Mitt. POLLICHIA	74	49 – 113	23 Abb.	14 Tab.	Bad Dürkheim/Pfalz 1987
					ISSN 0341 – 9665

Roland M. HAIN & Magnus P. KUHN

Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Oberrotliegend-Vulkanite in der Umgebung von Kirn (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland)

Kurzfassung

HAIN, R. M. & KUHN, M. P. (1987) : Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Oberrotliegend-Vulkanite in der Umgebung von Kirn (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). – Mitt. POLLICHIA, 74:49 – 113, Bad Dürkheim/Pfalz

Die Effusiva und Intrusiva auf der Nordwestflanke der Nahe-Mulde in der unmittelbaren Umgebung von Kirn wurden petrographisch und z. T. geochemisch untersucht. Ihre Verbreitung ist auf einer geologischen Karte dargestellt.

Es handelt sich um drei Vulkanit-Serien, die sich ihrerseits z. T. in einzelne Subtypen untergliedern lassen. Teile der Vulkanitserie IB sind anhand von Geländebefunden als gleichaltrig mit dem Subtyp 1 der Vulkanitserie IA zu interpretieren.

Mehrmals sind die Vulkanit-Serien durch zwischengeschaltete Tuff- oder Tuffithorizonte unterbrochen. Neben den Vulkaniten treten Lagergänge und stockförmige Intrusionskörper auf.

Bei den petroghraphisch untersuchten Magmatiten können Typen mit Einsprenglingen von Oliven, Plagioklas, ± Klinopyroxen (Lavaserie IA, IB, Intrusionen um Kirn) sowie mit Olivin ± Plagioklas (Lagergänge) und Gesteinstypen mit überwiegend Orthopyroxen und Plagioklas (Vulkanitserie II) mikroskopisch unterschieden werden. Untergeordnet kommen Magmatite mit vererzten Pseudomorphosen nach Olivin und ± Amphibol (Magmatit X) vor. An der Zusammensetzung der Gesteine sind neben den genannten Mineralphasen noch in unterschiedlichen Mengen Glas sowie verschiedene Sekundärminerale (Fe-Mg-Schichtsilikate, Carbonate) und sekundärer Magnetit beteiligt.

Es werden 9 neue chemische Vollanalysen vorgestellt und die Spurenelementkonzentrationen von Ni, Cr, Rb, Zr und Sr angegeben. Die spät- bis postmagmatischen Umwandlungen und Verwitterungseinflüsse haben sich unterschiedlich auf die Spurenelementkonzentrationen ausgewirkt. Bei den untersuchten Proben handelt es sich um Glieder der Kalkalkalireihe. Der Chemismus der Vulkanite erlaubt keine eindeutige Identifizierung von Proben eines bestimmten Subtyps.

Die untersuchten Effusiva der Vulkanit-Serie IA werden wegen ihrer Mittelstellung zwischen Basalten und Andesiten in chemischer und mineralogischer Sicht als alterierte basische Andesite bezeichnet. Bei den Intrusiva um Kirn handelt es sich vorwiegend um alterierte saure Andesite.

Abstract

HAIN, R. M. & KUHN, M. P. (1987) : Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Oberrotliegend-Vulkanite in der Umgebung von Kirn (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland)

[On the geology, petrography and the geochemistry of the upper Rotliegend volcanics in the region of Kirn (Saar-Nahe) (region, SW-Germany)]. – Mitt. POLLICHIA, 74: 49 – 113, Bad Dürkheim/Pfalz

Petrographical and geochemical researches have been done on the volcanics and intrusions on the northwestern flank of the Nahe syncline near Kirn. Their distribution is shown on a geological map.

The volcanics can be divided into three series, each of which can be subdivided furthermore into separate subtypes. On the basis of field relations parts of the volcanic series IB have to be interpreted as

of the same age as subtype 1 of volcanic series IA. Several tuff- and tuffite horizons lying among the volcanic series. Besides the effusive rocks occur sills and batholytic intrusions.

The petrographically investigated magmatic rocks under the microscope can be divided into different types according to their phenocrysts: olivine, plagioclase, ± clinopyroxene (volcanic series IA, IB, intrusions near Kirn) and olivine, ± plagioclase (sills) and types containing mainly orthopyroxene and plagioclase (volcanic series II). Subordinately magmatic rocks occur containing ore pseudomorphoses after olivine and ± amphibole (magmatic rock X). In addition minor amounts of ore, glass, various secondary minerals (Fe-Mg-sheet-silicates, carbonates) and secondary magnetite are present.

9 new chemical analyses of main elements are given and the concentrations of the rare elements Ni, Cr, Rb, Zr and Sr are added. The concentrations of the rare elements are influenced differently by weathering and postmagmatical alteration.

The examined rocks belong to the calcalkaline rock series. The lavas' chemistry doesn't allow a specific identification of samples from a definite flow or series.

Because of their middle position between basalts and andesites when seen from mineralogical and chemical point of view the examined volcanic rocks are regarded as altered, basic and the batholytic rocks as altered, acidic andesites.

Résumé

HAIN, R. M. & KUHN, M. P. (1987) : Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Oberrotliegend-Vulkanite in der Umgebung von Kirn (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland)

[La géologie, pétrographie et la géochimie des roches volcaniques du Rotliegend supérieur (Permien) dans les environs de Kirn (Région de la Sarre-Nahe, Allemagne du Sud-Ouest)]. – Mitt. POLLICHIA, **74**: 49 – 113, Bad Dürkheim/Pfalz

Les roches effusives et intrusives du flanc nord-ouest du synclinal de la Nahe dans les environs de Kirn ont été étudiées petrographiquement et en partie géochimiquement. Leur répartition est présentée sur une carte géologique.

Il s'agit de trois séries des roches volcaniques qu'on peut distinguer dans plusieurs subtypes. Les examens montrent que les parties de la série des roches volcaniques IB ont le même age que le subtype 1 de la série des roches volcaniques IA.

Les séries des roches volcaniques sont interrompues plusieurs fois des horizons des tuffs et des tuffites. A part des roches volcaniques on trouve des intrusions et des filons volcaniques.

Parmi les roches volcaniques examinées on distinque microscopiquement des types à phénocristaux d'olivine, plagioclase, clinopyroxène (série des roches volcaniques IA, IB, intrusions près de Kirn) d'autres à phénocristaux d'olivine et de plagioclase (filons volcaniques) et des types de roche contenant pour la plupart des phénocristaux d'orthopyroxène et plagioclase (série des roches volcaniques II). Subdonné éxistent des roches magmatiques qui sont minéralisées avec des pseudomorphoses d'olivine et amphibol (magmatite X). A part des phases minerales nommées, les roches sont composées de différentes quantités de verre et de différents mineraux secondaires (Fe-Mg-couche de silicate, carbonate) et de magnétites secondaires.

On présente 9 nouvelles analyses chimiques complètes et les concentrations des oligo-éléments sont influencées d'une façon différente par l'érosion et par une altération tardive à postmagmatique. Les roches volcaniques appartiennent à la serie calcoalcaline.

La composition chimique des roches volcaniques ne permet pas une identification certaine à un subtype précis.

A cause de leur situation chimique et minéralogique entre les basaltes et les andésites on donné aux roches volcaniques examinées le nom d'andésites basiques altérées et aux roches intrusives le nom d'andésites acides altérées.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung 52
2. Geologischer Rahmen der untersuchten Magmatite 52
3. Die Verbreitung der Effusiva und Intrusiva 54
3.1 Aufschlußverhältnisse und Erhaltungszustand 54
3.2 Bemerkungen zur Bezeichnung der effusiven Gesteinskörper und ihrer Gliederung 56
3.3 Stratigraphie und Verbreitung der untersuchten Magmatite 56

4.	Untersuchungsmethoden und petrographischer Überblick	57
4.1	Qualität der Daten	58
4.2	Bemerkungen zur Probennahme	58
5.	Petrographie	58
5.1	Vulkanitserie IB	58
5.1.1	Kristallisationsabfolge der Vulkanitserie IB	60
5.2	Vulkanitserie IA	60
5.2.1	Vulkanitserie IA/Subtyp 1	61
5.2.2	Vulkanitserie IA/Subtyp 2	61
5.2.3	Vulkanitserie IA/Subtyp 3	63
5.2.4	Kristallisationsabfolge der Vulkanitserie IA	64
5.3	Vulkanitserie II	66
5.3.1	Kristallisationsabfolge der Vulkanitserie II	68
5.4	Magmatit X	68
5.4.1	Kristallisationsabfolge des Magmatits X	70
6.	Intrusive Magmatite	70
6.1	Gauskopf	70
6.2	Kyrburg	71
6.3	Oberhalmen	71
6.4	Kristallisationsabfolge der Intrusivkörper	73
6.5	Lagergänge	75
6.5.1	Kristallisationsabfolge der Lagergänge	76
7.	Geochemie	76
7.1	Probenaufbereitung und Qualität der Daten	76
7.2	Statistik	77
7.3	Umwandlungserscheinungen	78
7.4	Nomenklatur	80
7.5	Chemie der Haupt- und Nebenelementoxide	82
7.5.1	Vulkanitserie IA	82
7.5.1.1	Subtyp 1	82
7.5.1.2	Subtyp 2	83
7.5.1.3	Subtyp 3	83
7.5.1.4	Intrusionen	83
8.	Genetischer Zusammenhang	85
9.	Einteilung in Sippen	95
10.	Spurenelemente	98
10.1	Untersuchungsmethoden und Qualität der Daten	98
10.2	Statistik	98
10.3	Allgemeines	98
10.4	Nickel	99
10.5	Chrom	101
10.6	Rubidium	103
10.7	Zirkon	105
10.8	Strontium	105
11.	Tektonik	106
12.	Rechts- und Hochwerte der Probennahmepunkte	108
13.	Literaturverzeichnis	108

1. Einleitung und Problemstellung

Das Rotliegende der Saar-Nahe-Senke ist besonders seit Ende des letzten Jahrhunderts Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Aus der Fülle der Literatur sollen einige wesentliche Arbeiten aufgeführt werden, die den größeren regionalgeologischen Rahmen, in den die vorliegende Arbeit gehört, ausführlich darstellen. Wegen der damaligen politischen Trennung des Saar-Nahe-Raumes in einen hessischen, bayerischen und preußischen Teil bei den jeweiligen Geologischen Landesämtern fanden verschiedene stratigraphische und petrographische Nomenklaturen Anwendung.

Die Bearbeitung petrographischer und verwandter Fragen über die permischen Vulkanite begann vor über 100 Jahren durch LASPEYRES (1867), der auch erste chemische Analysen von Vulkaniten durchführte. Auf LOSSEN (1883) geht die erste, jedoch heute überholte Grenzlagergliederung der Vulkanite im Nordwestteil der Nahemulde in Dach-, Mittel und Sohlzone zurück. Weitere erwähnenswerte Arbeiten aus jenen Zeiten sind die von LOSSEN (1886) und LEPPLA (1890, 1891), der die Gliederung der Effusiva bei Idar-Oberstein durchführte, GREBE & LEPPLA (1894) und LEPPLA (1894).

Die nächsten Bearbeiter nach der Jahrhundertwende waren u. a. SCHUSTER (1908), REIS (1916), und HELLMERS (1929), der erste detaillierte chemische Analysen von Vulkaniten durchführte; ferner SCHUSTER (1933) und KOCH (1938).

Stratigraphische und paläogeographische Fragestellungen wurden vor allem durch FALKE (1950a, 1952, 1953, 1954a, 1954b, 1954c, 1959, 1965, 1974b, 1976) behandelt. Weitere, vorwiegend paläogeographische Artikel wurden u. a. von BRINKMANN (1948), SCHMIDT (1951), KNEUPER (1966), KATZUNG (1972) und LORENZ & NICHOLLS (1976, 1984) veröffentlicht, wobei die beiden letztgenannten Autoren jüngste geodynamische Theorien bei der paläogeographischen Stellung des permischen Vulkanismus diskutieren.

Weitere Untersuchungen von Bedeutung sind ferner die von BAMBAUER (1960), BEDERKE (1959) und JUNG (1958). In dieser Zeit wurde vornehmlich versucht, die durch politische Grenzziehung entstandene Verwirrung in den Gesteinsbezeichnungen zu beseitigen, die Nomenklatur zu vereinheitlichen und neuere Erkenntnisse zur Stratigraphie aufzuarbeiten. Besondere Erwähnung in Hinsicht auf die Nomenklaturfrage verdient dabei ein Aufsatz von TRÖGER (1954).

Arbeiten, die sich spezieller mit Petrographie, Petrologie und Geochemie in neuerer Zeit auseinandersetzen, sind z. B. die von NAKAMURA & KUSHIRO (1970), NICHOLLS & LORENZ (1973), SCHWAB (1981), SIEGERS (1967), WOLFF (1973), ABO-DALO (1978), KRUPP (1984) und Isotopenuntersuchungen von GÖPEL (1981).

Durch die vorliegende Arbeit sollten die Effusiva im Raum Kirn stratigraphisch in einzelne Einheiten gegliedert werden. Aufgrund petrographischer und geochemischer Untersuchungen waren Mineralbestand, Gefüge und Chemismus der Intrusiva und Effusiva zu erarbeiten. Weiterhin war unter Berücksichtigung der Umwandlungserscheinungen der Magmatite deren ursprüngliche Zusammensetzung zu klären und ihre nomenklatorische Einordnung vorzunehmen. Anhand dieser Ergebnisse sollten mögliche Erstarrungsbedingungen diskutiert werden.

2. Geologischer Rahmen der untersuchten Magmatite

Das bearbeitete Gebiet befindet sich, mit der Stadt Kirn im Zentrum, ca. 70 km südwestlich von Mainz im Bereich des Nordwestflügels der Nahe-Mulde am Nordwestrand des Saar-Nahe-Beckens (s. Abb. 1). Dieses wird im Nordwesten vom Hunsrück, als südlichem Teil des Rheinischen Schiefergebirges, im Osten vom Mainzer Becken und dem Oberrhein-

graben, im Südosten vom Pfälzerwald und im Südwesten von der Lothringer Triasplatte begrenzt.

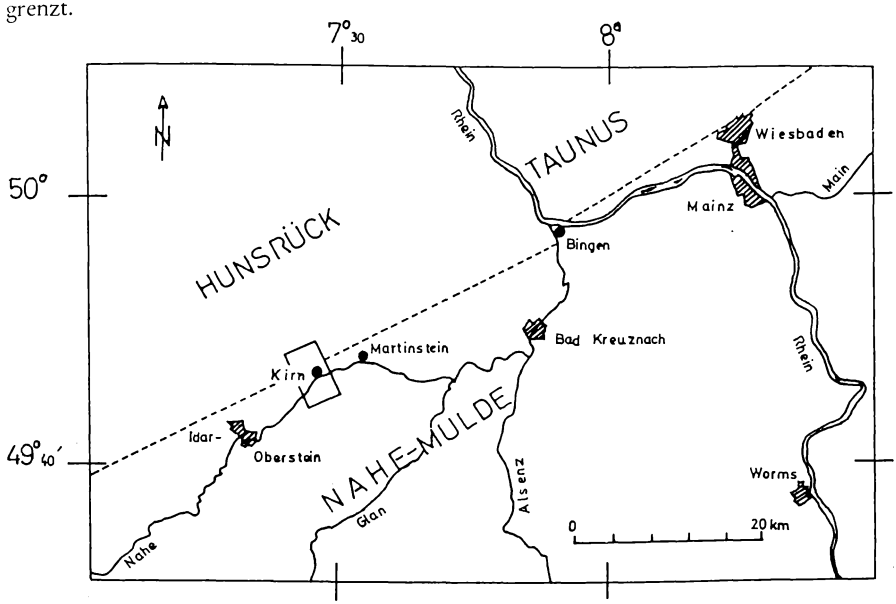


Abb. 1: Die Lage des Arbeitsgebietes (umrandet).

Die Anlage des Saar-Nahe-Beckens erfolgte bereits im Oberkarbon entlang des tektonischen Nordrandes der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (BRINKMANN 1948). Über dieser Tiefenstörung geriet die damalige Landoberfläche im Westfal zunächst in schmaler Zone ins Sinken. Im Stefan wurde die gesamte Kristallinzone von einer flächenhaften Abwärtsbewegung erfaßt und kippte gegen Nordwesten ein. Das daraus resultierende intramontane Bekken stellt innerhalb des variscischen Orogens, im Grenzbereich Rhenohercynikum/Saxothuringikum gelegen, ein Sammelbecken für den Abtragungsschutt des variscischen Gebirges dar. Nach der Definition von EIGENFELD & SCHWAB (1974), die sich mit der geotektonischen Stellung des permosilesischen Vulkanismus Mitteleuropas befaßten, ist das Saar-Nahe-Bekken ein intramontanes Becken (= Trog-Typ), das von der variscischen Faltung betroffen wurde und subsequente Vulkanite aufweist.

Im Westfal erfolgten im Gebiet des heutigen Saarbrücker Hauptsattels die Sedimentschüttungen aus dem Hunsrück, wo die dort anstehenden Quarzite, Phyllite und Tonschiefer der Verwitterung unterlagen.

Im Stefan und im Unterrotliegend wird bis zur Achse der heutige Nahemulde zwar noch vom Hunsrück Material geliefert, in den Sedimenten dominiert aber bei weitem die von südlich gelegenen Abtragungsgebieten (Vogesen) gelieferte Sedimentfracht aus der Verwitterung von Graniten, Gneisen, Quarziten und sauren Vulkaniten. Die Verzahnung dieser beiden Schüttungen erfolgte im Bereich der Beckenachse der heutigen Nahemulde (SCHÄFER 1980).

Vom Westfal bis zum Oberrotliegend verlagerte sich das Trogtiefste des Saar-Nahe-Beckens von Südwesten nach Nordosten, bei gleichzeitiger Ausdehnung des Sedimentationsraumes in dieser Richtung (FALKE 1974b).

Im Unterrotliegend erfolgte unter fluviatil-lakustrinen Verhältnissen hauptsächlich die Ablagerung von Arkosen, Konglomeraten, Ton- und Siltsteinen. Deltaschüttungen wurden von SCHÄFER & RAST (1976) beschrieben.

Verbindliche Mächtigkeiten der Oberkarbon- und Unterrotliegend-Sedimente lassen sich nur für bestimmte Lokalitäten angeben. Mit Hilfe der Bohrungen „Saar 1" und „Olm 1" läßt sich nur eine allgemeine Angabe machen. So wurden SCHÄFER (1980) für Oberkarbon und Unterrotliegend ca. 5000 m Gesamtmächtigkeit angegeben.

Der Beginn des Oberrotliegend ist durch magmatische Tätigkeit gekennzeichnet. Dieser, nach STILLE subsequente Magmatismus ist eng mit variscischen Deformationen (Bruchtektonik und weitwellige Faltung) der Saalischen Gebirgsbildungsphase an der Wende Unter-/Oberrotliegend verknüpft. Außer oberflächennahen Intrusionen mit Bildung von Stöcken und Lagergängen vollzogen sich weiträumige und mächtige Deckenergüsse. Der subsequente Magmatismus der Innensenken setzt erst nach einer Abtragungsphase des Grundgebirges ein (EIGENFELD & SCHWAB 1974). Im Saar-Nahe-Becken sind daher zwischen dem metamorph überprägten Untergrund und den Vulkaniten des „Grenzlagers" Molassesedimente eingelagert.

Der subsequente Magmatismus Mitteleuropas begann im Schnitt 30 Mio. Jahre nach Abschluß der Saalischen Phase (EIGENFELD & SCHWAB 1974).

Die Gliederung des Saar-Nahe-Beckens in weitgespannte Sättel und Mulden durch Bruchfaltentektonik setzte im Zuge spätvariscischer Prozesse (Pfälzische Phase) ein und dauerte bis ins obere Perm an. Die bedeutendsten, so entstandenen geologischen Einheiten sind die unmittelbar an das Rheinische Schiefergebirge angrenzende Nahe-Mulde, das nach Süden hin folgende Pfälzer Sattelgewölbe und die sich daran anschließende Pfälzer Mulde. Im südwestlichen Teil des Saar-Nahe-Beckens wären noch die Prims-Mulde und der Saarbrükker Hauptsattel zu nennen, der sich nach Nordosten in das Pfälzische Sattelgewölbe fortsetzt.

Die Sedimente des Oberrotliegend zeigen u. a. eine charakteristische Rotfärbung (vgl. LORENZ 1972) und im Vergleich zu den Unterrotliegendsedimenten eine generelle Zunahme der Geröllführung. Die Sedimentschüttungen erfolgten zu dieser Zeit vor allem aus dem Hunsrück.

3. Die Verbreitung der Effusiva und Intrusiva

3.1. Aufschlußverhältnisse und Erhaltungszustand

Die basischen Vulkanite auf der Nordwestflanke der Nahe-Mulde zwischen Kirn, Sulzbach und Bergen bedecken heute eine Fläche von ca. 5 – 6 km². Die stockförmigen Intrusionen konzentrieren sich dagegen ringförmig um die Stadt Kirn (Abb. 2). Die Gesteine sind nur stellenweise gut aufgeschlossen. Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes bei Bergen treten die Vulkanite dagegen nur als Lesesteine zu Tage, wogegen die Intrusiva z. T. im Abbau befindlicher Steinbrüche besser aufgeschlossen sind.

Die Magmatite liegen nicht mehr in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit vor. Sie sind durch spät-bis postmagmatische Umwandlungsvorgänge (WALGER 1958), sowie durch die Verwitterung sowohl äußerlich als auch in ihrem Mineralbestand und Chemismus verändert. Im Folgenden soll kurz auf die Geländebeobachtungen eingegangen werden.

Sofern relativ frische Proben auffindbar sind, besitzen diese dunkelgraue bis schwarze Farbe. Die Erwartung, in Steinbrüchen könne sich frischeres Material gewinnen lassen, bestätigt sich nicht. Dies liegt hauptsächlich daran, daß die spät-bis postmagmatischen Umwandlungsvorgänge die basischen Vulkanite wesentlich stärker als die Verwitterung beeinflußt haben. An stark umgewandeltem und verwittertem Material besteht folglich kein Mangel. Die Farben der zersetzten Partien ändern sich vom erwähnten schwarzgrau über hellere Grautöne, rötliche und grünliche Farbkomponenten mit fortschreitendem Verwitterungsgrad zu immer stärker hervortretenden braunen Farbtönen. Bisweilen sind die Gesteine gelblich gefärbt und im Handstück nicht mehr eineutig als Magmatit zu bestimmen.

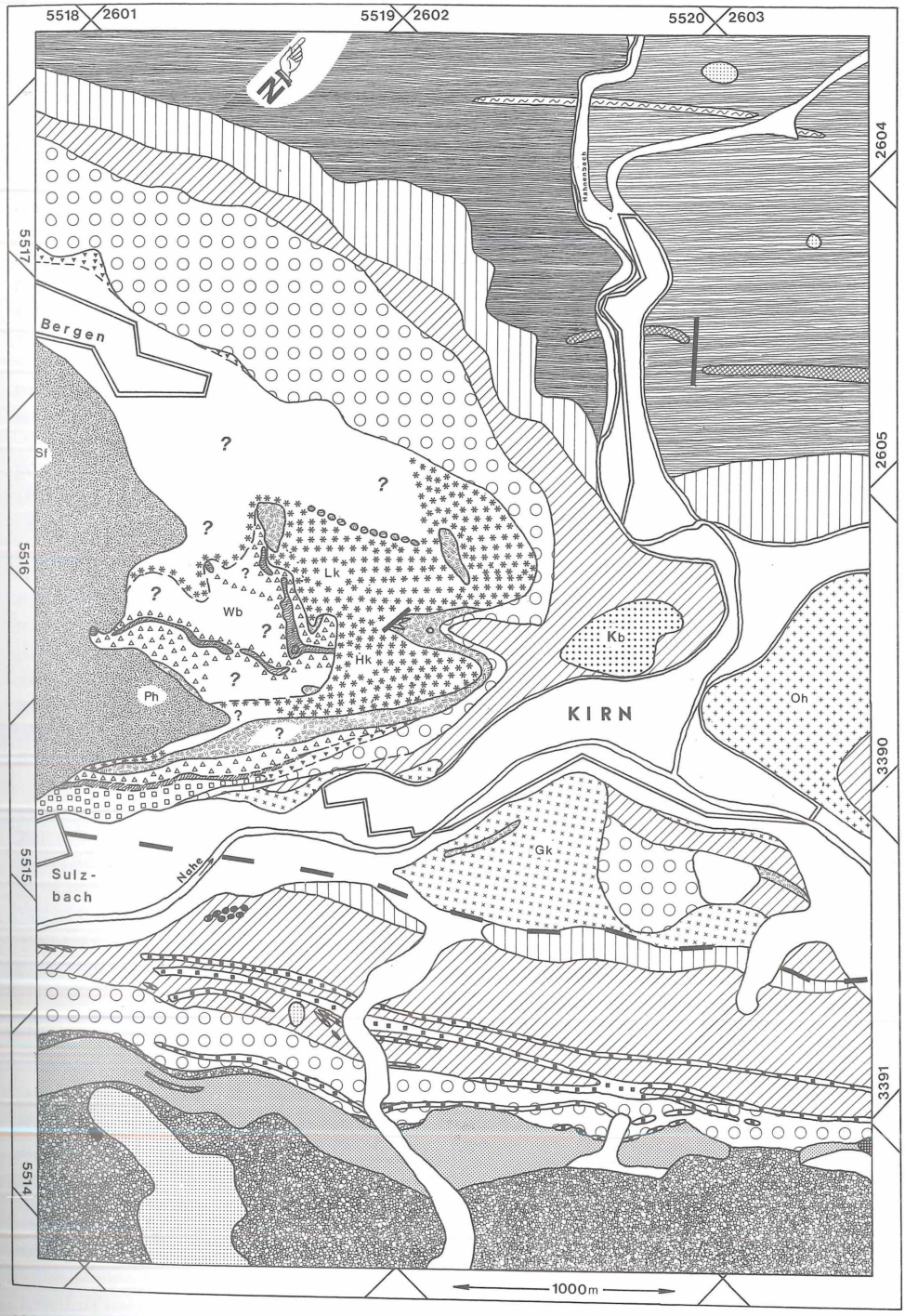


Abb. 2: Geologische Karte des NW-Flügels der Nahe-Mulde bei Kirn.

Quartär

Tertiär

OBER-ROTLIEGEND

- Oberhalmen (Oh)
- Kyrburg (Kb)
- Gauskopf (Gk)
- Lagergänge
- Warderner Schichten
- Magmatit X
- Aschentuff
- »Navit«
- Lavaserie II
- Lavaserie IA/ST 3
- Tuff 2
- Lavaserie IA/ST 2
- Tuff 1
- Lavaserie IA/ST 1
- Lavaserie IB

UNTER-

- Konglomeratische Arkose-Sandstein Abfolge
- Tonstein-Sandstein Abfolge
- Basale Konglomerat-Sandstein Abfolge

DEVON

- Hahnenbachserie
- Gneis von Wartenstein
- Kallenfelsquarzit

Sf: Sommerflur
Ph: Plätzheck
Wb: Walkenberg
Lk: Limbergskopf
Hk: Habichtskopf

3.2 Bemerkungen zur Bezeichnung der effusiven Gesteinskörper und ihrer Gliederung

Als ehemaliger Lavastrom wird die kleinste unterscheidbare Einheit der effusiven Gesteinskörper angesehen, dessen Differenzierung im Arbeitsgebiet jedoch nicht möglich ist. Die übergeordnete Einheit ist die Effusivdecke. Als Effusivdecke wird jeder eruptive Gesteinskörper angesehen, der im Liegenden und Hangenden von klastischen oder pyroklastischen Sedimenten begrenzt wird (BAMBAUER 1960). Eine Effusivdecke kann sich aus einem oder mehreren ehemaligen Strömen zusammensetzen. Dies ist jedoch mit der nötigen Vorsicht zu verwenden. Zum Beispiel müssen sich zwei zeitlich bald aufeinander folgende Paroxysmen nicht unbedingt an der Bildung zweier Decken erkennen lassen, wenn keinerlei Unterschied in Zusammensetzung und Ausbildung der geförderten Effusiva bemerkbar ist und auch keine Sedimentation oder Erosion in der Zwischenzeit erfolgte. Auch das Vorhandensein einer Sedimentlage kann nicht in jedem Fall eine Deckengrenze eindeutig belegen: Falls zwischen dem Übereinanderfließen zweier zum gleichen Paroxsysmus gehörenden Lavaströme eine kurzzeitige aber dennoch nennenswerte Sedimentation (z. B. Schüttung konglomeratischer Arkose) erfolgt, so werden leicht zwei gleichartige, aber scheinbar verschiedenen Paroxysmen zugehörende Decken vorgetäuscht. Ein solcher Fall liegt eindeutig im südlichen Abschnitt des Arbeitsgebietes bei den „Naviten" (PUCHER & OSTWALD 1974) vor, in denen eine geringmächtige Lage grobklastischer Arkosen in Waderner Fazies abgelagert ist. Durch die Existenz der Arkose werden an dieser Lokalität zwei verschiedene Decken vorgetäuscht. Da bei den Effusiva sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der sedimentären Einschaltung makroskopisch keine petrographischen Unterschiede festzustellen waren und die Ablagerung einer Arkose innerhalb eines Eruptionsvorganges so rasch geschehen kann, daß hierfür keine nennenswerte Pause der vulkanischen Tätigkeit erfolgt sein muß, werden die Effusiva zu einer Einheit („Navite") zusammengefaßt. An dieser Stelle sei vermerkt, daß vom Probenmaterial der Navite keine Dünnschliffe angefertigt wurden und sie deshalb im petrographischen Teil dieser Arbeit keine Erwähnung finden. Nach der stratigraphischen Position und der petrographischen Ausbildung könnte es sich bei den Naviten um die Decke II (ABBASSIAN 1979) handeln.

Als Vulkanitserie werden eine oder mehrere Effusivdecken zusammengefaßt, die aufgrund ihrer stratigraphischen Position und charakteristischen Begleitsedimenten als einer Eruptionsphase zugehörig betrachtet werden. Der Begriff „Serie" wird hier für die lithostratigraphische Gliederung benutzt (LORENZ 1973), da sich einzelne Effusivdecken bzw. -ströme innerhalb einer Serie gleichartiger Vulkanite oft nicht gegeneinander abgrenzen lassen. Einem Vorschlag NICKEL'S (1978:87) folgend, wurde bei der Beschreibung der Vulkanite eine Doppelbezeichnung (Vulkanitserie I, II, Subtyp 1, 2...) verwendet.

3.3 Stratigraphie und Verbreitung der untersuchten Magmatie

Im Untersuchungsgebiet lassen sich, soweit es die Aufschlußverhältnisse erlauben, insgesamt 3 Vulkanitserien (ohne „Navite") und ein, nur lokal auftretendes kleines Vorkommen eines Magmatits unterscheiden. Dieses Gestein wird im petrographischen Teil als „Magmatit X" bezeichnet.

Die untersuchten Vulkanitserien nördlich der Nahe stellen drei gegeneinander abgrenzbare Einheiten (von evtl. mehreren Decken bzw. Strömen) dar, die jeweils aus petrographisch und geochemisch vergleichbaren Gesteinen aufgebaut sind, ohne dabei unbedingt einem gemeinsamen Eruptionsvorgang oder dem gleichen Förderkanal angehören zu müssen. Zur Grenzziehung zwischen den Decken bieten sich außer den Sediment- und Tufflagen die Mandelsteinzonen an, die im Dach und an der Basis eines jeden Effusivstromes auftreten

und folglich auch zwischen verschiedenen aufeinanderfolgenden Effusivdecken ohne Sedimentzwischenlage zu erwarten sind. Die Festlegung der Deckengrenzen bereitet unter diesen Voraussetzungen große Schwierigkeiten, da eine im Gelände ausstreichende Mandelsteinzone sowohl dem unteren als auch dem oberen der beiden aneinanderstoßenden Effusivströme (bzw. Decken) gehören kann, wenn keine Trennfuge oder dergleichen sichtbar ist. Eine mikroskopische Untersuchung, inwieweit die jeweilige Mandelsteinzone der liegenden oder hangenden Decke angehört, ist wegen des schlechten Erhaltungszustandes dieser Gesteine wenig sinnvoll.

So ist die Grenzziehung in solchen Fällen, besonders der einzelnen Subtypen der Vulkanitserie IA gegeneinander im Gebietsabschnitt östlich Bergen äußerst problematisch, da zusätzlich infolge ackerbaulicher Tätigkeit die Mandelsteinzonen über weite Bereiche streuen.

Die Vulkanitserien IA, IB und II treten von Südwesten in das Arbeitsgebiet ein und sind nur nordwestlich der Nähe ± durchgehend bis vor Kirn zu verfolgen. Südöstlich der Nahe treten dagegen eine Reihe von Lagergängen, die Gauskopf-Intrusion und die bereits erwähnte „Navite" auf.

4. Untersuchungsmethoden und petrographischer Überblick

Für die petrographischen Untersuchungen wurden ca. 30 eigene sowie bereits vorhandene Dünnschliffe von Herrn Krug (Univ. Mainz) quanititativ und qualitativ untersucht.

Bei den Dünnschliffen ist der Umwandlungsgrad des Mineralbestandes z. T. beträchtlich hoch, so daß oft nur ein Vergleich des Gefüges als Hilfsmittel bei der Zuordnung zur entsprechenden Vulkanitserie und des jeweiligen Subtyps herangezogen werden konnte.

Für die Modalanalysen wurden im Durchschnitt ca. 500 bis 600 Einzelpunkte ausgezählt, wobei Einsprenglinge gesondert bei geringerer Vergrößerung ausgezählt wurden. Die Bestimmung der An-Gehalte der Plagioklase erfolgte nach der Zonenmethode von RITTMANN (1929). Die An-Gehalte wurden anschließend aus der „Hochtemperaturkurve" für Vulkanite aus BURRI, PARKER & WENK (1967: Tafel XI) ermittelt.

Die untersuchten Vulkanite setzen sich aus Plagioklasen, Klinopyroxenen, ± Orthopyroxenen, Olivin, Magnetit, Ilmenit und glasiger, meist viriditisierter Mesostasis zusammen. Klino- und Orthopyroxene kommen vereinzelt als Mikrophänokristalle vor. Neben den Hauptkomponenten ist noch Apatit kristallisiert. Calcit ist als Sekundär- bzw. Umwandlungsausscheidung häufig vorhanden. Sekundärer Biotit ist nur in wenigen Schliffen zu beobachten.

Unter dem Begriff „Mesostasis" (= Zwischenmasse), der frühzeitig von ROSENBUSCH geprägt wurde, versteht man die mikroskopisch nicht näher bestimmbare Grundmasse in den Zwickeln der Kristalle. Aufgrund hoher Mesostasisanteile in den untersuchten Magmatiten ist eine Gesteinsbenennung auf der Grundlage der Modalanalyse nur bedingt aussagekräftig. Der Vollständigkeit halber werden jedoch die Ergebnisse der Modalanalysen angegeben.

Als Viridit werden gelbliche, bräunliche und grünliche Fe-Mg-Schichtsilikate bezeichnet, die durch Umwandlung aus Glasanteilen und Mafiten entstanden sind (VOGELSANG 1872).

Die Gefügebeschreibung der Magmatite erfolgt nach HOENES (in FREUND 1955, IV, Teil 1). Die Schliffnummern sind identisch mit den Nummern der analysierten Proben. Die Beschreibung der Vulkanitserien erfolgt vom Liegenden zum Hangenden.

4.1 Qualität der Daten

Die in der vorliegenden Arbeit angegebenen modalen Aneile der einzelnen Mineralphasen basieren auf Auszählergebnissen zwischen 500 und 600 Einzelpunkten, die folglich nicht überbewertet werden dürfen. Gemäß den Empfehlungen von VAN DER PLAS & TOBI (1965) wurden die Standardabweichungen 2δ bei 95% Vertrauensbereich für die jeweiligen Werte berechnet und sind in Tabelle 1 in Klammern angegeben. Die ermittelten Standardabweichungen schwanken in Abhängigkeit von den gezählten Einzelpunkten für ein individuelles Mineral in weiten Grenzen. In einigen Fällen übersteigt die Standardabweichung das Zählergebnis, was durch zu geringe Auszählpunkte der jeweiligen Mineralphasen hervorgerufen wird. Die Tabelle ist folglich mit der nötigen Vorsicht zu interpretieren.

4.2 Bemerkungen zur Probennahme

Es erscheint wichtig, darauf hinzuweisen, daß die Analysen und Dünnschliffe eher zufälligen Proben entsprechen und kaum die mittlere Zusammensetzung eines etwaigen Lavastromes repräsentieren, da durch die schlechten Aufschlußverhältnisse weder die genaue Topologie noch die exakte stratigraphische Stellung der entnommenen Proben zu ermitteln war. Im Saar-Nahe-Becken und auch im Arbeitsgebiet ist es i. allg. unmöglich, separate Effusivströme zu identifizieren und räumlich abzugrenzen. Darüberhinaus ist die teilweise oder vollkommene Erosion einzelner Effusivströme (oder Decken) zu bedenken, wodurch sich die Situation in Hinblick auf die Diskussion einer Magmengenese weiter kompliziert. Zusätzlich muß noch bedacht werden, daß infolge von posteruptiven Differentiationsvorgängen die Zusammensetzung des Magmatits am Dach und in tieferen Teilen einer Intrusion oder auch eines mächtigen Effusivstromes verschieden sein kann. Die Unterschiede der Effusiva eines solchen Stromes können durch präeruptive Differentiation des Magmas im Schlot verursacht sein, oder aber auch durch konvektive Vorgänge, wie z. B. die in den Schliffen häufig beobachtbare Anhäufung von Einsprenglingen durch Strömungen im Magma oder durch lokalen Gastransport. Der modale Gehalt an Plagioklaseinsprenglingen kann dadurch von Probe zu Probe beträchtlich variieren.

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß die im Laufe dieser Arbeit folgenden Interpretationen der Analysen- und Dünnschliffdaten im Grunde genommen nur für die jeweiligen Probennahmepunkte Gültigkeit besitzen und der Versuch einer flächenhaften Übertragung der Einzelbefunde mittels Parallelisierung zumindest gewagt erscheint.

5. Petrographie

5.1 Vulkanitserie IB

Verbreitung:

Die Effusiva der Vulkanitserie IB, welche eventuell aus einem weiter südwestlich gelegenen Eruptionszentrum stammen können, nehmen die flächenmäßig geringste Verbreitung ein und konzentrieren sich fast ausschließlich auf die nördliche Umgebung von Sulzbach (s. Abb. 2). Ein weiteres, jedoch kleindimensioniertes Vorkommen ist im Trübebachtal nördlich des Habichtskopfes inmitten der brecciösen Tuff-2-Lage aufgeschlossen. Im Gegensatz zur Lokalität Sulzbach muß das Vorkommen im Trübebachtal als tief erodierter Teil eines Förderkanals betrachtet werden, so daß die Vulkanitserie IB ehemals aus mindestens zwei verschiedenen alten, jedoch petrographisch identischen Decken aufgebaut wurde, wobei die jüngeren Effusiva bereits weitgehend erodiert sind.

Tabelle 1: Modalbestände ausgewählter Magmatite (in Vol. - %). Die Reihenfolge der Gesteinsnummern ist ihrer topographischen Position entsprechend vom lithostratigraphisch Liegenden (Nr. 46) zum Hangenden (Nr. 34), d. h. von links nach rechts in der Tabelle wiedergegeben. Die Nummern 78, 90, 85 und 87 entsprechen dabei den Intrusionskörpern um Kirn.

Nr.	46 (VS IA/2)	56 (VS IA/2)	27 (VS IA/3)	34 (VS IA/3)
Einsprenglinge				
Plagioklas	6,6 (±2,2)	17,1 (±3,4)	2,9 (±1,5)	2,9 (e1,4)
Olivin	0,2 (±0,4)	2,4 (±1,4)	3,5 (±1,6)	4,8 (±1,8)
Klinopyroxen	-	-	-	0,5 (±0,6)
Grundmasse				
Plagioklas	46,7 (±4,4)	38,2 (±4,4)	41,4 (±4,3)	54,2 (±4,1)
Olivin	-	-	0,8 (±0,8)	-
Klinopyroxen	31,5 (±4,1)	5,8 (±2,1)	26,4 (±3,9)	25,9 (±3,6)
Apatit	-	-	-	-
Glas	-	-	22,1 (±3,6)	-
Erz	5,2 (±1,9)	29,6 (±4,0)	1,0 (±0,9)	4,7 (±1,7)
Viridit	-	-	-	0,3 (±0,5)
Carbonat	9,9 (±2,6)	9,6 (±2,6)	1,9 (±1,2)	6,7 (±2,1)
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabelle 1: Fortsetzung

Nr.	78	90	85	87
Einsprenglinge				
Plagioklas	3,3 (±1,5)	7,1 (±2,2)	2,4 (±1,4)	14,3 (±3,3)
Olivin	0,7 (±0,7)	0,8 (±0,8)	1,0 (±0,9)	0,2 (±0,4)
Klinopyroxen	-	0,4 (±0,5)	0,4 (±0,5)	1,7 (±1,2)
Grundmasse				
Plagioklas	44,1 (±4,2)	45,8 (±4,3)	51,0 (±4,4)	59,0 (±4,6)
Olivin	-	-	-	-
Klinopyroxen	18,7 (±3,3)	17,3 (±3,3)	20,0 (±3,5)	11,7 (±3,0)
Apatit	-	-	-	0,4 (±0,6)
Glas	16,5 (±3,3)	17,0 (±3,2)	18,3 (±3,4)	-
Erz	4,6 (±1,8)	2,8 (±1,4)	2,1 (±1,3)	3,9 (±1,8)
Viridit	0,6 (±0,6)	-	0,2 (±0,4)	1,2 (±1,0)
Carbonat	11,5 (±2,7)	8,8 (±2,4)	4,6 (±1,9)	7,6 (±2,5)
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0

Ausbildung:
Die Effusiva der Vulkanitserie IB sind wegen ihrer großen Plagioklaseinsprenglinge, die besonders im verwitterten Zustand z. T. deutlich sichtbar sind, im Gelände gut gegen andere Vulkanite abzugrenzen. Die Gesteine der Vulkanitserie IB sind wahrscheinlich intersertal ausgebildet. Eine genaue Ansprache der Grundmassemikrolithe ist jedoch wegen des hohen Umwandlungsgrades mit großen Unsicherheiten behaftet. Die Grundmasse wird aus einem feinkörnigen Filz leistenförmiger, fließgeregelter Plagioklase gebildet, deren Zwischenräume scheinbar von carbonatisierten Klinopyroxenen (?) und viriditisierter Mesostasis (?) sowie sekundärem Magnetit eingenommen werden. Die Abbildung 3 vermittelt einen Eindruck des Gesteins.

Die intratellurischen Einsprenglinge sind völlig umgewandelt. Dabei handelt es sich um vollkommen carbonatisierte idiomorphe Olivine, welche einen maximalen Druchmesser von 1 mmm aufweisen. Weiterhin finden sich plattige, idiomorphe bis hypidiomorphe, gänzlich sericitisierte Plagioklaseinsprenglinge, die maximale Längen von 2,5 mm erreichen.

5.1.1 Kristallisationsabfolge der Vulkanitserie IB

Der Kristallisationsverlauf der Magmatite begann mit einer zeitlich begrenzten Erstausscheidung von Olivin (geringe Größe), an die sich eine ausgedehnte Periode der Plagioklaskristallisation anschloß, worauf die bis zu 2,5 mm langen Phänokristalle hinweisen. Die im Vergleich zu den Proben der Vulkanitserie IA (s. S. 61) kaum ausgebildete glomerophyrische Struktur der Plagioklaseinsprenglinge kann durch eine fehlende oder nur sehr schwach ausgebildete Magmenkonvektion erklärt werden.

Während des Magmenaufstieges erfolgte die Kristallisation der Grundmasseplagioklase, der sich die Abscheidung der Klinopyroxene (?) anschloß. Dieser Vorgang war auf einen eng begrenzten Temperaturbereich beschränkt und ist für die Ausbildung des intersertalen (?) Gefüges verantwortlich. Wie sich aus der fluidalen Einregelung der Grundmassemikrolithe ergibt, waren die Schmelzen der Vulkanitserie IB, im Gegensatz zu den Effusiva des Subtyps 1 (Vulkanitserie IA, s. S. 61) niedriger temperiert. Für die Alterationsprozesse sei an dieser Stelle auf die Seiten 78 – 80 hingeweisen.

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß die Gesteine der Vulkanitserie IB nach RITTMANN (1981) einer Mischfazies entsprechen, in der sich die intratellurischen Olivine und Plagioklase im Gegensatz zu den Mineralen der Grundmasse zumindest unter subvulkanischen Bedingungen gebildet haben und im Vulkanit als Einsprengling vorliegen.

5.2. Vulkanitserie IA

Verbreitung:
Die Effusiva der Vulkanitserie IA stellen zusammen mit der Vulkanitserie IB die stratigraphisch ältesten Vulkanite der „Grenzlager"-Abfolge dar. Das Vorkommen im Gelände erstreckt sich von Bergen bis zum Walkenberg, Limbergskopf und Habichtskopf von Westen nach Nordosten und Südosten und nimmt damit die flächenmäßig größte Verbreitung im Arbeitsgebiet ein (Abb. 2). Sowohl in der Umgebung des Limbergskopfes als auch im Nordwesthang des Nahetales besteht die Vulkanitserie IA wahrscheinlich aus zwei, insgesamt aber aus drei Effusivdecken. Der Subtyp 3 scheint aus mindestens zwei Effusivströmen zu bestehen. Lesesteine feinklastischer Arkosen (evtl. eines Aufarbeitungshorizontes), Tuffe und blasenreiche zersetzte Effusiva erstrecken sich im Gebiet nördlich des Limbergskopfes in einem schmalen Streifen über mehrere hundert Meter Länge und belegen eine zeitliche Unterbrechung der vulkanischen Tätigkeit.

Durch die große Ähnlichkeit der Subtypen 1 und 3 konnten diese nur dort kartiermäßig getrennt werden, wo Tuffe oder der Subtyp 2 zwischengeschaltet sind. War dies nicht der Fall, wie in den Abschnitten um Bergen, wurde auf der geologischen Karte die Signatur „ungewiß" gewählt.

5.2.1. Vulkanitserie IA/Subtyp 1

Ausbildung:

Das Gefüge von Subtyp 1 ist intersertal ausgebildet. Kennzeichnend für das hypidiomorphe Gestein ist die sperrige Verzahnung idiomorpher, leistenförmiger Plagioklase mit xenomorphen Klinopyroxenen. Die Plagioklase der richtungslosen Grundmasse zeigen keine fluidale Einregelung, d. h. sie müssen gemeinsam mit den Klinopyroxenen gleichzeitig auskristallisiert sein, nachdem der Fließvorgang der Lava beendet war. In den Zwickeln der Plagioklase sind weiterhin Klinopyroxene, Magnetit und Mesostasis auskristallisiert, die z. T. autohydrothermal umgewandelt wurden (Abb. 4).

Plagioklase sind zum überwiegenden Teil als Einsprenglinge und in der Grundmasse an der Gesteinszusammensetzung beteiligt. Die Kristallformen sind idiomorph und es herrschen leistenförmig gestreckte Individuen vor. Der Plagioklas besitzt weitgehende Resistenz gegenüber Umwandlungserscheinungen. Dennoch zeugt, unter gekreuzten Nicols sichtbares, kristallinternes wolkiges Auslöschen von beginnender Umwandlung. Monomineralische Agglomerate sind häufig. Verzwillingungen (Karlsbader, Albit) sind fast duchweg zu beobachten, ebenso Zonarbau. Eine oszillierende Zonierung ist nur in untergeordnetem Maße vorhanden. Als Einsprenglinge erreichen die Kristalle eine Länge bis zu 0,8 mm; in der Grundmasse beträgt die durchschnittliche Größe ca. 0,1 mm.

Die An-Gehalte der Einsprenglinge schwanken zwischen An_{76} und An_{35}, für die Minerale der Grundmasse wurden An_{60} bis An_{26} gemessen. Die Außensäume der Plagioklase sind meist saurer als der Kristallkern. So konnten an einer Probe (GB 1/Krug) An-Gehalte von An_{68} im Kern und An_{30} am Rand bestimmt werden.

Die Klinopyroxene sind in frischen Proben farblos bis leicht grünlich, xeno- bis hypidiomorph ausgebildet und nehmen die Zwickelpositionen zwischen den Plagioklasen ein. Ihre Größe schwankt zwischen 0,02 und 0,15 mm.

Olivin ist als Einsprengling und in der Grundmasse häufig vorhanden. Frische Kristalle wurden nicht beobachtet; sie liegen ausnahmslos als grünliche, viriditisierte Körner mit teilweise noch vorhandenen idiomorphen Umrissen vor. Reaktionssäume sind üblich. Die Olivine erreichen maximale Durchmesser von 0,7 mm, der Druchschnitt liegt bei ca. 0,4 mm.

Magnetit beteiligt sich in geringer Menge und nimmt Zwickelpositionen ein. Bei den Erzausscheidungen handelt es sich um unregelmäß geformte Körner.

In der Mesostasis findet sich grünlich viriditisiertes Glas und Erzstaub sowie nadelförmiger Apatit.

5.2.2. Vulkanitserie IA/Subtyp 2

Ausbildung:

Im mikroskopischen Bild unterscheiden sich die Vulkanite vom Subtyp 2 gegenüber Subtyp 1 aufgrund des intergranularen bis intersertalen, fluidal geregelten Gefüges mit Einsprenglingen von Plagioklas und einem niedrigeren modalen Gehalt an Olivineinsprenglingen. Die Grundmasse wird im Gegensatz zu Subtyp 1 aus feinkörnigen, leistenförmigen und deutlich fließgeregelten Plagioklaskristallen gebildet, deren Zwischenräume häufig von Klinopyroxenen, z. T. durch Mesostasis und Magnetit eingenommen wird (Abb. 5).



Abb. 3: Übersichtsaufnahme einer Probe der Vulkanitserie IB mit sericitisierten Plagioklasen. Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

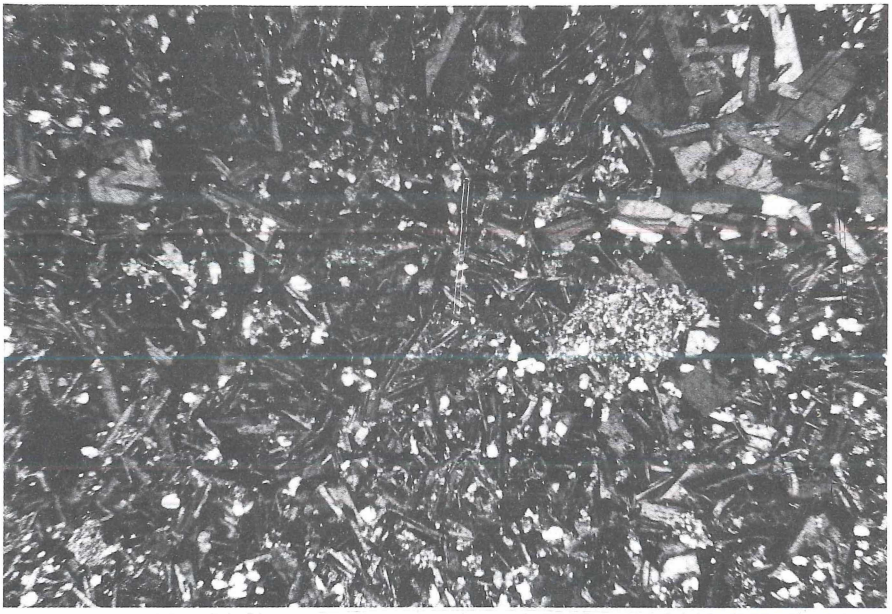


Abb. 4: Intersertales Gefüge von regellosem Plagioklas und Klinopyroxenen. Einsprenglinge von zersetztem Olivin. Vulkanitserie IA / Subtyp 1. Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

Das Gefüge ist hypidiomorph-hypokristallin und porphyrisch entwickelt. Die Plagioklase sind als Einsprenglinge und zum überwiegenden Teil in der Grundmasse an der Gesteinszusammensetzung beteiligt. Die Ausbildung ist idiomorph bis hypidiomorph und setzt sich generell aus leistenförmigen bis tafeligen Individuen zusammen. Carbonatisierte Korrosionsränder sind häufig und bisweilen vorhandene, orientiert eingelagerte Glaseinschlüsse auf den Kernbereich der Kristalle konzentriert. Plagioklasagglomerate sind keine Seltenheit, ebenso Verzwillingungen nach dem Karlsbader-, Albit- und Periklin-Gesetz und oszillierende Zonierung. Als Einsprenglinge erreichen die Kristalle eine Länge bis zu 0,9 mm; in der Grundmasse beträgt die durchschnittliche Größe ca. 0,1 mm.

Die gemessene An-Gehalte der Phänokristalle betragen An_{78} bis An_{40}. In der Grundmasse variieren die Werte zwischen An_{33} und An_{27}.

Der Klinopyroxen ist in relativ frischen Proben farblos bis leicht grünlich und nimmt Zwickelpositionen zwischen den Plagioklasen der Grundmasse ein. Die Kristallform ist xeno- bis hypidiomorph und ihre Größe schwankt von 0,03 bis 0,14 mm.

Olivine sind als Einsprenglinge sowie in der Grundmasse mit durchweg carbonatisierten Reaktionssäumen vorhanden, wodurch der Ungleichgewichtszustand Schmelze – Olivin zum Ausdruck kommt. In einer Probe (Nr. 46) lagen grünliche, vollkommen viriditisierte Einsprenglinge vor, deren Kristallumrisse von Erzausscheidungen nachgezeichnet werden. Bei einigen frischen Olivinen (Nr. 54) ist an deren Außenrändern das Blau(-Rot) der 2. Ordnung zu erkennen, während der Großteil des Kristalls eine niedrigere Interferenzfarbe aufweist. Dieser Umstand deutet nach MAC KENZIE & GUIFORD (1981 : 1) auf Zonarbau mit eisenreicheren Rändern hin. Die Druchmesser der Olivineinsprenglinge fallen mit nahtlosen Übergängen in den Bereich von 0,2 bis 0,9 mm.

Magnetit beteiligt sich nur in geringer Menge am Gesteinsaufbau und nimmt ausschließlich die Zwickelpositionen in der Grundmasse ein. Daneben finden sich in untergeordnetem Maße Glasanteile und Apatit.

5.2.3. Vulkanitserie IA/Subtyp 3

Ausbildung:

Die Vulkanite des Subtyps 3 unterscheiden sich u. d. M. gegenüber Subtyp 2 durch das intersertale bis hyaloophitische Gefüge und zusätzlich noch aufgrund einer grobkörnigeren, jedoch nur schwach fließgeregelten Grundmasse.

Die Effusiva sind hypokristallin, hypidiomorph und porphyrisch ausgebildet (Abb. 6).

Überwiegend sind die Plagioklase als Phänokristalle und in der Grundmasse an der Zusammensetzung der Vulkanite beteiligt. Die Ausbildung ist idiomorph bis hypidiomorph. Er setzt sich generell aus leistenförmigen und plattigen Individuen zusammen und zeigt häufig randliche Korrosionserscheinungen. Kristallinterne, orientiert eingelagerte, bisweilen auch peripher gelegene Glaseinschlüsse deuten auf ein relativ schnelles Wachstum der Kristalle hin. Agglomerierte Plagioklase sind häufig, ebenso Verzwillingungen (Karlsbader, Albit, Periklin) und Zonarbau. Die porphyrischen Kristalle weisen maximale Längen bis zu 0,8 mm auf, während in der Grundmasse die durchschnittliche Länge ca. 0,1 mm beträgt.

Die An-Gehalte der Einsprenglinge schwanken zwischen An_{78} und An_{44}. Bei zonierten Plagioklasen sind die Außensäume der Kristalle zumeist saurer als deren Kernbereiche. So wurden z. B. an einer Probe (Nr. 27) An-Gehalte von An_{67} für den Kern und An_{29} am Randbereich gemessen.

Die für kalkalkalische Vulkanite typische oszillierende Zonierung in den An-Werten wurde nur in wenigen Schliffen beobachtet, so z. B. bei Probe Nr. 3109 (Krug). Es ergaben sich bei zwei Messungen an zonierten Plagioklaseinsprenglingen für den Kern An_{48} bzw. An_{24}, im Kristallbereich, welcher eine vermittelnde Position zwischen Kern und Rand ein-

nimmt, können Werte von An_{62} bzw. An_{32} angegeben werden, die dann schließlich auf An_{52} bzw. An_{26} im Randbereich abfallen und somit schwach basischer als der zentrale Plagioklas sind.

In der Grundmasse liegt eine Spannbreite von An_{67} bis zu An_{33} vor.

Die Klinopyroxene sind in relativ frischen Proben farblos oder besitzen eine leicht grünliche Eigenfarbe und nehmen gewöhnlich die Zwickelpositionen zwischen den Plagioklasleisten der Grundmasse ein. Für die Klinopyroxene sind im allgemeinen hypidiomorphe bis xenomorphe, körnige Kristallformen kennzeichnend und ihre Größe schwankt zwischen 0,03 und 0,1 mm, um in einem Schliff (Nr. 31) auf 0,2 mm anzuwachsen. Nach Mikrosondenuntersuchungen von ABO-DALO (1978) an einer Probe aus dem Arbeitsgebiet handelt es sich um gewöhnliche Augite.

Orthopyroxene lassen sich nur vereinzelt beobachten und sind dann auf die Grundmasse beschränkt. Hier liegen sie als hypidiomorphe, säulig gestreckte Individuen vor, die als Bastit (?) – Pseudomorphosen im Gegensatz zu den frischen Klinopyroxenen gerade Auslöschung zeigen.

Olivine kommen als idiomorphe Einsprenglinge und in der Grundmasse mit annähernd unzersetztem Kern vor und zeigen unter gekreuzten Nicols den, durch randlich höhere Interferenzfarben angedeuteten Zonarbau. Reaktionssäume und Spaltrisse sind dagegen häufig carbonatisiert. In einigen Schliffen (Nr. 31, 34, 41) sind grünliche, viriditisierte, aber auch vollständig carbonatisierte Olivinphänokristalle vorhanden, deren Ränder bisweilen durch Erzausscheidungen nachgezeichnet werden. Die Olivine erreichen Durchmesser von etwa 0,2 bis zu 1 mm, wobei alle Übergänge gemessen wurden.

Mikrosondenuntersuchungen durch ABO-DALO (1978) an einer Probe (Nr. 27) ergaben für die Olivine Werte von Fo_{75} / Fa_{25} und sind nach ihrem Fe-Gehalt als eisenreiche Chrysolithe anzusprechen.

Erz beteiligt sich nur in geringer Menge am Gesteinsaufbau. Die körnigen Magnetit-bis stäbchenförmigen Ilmenitausscheidungen nehmen Zwickelpositionen in der Grundmasse ein.

In der Mesostasis findet sich im allgemeinen nadelförmiger Apatit, grünlicher, viriditisierter Glasanteil, der in einigen Frischen Proben durch Magnetitstaub dunkelbraun gefärbt ist.

5.2.4 Kristallisationsabfolge der Vulkanitserie IA

Der Kristallisationsverlauf der drei Subtypen der Vulkanitserie IA begann mit der Erstausscheidung von idiomorphen Olivinkristallen, welche überwiegend als Einsprenglinge vorliegen. Untergeordnet treten idiomorphe Klinopyroxen-Mikrophänokristalle auf, die gleich den Olivinen, von ungehindertem Wachstum in der magmatischen Schmelze zeugen. Die große Menge der Plagioklase kristallisierte zeitlich kurz danach. Die Plagioklaseinsprenglinge liegen in zwei Generationen vor, wobei die kleineren Plagioklase auf eine Kristallisationsdifferentiation, vermutlich in der Magmenkammer bzw. am Anfang der Magmenmobilisierung hindeuten. In diesem Zusammenhang dürften auch die eisenreicheren Ränder der Olivinkristalle als Ausdruck eines bereits differenzierten (?), niedriger temperierten Magmenstadiums zu sehen sein.

Die Bildung der, in den Schliffen der Vulkanitserie IA häufig auffindbaren monomineralischen Agglomerate (mit gegenseitigen Verwachsungen) läßt sich nach den Vorstellungen von VANCE (1969) zwanglos durch einen Prozeß des „drifting together and mutual attachment" einzelner Plagioklasindividuen im Zuge thermisch bedingter Konvektion in der Magmenkammer erklären, die ihrerseits durch wiederholte Einschübe von heißem, basischem Magma hervorgerufen werden soll (KUO & KIRKPATRICK 1982).

Bei den Messungen der An-Gehalte an den Plagioklasen der Vulkanitserie IA wurden folgende Erscheinungen festgestellt:

a) Zonierung der Plagioklase
b) Abnahme des An-Gehaltes vom Kern zum Rand
c) Rekurrenz der Zonierung, Korrosion und Bildung einschlußreicher Zonen.

Alle diese Erscheinungen dokumentieren eine teils sprunghafte Veränderung der Kristallisationsbedingungen (P-T-Regime) in der Magmenkammer. Nach HOMA (1932) und RITTMANN (1981) ist es als wahrscheinlich anzusehen, daß ein stoßweiser Erguß eines Teils des Magmas solche Erscheinungen verursacht, denn durch diesen Vorgang und den damit verbundenen Verlust an leichtflüchtigen Komponenten ändern sich die chemischen und physikalischen Bedingungen im Magma.

Demgegenüber versucht WENK (1945) die oszillierende Zonierung der Plagioklase in intermediären Gesteinen der Kalkalkali-Reihe duch behinderte Diffusionsvorgänge im System Kristall-Schmelze dieser relativ hochviskosen Magmen zu erklären.

In Probe Nr. 3109 (Krug) des Subtyps 3 wurden Plagioklase mit einem saureren Kern, verglichen mit den Rändern gemessen. Dies könnte auf Zunahme der Basizität der Schmelze während der Kristallisation durch weitere Einschübe von basischem Magma hindeuten, oder aber es liegen xenolithische Feldspäte vor.

Eine weitere Möglichkeit dieses Phänomen zu erklären, bieten Schwankungen des H_2O-Druckes in der Schmelze während des Kristallisationsverlaufes (s. a. RITTMANN 1981). Nach den experimentellen Untersuchungen durch YODER (1969) im System Albit-Anorthit genügt eine Erhöhung des H_2O-Druckes um nur 150 bar, um bei gleichbleibenden Temperaturen die ursprüngliche An-Komponente von An_{60} auf An_{74} zu erhöhen. Danach könnten sich also An-reiche Plagioklaskerne unter erhöhten Wasserdrücken bilden, während sich bei fortgeschritteneren Kristallisationsstadien unter reduzierten Drücken An-ärmere Zonen abscheiden, ohne daß die Magmentemperatur drastisch erniedrigt wird. Die reverse Zonierung (Probe Nr. 3109) der Plagioklaseinsprenglinge kann auch nach LOOMIS (1982) in langsam abkühlenden Magmen erwartet werden oder in Schmelzen, in denen lokal fluide Phasen konzentriert sind (evtl. duch Assimilation von H_2O-reichem Material ?).

Während des Magmenaufstieges begann die Ausscheidung der Grundmasse-Plagioklase, der sich die Kristallisation der Pyroxenmikrolithe anschloß. Die Olivine werden in diesem Stadium teilweise korrodiert, zeigen aber keine Reaktionssäume von Orthopyroxen. Innerhalb eines größeren Temperaturintervalls kristallisiert Plagioklas allein, zusammen mit Pyroxen nur während eines eng begrenzten Temperaturbereiches. Es entstehen dabei die intergranularen bis intersertalen Gefüge der Vulkanitserie IA.

Nach RITTMANN (1981) sind die Effusiva der Vulkanitserie IA als zu einer Mischfazies gehörend zu interpretieren.

Im Rahmen der Vulkanitserie IA zeigen die Subtypen 2 und 3 im mikroskopischen Bild ein z. T. ausgeprägtes Fluidalgefüge der Grundmassemikrolithe. Die Effusiva des Subtyps 1 sind im Gegensatz dazu durch eine relativ grobkörnige, richtungslose Grundmasse gekennzeichnet. Nach SCHWAB (1981 : 195) kann dieser Sachverhalt durch eine gemeinsame Kristallisation von Plagioklasen und Pyroxenen der Grundmasse erklärt werden, nachdem der subaerische Fließvorgang des Lavastromes beendet war. Dies weist zusätzlich auf höhere Temperaturen der Schmelzen vom Subtyp 1 hin. Im Vergleich dazu müssen die Effusiva der Subtypen 2 und 3 niedriger temperiert gewesen sein.

Bleibt am Ende der Grundmassekristallisation ein kleiner Rest Schmelze zurück, so erstarrt er bei rascher Abkühlung an der Erdoberfläche als Glas in den Zwickeln zwischen den Grundmassemikrolithen. Nach dem Erstarren der Lava bewirken hydrothermale Lösungen (autohydrothermale Vorgänge) die Umwandlung eines Teils der Minerale in Fe-Mg-Schichtsilikate (Viridite) und Carbonate. Die Umwandlung ist nach WALGER (1958) keine Verwitterungserscheinung, sondern gehört der spät- bis postmagmatischen Phase an.

LORENZ & NICHOLLS (1976: 333) führen die starke Mineralumwandlung der Effusiva auf einen erhöhten Wärmefluß während und nach der vulkanischen Aktivität im Ober-Rotliegend zurück.

Die Umwandlung erfaßte zuerst den Olivin (vgl. HAGGERTY & BAKER 1967, BAKER & HAGGERTY 1967), danach die Mesostasis, die Orthopyroxene, die Klinopyroxene und schließlich die Plagioklase, was in einer angedeuteten wolkigen Auslöschung resultiert.

Mit fortschreitender Umwandlung wurden die Viridite ihrerseits durch Carbonate verdrängt. Die in den Effusiva beobachtbaren Magnetite bestehen aus mikroskopisch kleinen Körnchen und sind überwiegend in der Grundmasse konzentriert. Die Ausscheidung dieser Magnetite ist offenbar durch die sekundäre Oxydation des noch teilweise flüssigen Magmas verursacht, wenn die Laven längere Zeit mit der Luft oder mit vadosem Wasser in Berührung kamen. Auch durch autopneumatolytische Vorgänge kann die sekundäre Oxydation hervorgerufen werden. Magnetite, die in pseudomorphisierten Einsprenglingen vorhanden sind, sitzen Brüchen oder Spaltrissen im Kristall auf und werden daher gleichfalls durch sekundäre Alteration entstanden gedeutet. In einigen relativ frischen Proben kann bei staubartiger Verteilung des Magnetits im Glas dieses infolge des „masking effects" (RITTMANN 1973a) opak oder dunkelbraun erscheinen.

5.3 Vulkanitserie II

Verbreitung:

Vom südwestlichen Gebietsrand ausgehend, reichen Magmatite der Vulkanitserie II zungenförmig über die Bereiche Plätzheck und Sommerflur in das Arbeitsgebiet.

Ausbildung:

Im mikroskopischen Bild unterscheiden sich Magmatite der Vulkanitserie II gegenüber den übrigen Vulkanitserien durch das z. T. intergranulare bis intersertale, hypidiomorphkörnige und ausgesprochen grobporphyrische Gefüge. Charakteristisch für diese Magmatite sind überdies Agglomerate aus verschiedenen Einsprenglingstypen.

Als intratellurische Einsprenglinge sind hauptsächlich Plagioklase und in geringerem Umfang Orthopyroxene vorhanden. Olivinkristalle fehlen dagegen fast völlig. Die Grundmasse baut sich aus einem feinkörnigen Filz leistenförmiger, bisweilen fließgeregelter Plagioklase, idiomorpher Orthopyroxene und hypidiomorpher Klinopyroxene (?) auf.

Der Plagioklas, der den größten Anteil der Einsprenglinge ausmacht, ist idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet und setzt sich überwiegend aus leistenförmigen und tafeligen Individuen zusammen, die eine maximale Länge von 2,6 mm erreichen. Randliche Korrosionserscheinungen sind durchweg vorhanden. Die Kristalle sind z. T. fast völlig sericitisiert; ehemals Ca-reiche (?) interne Bereiche sind in Viridit umgewandelt. Ein Zonarbau ist gelegentlich noch undeutlich erkennbar; dennoch konnte an einem relativ gut erhaltenen Exemplar (in Nr. 69) für den Kristallkern An_{70} und An_{26} am Rand bestimmt werden. Schmale, periphere Anwachssäume finden sich häufig, welche dann regelmäßig in Viridit umgewandelt sind.

Agglomerierte Plagioklaskristalle zeigen keine bevorzugte kristallographische Anlagerungsrichtung; ausgeprägte Ver- und Überwachsungen sind nicht vorhanden.

Ortho- und Klinopyroxene sind als Einsprenglinge idiomorph-hypidiomorph ausgebildet und liegen ausschließlich als Viridit- und Carbonat-Pseudomorphosen vor. Die Pseudomorphosen nach Orthopyroxen zeigen u. d. M. gerade Auslöschung und lassen Entmischungslamellen erkennen, die ihrerseits in Carbonat (?) umgewandelt sind. Plattige und prismatische Kornformen kennzeichnen die Ortho- und Klinopyroxene zusätzlich und die maximalen Längen übersteigen häufig 1 mm. Weiterhin werden die Umrisse der Kristallindividuen durch Magnetitanlagerungen nachgezeichnet.

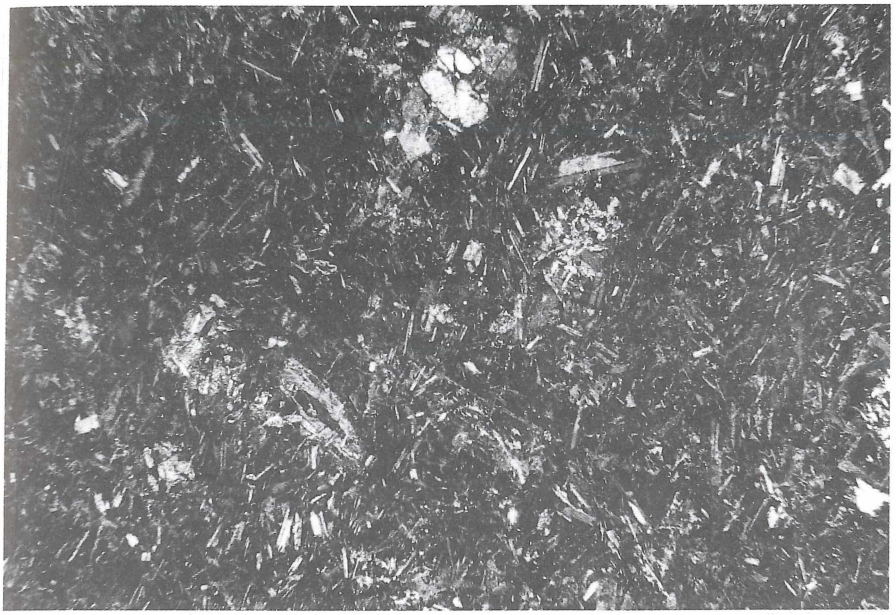


Abb. 5: Fluidal eingeregeltes Gefüge mit Einsprenglingen von Plagioklas und Olivin. Vulkanitserie IA / Subtyp 2.
Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

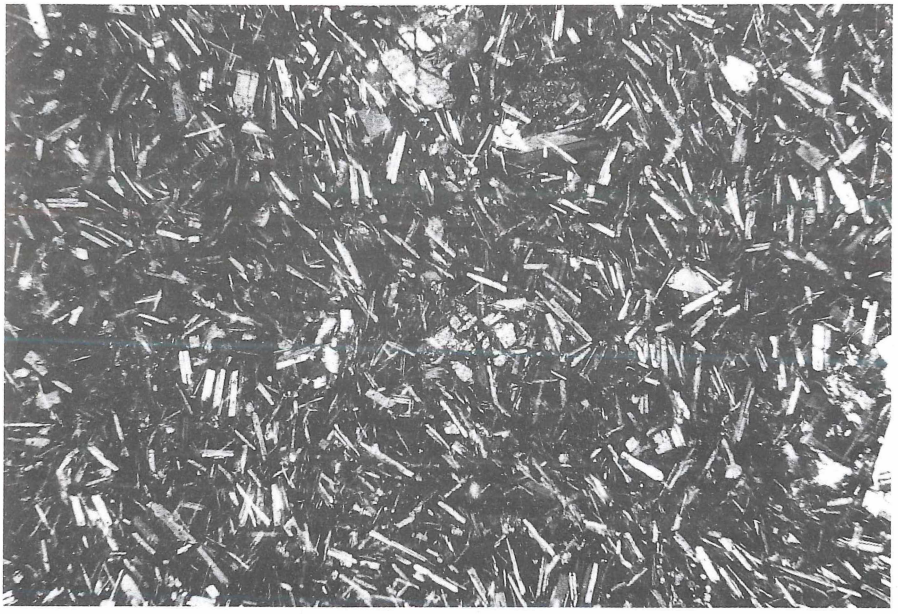


Abb. 6: Intersertales bis hyaloophitisches Gefüge von Plagioklas und Klinopyroxen. Einsprenglinge von Olivin. Vulkanitserie IA / Subtyp 3.
Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

Olivine treten als Einsprenglinge nur sehr selten auf und liegen dann als magnetitumrandete, viriditisierte Pseudomorphosen vor (Nr. 3111/Krug). Zum Problem des antipathetischen Verhaltens von Olivin und Orthopyroxen siehe KUSHIRO (1975).

5.3.1 Kristallisationsabfolge der Vulkanitserie II

Der Kristallisationsverlauf der Magmatite begann mit der ausgeprägten Ausscheidung von Orthopyroxenen; untergeordnet bildeten sich Klinopyroxene und Olivine.

Die für die Orthopyroxenpseudomorphosen charakteristischen Entmischungslamellen sind Sub-Solidus-Reaktionen und können sich nur unter Bedingungen langsamer Abkühlung im hypabyssischen Bereich entwickeln und werden durch die anschließende effusive Förderung der Schmelze in der Lava metastabil konserviert.

Gröbere, stets calcitisierte Entmischungslamellen deuten nach TRÖGER (1969: 375) auf Entmischungen von Augit aus Pigeoniten hin und lassen sich eventuell wie folgt erklären: Aus dem Konzentrationsdreieck der Pyroxene ($Mg_2Si_2O_6$ – $Ca_2Si_2O_6$ – $Fe_2Si_2O_6$) ist ersichtlich, daß Pigeonite generell Mg- und Fe-ärmer und Ca-reicher als Orthopyroxene sind. Bei langsam fallenden Temperaturen (evtl. im subvulkanischen Milieu) invertiert Pigeonit zu Orthopyroxen. Der höhere Ca-Gehalt des Pigeonits kann aufgrund des zu großen Ionenradius des Calciums nicht in das Kristallgitter des Orthopyroxene eingebaut werden und wird folglich entmischt. Zusätzlich verursacht die sehr begrenzte Ionendiffusion in den Kristallen, daß die entmischten Ca-Ionen nicht gänzlich aus der Mineralphase eliminiert werden, sondern sich in parallelen Lamellen anreichern, von der Zusammensetzung eines diopsidischen Augits (Abb. 7).

Auf die Kristallisation der Mafite folgend, setzt die Ausscheidung der Plagioklase ein, die bisweilen die mafischen Frühkristallisate umschließen. In diesem Stadium kommt es auch im Zuge von Konvektionsbewegungen in der Magmenkammer zur Bildung der bereits erwähnten polymineralischen Agglomerate.

Während des Schmelzaufstieges begann die Kristallisation der Grundmasseplagioklase, der sich die Abscheidung der Klinopyroxenmikrolithe anschloß. Es entstehen dabei die intersertalen bis intergranularen Gefüge.

Magnetit beteiligt sich nur in geringer Menge am Gesteinsaufbau. Die körnigen Kristallisate nehmen überwiegend Zwickelpositionen in der Grundmasse ein.

Nach RITTMANN (1981) entsprechen die Effusiva der Vulkanitserie II einer Mischfazies, in der sich die intratellurischen Orthopyroxene und Plagioklase im Gegensatz zu den Grundmasse-Mikrolithen zumindest unter subvulkanischen Bedingungen gebildet haben und im Vulkanit als Einsprengling vorliegen.

5.4 Magmatit X

Verbreitung:

Im südwestlichen Eck des Arbeitsgebietes steht inmitten der Wadern-Schichten ein isolierter Magmatitkörper von ca. 10 bis 15 m Druchmesser an. Nach Gefüge, Mineralbestand und stratigraphischer Position könnte es sich in etwa um Teile der Effusivdecke III („Siener Typ", ABBASSIAN 1979) handeln.

Ausbildung:

Dieser porphyrisch ausgebildete, bereits stark autohydrothermal umgewandelte Magmatit führt als Einsprengling fast ausschließlich Olivin und nur in begrenztem Maße Amphibol. Die Grundmasse ist wahrscheinlich intersertal ausgebildet und besteht aus einem fein-

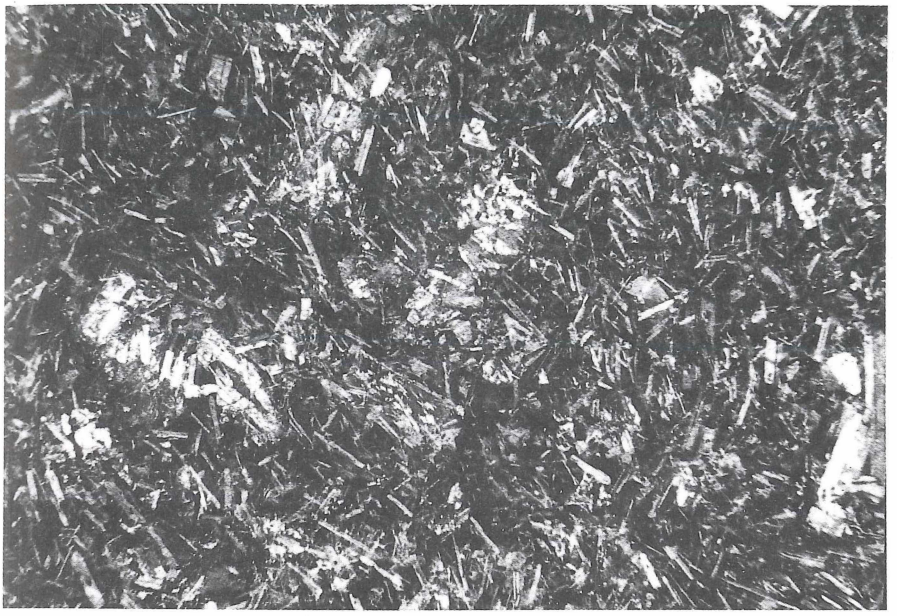


Abb. 7: Orientierte Entmischungslamellen in Viriditpseudomorphosen nach Orthopyroxen der Vulkanitserie II.
Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

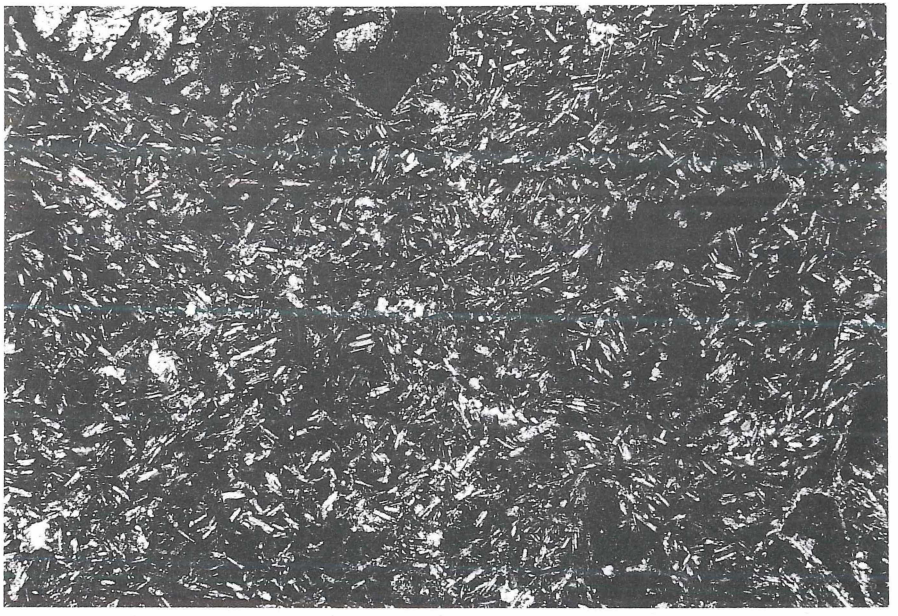


Abb. 8: Übersichtsaufnahme von Magmatit X mit zersetztem Olivineinsprengling.
Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

körnigen Filz von idiomorphen bis hypidiomorphen Klino- und Orthopyroxenen sowie Plagioklasen, wobei letztere leicht fluidal eingeregelt sind. Magnetit- und Quarzausscheidungen konzentrieren sich auf die Zwickelpositionen der Grundmassemikrolithe (Abb. 8).

Die intratellurischen Olivineinsprenglinge liegen als idiomorphe Viriditpseudomorphosen vor, wobei von den Spaltrissen und den Kristallrändern ausgehend, eine zusätzliche Pseudomorphisierung durch erzbeladene Hydrothermen stattfand. 1,5 mm kann als maximale Länge der Olivine angegeben werden.

Ausschließlich in Form stark resorbierter, nur noch reliktisch vorhandener Magnetitpseudomorphosen treten die Amphibole auf, deren typische Spaltwinkelkonfiguration z. T. noch vorhanden ist. Die Amphibole erreichen Korndurchmesser bis etwa 0,9 mm.

In der Grundmasse finden sich sehr häufig idiomorphe, stengelige und grünliche Orthopyroxenkristalle, welche zusammen mit Plagioklasen und Klinopyroxenen die feinkörnige, filzige Grundmasse bilden.

5.4.1 Kristallisationsabfolge des Magmatits X

Die Kristallisationsabfolge begann mit der Erstausscheidung von idiomorphen Olivinphänokristallen und nur in sehr begrenztem Umfang, unter erhöhten H_2O-Drücken in der Schmelze, erfolgte die Kristallisation der Amphibole, die jedoch im Laufe der Magmenentwicklung fast vollständig resorbiert wurden. Unter hohen pH_2O-Verhältnissen, unter denen Amphibol als stabile Mineralphase vorliegt, wird gleichzeitig die Kristallisation der Plagioklase unterdrückt und so das Fehlen dieser Einsprenglingsphase erklärt.

Während des Magmenaufstieges, nun bei niedrigeren H_2O-Drücken erfolgt die Auskristallisation der Plagioklas-, Klino- und Orthopyroxenmikrolithe.

6. Intrusive Magmatite

Verbreitung:

Die Morphologie in der unmittelbaren Umgebung von Kirn ist besonders durch drei größere, voneinander unabhängige (?) Vorkommen intrusiver Magmatite geprägt. Es sind dies der Gauskopf, der Oberhalmen und die Kyrburg (Abb. 2)

6.1 Gauskopf

Ausbildung:

Die untersuchten Proben des Gauskopfes sind intergranular bis hyaloophitisch strukturiert. Als Einsprenglinge kommen Olivin, Plagioklas und im Gegensatz zur Vulkanitserie IA relativ häufig Klinopyroxen-Mikrophänokristalle vor.

Die Grundmasse ist durch leicht fluidal eingeregelte Plagioklasleisten gekennzeichnet, deren Zwischenräume häufig von Klino- und Orthopyroxen-Mikrolithen und einem teilweise hohen Glasanteil eingenommen wird.

Das Gefüge ist hypokristallin, hypidiomorph bis idiomorph und porphyrisch entwickelt.

Überwiegend sind idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklase als Einsprenglinge und in der Grundmasse an der Gesteinszusammensetzung beteiligt. Die Feldspatindividuen besitzen häufig Korrosionsbuchten, in die Klinopyroxene der Grundmasse eingelagert sind. Bisweilen vorhandene Glaseinschlüsse beschränken sich auf den Kristallkern und die sonst für die untersuchten Vulkanite typischen agglomerierten Plagioklaseinsprenglinge und deren gegenseitige Verwachsungen ergeben auch hier ein kennzeichnendes Merkmal. Desweiteren

sind Verzwillingungen nach dem Karlsbader-, Albit- und Periklin-Gesetz, schwach wolkiges Auslöschen und oszillierender Zonarbau häufig zu beobachten. Als Einsprenglinge erreichen die Kristalle eine Länge von 1,6 mm; in der Grundmasse beträgt die durchschnittliche Größe ca. 0,1 mm.

Das An-Spektrum der Phänokristalle beträgt An_{78} für den Kern und fällt bis auf An_{39} an den Rändern ab. In der Grundmasse wurden An-Werte von An_{56} bis An_{41} gemessen.

Die Klinopyroxene sind in frischen Individuen farblos bis leicht grünlich und zeigen idiomorphe bis hypidiomorphe, körnige Kristallformen. Bei den Einsprenglingen sind mitunter Verzwillingungen erkennbar und sie erreichen Längen von 0,4 mm. Die Hauptmasse der Klinopyroxene konzentriert sich jedoch auf die Zwickelpositionen zwischen den Plagioklasmikrolithen der Grundmasse. Ihre Größe pendelt dort um 0,1 mm. In einer Probe des Gauskopf-Randbereiches (Nr. 78) treten vereinzelt undulös auslöschende Phänokristalle auf. Nach Mikrosondenuntersuchungen von ABO-DALO (1978) an Proben der Gauskopf-Intrusion stellen die Klinopyroxen-Einsprenglinge gewöhnliche Augite dar.

Orthopyroxene sind nur in der Grundmasse vorhanden. Es sind dies idiomorphe bis hypidiomorphe, säuliggestreckte Kristallindividuen, die fast ausschließlich als Chlorit (?)-Pseudomorphosen mit angedeuteten Entmischungslamellen vorliegen. Die Auslöschung ist im Gegensatz zu den Klinopyroxenen gerade. 0,1 mm kann als durchschnittliche Länge dieser Mafite angegeben werden.

Olivine sind als Einsprenglinge vorhanden, liegen jedoch im allgemeinen in Form bräunlicher Carbonat-Pseudomorphosen vor, welche ihrerseits aber die Idiomorphie der Olivine noch erkennen lassen. Der maximale Kristalldurchmesser wird mit 0,9 mm erreicht.

Erz beteiligt sich nur in geringer Menge am Gesteinsaufbau und nimmt gewöhnlich die zwickelförmigen Positionen der Grundmasse ein. Die Erzausscheidungen sind häufig dreieckig und rautenförmig (Magnetit) oder stäbchenförmig (Ilmenit). Die Abb. 9 vermittelt einen Eindruck des Gesteins.

6.2 Kyrburg

Ausbildung:

Im mikroskopischen Bild zeigen die Dünnschliffe von Proben der Vulkanitserie IA/Subtyp 3 und einer Probe der Kyrburg große Ähnlichkeiten. Lediglich die, im Vergleich etwas größer dimensionierten, z. T. agglomerierten Olivin-Einsprenglinge (1,1 mm Durchmesser) der Kyrburg-Probe (Nr. 85), lassen sich als Anhaltspunkt zu einer groben Unterscheidung heranziehen (Abb. 10). Da die genannten Proben in ihrer Petrographie und den An-Werten nahezu identisch sind, soll auf eine erneute Beschreibung verzichtet werden (vgl. Kap. 5.2.3).

6.3 Oberhalmen

Ausbildung:

U. d. M. unterscheiden sich Magmatite vom Oberhalmen gegenüber den Intrusiva der Lokalitäten Gauskopf und Kyrburg durch ein relativ grobkörniges, sperriges intergranulares, teilweise ophitisches Gefüge mit nur sehr geringen Glasanteilen. Als Einsprenglinge sind zusätzlich Klinopyroxene häufig. Das hypidiomoph-körnige Gestein ist durch sperrige Verzahnung idiomorpher, leistenförmiger Plagioklase mit xenomorphen Klinopyroxenen gekennzeichnet. In der Grundmasse wurden keine Orthopyroxene aufgefunden. Das intrusive Gestein ist hypokristallin-porphyrisch und seine Textur richtungslos mit nur vereinzelten Olivineinsprenglingen. In den Zwickeln der Plagioklase sind Klinopyroxene, Erz und



Abb. 9: Agglomerierte, verwachsene Plagioklaseinsprenglinge und Klinopyroxene in einer Probe vom Gauskopf.
Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

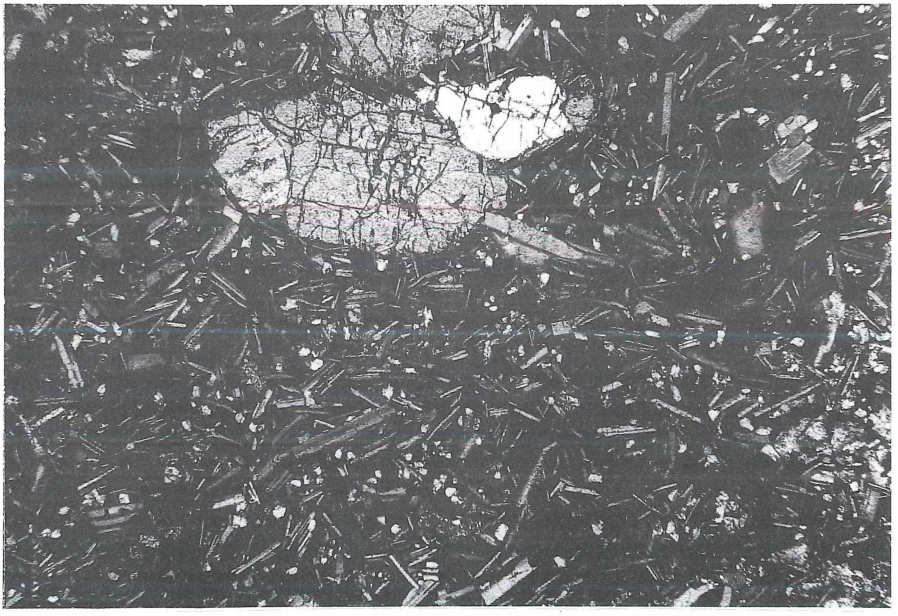


Abb. 10: Agglomerierte Olivinkristalle (Kyrburg).
Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

Mesostasis auskristallisiert, die ihrerseits autohydrothermal umgewandelt wurden (Abb. 11).

Überwiegend ist Plagioklas als Einsprengling und in der Grundmasse an der Gesteinszusammensetzung beteiligt. Idiomorphe bis hypidiomorphe Kristallformen sind dabei vorherrschend, die einen leistenförmigen bis plattigen Eindruck der Feldspäte vermitteln. Randliche Korrosionserscheinungen und leicht wolkiges, kristallinternes Auslöschen bezeugen chemische Alterationsprozesse. Turbulenzen in der Magmenkammer verursachen die Agglomerierung von Kristallindividuen und deren gegenseitige Verwachsungen. Als häufigste Verzwillingungen kommen das Karlsbader- und Albit-Gesetz vor. Glaseinschlüsse sind mitunter vorhanden. Die Einsprenglinge erreichen eine Länge bis zu 1 mm; in der Grundmasse beläuft sich die durchschnittliche Größe auf ca. 0,15 mm. In dem vergleichsweise gleichkörnigen Gestein befindet sich ein xenolithischer Plagioklaskristall mit 2,6 mm Kantenlänge, der damit deutlich von den übrigen Einsprenglingen abhebt (Abb. 11). Der schlierenförmige zersetzte Kernbereich wird von einem schmalen Saum oszillierender Anwachszonen umgeben, die ihrerseits Korrosionserscheinungen aufweisen. An zonierten Plagioklaseinsprenglingen wurden im Kern An_{76}, im Mantelabschnitt zwischen Kern und Rand An_{60} und am Rand An_{24} gemessen. In der Grundmasse variieren die An-Werte zwischen An_{45} und An_{39} bei nicht zonierten Feldspäten.

Olivine liegen als Einsprenglinge vor und sind allerdings nur in Form bräunlicher Carbonatpseudomorphosen mit teilweise erhaltenen idiomorphen Umrissen zu beobachten. Die maximalen Durchmesser sind mit ca. 1,6 mm anzugeben, wobei der Durchschnitt sich um 0,9 mm bewegt.

Die Klinopyroxene zeigen im relativ frischen Zustand grünliche Eigenfarben und kommen sowohl als Phänokristalle (max. 0,6 mm Durchmesser) als auch in der Grundmasse (durchschnittlich 0,1 mm Durchmesser) vor und sind generell hypidiomorph ausgebildet. Randliche Korrosionserscheinungen an den Kristallen sind häufig. Einzelne Einsprenglinge zeigen skelettartigen bis dendritischen Habitus, der durch bevorzugtes Wachstum an den Kristallecken erklärt werden kann. Undulöse Auslöschung und Verzwillingung nach (100) sind gelegentlich sichtbar.

Erz beteiligt sich wiederum nur in geringer Menge am Gesteinsaufbau und nimmt die Zwickelpositionen innerhalb der Grundmasse ein. Die Magnetitiausscheidungen sind zumeist unregelmäßig geformte Körner, die durch sekundäre Oxydation entstanden sind.

In der Mesostasis findet sich grünliches, viriditisiertes Glas, Magnetit und nadelförmiger Apatit.

6.4 Kristallisationsabfolge der Intrusivkörper

Die Intrusivkörper um Kirn sollen in Bezug auf die Kristallisationsabfolge gemeinsam beschrieben werden, da sie im wesentlichen die gleichen Gesetzmäßigkeiten im mikroskopischen Bild erkennen lassen.

Der Kristallisationsverlauf beginnt mit der Erstausscheidung von Olivin und in begrenztem Umfang von Klinopyroxenen. Danach schließt sich eine intensive Phase der Plagioklas-Kristallisation an. Die Feldspäte liegen in mindestens zwei Generationen vor, wobei kleinere Kristalle, die größenmäßig zwischen den Plagioklas-Einsprenglingen und denen der Grundmasse vermitteln, auf Magmenbewegungen hinweisen. Sie sind jünger als die Feldspat-Einsprenglinge, jedoch älter als die der Grundmasse.

Agglomerierte und gegenseitig verwachsene Plagioklase sollen nach den Vorstellungen von VANCE (1969) durch Konvektionsströmungen innerhalb der Magmenkammer entstanden sein. Dadurch ließen sich auch die oszillierenden Zonierungen erklären, welche Zeugen lokaler Ungleichgewichte sind

Während des Schmelzaufstieges erfolgte die Kristallisation der Grundmasse-Plagioklase,



Abb. 11: Holokristallines (?) Gefüge mit Einsprenglingen von Plagioklas, Klinopyroxen und xenolithischem Plagioklas, Oberhalmen.
Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

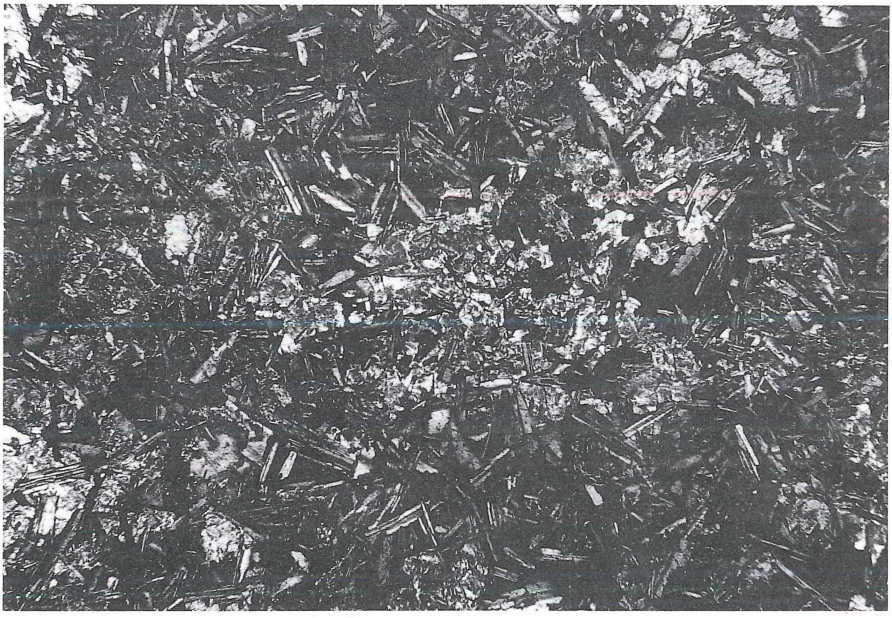


Abb. 12: Ophitisches Gefüge von Plagioklas und Klinopyroxen. Einsprenglinge von zersetzten Olivinen, Lagergang 2.
Größe des Bildausschnittes ca. 1,5 x 2,2 mm. 2,5 X

der sich die Ausscheidung von Klinopyroxenen anschloß. Dabei sind die Feldspäte innerhalb eines großen Temperaturintervalls alleiniges Abscheidungsprodukt und kristallisieren zusammen mit den Klinopyroxenen nur während eines eng begrenzten Temperaturbereiches. Es entstehen dadurch die intergranularen bis intersertalen Gefüge dieses Magmatits.

Für die Proben vom Gauskopf (Nr. 90) und von der Kyrburg (Nr. 85) lassen sich die gemachten Aussagen im mikroskopischen Bild bestätigen, in denen die Klinopyroxene ausschließlich Zwickelpositionen innerhalb der Grundmasse einnehmen. Da jedoch diese beiden Proben u. d. M. einen relativ hohen prozentualen Glasanteil aufweisen (s. Tab. 1), wird diese Erscheinung durch plötzliche Abschreckung der Magmen im seichten Intrusionsniveau interpretiert. Darüber hinaus liegen die Lokalitäten der Probenentnahme im Kuppelbereich des jeweiligen Intrusionskörpers.

Die oben angeführte Aussage über ein eng begrenztes Temperaturintervall ist nicht vorbehaltlos auf die Probe vom Oberhalmen (Nr. 87) übertragbar. Auffällig ist der im Vergleich zu den beiden anderen Proben höhere Gehalt an Klinopyroxen-Einsprenglingen und zusätzliche lokale, ophitisch strukturierte Bereiche in der grobkristallinen Grundmasse. Dies deutet auf ein breiteres Temperaturintervall, bei gleichzeigtiger Auskristallisation der Plagioklas- und Klinopyroxen-Mikrolithe hin. Unterstützt wird diese Vermutung durch ein insgesamt beinahe holokristallines Gefüge ohne nennenswerten Glasanteil. Berücksichtigt man wiederum die Entnahmestalle der Probe, hier aber im Zentralbereich des Oberhalmen-Intrusivkörpers, so läßt sich das fast vollständig holokristalline, ophitische Gefüge zwanglos durch langsamere Wärmeabfuhr erklären. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß diese Interpretationen nur für die jeweiligen Proben Gültigkeit besitzen können und nicht automatisch auf die Gesamtheit der jeweiligen Intrusionskörper übertragen werden dürfen. Dazu wäre eine wesentlich umfangreichere Beprobung notwendig.

6.5 Lagergänge

Verbreitung:

Das Arbeitsgebiet wird im Süden von mehreren, nahezu parallel verlaufenden Lagergängen durchzogen, die weitgehend konkordant im Schichtenverband des sedimentären Unterrotliegend lagern. Vom Probenmaterial der Lagergänge wurden keine eigenen Dünnschliffe angefertigt. Es bestand aber die Möglichkeit bereits vorhandene Schliffe auszuwerten, die jedoch in ihrer geringen Anzahl nur einen Teil der tatsächlich im Gelände vorhandenen magmatischen Gänge repräsentieren, was auch bei den Aussagen zur Kristallisationsabfolge (s. Kap. 6.5.1) berücksichtigt werden sollte.

Ausbildung:

Bei den Proben, die durchweg grobkörnig sind, beherrschen große, xenomorphe, einen Teil des Raumes im sperrigen Plagioklasgerüst füllende Pyroxene (ophitisches Gefüge) das Dünnschliffbild. Entglaste und viriditisierte Mesostasis sitzt mitunter in den restlichen Plagioklaszwickeln, woraus lokal ein intersertales Gefüge resultiert.

Die Olivine sind als Einsprenglinge gänzlich in Viridit umgewandelt und zeigen Maschenstrukturen. Die Olivinsubstanz ist vom Rande und von den Spaltrissen ausgehend in feinste, senkrecht zur Kluft orientierte Fasern umgewandelt worden. Im Zuge hydrothermaler Alteration und im streßfreien Milieu entsteht der hier vorhandene Faserserpentin. Die Olivine sind idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet und erreichen maximale Durchmesser bis zu 4,7 mm. Bisweilen treten die Kristalle in Form monomineralischer Agglomerate auf.

Bei den (xenolithischen ?) Plagioklasen, welche als Einsprenglinge maximale Längen von 4 mm aufweisen, handelt es sich um mehr oder minder idiomorphe, tafelförmige Kristalle, die durchweg polysynthetisch verzwillingt sind (Karlsbader, Albit) und gelegentlich oszillieren-

den Zonarbau erkennen lassen. Für gerundete Individuen ist die magmatische Korrosion verantwortlich. Mitunter bilden die Plagioklase monomineralische Nester und zeigen dann gegenseitige Ver- und Überwachungsstrukturen. Glasreiche Zonen sind z. T. auf den Kern, häufiger jedoch im Randbereich konzentriert und werden hier durch einen schmalen Anwachssaum nach außen abgegrenzt, der seinerseits zahlreiche Korrosionserscheinungen beinhaltet. Der Umwandlungsgrad der Plagioklase kommt im fleckigen Auslöschen unter gekreuzten Nicols zum Ausdruck.

Die Hauptmasse der Klinopyroxene konzentriert sich auf die Grundmasse, in der sie gemeinsam mit Feldspatmikrolithen lokale, ophitisch strukturierte Gefügeabschnitte bilden. Als hypidiomorphe, z. T. idiomorphe Einsprenglinge erreichen die Kristalle jedoch eine maximale Länge bis zu 1,2 mm. Die Klinopyroxene zeigen überwiegend eine weitgehende Resistenz gegenüber Umwandlungsprozessen und besitzen eine leicht bräunliche Eigenfarbe. Ein Teil der Kristalle löscht unter gekreuzten Nicols schwach undulös aus.

Erz beteiligt sich in geringer Menge am Gestensaufbau. Es dominieren hierbei nadelförmige Ilmenitausscheidungen. Apatit ist nur akzessorisch vorhanden und dann auf die Mesostasis beschränkt.

6.5.1 Kristallisationsabfolge der Lagergänge

Zur Zeit der Intrusion kamen außer den Olivin- und Klinopyroxeneinsprenglingen höchstens einige größere Plagioklaskristalle vor, worauf das weitgehende Fehlen von höheren Einsprenglingsanteilen in den Schliffen hinweist. Die Aussage wird unter Umständen durch die fehlende Angabe der Probennahmepunkte durch KRUG und durch evtl. Plagioklasakkumulation relativiert. Dieser Effekt läßt sich insbesondere für den zweiten Lagergang im Gelände nachweisen (HAIN 1985 : 45).

Unter fortschreitender Abkühlung setzt in gewissem Umfang die Klinopyroxenkristallisation ein, was durch Einschlüsse kleiner Olivine in den Pyroxenen belegt ist.

Die weitere Ausscheidung der Plagioklaseinsprenglinge wurde durch den Magmenaufstieg und die konkordant in den umgebenden Sedimentverband erfolgte Intrusion gestoppt. In diesem Stadium erfolgte bei gleichzeitiger Auskristallisation von Plagioklas- und Pyroxenkristallen der Grundmasse über ein weites Temperaturintervall hinweg, die Bildung der ophitischen Gefügetypen aus relativ hochtemperierten Schmelzen (Abb. 12).

Zum Problem der mitunter zahlreichen, magmatisch korrodierten, glasreichen Zonen der Plagioklase als Anzeichen thermischer und kompositioneller (?) Unterschiede in der Schmelze (magma mixing, EICHELBERGER & GOOLEY 1977; EICHELBERGER 1978; GERLACH & GROVE 1982), bemerkte nach experimentellen Untersuchungen TSUCHIYAMA (1985), daß Einschübe von heißem, basischen Magma oder Feldspatassimilation allein durch diese Texturen (rundliche Glaskränze) nicht unterschieden werden können, da die beiden Mechanismen die gleichen Resorptionserscheinungen hervorrufen.

7. Geochemie

7.1 Probenaufbereitung und Qualität der Daten

Für die Bestimmung der Hauptelemente (außer Na und K) wurde die Röntgenfluoreszenzanalyse eingesetzt. Die Proben wurden hierfür wie folgt aufgearbeitet: Bei den Gesteinsproben (1 – 3 kg) wurde mechanisch mittels hydraulischer Presse die Verwitterungsrinde entfernt, wobei zur Vermeidung von Kontamination das Gestein durch Filzauflagen geschützt wurde. Die Zerkleinerung in ca. 2 bis 3 cm große Bruchstücke wurde in analoger

Weise vorgenommen. Danach wurden die Bruchstücke handverlesen, um Kluftablagerungen und Einschlüsse zu entfernen. In einer Scheibenschwingmühle mit Achateinsatz wurde bis auf Analysenfeinheit gemahlen.

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

Für die übrigen Elemente (außer Na und K) wurden drei verschiedene Aufschlußverfahren angewandt:

a) Flußsäure-Schwefelsäure-Aufschluß (FeO-Bestimmung)
b) Flußsäure-Perchlorsäure-Aufschluß (CaO-, MgO-, P_2O_5-, MnO-Bestimmung) und
c) Lithiumborat-Aufschluß (Gesamt-Fe-, TiO_2-, SiO_2-, Al_2O_3- und Spurenelementbestimmung).

Eisen (Fe^{II} und Fe^{III}), TiO_2, SiO_2, Al_2O_3 und P_2O_5 wurden spektralphotometrisch auf einem PW 1410 X-ray-spectrometer ermittelt. Die angewandte Methode der Spektralphotometrie basiert auf einer Arbeit von PALME & JAGOUTZ (1977). Die Methode liefert nach Angaben der Autoren einen relativen Fehler von 2 bis 3%. Bei der SiO_2-Bestimmung beträgt die mittlere Abweichung bei Mehrfachbestimmungen (Reproduzierbarkeit) 0,15% absolut. Bei den übrigen Hauptelementen ist mit einer Reproduzierbarkeit von 0,1% zu rechnen. Die Messungen von Na und K und aller übrigen Elemente (einschließlich Spurenelemente) erfolgten auf einem Gerät des Typs PYE UNICAM SP 192 AAS. Als Vergleichsdaten und Eichwertparameter wurden folgende Standards benutzt: GA, DTS-1, W-1, AGV-1, MICA, BR, G-1, GSP-1, BM und PCC-1. Die Daten des Standards wurden FLANAGAN (1973) entnommen.

Bei der Bestimmung des Na- und K-Gehaltes mittels Atomabsorptions- und Emissionsspektroskopie muß mit einem statistischen Fehler von absolut ± 0,1 Gew.-% gerechnet werden.

7.2 Statistik

Da durch die geringe Probenanzahl statistische Rechnungen, wie Student-t-Verteilung, Regressionsanalysen oder Rangverteilungen, nicht exakt genug durchführbar sind, bietet sich der chi-Quadrat-Anpassungstest an, welcher noch bis zu einem Freiheitsgrad durchführbar ist. Mit Hilfe dieses Verfahrens läßt sich prüfen, ob Stichprobenwerte aus einer Grundgesamtheit stammen, die einer bestimmten Verteilung unterliegen. Die zugehörige Prüfgröße errechnet sich hierbei zu:

$$X^2 = \sum_{i=1}^{n} \frac{(b_i - e_i)^2}{e_i}$$

(HERRMANN, 1983); b_i = beobachtete Häufigkeit (Besetzungszahl) der Klasse
e_i = erwartete Häufigkeit (Besetzungszahl) der Klasse

Der jeweilig errechnete Wert der chi-Quadrat-Anpassung gibt nach SACHS (1984 : 112, Tab. 28) die Irrtumswahrscheinlickeit an, daß bei zwei en bloc verglichenen Verteilungen ein signifikanter Unterschied vorliegt.

Zur Ermittlung der Prüfgrößen wurden die arithmetischen Mittel der einzelnen analysierten Stichprobe errechnet und anschließend mit chemischen Analysen durchschnittlicher orogener Andesittypen der Tabelle 5.1 nach GILL (1981 : 99) verglichen, wobei besonders die K_2O-Gehalte als Auswahlkriterien dienten.

Unter diesem Aspekt ergaben sich Parallelen zwischen den basischen Andesiten am

Nordwestflügel der Nahe-Mulde und 648 normal K_2O-haltigen basischen Andesiten nach GILL sowie zwischen den sauren Andesiten um Kirn und 888 normal K_2O-haltigen sauren Andesiten des genannten Autors. Die Ergebnisse des chi-Quadrat-Anpassungstestes für Haupt- und Nebenelementoxide (H_2- und CO_2-frei, 100%) sind in Tabelle 2 dargestellt.

Tabelle 2: chi-Quadrat-Anpassung

Probe Nr.	1	27	34	46	70	85	78	87	90
x^2	1,87	0,50	0,83	0,31	0,42	0,75	1,34	0,81	1,75
Irrtumswahrscheinlichkeit	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%	1%

Es zeigt sich, daß die errechnete Irrtumswahrscheinlichkeit bei 10 Freiheitsgraden generell unter 1% liegt und somit die zu prüfende Nullhypothese der Übereinstimmung auf die analysierten Effusiva und Intrusiva und die Durchschnittswerte von basischen und sauren Andesiten nach GILL anwendbar ist, d. h. es bestehen starke Ähnlichkeiten.

Auch für stark CO_2-führende Proben (z. B. Nr. 1, Vulkanitserie IA/Subtyp 3 und Nr. 90/Gauskopf, s. a. Tab. 2) läßt sich überraschenderweise gleichfalls noch eine Irrtumswahrscheinlichkeit unter 1% angeben.

7.3 Umwandlungserscheinungen

Eines der besonderen Charakteristika der magmatischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes und folglich auch der Magmatite des Arbeitsgebietes ist die z. T. überaus starke Umwandlung der Minerale. Die auffälligste Erscheinung ist dabei die Füllung ehemaliger Blasenhohlräume; fast alle Blasenhorizonte der untersuchten effusiven Magmatite, gleichgültig welcher Serie sie angehören, zeigen eine fast vollständige Ausfüllung der Hohlräume mit Sekundärmineralien. Blasenreiche Zonen sind allerdings nicht nur auf die Effusiva beschränkt, sondern lassen sich auch vereinzelt an intrusiven Magmatiten beobachten, speziell im Kontaktbereich zum Nebenstein. Die Füllung der Mandeln besteht generell aus Quarz, Achat, Calcit, Chlorit, Tonmineralien und Viridit.

Die Bezeichnung „Viridit" wird im Sinne VOGELSANG'S (1872) gebraucht, der unter diesem Begriff verschiedene, z. T. unterscheidbare, im großen und ganzen aber nicht näher einzuordnende Schichtsilikate zusammenfaßt. Umwandlungsprozesse, die jedoch dem spät- bis postmagmatischen Stadium zugerechnet werden müssen, sind auch im Gestein, das keine Blasen enthält, manifestiert. Makroskopisch sichtbar sind sie in Form umgewandelter Feldspäte (porzellanartige Trübung bis völlige Umsetzung in Calcit oder Tonminerale) und der mafischen Minerale, wobei häufig grüne Pseudomorphosen nach Olivin und Pyroxen auftreten.

U. d. M. zeigen alle Gesteine mehr oder weniger starke Umwandlungserscheinungen, jedoch von Probe zu Probe in unterschiedlichem Maße. Relativ frische Proben, welche geringe Umsetzungsvorgänge erkennen lassen, liegen nur in geringer Anzahl vor.

Mikroskopisch lassen sich folgende Umwandlungserscheinungen beobachten: Die Feldspäte zeigen durch die Schmelze korrodierte Rand- bzw. Kernpartien; sie können z. T. aber auch vollkommen durch Tonminerale, Calcit und selten auch durch grünen Viridit ersetzt sein. Viridit zeichnet gelegentlich die Anwachssäume nach oder die Feldspäte sind gänzlich in ein Gemenge der genannten Komponenten umgewandelt.

Die andere wichtige Gruppe der Umwandlungserscheinungen betrifft die mafischen Minerale. Besonders Pyroxen und Olivin werden in Viridit oder Carbonat umgewandelt. In einigen Fällen beobachtet man u. d. M. vollständige Viriditisierung.

Auch die Viridite werden ihrerseits wieder zerstört und in Carbonat umgewandelt.

Ausführlich mit den Umwandlungserscheinungen der Magmatite im Saar-Nahe-Raum hat sich WALGER (1958) beschäftigt. Hinreichende Anhaltspunkte lassen sich auch der Arbeit WOLFF'S (1973) entnehmen. Die Arbeit WALGER'S beschäftigt sich im wesentlichen mit der Stoffbilanzierung der Mandelbildung und darüber hinaus mit Viriditisierungs- und Carbonatisierungsvorgängen vollkommen umgewandelter Minerale und der daraus resultierenden Neubildungen. Die Untersuchungen führten zu dem Ergebnis, daß die Mandelbildung ein lateral-sekretionärer, mit den Zersetzungserscheinungen im umgebenden Gestein verknüpfter Vorgang ist (WALGER 1958 : 63).

Die Umwandlungen sollen in erster Linie Umlagerungen von Si, Ca, Mg, Na und K und zu einem gewissen Grade Al betreffen. Wenn die normale Verwitterung hinzutritt und leichter lösliche Substanzen wie Calcit abführt, können über Wegsamkeiten im Kluftsystem auch Anteile der genannten Elemente das System gänzlich verlassen.

Zur quantitativen Abschätzung der metasomatischen Stoffbewegungen in den untersuchten Magmatiten dienten als Grundlage die BARTH'schen Standardzellen im Vergleich zu den Referenzanalysen von GILL (1981). Anhand dieser Zellen lassen sich isovolumetrische Prozesse diskutieren. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 3 und 4 dargestellt.

Da im Arbeitsgebiet vollkommen frische Gesteine als Vergleichsbasis zur Darstellung metasomatischer Stoffverschiebungen nicht vorhanden waren, wurde auf die durchschnittlichen Analysen für basische und saure Andesite von GILL (1981) zurückgegriffen. Die folgenden Diskussionen zur Geochemie basieren daher zu einem Großteil lediglich auf Vergleichsdaten von Gesteinsanalysen unbekannter Mineralogie, die sicherlich auch in gewissem Umfang unterschiedliche Alterationsprozesse erfahren haben. Die Ergebnisse der Stoffbilanzierung dürfen deshalb nicht vorbehaltlos auf die Rotliegendmagmatite im Arbeitsgebiet übertragen werden, da es sich um idealisierte Elementbewegungen handelt und die spät- bis postmagmatischen Umwandlungsvorgänge im einzelnen, z. B. innerhalb eines Lavastromes sicher sehr viel komplexerer Natur sind.

Beim Vergleich der BARTH'schen Standardzellen der untersuchten Rotliegendmagmatite mit den Durchschnittswerten von GILL zeigt sich, daß erstere z. T. beträchtliche Stoffverschiebungen erfahren haben.

Erkennbar ist ein starker Verlust der basischen Andesite und sauren Andesite aus dem Arbeitsgebiet an SiO_2 und geringfügiger an Mg, Al, K, Fe^{3+} und Ca. Demgegenüber steht eine Anreicherung von Na, Fe^{2+} und Kohlenstoff.

Die relativ starke Auswanderung des SiO_2, von der die sauren Andesite in größerem Umfang betroffen sind, beruht im wesentlichen auf der Zersetzung von Plagioklasen. Durch die Umwandlung der Pyroxene wird auch der Verlust an Ca und Mg verständlich, wobei letzterer durch die teilweise Zerstörung der Olivine begünstigt wird. Die Plagioklase zeigen mikroskopisch eine leicht wolkige Trübung als Anzeichen von beginnender Umwandlung, wodurch die geringfügige Al-Abfuhr resultiert. Die Vulkanite sind im Vergleich zu den Intrusiva stärker von dem Al-Verlust betroffen, was evtl. durch ein Zusammenwirken autohydrothermaler Vorgänge mit normaler Verwitterung begünstigt wird. Eine deutlichere Anreicherung ist bei Kohlenstoff und dem Hydroxylion festzustellen. Letzteres betrifft allerdings nur in stärkerem Maße die Andesitprobe Nr. 78 vom Randbereich des Gauskopfes. Unwesentlich in der Bilanz ist die schwache Zunahme an Ti, da der mikroskopische Befund zeigt, daß Erz (Ilmenit und Magnetit) von den Umsetzungen nicht betroffen ist (im Gegensatz zu einem Teil der Klinopyroxene) und die Analysenergebnisse eine weitgehende Konstanz des TiO_2-Gehaltes ergaben. Die leichte K-Anreicherung bei einigen Vulkaniten ist evtl. an submikroskopische Neubildung von Tonmineralien gebunden.

Es sei an dieser Stelle vermerkt, daß die zum Vergleich herangezogenen Referenzanalysen durchschnittlicher basischer und saurer Andesite nach GILL keine Angaben der CO_2-Werte enthalten. Desgleichen werden die H_2O-Gehalte vom Autor nicht in H_2O^+ und H_2O^- differenziert dargestellt, sondern vielmehr als H_2O-gesamt. Um die Einheitlichkeit zu

Tabelle 3: BARTH'sche Standardzellen basischer Andesite

	a	a	a	b	b	c	d
Nr.	1	27	34	46	70	85	
Na	6,5	6,2	5,8	6,0	6,4	6,2	5,6
K	1,8	1,0	1,6	1,6	1,1	1,0	1,4
Ca	7,1	8,0	8,4	8,1	8,1	7,8	8,0
Mg	4,2	6,3	5,7	5,4	6,2	5,6	5,9
Mn	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Fe^{2+}	4,8	4,0	2,9	3,4	3,9	4,2	3,8
Fe^{3+}	1,5	1,9	2,9	2,1	1,9	1,6	2,3
Al	18,1	18,4	18,5	18,9	18,8	18,3	19,4
Si	47,5	47,9	48,0	48,2	49,2	47,5	50,0
Ti	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,6
C	4,8	1,9	2,0	3,5	1,2	2,9	0,0
P	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
O	153,6	148,3	149,6	155,5	151,6	148,0	154,2
OH	6,4	11,7	10,4	4,5	8,4	12,0	5,8
Differenz der Valenzsummen	0,5	1,5	1,3	0,1	0,4	2,0	

a: basische Andesite der Vulkanitserie IA / Subtyp 3
b: basische Andesite der Vulkanitserie IA / Subtyp 2
c: basischer Andesit / Kyrburg
d: durchschnittlicher normal K_2O-haltiger basischer Andesit nach GILL (1981 : 99, Tab. 5.1)

wahren, wurden die untersuchten Magmatite gleichfalls unter Verwendung von H_2O-gesamt in der BARTH'schen Standardzelle berechnet. Aus den genannten Gründen erfahren die relativen Quantitäten an CO_2 und H_2O-gesamt, letztere durch die Einbeziehung von H_2O-, bei der Beurteilung der metasomatischen Stoffzu- bzw. -abfuhr eine leichte Überbetonung.

Im Ganzen betrachtet weisen Na und Ca schwache Anreicherungen auf, die mit einer relativen Abfuhr des Magnesiums verbunden sind. Merklich erniedrigt ist ferner Fe^{3+}, K und teilweise Si.

Die geochemischen Stoffverschiebungen unter Zufuhr von H_2O und CO_2 im Zuge spät- bis postmagmatischer Prozesse scheinen überwiegend Umlagerungen innerhalb der Gesteinskörper zu bewirken. Diese zeigt der mikroskopische Befund mit der Verdrängung des primären Mineralbestandes durch hydrothermal entstandene Sekundärmineralien. Die hohe Mobilität des Calciums wird dabei durch unregelmäßig geformte schlierige „Mandelfüllungen" in der Grundmasse belegt.

7.4 Nomenklatur

Der Begriff „basaltischer Andesit" unterliegt bis heute keiner einheitlichen Definition. So verstehen CARMICHAEL, TURNER & VERHOOGEN (1974) unter diesem Begriff ein, allerdings von den Autoren nicht näher erläutertes Verbindungsglied zwischen Basalt und Andesit.

Tabelle 4: BARTH'sche Standardzellen von sauren Andesiten

	a	a	b	c
Nr.	78	90	87	
Na	5,8	6,3	6,1	5,8
K	1,0	1,3	2,2	1,8
Ca	6,6	6,4	6,6	6,4
Mg	4,1	3,6	3,9	4,3
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1
Fe^{2+}	3,3	3,7	2,8	2,9
Fe^{3+}	1,6	1,0	2,2	1,9
Al	17,7	17,8	18,0	18,2
Si	49,3	49,1	50,5	54,0
Ti	0,8	0,8	0,8	0,5
C	1,6	3,9	3,1	0,0
P	0,2	0,2	0,2	0,2
O	140,3	146,4	153,7	154,0
OH	19,7	13,6	6,3	6,0
Differenz der Valenzsummen	4,0	0,4	1,9	

a: saure Andesite/Gauskopf
b: saurer Andesit/Oberhalmen
c: durchschnittlicher normal K_2O-haltiger saurer Andesit nach GILL (1981: 99, Tab. 5.1)

Eine Untergliederung neueren Datums in sechs Andesitklassen geht auf GILL (1981: 6, Fig. 1.2) zurück und basiert auf dem SiO_2-Gehalt einerseits und dem K_2O-Gehalt andererseits. Nach dem Autor liegt das Feld der basischen Andesite im Intervall von 53 bis 57 Gew.-% SiO_2 (H_2O-frei). Als saure Andesite werden Gesteine bezeichnet, die in den Bereich 57 bis 65 Gew.-% SiO_2 (H_2O-frei) fallen.

Die in der vorliegenden Arbeit angewandten Gesteinsbezeichnungen gründen auf einer älteren, von PECCERILLO & TAYLOR (1976: 66, Fig. 27) erstellten geochemischen Nomenklatur. Danach wird die Grenze zwischen Basalten und basischen Andesiten bei einem SiO_2-Gehalt von 52 Gew.-% gelegt. Basische Andesie umfassen nach der Klassifikation eine Spannbreite von 52 bis 56 Gew.-% SiO_2 und Andesite werden durch SiO_2-Werte zwischen 56 und 63 Gew.-% SiO_2 definiert, wobei die beiden Einteilungen aufgrund variierender K_2O-Gehalte im Detail noch weiter untergliedert werden (Abb. 13).

Da zum einen einige analysierte Proben weniger als 53 Gew.-% SiO_2 (mit H_2O) aufweisen und zum anderen die Einheitlichkeit mit vorangegangenen petrochemischen Arbeiten in der Nahe-Mulde gewahrt werden sollte, wurde die Einteilung von PECCERILLO & TAYLOR (1976) als Grundlage übernommen. Die Autoren weisen ausdrücklich darauf hin, daß dies einen Versuch darstellt, ein Kontinuum zu untergliedern und die Kriterien der Unterteilung folglich nicht als starr zu betrachten sind. Wie aus der Abbildung 13 zu entnehmen ist, liegen fast alle Projektionspunkte im Bereich der normal K_2O-haltigen kalkalkalischen Serien. Um die Andesite von den „basaltischen" Gesteinen eindeutig zu trennen, wurde auf die Bezeichnung „basaltische Andesite" verzichtet und der Ausdruck „basischer Andesit" oder „saurer

Andesit" bevorzugt (s. a. TAYLOR 1969 : 59).

Von FALKE (1959 : 70) werden alle in der Umgebung von Idar-Oberstein und Baumholder auftretenden Vulkanitserien als Grenzlagereinheit I bezeichnet. Dagegen sind alle Serien zur Grenzlagereinheit Ia zusammengefaßt, die im Raume Martinstein – Winterburg am Nordwestflügel der Nahe-Mulde vorhanden sind. Die Effusiva im Arbeitsgebiet fallen somit nach FALKE (1959) in die Grenzlagereinheit I.

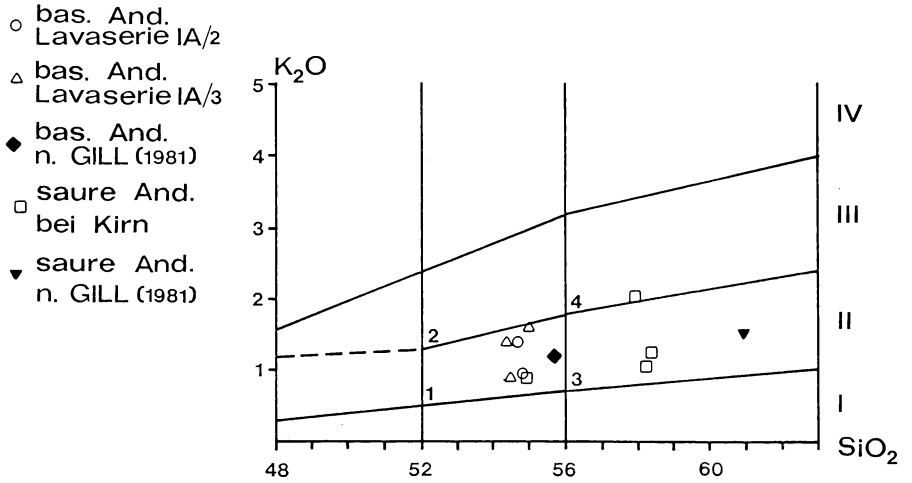


Abb. 13: Variationsdiagramm K_2O gegen SiO_2 (Angaben in Gew.-%) nach PECCERILLO & TAYLOR (1976, Auszug aus Fig. 2).
I: Arc Tholeiite Series
II: Calc-Alkaline Series
1: basaltic andesite
3: andesite
III: High-K Calc-Alkaline Series
2: high-K basaltic andesite
4: high-K andesite
IV: Shoshonite Series

7.5 Chemie der Haupt- und Nebenelementoxide

7.5.1 Vulkanitserie IA

Die analysierten Proben von Vulkaniten entstammen ausschließlich der Vulkanitserie IA, da sich, wie Dünnschliffuntersuchungen belegen (s. Kap. 5.2), die Gesteine im allgemeinen resistenter gegenüber hydrothermaler Alteration verhalten als die Effusiva der Vulkanitserie IB und II.

7.5.1.1 Subtyp 1

Aufgrund der Umwandlungserscheinungen der Effusiva wurde auf chemische Analysen verzichtet. In Anlehnung an BAMBAUER (1960 : 166) scheinen unter dem nötigen Vorbehalt gewisse Ähnlichkeiten zwischen dessen olivinführendem Pyroxen-Andesit (Typ Hasenklopp) und dem Subtyp 1 zu bestehen.

7.5.1.2 Subtyp 2

Die beiden Proben des Subtyps 2 entsprechen nach den Einteilungskriterien von PECCERILLO & TAYLOR (1976) einem normal K_2O-haltigen basischen Andesit (Abb. 13).

Es sei in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, daß die chemischen Analysenergebnisse zum besseren Vergleich mit Literaturdaten auf H_2O- und CO_2-freie Basis (norm. 100%) berechnet wurden, um zum einen den Verdünnungseffekt auszuschließen und zum anderen dem ursprünglichen Magmenchemismus ein Stück näher zu kommen. Dies gilt generell für den Rest dieser Arbeit.

Die aus den Analysendaten errechneten normativen Anteile des Quarzes, des Alkalifeldspates und Plagioklases dienten als Grundlage für die Projektionspunkte in das STRECKEISEN-Diagramm (Abb. 14 a + b). Die im QAP-Dreieck als oberer Hälfte des QAPF-Doppeldreiecks gültigen Gesteinsbezeichnungen sind übersichtshalber mit angegeben, werden jedoch in dieser Arbeit nicht weiter verwendet. Nach der CIPW-Norm sind die Vulkanite des Subtyps 2 Basalte bzw. Andesite und Latiandesite, nach der RITTMANN-Norm liegen Quarz-Andesite und Quarz-Latiandesite vor.

7.5.1.3 Subtyp 3

Bei zwei von ABO-DALO (1978) durchgeführten Analysen aus dem Arbeitsgebiet handelt es sich um basische Andesite. Dabei entsprechen die Probennummern 27 und 34 den Probennummern 301 bzw. 302 ABO-DALO's (gleiche Aufschlußlokalitäten).

Im K_2O-SiO_2-Diagramm von PECCERILLO & TAYLOR (1976) fallen die darstellenden Punkte der Analysen ins Feld der normal K_2O-haltigen basischen Andesite; nur eine Probe (Nr. 1) liegt aufgrund stärkerer K-Anreicherung in der BARTH'schen Standardzelle im Grenzbereich zum „high" K_2O-haltigen basischen Andesit. Bei der Projektion in das STRECKEISEN-Diagramm ergeben sich Basalte bzw. Andesite (Nr. 1) und Latiandesite (Nr. 27 und 34), nach der RITTMANN-Norm handelt es sich um Quarz-Andesite (Nr. 27 und 34) und Quarz-Latiandesite (Nr. 1).

7.5.1.4 Intrusionen

Nach dem Einteilungsschema von PECCERILLO & TAYLOR (1976) fällt eine Probe (Nr. 87 / Oberhalmen) der Intrusionen um Kirn durch K-Anreicherung in das Feld der „high" K_2O-haltigen sauren Andesite. Die Position erklärt sich durch Assimilation von Fremdgestein (vgl. Kap. 6.3). Die Analysen vom Gauskopf (Nr. 78 und 90) stellen dagegen normal K_2O-haltige saure Andesite dar und die Proben von der Kyrburg (Nr. 85) ist als normal K_2O-haltiger basischer Andesit zu betrachten. Nach den Positionen im STRECKEISEN-Diagramm (CIPW-Norm) handelt es sich bei den Magmatiten um Basalte bzw. Andesite (Nr. 85) und Latiandesite (Nr. 78, 90, 87). Im QAP-Dreieck der RITTMANN-Norm fallen die darstellenden Punkte in die Felder der Quarz-Andesite (Nr. 78, 90, 85) und Quarz-Latiandesite (Nr. 87). Die Probe des Kyrburgkomplexes, der in einer neueren geologischen Übersichtskarte des Saar-Nahe-Raumes als Intrusivkörper dargestellt ist, liegt nach PECCERILLO & TAYLOR (1976) im Feld der basischen Andesite und fällt auch in den QAP-Darstellungen durchweg mit Probe 27 des Subtyps 3 / Vulkanitserie IA zusammen. Dünnschliffuntersuchungen belegen überdies weitgehende Parallelen mit den Effusiva vom Subtyp 3. Bedenkt man noch zusätzlich die, im Vergleich zu den übrigen Intrusionen um Kirn leicht undifferenzierte chemische Natur (s. a. Variationsdiagramme), so erhebt sich die Frage, ob der Kyrburg-Magmatit unter Umständen nicht einen Deckenrest der Vulkanitserie IA / Sub-

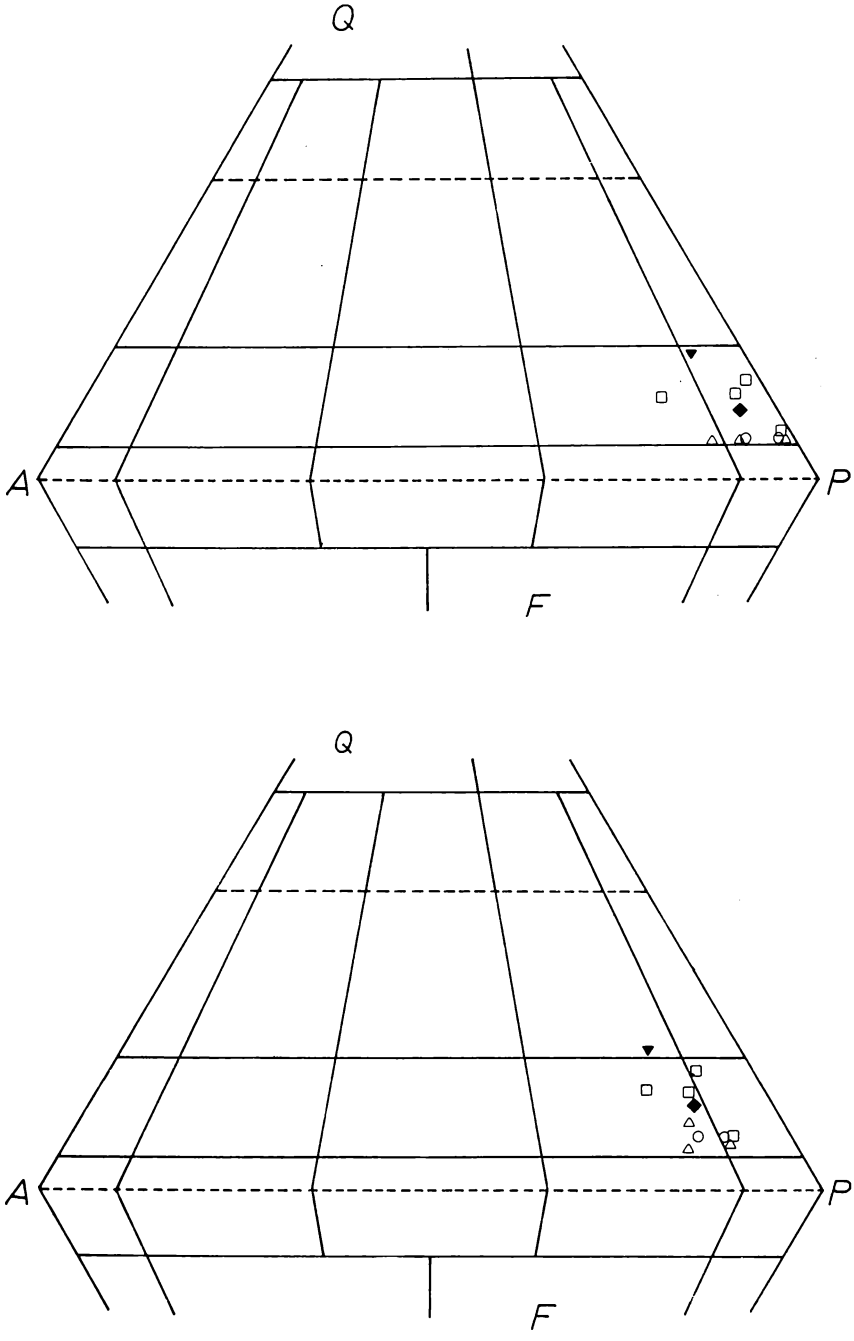


Abb. 14: STRECKEISEN-Diagramme, Legende s. Abb. 13
a) CIPW-Norm b) RITTMANN-Norm

typ 3 darstellen könnte („Zeugenberg"; vgl. Abb. 2). Diese Frage konnte im Gelände jedoch nicht eindeutig geklärt werden.

8. Genetischer Zusammenhang

Der genetische Zusammenhang sollte sich mittels Variationsdiagrammen (COX et al. 1981 : 22 ff.) der einzelnen Hauptelementoxide gegen SiO_2 überprüfen lassen (Abb. 15 bis 17). Die Diskussion dieser Diagramme muß die Umlagerungsprozesse relativ mobiler Elemente berücksichtigen, die vor allem die Elemente Si, Mg und K betreffen (s. Kap. 7.3). Es sei hier nochmals vermerkt, daß sich alle darstellenden Punkte auf normierte Daten (H_2O- und CO_2-frei, 100%) beziehen und zusätzlich sei darauf hingewiesen, daß durch die geringe Probenzahl (9 Analysen) Trendverläufe in den Variationsdiagrammen nur ansatzweise vorhanden sind und deshalb nur in sehr eng begrenztem Rahmen Rückschlüsse auf geochemische Differentiationsvorgänge erlauben. Wie aus den Variationsdiagrammen ersichtlich ist, nehmen die basischen und sauren Andesite unterschiedliche Positionen in den graphischen Darstellungen ein, die vornehmlich durch den höheren SiO_2-Gehalt der sauren Andesite hervorgerufen wird. Die dabei entstehende SiO_2-Lücke hat sicherlich keine genetische Ursache, sondern wird vielmehr von der zu geringen Probenzahl verursacht. Als Bezugspunkte sind die Durchschnittswerte für basische und saure Andesite nach GILL in die Diagramme mit übernommen worden. Die höhere SiO_2-Differenz von ca. 2,5 bis 3 Gew.-% zwischen den sauren Andesiten um Kirn und den durchschnittlichen sauren Andesiten von GILL liegt in der ausgeprägteren Si-Metasomatose begründet, von der die basischen Andesite allerdings nur in geringerem Umfang betroffen sind. Für die meisten Haupt- und Nebenelementoxide sind die Übereinstimmungen trotz gewisser metasomatischer Zu- und Abfuhrprozesse als gut zu bezeichnen. Als einzige Ausnahme ist TiO_2 anzugeben. Die Differenz kommt aufgrund des gewählten Größenmaßstabes der Abb. 15 nicht deutlich genug zum Ausdruck.

Auch bei der Berechnung der chi-Quadrat-Anpassung ergab sich die geringere Übereinstimmung mit den jeweiligen Referenzwerten von GILL (die Einzeldaten der chi-Quadrat-Anpassung sind in dieser Arbeit nicht angegeben). Da TiO_2 nach allgemeiner Auffassung relativ immobil gegenüber Alterationsprozessen ist, beruht die Diskrepanz evtl. auf einer leichten Ti-Anreicherung, die nach SIGVALDASSON (1959) kaum durch Hydrothermallösungen oder Gastransport, sondern vielmehr passiv durch Weglösen anderer Elemente zustande kommt.

Die ausgeprägte Streuung der Fe-Werte der Effusiva im Variationsdiagramm (Abb. 15) kann auf sekundäre Oxydation zurückgeführt werden. Hierzu wurde das $FeO/FeO + Fe_2O_3$-Verhältnis berechnet und die Ergebnisse in den Tabellen 5 bis 7 angegeben. Die Diskussion des Oxydationsgrades kann nur auf der Grundlage der BARTH'schen Standardzelle erfolgen. So zeigen die Proben mit den höchsten $FeO/FeO + Fe_2O_3$-Werten (Nr. 1: 0,74; Nr. 85 : 0,71; Nr. 90 : 0,76) auch die ausgeprägtesten Fe^{2+}-Anreicherungen bzw. Fe^{3+}-Anreicherungen im Vergleich zu den Referenzdaten. Eine weitere, von chemischen Daten unabhängige Betrachtungsweise kann über die petrographischen Befunde erfolgen. Der Oxydationsgrad ist im allgemeinen im Magma niedriger als im erstarrten Gestein. Die Ursache dafür liegt in der Tatsache begründet, daß bei fortschreitender Kristallisation mangels Ausscheidung OH-haltiger Minerale Wasser in der Restschmelze relativ konzentriert wird und deshalb die Oxydation fördert. Da in den Schliffen der analysierten Proben keine primären hydroxylhaltigen Mineralphasen, wie z. B. Amphibole oder Glimmer vorhanden sind, ließe sich der schwankende Oxydationsgrad daher durch lokal differenzierte H_2O-Konzentrationen im Zuge einer passiven Anreicherung in der Restschmelze erklären.

THORNTON & TUTTLE (1960) gehen bei der Betrachtung ihres Differentiations-Index

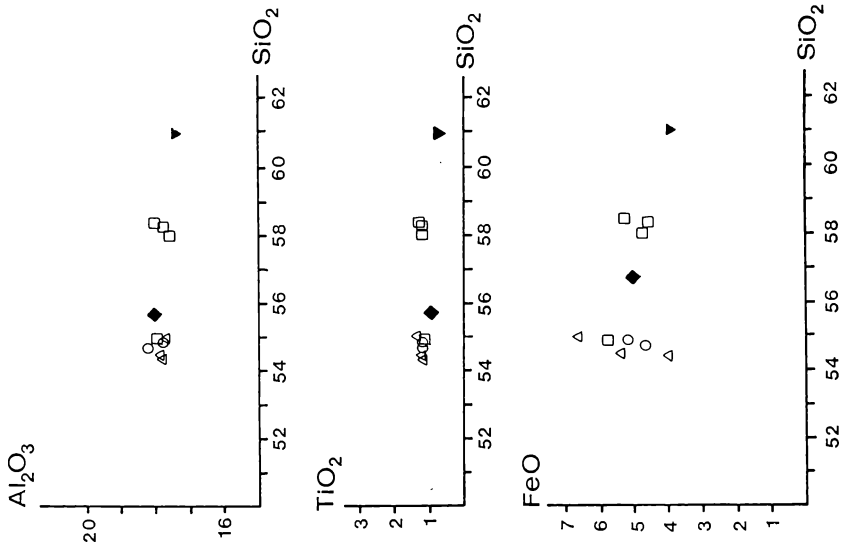


Abb. 15: Variationsdiagramme von Al_2O_3, TiO_2 und FeO gegen SiO_2 (Angaben in Gew.-%). Legende s. Abb. 13

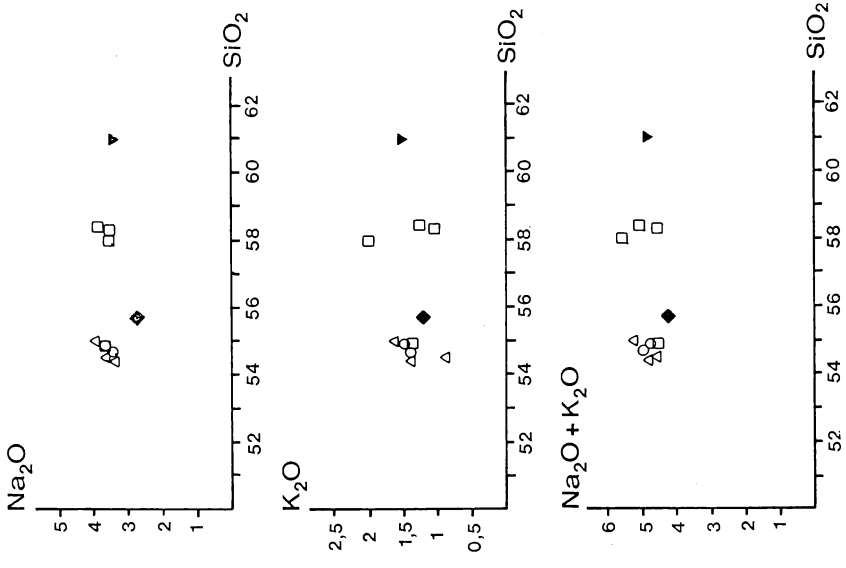


Abb. 16: Variationsdiagramme Na_2O, K_2O und Gesamtalkalien gegen SiO_2 (Angaben in Gew.-%). Legende s. Abb. 13

(D. I.) von dem System SiO_2 – $NaAlSiO_4$ – $KAlSiO_4$ aus. Die in diesem System möglichen Minerale: Quarz, Albit, Orthoklas, Nephelin, Leucit und Kalisilit sind im allgemeinen als das Endprodukt einer fraktionierten Kristallisationsabfolge zu betrachten.

In der Regel treten nur drei der oben erwähnten Komponenten in einem Gestein zusammen auf. In den Magmatiten des Arbeitsgebietes kommen nur Quarz, Orthoklas und Albit vor (s. CIPW-Norm, Tab. 5 bis 7). Die Summe dieser in einem Gestein auftretenden Minerale (in Gew.-%), die als Differentiations-Index bezeichnet wird, kann demnach als ein Parameter für die Basizität bzw. Azidität eines magmatischen Gesteins bezeichnet werden. So zeigen die basischen Magmatite einen relativ niedrigen D. I., in der Regel unter 50, während die sauren Gesteine einen relativ hohen D. I. aufweisen, in der Regel über 50.

In der Abb. 18 sind die Hauptelementoxide der analysierten Proben und der Referenzanalysen in Abhängigkeit vom D. I. dargestellt. Aus der Abbildung geht hervor, daß die Magmatite sich auf einen kleinen Bereich des D. I.-Spektrums beschränken (D. I. 41 bis 53,3). Mit steigendem D. I. nimmt SiO_2 stärker zu als die Summe der Alkalien, während die Elementoxide FeO + Fe_2O_3, MgO und CaO dagegen nur leicht abnehmen. Die Al_2O_3-Werte bleiben annähernd konstant, wofür die hohen und gleichbleibenden Al_2O_3-Gehalte (durchschnittlich 17,8 Gew.-%) in den Gesteinskörpern verantwortlich sind.

Die basischen Andesite zeigen ein D. I.-Intervall von 41 bis 46,6, während die sauren Andesite einen D. I. zwischen 49 und 53,3 aufweisen.

Die Positionen der darstellenden Punkte ist natürlich nur auf der Grundlage von Betrachtungen metasomatischer Stoffbewegungen möglich, bei denen die sauren Andesite höhere Si-Abfuhren als die basischen Andesite aufweisen und deshalb einen etwas niedrigeren D. I.-Wert besitzen.

Die untersuchten Rotliegend-Effusiva und -Intrusiva der nordwestlichen Nahe-Mulde sind im geochemischen Stoffbestand ähnlich, wobei aber die Intrusivkörper um Kirn aufgrund der etwas niedrigeren MgO, CaO und höheren SiO_2-Werte einen leicht differenzierten Charakter im Gegensatz zu den basischen Effusiva aufweisen. Die beiden Probengruppen sind auch hinsichtlich der Verteilung der restlichen Elementoxide mit Ausnahme des CO_2 und H_2O^+, z. T. auch des K_2O relativ homogen (s. Tab. 5 bis 7). Proben mit hohen CO_2-Gehalten (z. B. Nr. 1 und 90) weisen mikroskopisch häufig Calcitschlieren in der Grundmasse auf.

Die leichte Differenz im Chemismus zwischen Effusiva und Intrusiva wird aus den normativen Mineralbeständen nach der CIPW-Norm in den Summen der Mafite und Feldspäte deutlich (Tab. 6 und 7). Unterschiedlich ist dabei auch der Anteil von hy und q, der bei den Proben der Andesite niedriger bzw. höher ist. Der hohe hy-Gehalt in den basischen Andesiten ist nach CARMICHAEL et al. (1974) eher typisch für tholeiitische Basalte, die zusätzlich normativen Quarz aufweisen, bei gleichzeitig niedrigem oder fehlendem modalem Olivin. Dagegen wurden bis zu 4,8 (±1,8) Vol.-% Einsprenglings-Olivin in den untersuchten Schliffen ermittelt (Tab. 1). Die fehlenden di-Werte resultieren zum einen aus dem Überschuß an en+fs über wo, der als hy berechnet wird und zum anderen aus sekundärer Oxydation. Das oxydierte Gestein enthält dadurch mehr normativen Magnetit und folglich weniger FeO (und MgO) zur hy- und di-Berechnung. Dies wird in den Tabellen 6 und 7 bestätigt, aus welchen ersichtlich ist, daß die Proben mit dem höchsten normativen Magnetit den niedrigsten hy-Gehalt aufweisen (Nr. 34 und 87). Da zur Bildung der Pyroxene ein geringerer SiO_2-Anteil benötigt wird, kommt es gleichzeitig in der Norm zu einer relativen SiO_2-Anreicherung (Nr. 34 und 87) und zu einer rechnerischen Aufhebung des ol, die ganz im Gegensatz zur Petrographie und den Modalanalysen steht. Der in der CIPW-Norm ausgewiesene Albitgehalt muß nach den mikroskopischen Befunden zufolge im Glas oder im Plagioklas vorhanden sein.

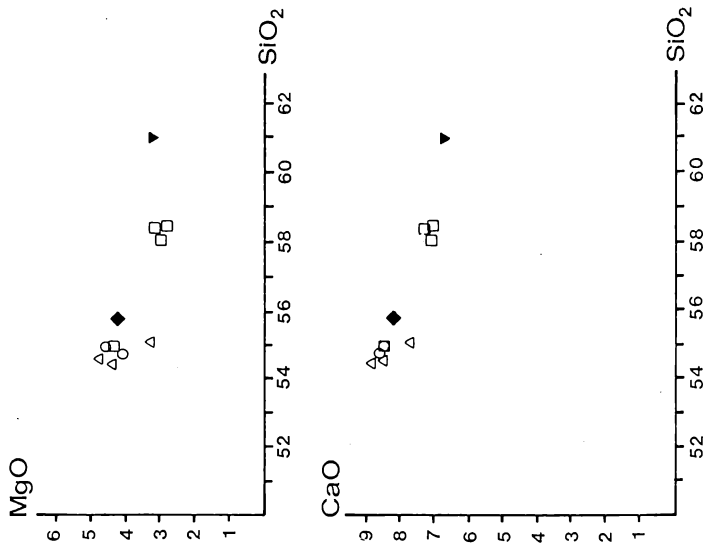


Abb. 17: Variationsdiagramme MgO und CaO gegen SiO_2 (Angaben in Gew.-%). Legende s. Abb. 13

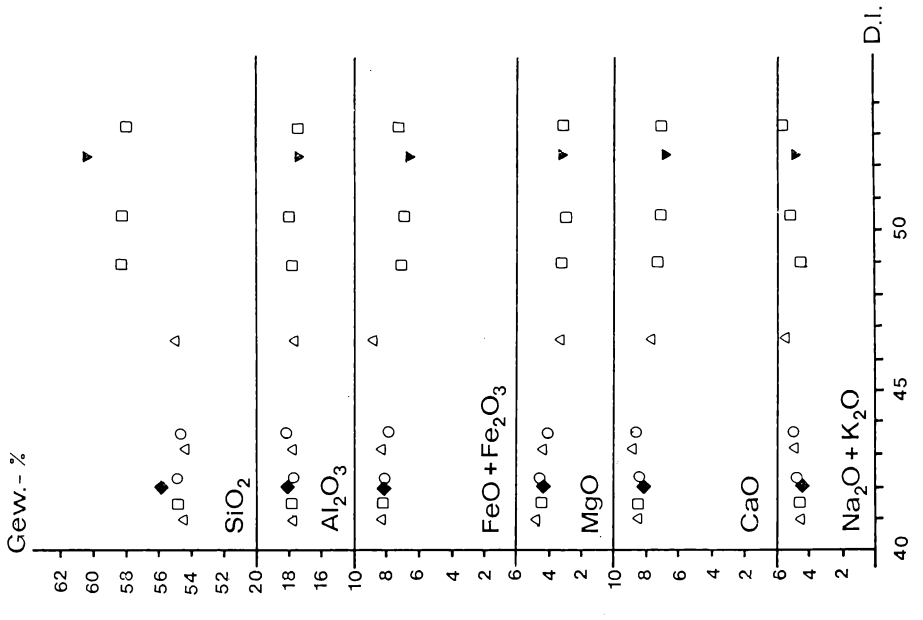


Abb. 18: Chemismus der untersuchten Magmatite in Abhängigkeit vom Differentiationsindex D.I. Legende S. Abb. 13

Tabelle 5: Analysenergebnisse, Vulkanitserie IA / Subtyp 2 (in Gew.-%)

Nr.	46a	b	70a	b
SiO_2	52,98	54,70	53,39	54,87
TiO_2	1,13	1,17	1,13	1,16
Al_2O_3	17,62	18,19	17,30	17,78
Fe_2O_3	3,10	3,20	2,81	2,89
FeO	4,52	4,67	5,03	5,17
MnO	0,17	0,18	0,16	0,16
MgO	4,00	4,13	4,49	4,61
CaO	8,29	8,56	8,23	8,46
Na_2O	3,43	3,54	3,60	3,70
K_2O	1,38	1,42	0,93	0,96
P_2O_5	0,23	0,24	0,23	0,24
H_2O^+	0,49		1,08	
H_2O^-	0,25		0,28	
CO_2	2,81		0,94	
Summe	100,40	100,00	99,60	100,00

CIPW-Norm		
q	5,33	5,30
or	8,39	5,67
ab	29,95	31,31
an	29,55	29,07
ne	–	–
wo	4,74	4,73
en	10,29	11,48
fs	4,34	5,49
hy	14,63	16,97
di	–	–
ol	–	–
hm	–	–
mt	4,64	4,19
il	2,22	2,20
ap	0,56	0,56
c	–	–
cc	–	–
$FeO / FeO + Fe_2O_3$	0,59	0,64

Tabelle 5: Fortsetzung

NIGGLI-Werte		
Nr.	46b	70b
qz	1,26	2,22
si	148,44	147,32
ti	2,39	2,34
p	0,28	0,27
al	29,09	28,13
fm	34,25	36,26
c	24,89	24,34
alk	17,77	11,27
k	0,21	0,15
mg	0,49	0,51

RITTMANN-Norm		
Quarz	4,1	4,5
Sanidin	5,5	0,5
Plagioklas	66,8	69,9
Nephelin	-	-
Olivin	-	-
Orthopyroxen	11,0	12,5
Augit	9,7	9,7
Diopsid	-	-
Cordierit	-	-
Magnetit	1,2	1,2
Ilmenit	1,2	1,2
Apatit	0,5	0,5
Calcit	-	-
C. I.	23,1	24,6
Ox^0	0,37	0,33

Tabelle 6: Analysenergebnisse, Vulkanitserie IA / Subtyp 3 (in Gew.-%)

Nr.	1a	b	27a	b	34a	b
SiO_2	52,52	54,96	52,53	54,52	52,52	54,37
TiO_2	1,31	1,34	1,13	1,17	1,12	1,16
Al_2O_3	16,86	17,74	17,15	17,80	17,16	17,77
Fe_2O_3	2,19	2,31	2,75	2,85	4,18	4,33
FeO	6,27	6,59	5,20	5,40	3,84	3,98
MnO	0,18	0,19	0,16	0,17	0,15	0,16
MgO	3,10	3,27	4,62	4,80	4,16	4,35
CaO	7,32	7,71	8,20	8,51	8,58	8,88
Na_2O	3,70	3,89	3,51	3,64	3,26	3,37
K_2O	1,55	1,64	0,90	0,93	1,35	1,39
P_2O_5	0,34	0,36	0,20	0,21	0,23	0,24
H_2O^+	0,77		1,60		1,29	
H_2O^-	0,29		0,32		0,41	
CO_2	3,87		1,55		1,58	
Summe	100,27	100,00	99,82	100,00	99,83	100,00

CIPW-Norm			
q	4,00	4,74	6,51
or	9,69	5,50	8,21
ab	32,92	30,80	28,52
an	26,10	29,48	29,26
ne	–	–	–
wo	4,09	4,75	5,52
en	8,14	11,95	10,83
fs	8,33	5,95	2,11
hy	16,47	17,80	12,94
di	–	–	–
ol	–	–	–
hm	–	–	–
mt	3,35	4,13	6,28
il	2,55	2,22	2,20
ap	0,83	0,49	0,56
c	–	–	–
cc	–	–	–
$FeO / FeO + Fe_2O_3$	0,65	0,65	0,48

Tabelle 6: Fortsetzung

NIGGLI-Werte			
Nr.	1b	27b	34b
qz	– 0,35	0,91	1,10
si	153,45	144,66	145,59
ti	2,81	2,33	2,34
p	0,43	0,24	0,27
al	29,19	27,83	28,04
fm	34,30	37,04	35,36
c	23,06	24,19	25,48
alk	13,45	10,94	11,12
k	0,22	0,14	0,21
mg	0,40	0,51	0,49

RITTMANN-Norm			
Quarz	4,1	4,0	4,1
Sanidin	8,8	0,2	5,5
Plagioklas	65,3	70,0	65,0
Nephelin	–	–	–
Olivin	–	–	–
Orthopyroxen	10,4	13,2	11,1
Augit	8,4	9,8	11,4
Diopsid	–	–	–
Cordierit	–	–	–
Magnetit	1,5	1,2	1,2
Ilmenit	1,4	1,2	1,2
Apatit	0,7	0,4	0,5
Calcit	–	–	–
C. I.	21,6	25,4	24,9
Ox^0	0,23	0,32	0,48

Tabelle 7: Analysenergebnisse, Intrusionen bei Kirn (in Gew.-%)

Nr.	78a	b	85a	b	87a	b	90a	b
SiO_2	55,83	58,29	52,53	54,92	55,98	57,98	55,27	58,36
TiO_2	1,15	1,20	1,10	1,15	1,15	1,19	1,17	1,24
Al_2O_3	17,06	17,83	17,15	17,93	16,95	17,56	17,06	18,02
Fe_2O_3	2,40	2,51	2,28	2,38	3,25	3,37	1,57	1,66
FeO	4,42	4,62	5,52	5,77	3,65	3,78	4,98	5,26
MnO	0,13	0,14	0,16	0,17	0,13	0,13	0,14	0,15
MgO	3,10	3,24	4,22	4,42	2,92	3,02	2,72	2,87
CaO	7,01	7,33	8,09	8,46	6,87	7,12	6,75	7,13
Na_2O	3,41	3,56	3,53	3,69	3,52	3,64	3,65	3,85
K_2O	0,93	1,05	0,84	0,88	1,91	1,98	1,17	1,24
P_2O_5	0,22	0,23	0,22	0,23	0,22	0,23	0,21	0,22
H_2O^+	2,21		1,58		0,76		1,81	
H_2O^-	1,13		0,41		0,28		0,49	
CO_2	1,30		2,34		2,49		3,23	
Summe	100,30	100,00	99,97	100,00	100,08	100,00	100,22	100,00

CIPW-Norm				
q	12,69	5,13	10,76	10,55
or	6,21	5,20	11,70	7,33
ab	30,12	31,22	30,80	32,58
an	29,57	29,76	25,73	28,23
ne	–	–	–	–
wo	2,21	4,47	3,38	2,38
en	8,07	11,01	7,52	7,15
fs	4,69	7,05	2,43	6,52
hy	12,76	18,06	9,95	13,67
di	–	–	–	–
ol	–	–	–	–
hm	–	–	–	–
mt	3,64	3,45	4,89	2,41
il	2,28	2,18	2,26	2,36
ap	0,53	0,53	0,53	0,51
c	–	–	–	–
cc	–	–	–	–
$FeO/FeO + Fe_2O_3$	0,65	0,71	0,53	0,76

Tabelle 7: Fortsetzung

NIGGLI-Werte				
Nr.	78b	85b	87b	90b
qz	25,99	3,36	17,34	22,64
si	175,67	147,96	175,29	177,74
ti	2,72	2,33	2,71	2,84
p	0,29	0,26	0,29	0,28
al	31,67	28,47	31,28	32,34
fm	32,25	36,96	31,17	30,62
c	23,67	24,42	23,06	23,27
alk	12,42	11,15	14,49	13,78
k	0,16	0,14	0,26	0,17
mg	0,45	0,49	0,44	0,43

RITTMANN-Norm				
Quarz	12,3	4,9	9,4	11,1
Sanidin	1,3	–	11,8	3,1
Plagioklas	68,3	70,6	60,4	68,8
Nephelin	–	–	–	–
Olivin	–	–	–	–
Orthopyroxen	10,9	12,5	8,8	9,5
Augit	4,5	9,2	6,8	4,8
Diopsid	–	–	–	–
Cordierit	–	–	–	–
Magnetit	1,0	1,2	1,1	1,0
Ilmenit	1,3	1,2	1,2	1,3
Apatit	0,5	0,5	0,5	0,4
Calcit	–	–	–	–
C. I.	17,6	24,0	17,9	16,6
Ox^0	0,32	0,26	0,44	0,22

9. Einteilung in Sippen

IRVINE & BARAGAR (1971) bieten zur Einteilung in bestimmte Sippen oder Gruppen ein häufig angewandtes Unterteilungsschema an, welches prinzipiell auf nicht genetische Aussagen beruht. Diesem soll im wesentlichen gefolgt werden.

Zur Großgliederung in einen alkalischen und in einen subalkalischen Bereich (die peralkalischen Magmatite werden hier vernachlässigt) verwenden die Autoren eine Reihe von Diagrammen, in denen das Verhältnis der Gesamtalkalien gegen SiO_2 ausschlaggebend ist. Um die Arbeit mit graphischen Darstellungen nicht zu überlasten, wurde auf die Abbildung verzichtet. Es zeigt sich jedoch, daß alle darstellenden Punkte der analysierten Proben und der Vergleichswert von GILL (1981) im subalkalischen Bereich zur Abbildung kamen.

Im subalkalischen Feld lassen sich wiederum zwei Unterteilungen vornehmen und zwar in einen kalkalkalischen und einen tholeiitischen Abschnitt. Auch hier bieten IRVINE & BARAGAR (1971) Diagramme an, die sowohl auf normativen als auch auf chemischen Daten basieren.

Die am häufigsten benutzte Darstellung ist wohl das AFM-Dreieck (Abb. 19), welches die beiden unterschiedlichen Differentiationstrends graphisch darstellt. WAGER & DEER (1939) unterscheiden die beiden Typen auf der Basis der Fe-Anreicherung im Laufe der Magmenentwicklung. so zeigen tholeiitische Schmelzen in mittleren Entwicklungsstadien starke Fe-Anreicherng, wogegen kalkalkalische Magmen diesem Trend nicht folgen. Trotz der streuenden FeO-Werte (s. Abb. 15) kommen die Analysenergebnisse im kalkalkalischen Feld zur Darstellung. Genetisch verwandte Gesteine sollen sich in eine Reihe ordnen, die von der FM-Seite zur Alkaliecke verläuft. Die untersuchten Magmatite lassen den Trendverlauf, bedingt durch die geringe Analysenzahl nur im Ansatz erkennen, wobei die Probe Nr. 1 wegen stärkerer Fe^{2+}-Zufuhr näher zur Trennlinie liegt. Die Andesitintrusionen um Kirn heben sich leicht wegen ihrer stärkeren Alkalienanreicherung von den chemisch etwas primitiveren, MgO-reicheren basischen Andesiten der Vulkanitserie IA und der Kyrburg ab.

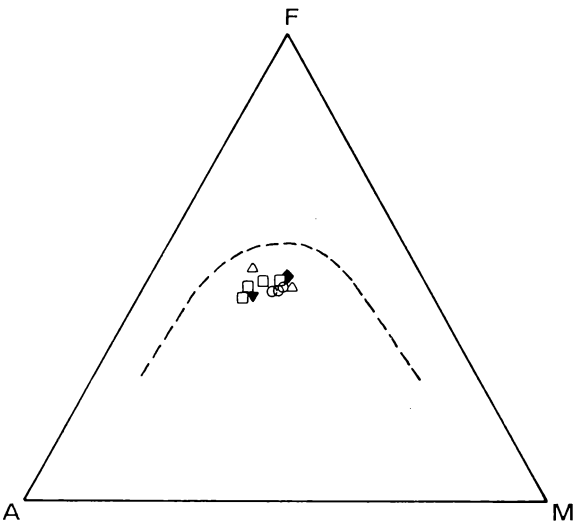


Abb. 19: AFM-Diagramm. Sippeneinteilung nach IRVINE & BARAGAR (1971). Legende s. Abb. 13

Tabelle 8: Spurenelemente der untersuchten Magmatite (in ppm; Schlüssel s. S. 97)

	K (%)	Rb	Zr	Cr	Ni	Sr
Probe 1	1,36	45	125	20	95	(115)
27	0,77	65	130	80	105	(140)
34	1,15	80	135	75	105	(140)
46	0,98	80	155	80	105	(145)
70	0,80	45	135	75	95	(160)
78	0,87	45	150	45	95	(180)
85	0,73	65	155	70	115	(135)
87	1,64	135	145	45	95	(115)
90	1,03	90	120	30	(170)	(135)
∅ bas. And.		63	139	76+	103	
∅ saure And.		90	138	40	95++	

+ (ohne Nr. 1) ++ (ohne Nr. 90)

Tabelle 9: Vergleichswerte des Standards (in ppm; Schlüssel s. S. 97)

	Rb	Zr	Cr	Ni
AGV-1	67	225	12	19
GSP-1	254	500	13	13
G-2	220	300	7	5
W-Qth	18 (± 2,7)	132 (± 14)	212 (± 63)	87 (± 33)
W-bAOB	55 (± 14)	218 (± 55)	395 (± 206)	301 (± 242)
W-NBL	65 (± 12)	253 (± 60)	397 (± 23)	334 (± 126)
J	23	253	158	107
F	28	136	45	23
M	20	83	63	63
H	34 (± 23)	146 (± 34)	170 (± 65)	82 (± 40)

in Klammern ist die jeweilige Standardabweichung angegeben.

Tabelle 10: Schlüssel

Probe	Gesteinstypus	Referenz
1	basischer Andesit der Vulkanitserie IA / 3	diese Arbeit
27	basischer Andesit der Vulkanitserie IA / 3	diese Arbeit
34	basischer Andesit der Vulkanitserie IA / 3	diese Arbeit
46	basischer Andesit der Vulkanitserie IA / 2	diese Arbeit
70	basischer Andesit der Vulkanitserie IA / 2	diese Arbeit
78	saurer Andesit, Gauskopf	diese Arbeit
85	basischer Andesit, Kyrburg	diese Arbeit
87	saurer Andesit, Oberhalmen	diese Arbeit
90	saurer Andesit, Gauskopf	diese Arbeit
AGV-1	Andesit (internationaler Standard)	FLANAGAN (1973)
GSP-1	Granodiorit (internationaler Standard)	FLANAGAN (1973)
G-2	Granit (internationaler Standard)	FLANAGAN (1973)
W-Qth	Quarz-Tholeiit, Nordhessen	WEDEPOHL (1985)
W-bAOB	basanitischer Alkali-Olivin-Basalt, Nordhessen	WEDEPOHL (1985)
W-NBL	Nephelin-Basanite, Limburgit, Nordhessen	WEDEPOHL (1985)
J	normal K_2O-haltiger Basalt, Ost-Iran	JUNG et al. (1984)
F	Basalt und basische Andesite, Valley Unit, Süd-Chile	FREY et al. (1984)
M	basaltischer Andesit, Santorin	MANN (1983)
H	basische Andesite, Saar-Nahe-Gebiet	HÄFNER (1977)

Legende für die Abbildungen 20 bis 23	
basischer Andesit, Vulkanitserie IA / 2	
basischer Andesit, Vulkanitserie IA / 3	
saurer Andesit, Kirn	
Quarz-Tholeiit, Nordhessen	WEDEPOHL (1985)
Alkali-Olivin Basalt, Nordhessen	WEDEPOHL (1985)
Low-Si-Andesite	TAYLOR (1969)
Andesite	TAYLOR (1969)
basische Andesite, Saar-Nahe-Gebiet	HÄFNER (1977)
basische Andesite, Fischbachtal	ABO-DALO (1978)
Andesite, Kirn	ABO-DALO (1978)

10. Spurenelemente

10.1 Untersuchungsmethoden und Qualität der Daten

Die entsprechend den Angaben in Kap. 7.1 aufbereiteten Proben wurden für die Bestimmung von Rb und Zr einer Röntgenfluoreszenzanalyse unterzogen, welche mittels Pulvertabletten durchgeführt wurde. Für die Elemente Ni und Cr sind die bereits für die Hauptelemente benutzten Schmelztabletten herangezogen worden. Die Messung von Spurenelementen ist mit Schmelztabletten durchführbar. Die genaue Beschreibung dieser Methode findet sich bei JAGOUTZ & PALME (1978). Bei der Bestimmung der Spurenelemente ergeben sich unterschiedliche Fehlergrenzen entsprechend der Emissionstätigkeit der benutzten Röhren und der Konzentrationen der Spurenelemente. Mit einem relativen Fehler von ± 15% ist bei Rb zu rechnen; Ni und Cr dürften mit einem relativen Fehler kleiner 10% bestimmt worden sein. Die Zr-Werte besitzen einen relativen Fehler von 5%.

Bei der Bestimmung der Spurenelemente wurden als Eichwertparameter internationale Standards benutzt (AGV-1, GSP-1, G-1, G-2, W-1 und BCR-1), deren Daten von FLANAGAN (1973) und TOBSCHALL (1974) übernommen wurden.

Die Ergebnisse der Spurenelementuntersuchungen sind in Tabelle 8 dargestellt.

10.2 Statistik

Wie bereits bei der Bewertung der Haupt- und Nebenelementoxide, wurde gleichfalls bei den Spurenelementen versucht, über die Berechnung der chi-Quadrat-Anpassung gegenüber einer (oder mehrerer) Referenzanalyse(n) der Tabelle 9 auf Grundgesamtheit zu überprüfen. Es zeigt sich jedoch, daß die einzelnen Spurenelemente keiner bestimmten Verteilung unterliegen und die Berechnung ergaben überdies, daß bei einem Vergleich mit Literaturdaten generell über 99% Irrtumswahrscheinlichkeit in Kauf genommen werden müssen, d. h. es liegen zwei verschiedene Stichproben/Grundgesamtheit vor, welche nicht vergleichbar sind. Der Anpassungstest weist im Grunde genommen hier nur auf z. T. stattgefundene Umlagerungsprozesse der Spurenelemente hin. Für die Spurenlemente ist folglich die zu prüfende Nullhypothese der Übereinstimmung abzulehnen.

Ein weiterer Effekt wird durch die zu geringe Analysenzahl hervorgerufen. Daher können die jeweiligen Spurenelementgehalte nicht als Diskussionsgrundlage der Magmengenese dienen. Zu Vergleichszwecken lassen sich lediglich die Mittelwerte einzelner Elementkonzentrationen aus der Literatur heranziehen.

Der bei der Probe Nr. 90 in Klammern angegebene Ni-Gehalt von 170 ppm ist mittels Q-Test für weniger als 10 Meßwerte (DEAN & DIXON 1951) als Ausreißer identifiziert worden und fand daher beim chi-Quadrat-Anpassungstest und bei den folgenden Diskussionen keine Berücksichtigung.

10.3 Allgemeines

Neben den bekannten GOLDSCHMIDT'schen Gesetzen, die den Einbau von Fremdionen aufgrund ähnlicher Valenzen und Ionenradien beschreiben, muß zusätzlich die Elektronegativität berücksichtigt werden. Sie kann nach PAULING (1962) als ein Maß für die Abweichung von der ionaren Bindung gelten und wird von dem Autor als die Fähigkeit eines Atoms definiert, innerhalb der Molekühle oder Kristalle Elektronen an sich zu binden. Die in den Tabellen dieser Arbeit angegebenen Werte sind von PAULING aus Bindungsenthalpien von Verbindungen und reinen Elementen berechnet worden. Die Ionenradien sind nach den

Daten von ZEMANN (cit. in: HEYDEMANN 1969:389-392, Tab. 12-8) angegeben.

Nach RINGWOOD (1955) gilt als Ergänzung zu den Regeln von GOLDSCHMIDT folgender Grundsatz: Wenn zwischen zwei Elementen mit unterschiedlicher Elektronegativität die Möglichkeit einer Diadochie in einem Kristall besteht, so wird das mit der geringeren Elektronegativität bevorzugt eingebaut. Das gilt für Elemente, deren Elektronegativität sich um mindestens 0,1 unterscheiden. Daraus leitet RINGWOOD (1955) folgende Regel ab:

1. Besitzen Spurenelement und Hauptelement gleiche Elektronegativitäten, so ist eine Vertretung des Hauptbestandteils möglich. Das gleiche gilt für den Fall, daß das Hauptelement eine größere Elektronegativität besitzt.
2. Besitzt das Spurenelement eine höhere Elektronegativität als das häufigere Element, so ist eine diadoche Vertretbarkeit nicht zu erwarten.

10.4 Nickel

Nickel bildet keine eigenen Minerale, wird aber in einigen Sulfiden wie z. B. Pentlandit und Pyrrhotin überdurchschnittlich angereichert. Das Fe : Ni-Verhältnis ist im Pentlandit nahe 1 : 1 (MATTHES 1983).

Wie aus der Tabelle 11 ersichtlich ist, gilt das Nickel und Magnesium wegen der gleichen ionaren Abmessungen und gleicher Valenzen als gutes Beispiel für das Tarnen eines selteneren Elementes in einem häufigeren Element.

Tabelle 11

	Ionenradius Å	Elektronegativität kcal/g. Atom
Ni^{2+}	0,78	1,8
Mg^{2+}	0,78	1,2
Fe^{2+}	0,82	1,8

Diese Annahme hat RINGWOOD (1955) mit dem Hinweis auf die unterschiedlichen Elektronegativitäten der beiden Elemente angezweifelt. Wesentlich besser könnte danach das zweiwertige Eisen durch Nickel ersetzt werden. Das Element Nickel reichert sich demnach in den mafischen Mineralien (z. B. Olivin, Pyroxen) der Magmatite an, während die Plagioklase fast völlig frei davon sind. In Abb. 20 ist Nickel in Abhängigkeit von MgO graphisch dargestellt. Die ermittelten Ni-Konzentrationen sind in Tabelle 8 zusammengefaßt. Wie daraus ersichtlich ist, schwanken die Ni-Gehalte zwischen 95 und 115 ppm, sind aber im Großen und Ganzen als konstant zu betrachten. Die durchschnittlichen Werte der basischen (103 ppm Ni) und sauren Andesite (95 ppm Ni) nähern sich denen von WEDEPOHL (1985) für nordhessische Quarz-Tholeiite (87 ppm Ni). Relativ gute Übereinstimmungen ergeben sich auch mit den Durchschnittsgehalten (82 ± 40 ppm Ni) der basischen Laven im Raum Alzey-Odernheim (HÄFNER 1977).

Die Bedeutung der Ni- und Cr-Konzentrationen ist noch Gegenstand der Diskussion in der Literatur (vgl. HEDGE 1971, TAYLOR et al. 1969, 1971, HART & DAVIS 1978). Auch wenn das Problem der Abhängigkeit des Verteilungskoeffizienten für Nickel zwischen verschiedenen Mineralien und zwischen Schmelze durch Temperatur, Druck und Schmelzzusammensetzung nicht endgültig geklärt ist, worauf auch TAYLOR et al. (1971) hinweisen, so soll nach den Autoren bei einem einfachen Fraktionierungsprozeß einer basaltischen Schmelze durch Olivinabfuhr sämtliches Nickel entzogen worden sein, sobald 60 Gew.-% SiO_2 erreicht sind

(TAYLOR et al 1971). Die in dieser Arbeit untersuchten basischen und sauren Andesite mit durchschnittlich 55 bzw. 58 Gew.-% SiO_2 (normierte Werte), liegen somit zwar unter dieser SiO_2-Grenze und haben durchschnittliche Konzentrationen von 103 bzw. 95 ppm Ni, die damit deutlich über den Werten für normal K_2O-haltige basische Andesite (20 ppm Ni) und saure Andesite (9 ppm Ni) von GILL (1981), aber auch über der von WEDEPOHL (1975) publizierten Konzentration von 20 ppm Ni für gewöhnliche Andesite liegen. Als Hauptträger des Nickels dürften in den untersuchten Gesteinen die Einsprenglings-Olivine zu betrachen sein, die z. B. als Frühkristallisate bei entsprechend hohen Temperaturen und unter Gleichgewichtsbedingungen Olivin-Schmelze nach den Angaben von HART & DAVIS (1978) bis zu 2450 ppm Ni in das Kristallgitter einbauen können.

Die Pyroxene sind (bis auf einige Ausnahmen) überwiegend als niedrigtemperierte Bildungen der Grundmasse zu betrachten und werden deshalb nicht als wesentliches Wirtsmineral des Nickels angesehen. Nickel dürfte ebenfalls nicht an Magnetit gebunden sein, da dieser sekundärer Natur ist.

Die Erklärung für die überhöhten Nickelgehalte der untersuchten Proben sind evtl. in Vorgängen der Magmenentstehung zu suchen, die sich jedoch im Bauschchemismus nicht ausdrücken oder aber in Umlagerungsprozessen der Kationen Mg^{2+} und Fe^{2+} begründet, deren Abfuhr die Nickelkonzentrationen dadurch passiv erhöhen würden (s. Kap. 7.3), da sich das Element während der autohydrothermalen Umwandlungsprozesse und Verwitterungsvorgänge relativ immobil verhält.

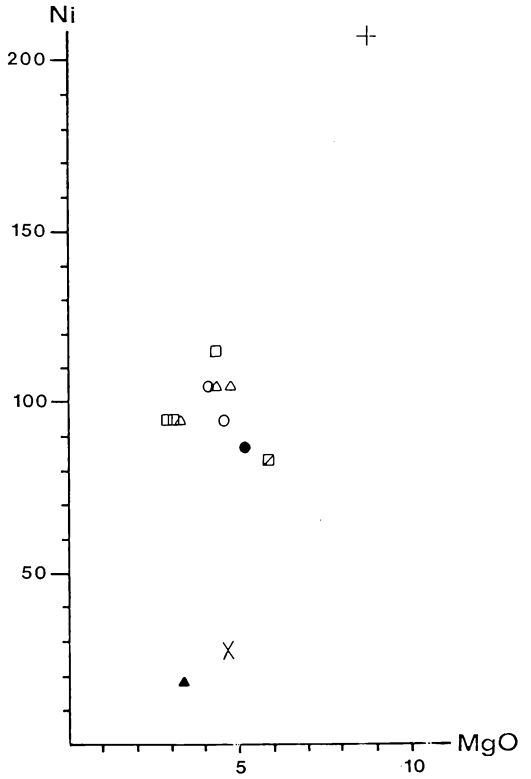


Abb. 20: Variationsdiagramm Ni (in ppm) gegen MgO (in Gew.-%). Legende s. S.

10.5 Chrom

Chrom kann als Element Eisen (Fe^{2+}, Fe^{3+}), Magnesium und Aluminium ersetzen, wobei teilweise unterschiedliche Auffassungen über die stärkere Betonung der Beziehung Fe^{2+}, Fe^{3+}-Cr oder Mg-Cr bestehen (s. Tab. 12).

Tabelle 12:

	Ionenradius Å	Elektronegativität kcal/g. Atom
Cr^{3+}	0,64	1,6
Fe^{3+}	0,67	1,8
Fe^{2+}	0,82	1,8
Mg^{2+}	0,78	1,2
Al^{3+}	0,57	1,5

Nach experimentellen Untersuchungen durch DICKEY et al. (1971) und HILL & ROEDER (1974) weisen aus einer basaltischen Schmelze früh ausgeschiedene Spinelle hohe Cr-Konzentrationen auf (Cr^{3+} ersetzt Fe^{3+}). Die häufig in der Literatur angegebene Zunahme der Chromgehalte parallel zu den Olivingehalten ist nicht auf den Einbau des Chroms in das Olivingitter, sondern vielmehr auf die Umschließung früh gebildeter chromhaltiger Spinelle durch Olivin zurückzuführen (GUNN 1971).

Die untersuchten Magmatite weisen in ihren Cr-Konzentrationen eine grobe Zweiteilung auf. So zeigen die basischen Andesite der Vulkanitserie IA und der Kyrburg ein Chromspektrum von 70 bis 80 ppm. Nur eine Analyse (Nr. 1), die aber auch die umfangreichsten Umlagerungsprozesse erfahren hat, fällt mit 20 ppm Cr deutlich aus dem Rahmen. Bei den Stoffbilanzrechnungen (S. 85 ff.) ergab sich, daß diese Probe im Vergleich zu den Referenzanalysen die ausgeprägtesten Abreicherungen an Mg^{2+}, Fe^{3+} und Al^{3+}, bei gleichzeitiger hoher Zufuhr an Kohlenstoff aufweist. Auch die Zersetzung der Klinopyroxene hat, den mikroskopischen Befunden zufolge, bereits ein fortgeschrittenes Stadium erreicht. MATZAT & SHIRAKI (1978) betonen die stärkeren chemischen Beziehungen zwischen Cr^{3+} einerseits und Al^{3+}, Fe^{3+} andererseits. Bei fortschreitender Oxydation soll nach den Autoren Chrom unter alkalischen Bedingungen in das leicht lösliche Chromation übergehen. Die niedrige Cr-Konzentration der Probe 1 ließe sich evtl. durch solch eine Reaktion erklären, zumal sich die Alteration des Gesteins durch einen relativ hohen Umwandlungsgrad des mafischen Mineralbestandes und durch mikroskopisch sichtbare Schlieren von Brauneisen manifestiert. Aus diesen Gründen wird die Probe im folgenden nicht mit berücksichtigt.

In Abb. 21 ist Chrom in Abhängigkeit von Nickel graphisch dargestellt. Die durchschnittliche Cr-Konzentration der basischen Andesite (Vulkanitserie IA: 76 ppm Cr) nähert sich dem, von WEDEPOHL (1975) für gewöhnliche Andesite angegebenen Durchschnittsgehalt von 68 ppm Cr und liegt aber deutlich niedriger als die basischen Vulkanite im Raum Alzey-Odernheim mit 170 ppm Cr (HÄFNER 1977). Die Durchschnittswerte der Kirner Andesite (40 ppm Cr) sind eher vergleichbar mit kalkalkalischen Andesiten der Kontinentalränder (MATZAT & SHIRAKI 1978, Tab. 24 E 3 : 56 ppm Cr).

Obwohl Olivine gewöhnlich in einem Cr-reichen Milieu kristallisieren, bauen sie kaum Chrom in das Kristallgitter ein. Unter reduzierenden Bedingungen kann Chrom auch in Form des Cr^{2+}-Ions auftreten und bildet dann bei einem niedrigeren O_2-Partialdruck ein mit Olivin vergleichbares Orthosilikat (SCHEETZ & WHITE 1972). Der Cr^{2+}-Gehalt der Olivine

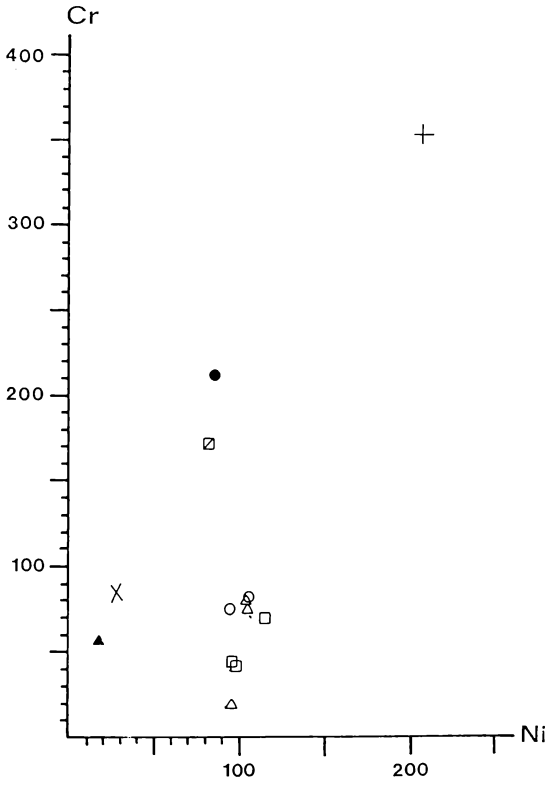


Abb. 21: Variationsdiagramm Cr gegen Ni (Angaben in ppm). Legende s. S.

kann somit als Indikator der Sauerstoffugazität in der Schmelze herangezogen werden.

Dagegen ist der Einbau von Cr^{3+} in das Gitter der Pyroxene abhängig von deren Differentiationsstadium. Nach SEWARD (1971) ist Chrom bei niedrigen Drücken in Klinopyroxenen relativ zur koexistierenden Schmelze stärker konzentriert. In Magmen, die sich unter niedrigen Drücken entwickeln, ist daher Klinopyroxen das hauptsächliche Wirtsmineral des Chroms. Betrachtet man den hohen Gehalt an Plagioklaseinsprenglingen in den untersuchten Magmatiten, so weist dieser auf eine beginnende Kristallisation unter den genannten Voraussetzungen hin. Die Klinopyroxene, als überwiegende Bildung der Grundmasse, können folglich aufgrund der niedrigen Cr-Konzentrationen in den Proben einem späteren, bereits Cr-ärmeren (?) Magmenstadium zugerechnet werden. So konnte GÖPEL (1981) an einer Probe des als relativ unfraktioniert betrachteten Quarz-Tholeiits von Hirschberg (Saar-Nahe-Gebiet), z. B. in einem Klinopyroxeneinsprengling 287 ppm Chrom nachweisen. Die eigenen petrographischen Befunde liefern durch die leicht grünliche Eigenfarbe von frischen Kristallindividuen einen Hinweis auf Einbau des Chroms in das Gitter der Klinopyroxene.

Darüberhinaus dürfen die Ergebnisse der Stoffbilanzierung bei der Diskussion nicht außer Acht gelassen werden. Ähnlich Probe 1 zeigt die Probe Nr. 90 (Gauskopf) mit 30 ppm Cr bei den Andesitintrusionen den niedrigsten Gehalt, aber gleichzeitig die höchsten Abnahmen an Mg^{2+}, Fe^{3+} und Al^{3+} sowie eine umfangreiche Kohlenstoffzufuhr, die im Zusammenhang gesehen, im Zuge von Autohydrothermalvorgängen die geringe Cr-Konzentration verursachen.

10.6 Rubidium

Rubidium, das keine eigenen Minerale bildet, ist bekanntermaßen an die Konzentration von Kalium gebunden. Das Verhalten läßt sich durch die GOLDSCHMIDT'schen Regeln gut erklären. Wie die Tabelle 13 zeigt, kann es aufgrund der gleichen Elektronegativitäten und des ähnlichen Ionenradius statt des Kaliums im Kristallgitter eingebaut werden und ist somit typisch für das Tarnen eines selteneren durch ein häufigeres Ion. Wegen seines großen Ionenradius gehört Rubidium zu den Elementen wie Kalium, die bei der magmatischen Differentiation angereichert werden. In Abbildung 22 ist die Beziehung des Rubidiums zum Kalium dargestellt. Der sehr enge Bindung des Rubidiums an Kalium macht es von vornherein wahrscheinlich, daß eine Veränderung des Kaliumgehaltes sich auch auf den Rubiumgehalt auswirkt (s. Tab. 8).

Tabelle 13:

	Ionenradius Å	Elektronegativität kcal/g. Atom
Rb^{1+}	1,49	0,8
K^{1+}	1,33	0,8

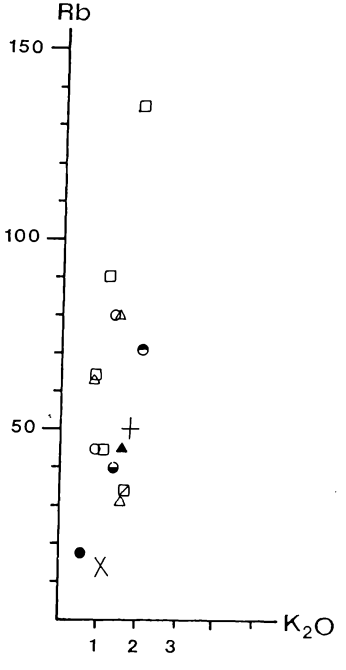


Abb. 22: Variationsdiagramm Rb (in ppm) gegen K_2O (in Gew.-%). Legende s. S.

So ist es zu erklären, daß die Streuung der Rb-Werte groß ist und bei basischen Andesiten der Vulkanitserie IA von 45 bis 80 ppm reicht. Bei den sauren Andesiten beträgt das Rb-Spektrum 45 bis 135 ppm Rb.

Der Durchschnittsgehalt der basischen Andesite (63 ppm Rb) ist mit nordhessischen Nephelin-Basaniten und Limburgiten vergleichbar. Betrachtet man den durchschnittlichen Wert der Kirner Andesite (90 ppm Rb), so nähert er sich dem Wert für Syenite (TUREKIAN & WEDEPOHL 1961 : 110 ppm Rb).

In der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes gibt ABO-DALO (1978) für die basischen Andesite der Fischbachtalgruppe durchschnittlich 40 ppm Rb an und bei den Andesitintrusionen um Kirn ermittelte der Autor ein arithmetisches Mittel von 71 ppm Rb. Bei den untersuchten Magmatiten macht wiederum die Probe 1 eine deutliche Ausnahme, die im Verhältnis zum Kaliumgehalt von 1,36 % mit 45 ppm zu wenig Rubidium enthält. Den höchsten Rb-Wert von 135 ppm besitzt die Probe vom Oberhalmen (Nr. 87) mit 1,64 % K (Assimilation). Dagegen weisen die Proben Nr. 27 und Nr. 85 mit 0,77 bzw. 0,73 % K mit jeweils 65 ppm zu viel Rubidium auf. Aufgrund der variierenden Rb-Konzentrationen und der geringen Probenzahl sind die Rb-Werte schwer zu interpretieren. Erschwerend kommt hinzu, daß die exakte topologische Position der einzelnen Stichprobe für den jeweiligen magmatischen Körper nicht zu ermitteln war, der in diesem Fall, im Zusammenhang mit einer evtl. Alkalienwanderung, besondere Bedeutung zukommt. Die äußeren Bereiche eines Lavastromes oder einer Intrusion kühlen im Gegensatz zu mehr zentraleren Regionen schneller ab und repräsentieren daher eher den ursprünglichen Magmenchemismus. Nach den Untersuchungen von HART et al. (1971) an isländischen Basaltströmen findet aus den langsamer kristallisierenden Kernbereichen des magmatischen Körpers via Gastransport eine Alkalienwanderung statt, aus der eine angereicherte, äußere und eine innere, z. B. an K und Rb verarmte Zone resultiert. Für die abgeschreckte Randzone sind die Proben Nr. 27, 78, 85 und 90 aufgrund ihres hohen Glasanteils in Betracht zu ziehen. Bis auf eine Ausnahme (Nr. 78) ergab sich bei den Stoffbilanzierungen im Vergleich zu den Referenzanalysen eine leichte Na-Anreicherung, wogegen sich bei den K-Gehalten und damit wohl auch bei den Rb-Werten teils Zufuhr-, teils Abfuhrprozesse ergaben. Da die eng begrenzte Analysenkapazität eine umfangreichere Bearbeitung dieses Problems nicht gestattete, kann die Frage einer Alkalienwanderung in Effusiva des Arbeitsgebietes daher nur spekulativer Natur sein und bedarf deshalb einer detaillierten Beprobung.

Das wechselhafte Verhalten des Rubidiums läßt sich auch durch folgende Möglichkeit erklären: Die Ionen sind ursprünglich im Kristallgitter eingebaut. Der hauptsächliche Rubidiumträger könnte in den untersuchten Proben der Plagioklas sein, da diese Minerale in der Regel einen gewissen K-Gehalt und somit auch Rubidium aufweisen. Wenn nun durch Autohydratationsmetamorphose die gesteinsbildenden Mineralien (z. B. Plagioklase) zersetzt werden, dann wäre es möglich, daß das großionige Rubidium, einmal aus dem Gitter herausgelöst, nicht wieder eingebaut wird. Das könnte bedeuten, daß sich Rubidium bei jeder weiteren Veränderung, z. B. wenn die normale Verwitterung hinzutritt, wesentlich weniger resistent verhält und das System ganz verläßt. „Verlassen" bzw. „Wegfuhr" bedeutet im Sinne von WALGER (1958) allerdings oft nur die Umlagerung innerhalb der Gesteinskörper. Da der Radius des Rb^+-Ions größer als der des K^+-Ions ist, wird es bevorzugt in den 12-er koordinierten Gitterplatz anstelle des Kaliums in die Glimmerstruktur eingebaut. Rubidium könnte daher unter geeigneten ph-Eh-Verhältnissen im Verlaufe der hydrothermalen Umwandlung an sekundären Sericit gebunden sein, der in Klüften oder Blasen kristallisierte. Eine Diskussion des K / Rb-Verhältnisses in Hinblick auf die Petrogenese andesitischer Magmen verbietet sich daher aus dem Gesagten von selbst.

10.7 Zirkon

Auf die Fähigkeit des Zr-Ions, andere Kationen zu ersetzen, hat bereits frühzeitig DEGENHARDT (1957) hingewiesen. Der Autor konnte nachweisen, daß sich das Zirkon in Titan- und Fe^{2+}-haltigen Mineralien anreichert. Dafür könnten die ähnlichen Ionenradien und die Elektronegativitäten verantwortlich sein (s. Tab. 14).

Tabelle 14:

	Ionenradius Å	Elektronegativität kcal/g. Atom
Zr^{4+}	0,87	1,4
Ti^{4+}	0,64	1,5
Fe^{2+}	0,82	1,8
Mg^{2+}	0,78	1,2

Das Auftreten von Zirkon ist unabhängig von der Konzentration an SiO_2 und zugleich an den Gehalt der Alkalien gekoppelt, welche als Polymerisationshemmer wirken und so einer frühen Auskristallisation als $ZrSiO_4$ entgegenwirken, wie dies von RINGWOOD (1955) gezeigt werden konnte. Die Zr-Gehalte der untersuchten Proben sind verhältnismäßig konstant. Das deutet darauf hin, daß das Zirkon von den Zersetzungserscheinungen kaum beeinflußt worden ist. Grund dafür dürfte sein, daß das Element wahrscheinlich doch weitgehend in Form des nur sehr schwer löslichen, allerdings submikroskopischen Zirkons $ZrSiO_4$ vorliegt. Wäre es im Gitter der Plagioklase, Olivine oder Pyroxene als Ion eingebaut, so müßten die Konzentrationen wegen des sehr unterschiedlichen Grades der Zersetzung wahrscheinlich in weiten Grenzen schwanken.

Die Abhängigkeit des Zr von SiO_2 ist in Abbildung 23 dargestellt. Wie aus der Graphik zu entnehmen ist, zeigen die Zr-Gehalte der basischen und sauren Andesite eine weitgehende Konstanz. Legt man die Werte von WEDEPOHL 1(1985) zugrunde, dann entsprechen die ermittelten Zr-Konzentrationen (ca. 140 ppm Zr jeweils für basische und saure Andesite) denen für nordhessische Quarz-Tholeiite (132 ± 14 ppm Zr) oder denen für durchschnittliche Tholeiitbasalte (WEDEPOHL 1975 : 137 ppm Zr). Dagegen stimmen die Werte mit dem arithemetischen Mittel von HÄFNER (1977) für die basischen Andesite im Raum Alzey-Odernheim (Saar-Nahe-Gebiete) überein (146 ± 34 ppm Zr), liegen jedoch leicht unter den von ABO-DALO (1978) ermittelten durchschnittlichen Zr-Konzentrationen für basische Andesite (185 ppm Zr) und saure Andesite (165 ppm Zr) der Fischbachtalgruppe in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes.

10.8 Strontium

Die Strontiumwerte liegen in allen untersuchten Proben, gemessen am CaO-Gehalt, viel zu niedrig. Da auch an der Probenentnahmestelle keine Blasen im Gestein vorhanden sind und sich die Carbonatisierung nach den mikroskopischen Befunden in Grenzen hält, sind die niedrigen Sr-Konzentrationen unverständlich. Hinzu kommt noch der hohe Modalgehalt an Plagioklas. Nach EWART & TAYLOR (1969 : 155, Abb. 4) ergibt sich eine starke Tendenz zur maximalen Anreicherung des Strontiums im Intervall An_{40} bis An_{55} in Plagioklas-Einsprenglingen. Auch diese Bereiche wurden in der vorliegenden Arbeit häufig gemessen. Vielleicht

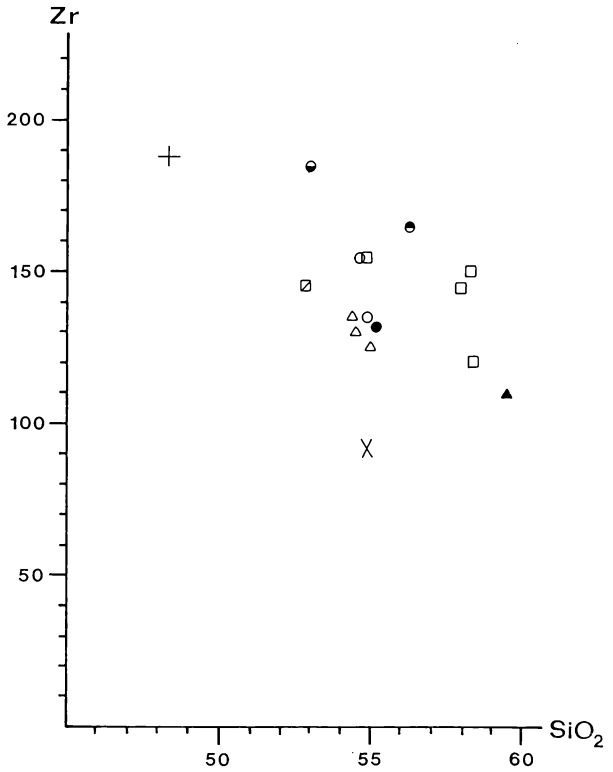


Abb. 23: Variationsdiagramm Zr (in ppm) gegen SiO_2 (in Gew.-%). Legende s. S.

liegt ein systematischer Fehler in der Analysenreihe vor. Aus den genannten Gründen müssen Diskussionen auf der Basis der Strontiumgehalte unberücksichtigt bleiben. Sie sind jedoch in Tabelle 8 der Vollständigkeit halber in Klammern angegeben.

11. Tektonik

11.1 Tektonischer Nordwestabschnitt

Ab einer Grenze, die um 60° (NE) streicht, lagern die Unterrotliegend-Sedimente diskordant auf dem Hunsrückdevon auf und fallen anfänglich mit maximal 30° nach Südosten ein. Die Streichrichtung der Sedimente pendelt um Werte von 44° bis 68° (NE).

Das relativ steile Einfallen im Bereich der diskordanten Auflagerung verflacht sich in südöstlicher Richtung und erreicht nördlich Bergen nur noch einen Winkelbetrag von 14° SE.

Als wichtigstes tektonisches Element verläuft die Hunsrücksüdrandstörungszone (im folgenden HSZ) mit erzgebirgischer Streichrichtung über die Bereiche Hasenfels-Nahetal-Gauskopf quer durch das Arbeitsgebiet, welches dadurch in einen tektonischen Nordwest- und Südostabschnitt gegliedert wird. Da die Störungszone im untersuchten Gebiet nicht aufgeschlossen ist, kommt sie deshalb in Abbildung 2 als nur „vermutet" zur Darstellung. Hinweise auf Störungsnähe liefern jedoch Striemungen auf calcitischen Kluftbelägen in Aufschlüssen am Hasenfels (nördlich Sulzbach), deren Einmessung CLAR-Werte von 258/15°

und 066/05° ergaben (Steinbruch bei R 2604520/H 5515570), was in etwa einer, durch Tektonik verursachten horizontalen WSW-ENE gerichteten Bewegung entspricht. Als weiteres Indiz für den Verlauf der HSZ ist das, nur auf diesen Gebietsteil beschränkte, brecciöse bis stark zerklüftete Erscheinungsbild der Effusiva zu nennen. Ferner berichtet KRUG (1979) aus dem sich weiter südwestlich anschließenden Gebiet über bis zum Zerfall fortgeschrittene Zerstörung von Vulkaniten sowie deren brecciösen Charakter, den der Autor als Hinweis auf Störungsnähe interpretiert.

11.2 Tektonischer Südostabschnitt

Südöstlich der Nahe weisen die Ablagerungen eine Streichrichtung von 50° bis 60° (SW-NE) auf und fallen im Gegensatz zum Nordwestabschnitt mit einem Winkelbetrag zwischen 40° und 60° steil nach Südosten ein.

Die Wiederholung der Unterrotliegend-Sedimentabfolgen, beginnend mit der basalen Konglomerat-Sandstein-Tonstein- über Tonstein-Sandstein- bis hin zur konglomeratischen Arkose-Sandstein-Abfolge könnte durch Schleppungsvorgänge entlang der HSZ gedeutet werden. Rekonstruiert man die stattgefundenen Bewegungen einer solchen Schleppung, so werden die relativ gehobenen Flügel in unmittelbarer Umgebung der Verwerfung abwärts, die des relativ abgesenkten Flügels aufwärts gebogen. Eindeutige Hinweise auf solch einen Störungstyp liefern nur die tektonischen Geländebefunde aus dem Südostteil des Arbeitsgebietes in Verbindung mit Aussagen über die sich daran anschließenden Gebiete. Das im Mittel steilere Einfallen der Unter- und Oberrotliegendablagerungen kann durch letztere Relativbewegung (s. o.) erklärt werden, da die Schichten nach den Ausführungen von HEIL (1979) in Richtung auf die Muldenachse der Nahe-Mulde bereits wieder zu flacher Lagerung umbiegen. Mit einer Anhebung des Südostteils um 500 bis 600 m muß gerechnet werden.

Die Aussagen über die Tektonik des Nordwestabschnittes stützen sich im wesentlichen nur auf Vermutungen und sind deshalb mit dem nötigen Vorbehalt zu betrachten. Im Nordwesthang der Nahe, als unmittelbar in Störungsnähe gelegener Bereich, konnten bis auf eine Ausnahme wegen fehlender Aufschlüsse im sedimentären Unter- und Oberrotliegend keine genügend große Anzahl von Schichtmessungen zur Ermittelung der Lagerungsverhältnisse vorgenommen werden. Nur ein in Störungsnähe anstehender Tuffithorizont (Lokalität Hasenfels) erlaubte Schichtmessungen, die im Durchschnitt einen CLAR-Wert von 208/28° ergeben und damit ein tektonisch (?) verursachtes Auslenken aus der allgemein üblichen erzgebirgischen Streichrichtung in ein etwa nordwest-südöstliches Streichen, bei steilerem Einfall dokumentieren. Durch die Schleppung und die daran gekoppelte relative Heraushebung des Südostabschnittes scheint eine rasche Erosion der Vulkanitserien IB, IA und II vor Ablagerung der Wadern-Schichten erfolgt zu sein, da die im Nordwesten anstehenden Gesteine der „Grenzlager"-Abfolge hier nicht mehr vorhanden sind. Weitere Interpretationen, die ohnehin nur spekulativer Natur sein könnten, sollen daher unterbleiben.

11.3. Intrusionstektonik

Man kann davon ausgehen, daß Vulkanismus und Tektonik in einem engen Zusammenhang stehen. Dies wird auch durch das Aufdringen der Intrusionen um Kirn bestätigt, von denen zumindest das Gauskopfmassiv der HSZ aufsitzt (s. Abb. 2). Das Aufdringen der Intrusionen hat sicher eine ausgeprägte Intrusionstektonik bewirkt, deren Erscheinung im Arbeitsgebiet sich im wesentlichen auf den Nordwesthang des Gauskopfes und das Trübebachtal (nördlich Habichtskopf) beschränken. Durch die Gauskopfintrusion sind fein-

klastische Arkosen und Tuffe aus dem ursprünglichen Schichtenverband gerissen und schollenartig mit emporgeschleppt worden (s. a. LADNORG 1972, KUHN 1983).

Die unterschiedliche Verstellung der Schichten aus ihrer früheren Lage durch Intrusionsbewegung der relativ hochviskosen Schmelzen vom Subtyp 3 (Vulkanitserie IA) an einer N-S verlaufenden Störung ist im Trübebachtal aufgeschlossen. Es sind dies brecciöse Tuffe des Tuff 2-Horizontes sowie konglomeratische Arkosen aus einer darin zwischengeschalteten linsenförmigen Sedimentlage (s. Abb. 2).

12. Rechts- und Hochwerte der Probennahmenpunkte

Probe	Gesteinstypus	Rechtswert	Hochwert
1	bas. And., Vs IA / 3	2603530	5517590
27	bas. And., Vs IA / 3	2603750	5517050
34	bas. And., Vs IA / 3	2603110	5517040
46	bas. And., Vs IA / 2	2603670	5516580
70	bas. And., Vs IA / 2	2603920	5516120
78	saur. And., Gauskopf	2604180	5516120
85	bas. And., Kyrburg	2604680	5517630
87	saur. And., Oberhalmen	2605430	5518220
90	saur. And., Gauskopf	2604880	5516470

Danksagung

Die vorliegende Arbeit ist die gekürzte Zusammenfassung der Diplomarbeiten der beiden Autoren, die am Geologischen Institut der TU Clausthal angefertigt wurden. Wir danken an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. K. Schwab für die Anregung zu diesen Arbeiten sowie für seine freundliche Unterstützung und anregende Diskussionen. Ferner bedankt sich R. M. H. bei Herrn Prof. Dr. G. Müller für klärende Diskussionen zu geochemischen Fragestellungen. Herrn Prof. Dr. P. Metz (Tübingen) gebührt Dank für die Genehmigung zur Benutzung der Institutseinrichtungen. Die chemischen Analysen wurden in dankenswerter Weise von Herrn Kost am Institut für Geowissenschaften der Universität Mainz durchgeführt. Herrn Dr. K. Stapf gilt unser Dank für die freundliche Unterstützung im Verlaufe dieser Arbeit.

Nicht vergessen werden sollen Micha und seine Kollegen aus dem „Bahnhof" (Kirnsulzbach) für die überaus herzliche Aufnahme und die immerwährende Bereitstellung diverser Erfrischungsgetränke.

13. Literaturverzeichnis

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

ABO-DALO, M. (1978): Die magmatischen Gesteine zwischen Fischbachtal und Langenthal / Nahe-Bergland. – Eine petrographisch-geochemische Untersuchung zum Verständnis des permischen Vulkanismus im Saar-Nahe-Gebiet (SW-Deutschland). – Diss. Univ. Hamburg.

BAKER, I. & HAGGERTY, S. E. (1967): The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Part II: Intermediate and low temperature alteration. – Contr. Mineral. Petrol., **16:** 258–273

BAMBAUER, H.-U. (1960): Der permische Vulkanismus in der Nahemulde. – I. Lavaserie der Grenzlagergruppe und Magmatitgänge bei Idar-Oberstein. – N. Jb. Miner., Abh., **95:** 141–199.

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

BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. – Geol. Rundschau, **36:** 56–66.

BURRI, C.; PARKER, R. L. & WENK, E. (1967): Die optische Orientierung der Plagioklase. – Stuttgart – Basel: Birkhäuser.

CARMICHAEL, I. S. E.; TURNER, F. J. & VERHOOGGEN, J. (1974): Igneous petrology. – 1–739; New York: Mc Graw-Hill.

COX, K. G.; BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. (1981): The interpretation of igneous rocks. – London: Allen & Unwin.

DEAN, R. B. & DIXON, W. J. (1951): Simplified statistics for small numbers of observations. – Anal. Chem., **23:** 636–638.

DEGENHARDT, H. (1957): Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zr in der Lithosphäre. – Geochim. Cosmochim. Acta, **11:** 279–309.

DICKEY, D. S. Jr.; YODER, H. S. Jr. & SCHAIRER, J. F. (1971): Chromium in silicate-oxide systems. – Carnegie Inst. Year Book, **70:** 118.

EICHELBERGER, J. C. & GOOLEY, R. (1977): Evolution of silicic magma chambers and their relationship to basaltic volcanism. – Geophys. Monogr. Ser. **20:** 57–77.

EICHELBERGER, J. C. (1978): Andesites in Island arcs and continental margins: relationship to crustal evolution. – Bull. Volcanol., **41** (4): 480–500.

EIGENFELD, F. & SCHWAB, M. (1974): Zur geotektonischen Stellung des permosilesischen subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropa. – Z. Geol. Wiss., **2:** 115–137.

EWART, A. & TAYLOR, S. R. (1969): Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, central north Island, New Zealand. Phenocryst data. – Contrib. Mineral. Petrol, **22:** 127–146.

FALKE, H. (1950a): Stratigraphische Probleme des pfälzischen Rotliegenden. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1950:** 134–144;

– (1952): Sedimentationszyklen im pfälzischen Unterrotliegenden. – Z. dt. geol. Ges., **103:** 115–116.

– (1953): Neue Erkenntnisse über das pfälzische Rotliegende. – Geol. Rundschau, **42:** 92–93.

– (1954a): Die grundsätzlichen Unterschiede zwischen Unter- und Oberrotliegendem in der Saar-Nahe-Senke und ihre möglichen Ursachen. – Z. dt. geol. Ges., **106:** 559–560.

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

– (1954c): Die Sedimentationsvorgänge im saarpfälzischen Rotliegenden. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **36:** 32–53.

– (1959): Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. – Geol. Rundschau, **48:** 66–76.

– (1965): Die Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regionalklima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. – Geol. Rundschau, **54:** 208–224.

– (1971): The "Rotliegend" of the Saar-Nahe-region. Sedimentology of parts of Central Europe. – VIII. Int. Sedim. Congr., Guide Book, **5:** 91–104.

– (1974b): Die Stellung des saarpfälzischen Rotliegenden innerhalb des kontinentalen Perms von Mittel- und Westeuropa. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **56:** 167–193.

FALKE, H. (1976): The continental Permian in North- and South-Germany. – In: FALKE, H. (1976) (Ed.): The continental Permian in central, west and south Europe. – 43–113; Dordrecht: Reidel.

FLANAGAN, F. J. (1973): 1972 values for international geochemical reference samples. – Geochim. Cosmochim. Acta **37:** 1189–1200.

FREUND, H. (1955): Handbuch der Mikroskopie in der Technik. – Bd. IV, Teil 1: Mikroskopie der Gesteine. – Frankfurt: Umschau-Verl.

FREY, F. A.; GERLACH, D. C.; HICKEY, R. L.; LOPEZ-ESCOBAR, L. & MUNIZAGA-VILLAVICENCIO, F. (1984): Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36° S). – Contrib. Mineral. Petrol., **88:** 133–149.

GERLACH, D. C. & GROVE, T. L. (1982): Petrology of medicine lake highland volcanism: characterization of endmembers of magma mixing. – Contrib. Mineral. Petrol., **80:** 147–159.

GILL, J. B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. – 1–30; Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

GÖPEL, C. (1981): Spurenelement- und Isotopenuntersuchungen von tholeiitischen Gesteinen am Beispiel permischer und meteoritischer Basalte. – Diss. Univ. Mainz: 1–105.

GREBE, H. & LEPPLA, A. (1894): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten, Bl. Birkenfeld. – Kgl. preuß. geol. L.-Anst.; Berlin.

GUNN, B. M. (1971): Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts. – Chem. Geol., **8:** 1–13.

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

HAGGERTY, S. E. & BAKER, I. (1967): The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Part I: High temperature alteration. – Contr. Mineral. Petrol., **16:** 233–257.

HAIN, R. M. (1985): Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Grenzlager-Vulkanite in der Umgebung von Kirn (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). – Dipl.-Kart. und -Arbeit TU Clausthal: 1–166

HARTS, S. R.; GUNN, B. M. & WATKINS, N. D. (1971): Interlava variation of alkali elements in Icelandic basalt. – Am J. Sci., **270:** 315–318.

HART, S. R. & DAVIS, K. E. (1978): Nickel partitioning between olivine and silicate melt. – Earth Planet. Sci. Let., **40:** 203–219.

HEDGE, C. E. (1971): Nickel in high-alumina basalts. – Geochim. Cosmochim. Acta, 35: 522–524.

HEIL, R. W. (1979): Untersuchungen der Tektonik der Hunsrückrandstörungszone zwischen Münster-Sarmsheim und Kirn an der Nahe. – Geol. Rundschau, **68:** 721–747.

HELLMERS, J. H. (1929): Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **50:** 751–795.

HERRMANN, D. (1983): Anwendung von Mikrocomputern. Band 2: Wahrscheinlichkeitsrechnung, Statistik – 30 Basic-Programme (Hrsg: SCHUMNY, H.). – Braunschweig, Wiesbaden: Vieweg.

HEYDEMANN, A. (1969): In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): Handbook of Geochemistry Vol. I: Chapter 12, 376–417; Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

HILL, R. & ROEDER, P. (1974): The crystallisation of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. – J. Geol., **82:** 709.

HOMMA, F. (1932): Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches. – Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., **12:** 345–352.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – Can. J. Earth Sci., **8:** 525–548.

JAGOUTZ, E. & PALME, C. (1978): Determination of trace elements on small geological samples fused in Lithium-Tetraborat with x-ray fluorescence spectrometry. – Anal. Chem., **50** (11): 1555–1558.

JUNG, D. (1958): Untersuchungen an Tholeyit von Tholey (Saar). – Beitr. Min. Petr., **6:** 147–181.

JUNG, D.; KELLER, J.; KHORASANI, R.; MARCKS, Chr.; BAUMANN, A. & HORN, P. (1984): Petrology of the tertiary magmatic activity in the northern Lut area, East Iran. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **168:** 417–467.

KATZUNG, G. (1972): Stratigraphie un Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. – Geologie, **21:** 570–584.

KNEUPER, G. (1966): Zur Entstehung und Entwicklung der Saar-Nahe-Senke. – Z. dt. geol. Ges., **117:** 312–322;

KOCH, I. (1938): Die Kuselite des Saar-Nahe-Gebietes. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **73 A:** 419–494.

KRUG, U. (1979): Zur Geologie des Gebietes Kirnsulzbach-Bergen (Nahe). – Dipl.-Kartierung Univ. Mainz.

KRUPP, R. (1984): The Nahe Caldera – a resurgent caldera in the Permocarboniferous Saar-Nahe-Basin, SW-Germany. – Geol. Rundschau, **73:** 981–1005.

KUHN, M. P. (1983): Ein Beitrag zur Geologie in der Umgebung von Kirn (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). – Dipl. – Kart. TU Clausthal: 1–34.

KUO, L.-C. & KIRKPATRICK, R. J. (1982): Pre-eruption history of phyric basalts from DSDP legs 45 and 46: Evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. – Contrib. Mineral. Petrol., **79:** 13–27.

KUSHIRO, I. (1975): On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis: Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals. – Am. J. Sci., **275:** 411–431.

LADNORG, U. P. (1972): Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden im Raume Kirn an der Nahe. – Dipl.-Arb. Univ. Mainz: 1–97.

LASPEYRES, H. (1867): Kreuznach und Dürckheim a. d. Haardt. – Z. dt. geol. Ges., **19:** 803–924.

LEPPLA, A. (1890): Mitteilung über Aufnahmen an der oberen Nahe im Gebiet der Blätter Birkenfeld, Freisen und Nohfelden. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **11:** 72–76.

– (1891): Mitteilung über Aufnahmen im Eruptivgebiet der Blätter Oberstein, Kirn und Baumholder. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **12:** 53–59.

– (1894): Die oberpemischen eruptiven Ergußgesteine im SO-Flügel des Pfälzischen Sattels. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. f. **1893:** 134–157.

LOOMIS, T. P. (1982): Numerical simulations of crystallisation processes of plagioclase in complex melts: The origin of major and oscillatory zoning on plagioclase. – Conrib. Mineral. Petrol., **81:** 219–229.

LORENZ, V. (1972): Sekundäre Rotfärbung im Rotliegenden der Saar-Nahe-Senke/SW-Deutschland. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **6:** 356–370.

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.

LORENZ, V. & NICHOLLS, I. A. (1976): The permocarboniferous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. – In: FALKE, H. (Ed.): The continental Permian in central, west and south Europe. – 313–342; Dordrecht: Reidel.

– (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. – Tectonophysics, **107:** 25–56.

LOSSEN, K. A. (1883): Untersuchungen am Grenzlager zwischen Kirn und Oberstein. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. f. 1883.

– (1886): ... Palatinit ... und Melaphyrfrage. – Z. dt. geol. Ges., **38:** 921–926.

MAC KENZIE, W. S. & GUILFORD, C. (1981): Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen. (Deutsch von H. Pichler und C. Schmitt). – Stuttgart: Enke.

MANN, A. C. (1983): Trace element geochemistry of high alumina basalt-andesite-dacite-rhyodacite lavas of the main volcanic series of Santorin volcano, Greece. – Contrib. Mineral. Petrol., **84:** 43–57.

MATTHES, S. (1983): Mineralogie. Eine Einführung in die Spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

MATZAT, E. & SHIRAKI, K. (1978): Chromium. – In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.): Handbook of geochemistry, Vol. II/3. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

NAKAMURA, Y. & KUSHIRO, I. (1970): Equilibrium relations of hypersthene pigeonite and augite in crystallizing magmas: Microprobe study of a pigeonite andesite from Weiselberg, Germany. – Am. Mineral., **55:** 1999–2015.

NICHOLLS, I. A. & LORENZ, V. (1973): Origin and crystallisation history of Permian tholeiites from the Saar-Nahe-Trough, SW-Germany. – Contrib. Mineral. Petrol., **40:** 327–344.

NICKEL, K. (1979): Geologische und petrologische Untersuchungen im Bereich des Nahetales zwischen Norheim und Staudernheim unter besonderer Berücksichtigung der intermediären Vulkanite. – Dipl.-Arb. und -Kart., Univ. Mainz.

PALME, C. & JAGOUTZ, E. (1977): Application of the fundamental parameter method for the determination of major and minor elements on fused geological samples with X-ray fluorescence spectrometry. – Anal. Chem., **49** (6): 717–722.

PAULING, L. (1962): Die Natur der chemischen Bindung. – Weinheim: Verl. Chemie.

PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. (1976): Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamona area, northern Turkey. – Contrib. Mineral. Petrol., **56:** 63–81.

PUCHER, R. & OSTWALD, J. (1974): Geomagnetische Messungen als Kartierungshilfe in der Nahemulde (Blatt 6210 Kirn). – Geol. Jb., E **2:** 67–80.

REIS, O. M. (1916): Über die gesetzmäßige Verteilung der Eruptivgesteine im Inneren des Pfälzer Sattels und über Kennzeichen für die Reihenfolge der Durchbrüche. – Geognost. Jh., **28:** 179–194.

RINGWOOD, A. E. (1955): The princples governing trace element distribution during magmatic crystallisation. – Geochim. Cosmochim. Acta, **7** (1955): 189–202 und 242-254.

RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithtisches. – Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., **9:** 1–46.

– (1973a): Stable mineral assemblages of igneous rocks. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

– (1981): Vulkane und ihre Tätigkeit. – 3. Aufl.; Stuttgart: Enke.

SACHS, L. (1984): Angewandte Statistik – Anwendung statistischer Methoden. – 6. Aufl.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer.

SCHEETZ, B. E. & WHITE, W. B. (1972): Synthesis and optical absorption spectra of Cr^{2+}-Containing orthosilicates. – Contrib. Mineral. Petrol., **37:** 221–227.

SCHMIDT, W. (1951): Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **103:** 151-177.

SCHUSTER, M. (1908): Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgänge aus der bayerischen Rheinpfalz. – Geognost. Jh., **19:** 1–70.

– (1933): Ein Überblick über die permischen Eruptivgesteine der Rheinpfalz. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **22:** 27–38.

SCHWAB, K. (1981): Differentiation trends in lower Permian effusive igneous rocks from the southeastern part of the Saar-Nahe-Basin (FRG.). – Int. Symposium central Europ. Permian, Warsaw: 180–200.

SEWARD, T. M. (1971): The distribution of the transition elements in the system $CaMgSi_2O_6 - Na_2Si_2O_5 - H_2O$ at 1000 bars pressure. – Chem. Geol., **7:** 73–95.

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

SIGVALDASSON, G. E. (1959): Mineralogische Untersuchungen über Gesteinszersetzung durch postvulkanische Aktivität in Island. – Beitr. Mineral. Petrogr., **6:** 405–426.

SCHÄFER, A. & RAST, U. (1976): Sedimentation im Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens. – Natur und Museum, **106** (11): 330–338.

SCHÄFER, A. (1980): Sedimenttransport im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens (Oberkarbon und Unterrotliegendes) – Konsequenz für die Entwicklung des Ablagerungsraumes. – Z. dt. geol. Ges., **131:** 815–841.

TAYLOR, S. R. (1969): Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline-rocks.-Proc. And. Conf. State of Oregon Dept. Geol. Min. Ind. Bull., **65:** 43-64.

TAYLOR, S. R.; KAYE, M.; WHITE, A. J. R.; DUNCAN, A. R. & EWART, A. (1969): Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. – Geochim. Cosmochim. Acta, **33:** 275–286.

– (1971): Nickel in high alumina basalts: A reply. – Geochim. Cosmochim. Acta, **35/5:** 525–528.

THORNTON, C. P. & TUTTLE, O. F. (1960): Chemistry of igneous rocks. – Am. J. Sci., **258:** 664–694.

TOBSCHALL, H. J. (1974): Geochemische Untersuchungen zum stofflichen Bestand und Sedimentationsmilieu paläozoischer mariner Tone: Die Gehalte der Hauptelemente und Spurenelemente Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, und Ba in den Steiger Schiefern (nördl. Vogesen). – Habil.-Schrift Univ. Mainz.

TRÖGER, E. (1954): Die Magmatite des Saar-Nahe-Gebietes. – 32. Jtag. dt. min. Ges.: 21–30; Mainz

– (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale – Teil 2: Textband. – 2. Aufl.: 1–822; Stuttgart: Schweizerbart.

TSUCHYAMA, A. (1985): Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. – Contrib. Mineral. Petrol., **89:** 1–16.

TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. – Geol. Soc. Am. Bull., **72:** 17–192.

VANCE, J. A. (1969): On synneusis. – Contrib. Mineral. Petrol., **24:** 7–29.

VAN DER PLAS, L. & TOBI, A. C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. – Am. J. Sci., **263:** 87–90.

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

WAGER, L. R. & DEER, W. A. (1939): The petrology of Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuang, east Greenland. – Midd. Groenl., **105,** No. 4.

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

WEDEPOHL, K. H. (1975): The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. – Fortschr. Mineral., **53/2:** 141–172.

– (1985): Origin of the tertiary basaltic volcanism in the northern hessian depression. – Contrib. Mineral. Petrol., **89:** 122–143.

WENK, E. (1945): Die Koexistenzbeziehungen zwischen Hornblende, Biotit und Feldspäten und die Bedeutung der oszillierenden Zonarstruktur. – Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., **25:** 141–164.

WOLFF, F. (1973): Geochemie und Mineralogie mafischer Minerale in ausgewählten Magmatiten des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes. – Diss. Univ. Hamburg.

YODER, H. S. Jr. (1969): Calcalkaline andesites: Experimental data bearing on the origin of their assumed charakteristics. – Proc. And. Conf. State of Oregon Dpt. Geol. Min. Ind. Bull., **65:** 77–89.

Anschriften der Verfasser:

Dipl.-Geol. Roland M. HAIN, PASS, EDV-Beratung, Fischerhohle 1, D-8450 Aschaffenburg

Dipl.-Geol. Magnus P. KUHN, Geol. Institut d. Univ., Pleischerwall 1, D-8700 Würzburg