	—	—	—	—	4.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.0	—	—	—	—	—
	3.1	10.9	4.9	5.3	4.8	7.1	3.3	4.8	3.0	2.7	3.3	4.9	6.3	2.5	4.7	4.1	1.0	4.9	—	3.5	1.8	0.6	—	—	5.9	—	6.8	1.8	4.8	1.5	6.9	2.0	5.8
	2.4	—	—	—	3.3	1.9	—	—	—	—	0.6	1.3	—	—	1.6	2.8	5.6	2.1	7.0	2.9	5.4	3.6	3.7	5.5	1.6	3.7	—	—	—	—	—	—	—
	1.7	2.6	1.8	2.0	2.6	2.5	1.6	1.7	1.3	1.4	0.6	2.1	1.5	1.6	2.1	2.2	1.9	2.4	1.1	2.0	1.4	0.9	0.5	0.2	2.0	0.1	2.5	1.3	1.5	1.4	2.0	1.3	1.5
	0.6	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.3	0.4	0.1	0.6	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.9	0.6	0.7	0.5	0.7	0.7	0.2	0.5	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4
	1.1	14.2	0.3	1.5	0.5	0.7	1.6	0.7	2.2	0.8	3.0	0.5	0.6	1.1	9.9	0.2	0.8	0.3	2.4	0.6	2.4	4.9	1.8	0.7	5.0	3.3	0.7	0.4	1.2	17.6	1.4	5.4	1.2
	33.3	43.2	27.6	24.8	26.7	26.5	31.6	34.4	46.2	34.2	72.7	40.8	37.6	35.1	51.7	37.1	43.0	46.3	50.5	41.6	39.6	75.6	72.9	74.6	58.4	86.7	43.8	34.1	40.3	53.6	35.0	44.1	37.6
rm (in Vol.-%)																																	
	0.2	—	—	—	—	—	—	—	10.7	—	51.2	1.7	0.4	1.5	7.5	1.9	6.4	—	2.0	1.1	3.5	11.2	9.1	16.2	1.2	37.5	4.0	0.1	5.4	1.9	0.8	2.7	1.4
	—	—	—	—	—	4.8	6.7	7.8	13.3	2.4	19.7	8.0	4.7	5.4	—	2.6	5.7	4.7	6.2	17.9	10.2	—	—	—	38.3	—	6.1	4.0	5.0	—	—	7.7	2.1
s	67.8	—	65.8	64.9	64.5	59.2	57.9	59.2	46.2	64.8	—	58.9	64.3	61.8	49.8	64.2	62.2	71.6	69.1	49.8	54.4	—	—	—	20.3	—	64.9	61.5	61.4	—	68.2	38.2	67.6
	8.0	—	7.7	2.1	10.4	9.3	3.2	3.9	—	4.7	—	9.4	10.9	2.9	—	13.5	8.8	8.9	3.5	7.4	2.9	—	—	—	—	—	7.2	9.8	3.6	—	6.8	—	8.4
r.	20.1	12.2	15.9	17.7	12.7	11.7	21.7	19.5	21.7	22.9	11.9	18.7	16.3	24.5	8.7	14.9	13.5	0.3	13.7	20.1	23.3	5.2	7.7	5.9	8.8	—	13.9	21.8	20.7	4.1	19.9	19.3	16.8
	—	—	7.0	10.7	8.7	10.8	5.5	5.8	—	1.7	—	—	—	—	—	—	—	11.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1.1	1.5	1.8	1.3	1.2	1.3	1.6	1.6	0.7	1.4	0.4	1.0	1.6	1.5	0.9	1.1	1.1	1.4	1.2	1.1	1.5	0.7	0.6	0.8	1.2	0.5	1.2	1.5	1.3	0.6	1.4	1.0	1.3
	1.0	—	1.1	1.3	1.5	1.5	1.0	1.0	—	0.8	—	1.2	0.8	0.9	—	1.2	1.1	1.3	1.3	1.1	0.9	—	—	—	—	—	1.4	0.7	0.9	—	1.1	—	0.8
	1.2	16.3	0.4	1.7	0.6	0.8	1.8	0.8	2.4	0.9	3.3	0.6	0.6	1.2	10.9	0.2	0.9	0.3	2.6	0.7	2.7	5.1	1.9	0.8	5.4	3.4	0.8	0.4	1.3	18.7	1.6	5.9	1.3
	0.6	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.3	0.3	—	0.6	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.8	0.6	0.5	0.4	0.6	0.6	0.2	0.5	0.3	0.3	—	0.3	0.4	0.3
	—	24.6	—	—	—	—	—	—	4.7	—	13.5	—	—	—	21.9	—	—	—	—	—	—	13.4	8.2	10.5	24.2	2.1	—	—	—	32.4	—	24.9	—
las	—	42.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	63.9	72.2	65.2	—	49.7	—	—	—	42.3	—	—	—
-Norm)	30.2	40.5	33.4	33.0	34.5	34.7	33.1	31.8	27.2	31.5	25.4	30.3	29.6	29.9	31.5	30.6	26.3	28.0	19.7	29.8	31.9	19.3	16.4	17.2	34.2	9.2	23.7	33.7	26.6	37.1	29.2	45.1	27.3
-Norm)	32.0	38.2	37.8	38.9	38.0	38.8	39.1	37.0	29.7	36.1	20.0	32.1	32.0	35.3	28.2	31.2	26.3	28.0	22.3	31.6	31.7	17.4	15.2	12.6	20.6	8.8	25.6	38.1	29.7	35.8	32.1	38.2	29.8

nit von „Diezenknöpfchen", Chemische Analysen in Gew.-%

Effusivdecke IV	= Quarzlatit-Andesit
Effusivdecke A	= Basalt
Effusivdecke B	= Rhyodacit
Effusivdecke C	= Olivin-Andesit
Bärweiler Intrusion	= Andesite

Die Decke Ia wird wegen ihres modalen Mineralbestandes (ca. 12.7 Vol.-% Olivin, FZ bei 38) als Olivin-Andesit bezeichnet. Wegen des Auftretens von Hornblende in der Decke III (Sobernheim), wird diese hornblendeführender Alkali-Quarz-Trachyt genannt.

9. Literaturverzeichnis

ABBASSIAN, A. A. (1975): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen an der NW-Flanke des Pfälzer Sattels im Raum Schweinschied—Hundsbach—Otzweiler. — Dipl.-Kartierung Univ. Mainz, 33 S., Mainz.

— (1979): Beitrag zur Petrographie und Geochemie der Effusiva und der Bärweiler Intrusion in der Nahe-Mulde (Saar-Nahe-Senke, SW-Deutschland). — Diss. Univ. Mainz, 144 S., Mainz.

ABBOTT, M. J. (1967): K and Rb in a continental alkaline igneous rock-suite. — Geochim. Cosmochim. Acta, **31**: 1035—1041, Oxford.

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

ATZBACH, O. & SCHWAB, K. (1971): Erläuterungen zur geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt 6410 Kusel. Mainz.

AXTHELM, T. (1975): Geologische Kartierung in der Gegend um Boos, Oberstreit und Steinhardter Hof. — Dipl.-Kartierung Univ. Mainz, 32 S., Mainz.

BAMBAUER, H. U. (1955): Petrographische Untersuchungen an den permischen Magmatiten des Nordflügels der Nahe-Mulde. — Dipl.-Arbeit Univ. Mainz, 55 S., Mainz.

— (1960): Der permische Vulkanismus in der Nahe-Mulde. I. Lavaserie der Grenzlagergruppe und Magmatitgänge bei Idar-Oberstein. — N. Jb. Miner., Abh., **95**: 141—199, Stuttgart.

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

BERTHOLD, G. (1971): Zur bruch- und Intrusionstektonik im südwestlichen Bereich des Pfälzer Sattelgewölbes. — Diss. Univ. Mainz, 133 S., Mainz.

BOWEN, N. L. (1937): Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology. — Amer. J. Sci., **33**: 1—21, New Haven/Conn.

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

BOY, J. (1965): Zur Geologie im Raum Lauterecken—Sien (Bl.-Nr. 6311 Lauterecken). — Dipl.-Arbeit Univ. Mainz, 215 S., Mainz.

CARR, M. H. & TUREKIAN, K. K. (1960): The geochemistries of Chromium, Cobalt, and Nickel — Intern. Geol. Congress, Report of the 21 st Session, Norden, Part I: Geochimical 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. and Petrol., **36**: 155—170, Heidelberg.

DIETZ, J. (1976): Geologische Untersuchungen im Rotliegenden der NW-Flanke des Pfälzer Sattels in der Umgebung von Sobernheim. — Dipl.-Kartierung Univ. Mainz, 38 S., Mainz.

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

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

— (1954b): 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. Mittl. oberrh. Geol. Ver., N. F., **46**: 35—51, Stuttgart.

FAURE, G. & HURLEY, P. M. (1963): The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt: Application to the origin of igneous rocks. — J. Petrol., **4**: 31, Oxford.

FLANAGAN, F. J. (1967): U. S. Geological Survey silicate rock standards. — Geochim. Cosmochim. Acta, **31**: 289—308, Oxford.

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

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

FRÖHLICH, F. (1960): Beitrag zur Geochemie des Chroms. — Geochim. Cosmochim. Acta, **20**: 215—240, Oxford.

GAST, P. W. (1965): Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the compostion of the earth's mantle. — Science **147**: 858—860, Cambridge.

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

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.

GÖPEL, C. (1977): Mineralogische und geochemische Untersuchungen am Vulkanitkomplex des Bauwaldes/Saar-Nahe-Gebiet. — Dipl.-Arbeit Univ. Mainz, 55 S., Mainz.

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.

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

— (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.

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

HÄFNER, F. (1977): Die basischen Laven des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Odernheim (Saar-Nahe-Gebiet). — Ein Beitrag zu ihrer Geologie, Petrographie und Geochemie. — Diss. Univ. Mainz, 98 S., Mainz.

— (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.

HELLMERS, J. H. (1930): Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Jb. Pr. Geol. LA, Bd. L, Teil II: 751—795, Berlin.

HOENES: siehe unter FREUND 1955.

HOLLINGER, J. (1967): Zur Geologie des Meisenheimer Berglandes im Glan-Nahe-Dreieck. — Dipl.-Arbeit Univ. Mainz, 111 S., Mainz.

HOMMA, F. (1932): Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. XII, **2**: 345—352, Zürich.

HURLEY, P. M. (1968): Abolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth. — Geochim. Cosmochim. Acta, **32**: 173 and 1025, Oxford.

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

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. Besançon, 3^{e} série, fasc. 18, Besançon.

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

KERN, H. (1968): Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Chroms und zur Mikroskopie und Genese der Chromerze.-Clausth. H. Lagerstkd. Geochem. miner. Rohst., **6**: 236 S., Berlin.

KOGARKO, L. N. (1973): The Ni/Co-ratio indicator ot the mantle origin magmas.-Geokhimiya, 1441, Moskva.

KUNO, H. (1960): High-alumina basalt.-J. Petrol., **1**: 121—145, Oxford.

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

LA ROCHE, H. DE, LETERRIER, J. (1973): Transposition du tètraèdre minéralogique de YODER et TILLEY dans un diagramme chimique de classification de roches basaltiques. — C. R. Acad. Sci., **276**: Série D: 3115—3118, Paris.

LIPPOLT, H. J. & RACZEK, L. (1978): Isotopic age determination of volcanic biotites from the Saar-Nahe-Permian, W-Germany. — Symp. Central European Permian, p. 28, Abstracts, Warszawa.

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**: 139—164, Stuttgart.

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

MANSON, V. (1968): Geochemistry of Basaltic Rocks: Major Elements. — In: Basalts **1**: 215—269 — The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, ed. by H. Hess & A. Poldervaart, New York, London, Sidney.

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

MEISSNER, R. & VETTER, U. (1974): The Northern End of the rhinegraben due to some Geophysical Measurements. — Approaches to Taphrogenesis (ed. J. H. ILLIES & K. Fuchs), Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientif. Rep., **8**: 236—243, Stuttgart.

MIHM, A. (1968): Zur Petrographie und Gliederung der permischen Vulkanite zwischen Birkenfeld und der Nahe. — Diss., 104 S., Univ. Saarbrücken.

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

NINKOVICH, D. & HAYS, J. D. (1972): Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. Earth and Planetary Sci. Letters, **16**: 331—345, Amsterdam.

NOCKOLDS, S. R. (1954): Average chemical composition of some igneous rocks. — Bull. Geol. Soc., Am., **65**: 1007—1032, Boulder.

NOCKOLDS, S. R. & ALLEN, R. (1956): The geochemistry of some igneous rock series III. — Geochim. Cosmochim. Acta, **9**: 34—77, London.

— (1959): Trace elements in minerals from rocks of the South Californian Batholith. — Geochim. Cosmochim. Acta, **16**: 58—78, Oxford.

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

RINGWOOD, A. E. (1955): The principles governing trace element distribution during magmatic crystallisation. — Geochim. Cosmochim. Acta, **7**: 189—202 u. 242—254, Oxford.

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.

ROEDDER, P. L. & EMSLIE, R. F. (1970): Olivine — liquid equilibrium. — Contr. Mineral and Petrol., **29**: 275—289, Berlin.

ROSENBUSCH, H. (1887): Mikroskopische Physiographie der Minerale und Gesteine, Bd. II, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 2. Auf., Stuttgart.

RÖSLER, H. J. & LANGE, H. (1965): Geochemische Tabellen. — Leipzig (VEB Dtsch. Verlag f. Grundstoffindustrie).

Schroll, E. (1976): Analytische Geochemie, Bd. II: Grundlagen und Anwendungen. — Stuttgart (Enke).

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

— (1923): Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayrischen Rheinpfalz. V. Vergleichende mikroskopische Untersuchungen an eruptiven Gesteinen aus der oberen Nahe-Mulde (Rheinland). 1. Fortsetzung: Der Palatinit des Lagerganges von Martinstein. — Geognost. Jh., **36**: 49—74, München.

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

Schwab, K. (1965): Petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten in der Umgebung des Donnersberges/Pfalz. — N. Jb. Miner. Abh., **102**: 258—290, Stuttgart.

— (1971): Siehe unter: Atzbach, O. & Schwab, K. 1971.

— (1976): In: Erläuterungen zu Blatt 6311 Lauterecken: 39—48, Mainz.

— (1978): Differentiation'trends in lower Permian effusive igneous rocks from the southeastern part of the Saar-Nahe-Basin (F.R.F.). — Symp. Central European Permian, Abstracts, Warszawa.

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

Sighinolfi, G. P. (1968): K/Rb ratio in high'grade metamorphism: a confirmation of the hypothesis of a continued crustal evolution. — Contr. Mineral. an Petrol., **21**: 346, Berlin.

Stojadinović, Z. (1970): Petrographische Untersuchungen am permischen Vulkaniten in der Nahe-Mulde (Gebiet zwischen Kirn und Winterburg). — Dipl.-Arbeit Univ. Münster.

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

Stueber, A. M. & Murthy, V. R. (1966): Strontium isotope and alkali element abundance in ultramafic rocks. — Geochim. Cosmochim. Acta, **30**: 1243, London.

Subcommission (1976) on the Classification and Nomenclature of Igneous Rocks: Verschiedene Zirkulare eines Kongresses in Sydney, 1976.

Taylor, S. R. (1968): Geochemistry of Andesites. — In: Ahrens, L. H.: Origin and Distribution of Elements: 559—583, London.

— (1969 a): 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.

— (1969 b): Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc, and V contents of andesites. — Geochim. Cosmochim. Acta, **33**: 275—286, London.

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

Theuerjahr, A.-K. (1967): Zur Geologie der NW-Flanke des Pfälzer Sattels im Gebiet von Lauterecken—Hundsbach—Bärweiler—Breitenheim (Oberes Nahe-Bergland, Glan-Alsenz-Berg und Hügelland). — Dipl.-Arbeit, Univ. Mainz.

Thornton, C. P. & Tuttle, O. F. (1960): Chemistry of Igneous Rocks. — Amer. Sci., **258**: 664—684.

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

— (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1, Bestimmungstabellen. — Stuttgart.

Turekian, K. K. & Kulp, J. L. (1956): The geochemistry of Strontium. — Geochim. Cosmochim. Acta, **10**: 245—296, London.

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 (SW-Deutschland). — Diss., 121 S., Hamburg.

WAGER, R. L. & MITCHELL, R. L. (1948 + 1950): The distribution of Cr, V, Ni, Co and Cu during the fractional crystallisation of a basic magma. — 18. Intern. Geol. Congr. London 1948, Rep. II, 1950: 140—150, London.

WALGER, E. (1958): Über die postmagmatischen Umwandlungserscheinungen an den Melaphyren des Pfälzer Berglandes. — Diss., Freiburg.

WALKER, F. (1958): The cause of variation in dolerite intrusions. — In: Dolerite, a symposium: 1—25, Hobart, Tasmania.

WEDEPOHL, K. H. (1961): Geochemische und petrographische Untersuchungen an einigen jungen Eruptivgesteinen Nordwestdeutschlands. — Fortschr. Min. **39**: 142—148, Stuttgart.

— (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-Gebietes. Ein Beitrag zur Petrogenese der Rotliegendmagmatite. — Diss., Hamburg.

YODER, Jr. H. S. (1973): Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. — Amer. Mineralogist, **58**: 153—171, Washington.

Rechenprogramme:

HEWERS, W. & STENGELIN, R. (1973): ALGOL Prgram for the Computation of the Rittmann Norm. — In: RITTMANN, A.: Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks — A Method of Calculation. — Minerals, Rocks, and Inorganic Materials, **7**: 1—204.

BIEDL, A. (1970): GRNA (General Rock Norm Analysis), Fortran IV, Bochum.

(Bei der Schriftleitung druckfertig eingegangen am 14. 12. 1979)

Anschrift des Verfassers:

Dr. A.-A. Abbassian, Institut f. Geowissenschaften (Geologie) d. Johannes-Gutenberg-Universität, Saarstr. 21, D-6500 Mainz