

Geochemie und Petrologie der  
permischen Rhyolithe in Südwestdeutschland  
(Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet, Odenwald,  
Schwarzwald) und in den Vogesen

von

Kyriakos ARIKAS

POLLICHIA-Buch Nr. 8



Bad Dürkheim  
1986

Geochemie und Petrologie der  
permischen Rhyolithe in Südwestdeutschland  
(Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet, Odenwald,  
Schwarzwald) und in den Vogesen\*

von  
Kyriakos ARIKAS

---

POLLICHIA-Buch Nr. 8

Redaktion: Dr. Karl Stapf, Institut für Geowissenschaften der  
Johannes Gutenberg-Universität Mainz



---

Bad Dürkheim 1986

Selbstverlag der POLLICHIA,  
Pfalzmuseum für Naturkunde (POLLICHIA-Museum)  
Hermann Schäfer-Straße 17  
6702 Bad Dürkheim

Editeur, Redakteur und Autoren dieser Buchreihe erhalten kein Honorar. Die Herausgabe erfolgt ohne gewerblichen Zweck oder materiellen Gewinn, vielmehr unter Opfern, die für die Förderung der Wissenschaft gebracht werden.

Für die Qualität des wissenschaftlichen Inhalts der Beiträge sind deren Verfasser selbst verantwortlich.

Copyright 1986 by Selbstverlag der POLLICHIA, Verein für Naturforschung und Landespflege e.V. gegr. 1840, Bad Dürkheim.

Alle Rechte, insbesondere das Recht der Vervielfältigung und Verbreitung sowie der Übersetzung sind vorbehalten. Für gewerbliche Zwecke darf kein Teil des Bandes in irgendeiner Form (durch Photocopie, Mikrofilm oder ein anderes Verfahren) ohne schriftliche Genehmigung des Hauptvorstandes der POLLICHIA reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Schreibsatz: G. Mertens, Efeuweg 30, 2000 Hamburg 60

Offsetdruck: Weihert-Druck GmbH, 6100 Darmstadt, Kleyerstrasse 12

ISBN 3-925754-07-5

## ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wurden die Rhyolithe des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes, des Odenwaldes, des Schwarzwaldes und der mittleren und nördlichen Vogesen mineralogisch-petrographisch und geochemisch untersucht. Die Rhyolithe des erstgenannten Gebietes wurden am intensivsten bearbeitet. Für die geochemische Untersuchung wurden 460 neue Gesteinsanalysen (Haupt- und Spurenelemente) und zahlreiche Mikrosondenanalysen von Mineralen ausgewertet. Hierbei wurden die Ergebnisse von zwei Diplomarbeiten über die Rhyolithe des Odenwaldes berücksichtigt.

Es wird der Versuch unternommen, die Gesteine des permischen Rhyolithvulkanismus geochemisch und petrologisch zu erfassen, sie miteinander zu vergleichen und ihre magmatogenen und pneumatolytisch-hydrothermalen Veränderungen zu analysieren und zu begründen. Die Erklärung ihrer petrogenetischen Entwicklung basiert zusätzlich auf geochemischen und mineralparagenetischen Vergleichen mit der Gesteinsserie des basisch-intermediären Perm-Magmatismus des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes.

Die Gesteinsassoziation des permischen Rhyolithvulkanismus in SW-Deutschland und in den Vogesen variiert zwischen Dacit und SiO<sub>2</sub>-reichem Rhyolith. Neben den üblicherweise bekannten Mineralen: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit kommen häufig in beachtlicher Menge pseudomorphosierte Amphibole und/oder Pyroxene vor, die mit der Acidität der Gesteine oft im Widerspruch stehen. Weitere Mineralabnormitäten sind zu nennen: die Granat-Relikte in einigen Gesteinsvorkommen, die Koexistenz von 2 verschiedenen Kalifeldspäten (bzw. Sanidin-Einsprenglingen) und von zwei Apatitvarietäten, ferner die stark wechselnden Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnisse.

Einige hier zu nennenden Eigenarten des permischen Rhyolithvulkanismus sind: die sprunghafte Verschiebung im Alkalien-Verhältnis, während die anderen chemischen Elemente (sogar Rb und Ba) unverändert bleiben, die wiederholt vorkommenden sehr hohen K-Anreicherungen und die Abweichungen von petrochemischen Normen und von üblichen Diadochierregeln.

Zu den sekundären Veränderungen zählen ferner: die metasomatische Verdrängung der Pyroxene und Amphibole durch die Feldspat-Quarz-Kristallisation, die spätmagmatische Albitisierung der Plagioklase

- verbunden mit Ca-Verlusten - und die Neubildung von Mg-beton-ten Biotiten (z.T. aus der Umwandlung der Amphibole) und schliess-lich die hydrothermalen Alterationen der Feldspäte zu Serizit und Kaolinit, wodurch beträchtliche Mengen an Alkalien, insbe-sondere an Natrium, abgeführt wurden.

Zur Petrogenese sind folgende Schlussfolgerungen zusammenzufassen:

- Die permischen Rhyolithe in SW-Deutschland und in den Vogesen gehören im weiteren Sinne einem eigenständigen magmatischen Zyklus an, in dem sich vielfältige Prozesse abgespielt haben. Die untersuchten Gesteine lassen sich trotz Variationen durch ge-meinsame mineralogisch-geochemische Eigenschaften miteinander gut vergleichen.
- Sie sind keine Differentiate basischer Magmen. Differentiationen im Sinne einer fraktionierten Kristallisation sind auch inner-halb der Gesteinsassoziation des Rhyolithvulkanismus nicht fest-zustellen.
- Die rhyolithischen Magmen wurden ursprünglich in der Kruste (ver-mutlich in der Unterkruste) durch Anatexis mobilisiert.
- Die Zusammensetzung der anatektischen Rhyolith-Schmelzen wurde durch Vermischung (Hybridisierung) mit intermediären Differen-tiaten des subkrustalen basischen Perm-Magmatismus mehr oder weniger verändert.
- Die sekundären magmatischen Prozesse und die dadurch wechseln-den physiko-chemischen Stabilitätsbedingungen haben vielfältige chemische Stoffverlagerungen, Metasomatosen und Mineralumbildun-gen ausgelöst und die pneumatolytisch-hydrothermalen Umwandelun-gen der Rhyolithe eingeleitet.

---

## Abstract

ARIKAS, K. (1986):

Geochemistry and Petrology of the Permian Rhyolites in SW-Germany (Saar-Nahe-Basin, Odenwald and Black Forest) and in the Vosges.- POLLICHIA-Buch Nr. 8, 321 p., Bad Dürkheim.

In the following essay the rhyolites of the Saar-Nahe-Basin, the Odenwald, the Black Forest and the Northern and Middle Vosges were mineralogic-petrographically and geochemically analysed. The rhyolites from the first named area were worked on most intensively. For the geochemical investigation 460 new rock analyses (main- and trace-elements) and many microprobes of minerals were interpreted. In doing so the results of two masters theses about the rhyolites of the Odenwald were taken into consideration.

It is attempted to comprehend all rocks of the Permian Rhyolite-Volcanism geochemically and petrologically, to compare them and to analyse and substantiate their magmatogenic and pneumatologic-hydrothermal alterations. The explanation of their petrogenetic development additionally bases on geochemical and mineral-paragenetic comparison to the rock series of the basic-intermediate Permian magmatism of the Saar-Nahe-Basin.

The association of rocks of the Permian Rhyolite Volcanism in SW-Germany and in the Vosges varies between dacite and SiO<sub>2</sub>-rich rhyolite. Parallel to the commonly known minerals: quartz, potassium-feldspar, plagioclase and biotite often a considerable amount of pseudomorphosed amphiboles and/or pyroxenes is found, that often stand in contradiction to the acidity of the rocks. Additional anomalies are to be named: the garnet-relics in some outcrops, the co-existence of two different potassium-feldspars (e.g. sanidine phenocrysts) and of two different apatite varieties, furthermore the strongly varying ratio of potassium-feldspar against plagioclase.

Some characteristics of the Permian volcanism ought to be named here: the desultory fluctuation of the alkaline ratio, while the other chemical elements (even Rb and Ba) remain unaltered, the repetitively occurring high potassium concentration and the deviation of petrochemical norms and common principles of diadochy.

Among the secondary alterations are furthermore: the metasomatic repression of pyroxenes and amphiboles through quartz and feldspar crystallisation, the late magmatic albitisation of the plagioclases - in connection with Ca-losses - and the neomorphism of Mg-rich bio-

tites (partially from the alteration of the amphiboles) and finally the hydrothermal alterations of the feldspars to sericite and kaolinite, whereby large amounts of alkalines, especially Na, were discharged.

As a summary the following conclusion concerning the petrogenesis can be drawn:

- The Permian Rhyolites in SW-Germany and in the Vosges generally belong to an independent magmatic cycle in which various processes have taken place. The analysed rocks nevertheless can be compared by their common mineralogic-geochemical characteristics in spite of their variations.
- They are not differentiated out of basic magma. Differentiations in the sense of fractional crystallisation cannot be found even in the rock associations of the rhyolite volcanism.
- The rhyolitic magmas were originally mobilised within the crust (presumably lower crust) by anatexis.
- The composition of the anatectic rhyolite magma was more or less altered by mixing (hybridisation) with intermediate differentiates of the subcrustal basic Permian magmatism.
- The secondary magmatic processes and the related changing physico-chemical conditions of stability have caused various chemical material displacements, metasomatoses and mineral alterations and initiated pneumatolytic-hydrothermal alterations of the rhyolites.

## Résumé

ARIKAS, K. (1986):

Géochimie et pétrologie des rhyolites permienes dans l'Allemagne du Sud-Ouest (la région de la Sarre, de la Nahe et du Palatinat, de l'Odenwald et de la Forêt Noire) et dans les Vosges.-

POLLICHIA-Buch Nr. 8, 321 p., Bad Dürkheim.

Dans la présent travail, les rhyolites des régions de la Sarre, de la Nahe et du Palatinat ainsi que du Odenwald, de la Forêt Noire, des Vosges du centre et du nord ont été étudiées sur les plans minéralogiques, pétrographiques et géochimiques. Les rhyolites de la 1ère région citée ont été travaillées le plus intensivement. En ce qui concerne l'étude géochimique, 460 analyses de roches (éléments principaux et oligo-éléments) ainsi que de nombreuses analyses de minéraux à la microsonde ont été effectuées. Les résultats de deux thèses de diplômés sur les rhyolites de l'Odenwald ont été pris en compte.

L'expérience est tentée de classer les roches du volcanisme rhyolitique permien géochimiquement et pétrologiquement, de les comparer ainsi que d'analyser et d'expliquer leurs transformations pneumatolytiques et hydrothermales. L'explication de leur développement pétrogénétique se base également sur des comparaisons géochimiques et paragenétiques de minéraux avec une série de roches du magmatisme permien basique-intermédiaire des régions de la Sarre, de la Nahe et du Palatinat.

Le groupe des roches du volcanisme rhyolitique permien dans le sud-ouest de l'Allemagne et dans les Vosges varie entre la dacite et la rhyolite riche en  $\text{SiO}_2$ . A côté des minéraux habituellement connus (quartz, feldspaths potassiques, plagioclases et biotite) apparaissent fréquemment et en quantité considérable des amphiboles et/ou des pyroxènes pseudomorphisés incompatibles avec l'acidité des roches. D'autres anomalies sont encore à citer: les vestiges de grenats dans certaines couches de roches, la coexistence de 2 feldspaths potassiques (phénocristaux de sanidine) et de deux variétés d'apatite, ainsi que les rapports feldspaths potassiques/plagioclases très variables.

Quelques unes des caractéristiques du volcanisme rhyolitique devant être citées sont les suivantes: la variation soudaine dans le rapport des alcalins tandis que les autres éléments chimiques (même la

Rb et le Ba) restent inchangés, les concentrations très hautes de potassium apparaissant à plusieurs reprises et les divergences des normes pétrochimiques et des règles habituelles de diadochie.

Aux transformations secondaires viennent s'ajouter: l'élimination métasomatique des pyroxènes et des amphiboles par cristallisation des feldspath-quartz, l'albitisation de la phase magmatique finale des plagioclases - liée à des pertes de Ca - et la formation nouvelle de biotites riches en Mg (en provenance partielle de la transformation des amphiboles) et finalement les altérations hydrothermales des feldspaths en séricite, kaolinite au cours desquelles des quantités importantes d'alcalins, en partie de Sodium, sont perdues.

Les conclusions quant à la pétrogénèse peuvent être résumées de façon suivante:

- Les rhyolites permienes du sud-ouest de l'Allemagne et des Vosges font partie au sens large d'un cycle magmatique indépendant, à l'intérieur duquel des processus divers se sont déroulés. Les roches examinées peuvent, malgré certaines variations, être aisément comparées les unes aux autres grâce à leurs caractéristiques minéralogiques et géochimiques communes.
- Elles ne se sont pas différenciées des magmas basiques. Des différenciations au sens d'une cristallisation fractionnée n'ont pas été constatées même à l'intérieur du groupe des roches du volcanisme rhyolitique.
- Les magmas rhyolitiques ont été à l'origine mobilisés dans l'écorce terrestre (sans doute dans sa partie inférieure) par anatexie.
- La composition des magmas anatexiques de rhyolites a été plus ou moins modifiée par le mélange de ceux-ci (hybridation) aux différenciés intermédiaires du magmatisme permien basique de la partie inférieure de l'écorce terrestre.
- Les phénomènes magmatiques secondaires et les conditions physiques et chimiques variables qu'ils engendrent ont provoqué divers mouvements chimiques de matières, métasomatoses et transformations pneumatolytiques et hydrothermales des rhyolites.

# I n h a l t s v e r z e i c h n i s

## ZUSAMMENFASSUNG

|  |    |
|--|----|
| <u>1. EINLEITUNG</u>   | 1  |
| 1.1. Die Verteilung der permischen Vulkanite in Südwestdeutschland und in den Vogesen  | 1  |
| 1.2. Stand der Forschung   | 1  |
| 1.3. Ziele und Untersuchungsmethoden   | 4  |
| 1.4. Vorbemerkungen zur Darstellung und Interpretation der chemischen Gesteinsanalysen | 7  |
| 1.5. Nomenklatur   | 13 |
| <br>   |    |
| <u>2. DIE RHYOLITHE DES SAAR-NAHE-PFALZ-GEBIETES</u>                                   | 14 |
| 2.1. Die Rhyolithe des Nohfeldener Massivs   | 16 |
| 2.1.1. Einführung  | 16 |
| 2.1.2. Petrographie  | 21 |
| 2.1.2.1. Rhyolith A: Zwischen Türkismühle und Gronig                                   | 21 |
| 2.1.2.1.1. Die kalifeldspatreiche Varietät des "Rhyoliths A"                           | 24 |
| 2.1.2.1.2. Allgemeine Diskussion über die Pseudomorphosen mafischer Minerale           | 26 |
| 2.1.2.2. Rhyolith B: Zwischen Türkismühle und Ellweiler                                | 29 |
| 2.1.2.3. Rhyolith C: Leistberg und Umgebung  | 32 |
| 2.1.3. Geochemie   | 34 |
| 2.1.4. Spät- und postmagmatische Umwandlungen  | 37 |
| 2.1.4.1. Spätmagmatische Biotite   | 37 |
| 2.1.4.2. Chemismus der Feldspäte. Spätmagmatische Albitisierung der Plagiokläse        | 39 |
| 2.1.4.3. Postmagmatische hydrothermale Alterationen                                    | 42 |
| 2.1.4.4. Die chemischen Gesteinsveränderungen als Folge der Feldspatumwandlungen       | 43 |
| 2.1.4.5. Korrektur der Hauptelementanalysen und der CIPW-Norm                          | 45 |
| 2.1.5. Zusammenfassung. Petrogenetische Hinweise                                       | 50 |
| <br>   |    |
| 2.2. Das Rhyolithmassiv von Bad Kreuznach  | 55 |
| 2.2.1. Einführung  | 55 |
| 2.2.2. Petrographie  | 57 |
| 2.2.2.1. Rhyolith, "Normalfazies"  | 57 |
| 2.2.2.2. Intermediäre Gesteinsvarietäten   | 61 |
| 2.2.2.2.1. Beobachtungen im Aufschluss   | 61 |
| 2.2.2.2.2. Andesite ( $\text{SiO}_2 = 56 - 63 \text{ Gew. } \%$ )                      | 64 |

|  |  |     |
|--|--|-----|
| 2.2.2.2.3.                             | Dacite ( $\text{SiO}_2 = 63 - 70 \text{ Gew. } \%$ )   | 65  |
| 2.2.2.3.                               | Nähere Untersuchung der Pseudomorphosen nach Amphibol und Pyroxen und der spätmagnetischen Biotite | 66  |
| 2.2.3.                                 | Geochemie  | 72  |
| 2.2.4.                                 | Petrogenetische Hinweise   | 74  |
| 2.2.5.                                 | Mineralogisch-Petrochemischer Vergleich mit den Rhyolithen des Nohfeldener Massivs                 | 79  |
| 2.3.                                   | Der Rhyolith von Waldböckelheim  | 82  |
| 2.4.                                   | Der Rhyolith-Schlot bei Veldenz  | 84  |
| 2.5.                                   | Das Rhyolithmassiv des Donnersberges   | 88  |
| 2.5.1.                                 | Geologie, Petrographie   | 88  |
| 2.5.2.                                 | Geochemie. Genetische Hinweise   | 96  |
| 2.6.                                   | Die Rhyolithe des Königsberges, Herrmannsberges und Beilsteins                                     | 102 |
| 2.6.1.                                 | Einführung   | 102 |
| 2.6.2.                                 | Petrographie   | 104 |
| 2.6.2.1.                               | Königsberg und Herrmannsberg   | 104 |
| 2.6.2.2.                               | Beilstein  | 107 |
| 2.6.3.                                 | Geochemie. Petrogenetische Beziehungen   | 108 |
| 2.7.                                   | Der Rhyolith von Niederbrombach  | 113 |
| 2.8.                                   | Der Rhyolith von Kirchheimbolanden   | 115 |
| 2.9.                                   | Die granatführenden Vorkommen von Schmelz und Düppenweiler   | 120 |
| 2.9.1.                                 | Der Ignimbrit von Schmelz  | 120 |
| 2.9.2.                                 | Der Rhyolith von Düppenweiler  | 122 |
| 2.9.3.                                 | Chemismus und petrogenetische Hinweise   | 127 |
| <u>3. DIE RHYOLITHE DES ODENWALDES</u> |  | 129 |
| 3.1.                                   | Einführung   | 129 |
| 3.2.                                   | Petrographie   | 131 |
| 3.2.1.                                 | Die Rhyolithe bei Dossenheim   | 131 |
| 3.2.2.                                 | Die Rhyolithe der Umgebung von Weinheim  | 133 |
| 3.2.3.                                 | Die Rhyolithe von Gross-Umstadt  | 135 |
| 3.3.                                   | Geochemische Hinweise  | 137 |

|  |     |
|--|-----|
| <u>4. DIE RHYOLITHE UND IGNIMBRITE DES SCHWARZWALDES</u>   | 139 |
| 4.1. Einführung  | 139 |
| 4.2. Geologie, Petrographie, Probennahme   | 141 |
| 4.2.1. Die Ignimbrite vom Münstertal und von Marzell   | 141 |
| 4.2.2. Die Rhyolithe von Schweighausen   | 142 |
| 4.2.3. Die Rhyolithe von Lahr  | 143 |
| 4.2.4. Der Rhyolith von Durbach  | 144 |
| 4.2.5. Der Rhyolith vom Mooswald   | 144 |
| 4.2.6. Der Rhyolith vom Hauskopf   | 145 |
| 4.2.7. Die Rhyolithe von Ottenhöfen  | 145 |
| 4.2.8. Der Rhyolith von Baden-Baden  | 146 |
| 4.2.9. Der Ignimbrit von Baden-Baden   | 147 |
| 4.2.10. Deutung der Pseudomorphosen  | 148 |
| 4.3. Geochemische Hinweise   | 154 |
| 4.4. Einige geochemische und petrogenetische Vergleiche der Rhyolithe des Schwarzwaldes, Odenwaldes und Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes | 158 |
| <u>5. DIE IGNIMBRITE, TUFFE UND RHYOLITHE DER VOGESEN</u>  | 163 |
| 5.1. Einführung  | 163 |
| 5.2. Die Ignimbrite von Nideck, nordwestlich von Wisches und nordwestlich des Donon  | 165 |
| 5.2.1. Einführung. Geologie  | 165 |
| 5.2.2. Petrographie  | 169 |
| 5.2.3. Geochemie. Petrogenetische Vergleiche   | 177 |
| 5.3. Die Tuffbrekzien der "Unteren Formation"  | 181 |
| 5.4. Die Tuffe des Beckens von Villé   | 183 |
| 5.5. Die Rhyolithe von Blancrupt und Nompatelize   | 189 |
| <u>6. ZUSAMMENFASSUNG DER MINERALOGISCHEN UND GEOCHEMISCHEN ERGEBNISSE</u>   | 192 |
| 6.1. Das Gefüge der Rhyolithe  | 192 |
| 6.2. Die Ignimbrite  | 193 |
| 6.3. Die Tuffe   | 194 |
| 6.4. Die Minerale  | 195 |
| 6.5. Chemismus   | 205 |
| 6.5.1. Hauptelemente   | 205 |
| 6.5.2. CIPW-Norm und Klassifikation  | 214 |
| 6.5.3. Spurenelemente  | 218 |

|  |     |
|--|-----|
| <u>7. PETROGENESE</u>  | 227 |
| 7.1. Geochemische Vergleiche mit den basischen und intermediären Magmatiten des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes | 227 |
| 7.2. Mineralparagenetische Vergleiche mit andesitisch-dacitischen Gesteinen der Umgebung von Sobernheim  | 237 |
| 7.3. Schlussfolgerungen zur petrogenetischen Entwicklung der Rhyolithe                                   | 246 |
| <u>8. LITERATUR</u>  | 264 |
| <u>ANHANG: Tabellen der Gesteinsanalysen</u>   | 278 |

## 1. EINLEITUNG

### 1.1. Die Verteilung der permischen Vulkanite in Südwestdeutschland und in den Vogesen

Das Saar-Nahe-Pfalz<sup>\*)</sup>-Gebiet, der Schwarzwald, der Odenwald und die Vogesen bilden ein grosses Areal, in dem Magmatite der Perm-Formation weit verbreitet sind. Die Abb. 1 gibt eine Übersicht über deren Verteilung und die Mengenverhältnisse zwischen den intermediären bis basischen Vulkaniten einerseits und den Rhyolithen andererseits.

Erstere überwiegen mengenmässig im SNP-Gebiet. In den anderen Gebieten sind aber die Rhyolithe vorherrschend. Im Odenwald kommen permische "Melaphyre" nur im nördlichen Teil vor. Im Schwarzwald und in den Vogesen ist der permische Vulkanismus fast nur durch Rhyolithe, Ignimbrite und rhyolithische Tuffe vertreten.

### 1.2. Stand der Forschung

Die ersten geologisch-petrographischen Arbeiten über die permischen Vulkanite lagen bereits seit Mitte des 19. bis Anfang des 20. Jahrhunderts vor. Hier werden die wichtigsten Literaturzitate zusammengefasst:

SNP-Gebiet: STEINIGER (1840), LASPEYRES (1867/83), LEPPLA (1894), AMMON & REIS (1910), SCHUSTER (1913), REIS (1915/21).

Schwarzwald: ECK (1884 /92), SAUER (1893), KLEINERT (1915), BILHARZ (1929).

Odenwald: BENECKE & COHEN (1881), VOGEL (1891), CHELIUS & VOGEL (1894), ANDREAE und OSANN (1896), KLEMM (1905).

Vogesen: BÜCKING (1890), BENECKE & v. WERVEKE (1890).

Viele dieser Autoren erläutern die magmatischen Gesteine im Rahmen der zu dieser Zeit intensiv durchgeführten geologischen Kartierungen und geben vereinzelte chemische Analysen an.

In den 30er Jahren folgte eine neue Forschungsperiode, aus der - was die Untersuchung der permischen Rhyolithe angeht - folgende Arbeiten hervorzuheben sind: MIHARA (1935) zu den

---

\*) In dieser Arbeit mit SNP abgekürzt.

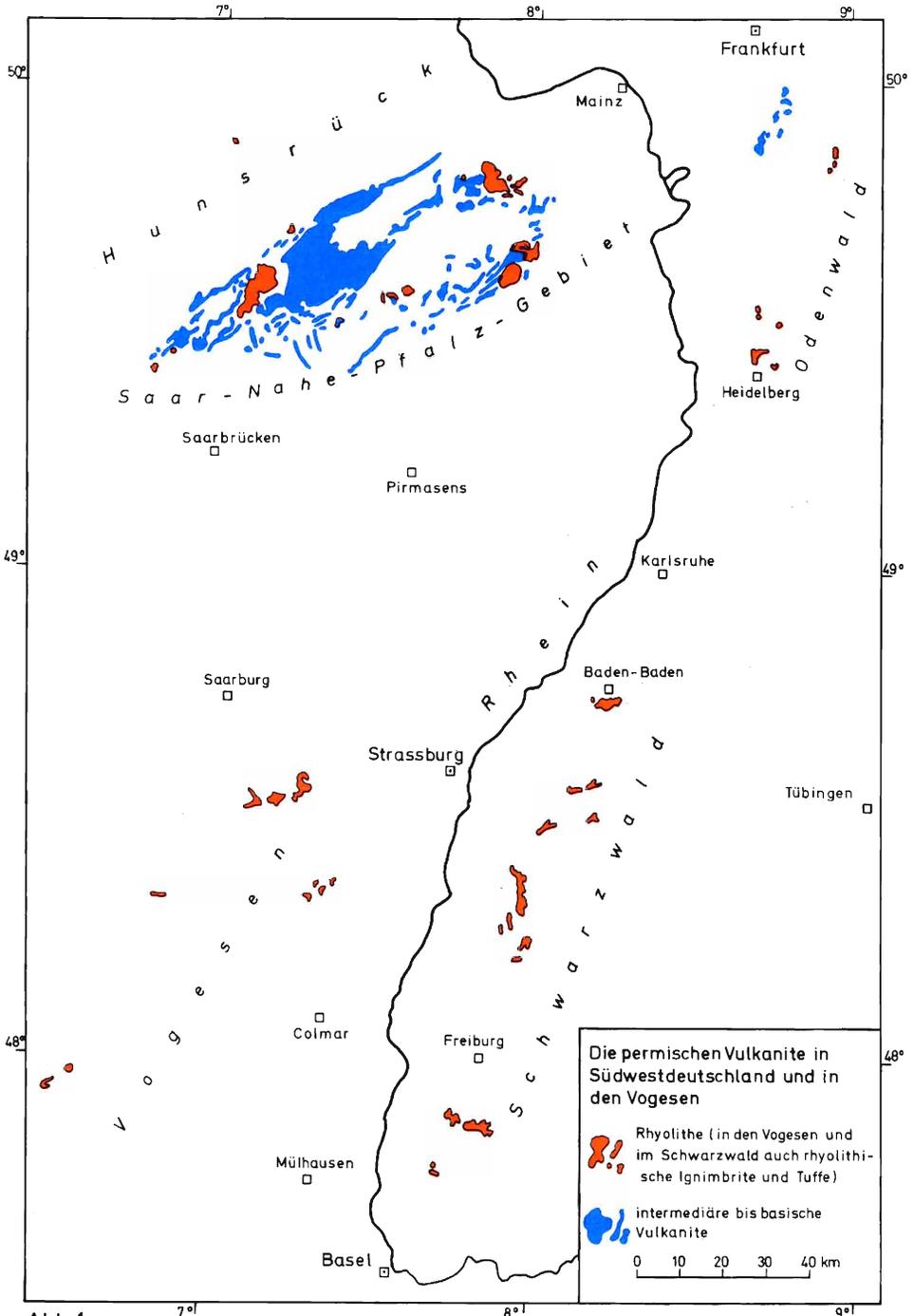


Abb.1

"Rhyolithen" von Nideck in den Vogesen, WEYL (1938) zur Differenzierung der Rhyolithe im Schwarzwald, HELMERS (1930), SCHUSTER (1933) zur Stellung der Rhyolithe im permischen Vulkanismus des SNP-Gebietes.

Seit 1950 wurden aus dem SNP-Gebiet vorrangig die intermediären und basischen Magmatite petrographisch und geochemisch untersucht: JUNG (1958/67), BAMBAUER (1960), SCHWAB (1965/68), SIEGERS (1967), MIHM (1968/75), ASSEF-POUR (1972), VINX (1974), ABO-DALO (1978), CAMPE (1981), LORENZ (1983).

Die Rhyolithe wurden jedoch weiterhin - wenn man von den Beiträgen von BEDERKE (1959) und JUNG (1961) absieht - stark vernachlässigt. Lediglich einige Rhyolithvorkommen stehen im Mittelpunkt geologisch-stratigraphischer Arbeiten: SCHRÖDER (1951), BOTHE (1962), LOHMEYER (1969), DREYER (1970/75), LORENZ (1973), MÜLLER (1976/82). In diesen Beiträgen werden auch mineralogische und strukturelle Merkmale der Rhyolithe beschrieben.

Die bisher vorliegenden Informationen über den Chemismus der Rhyolithe sind gegenüber den ohnehin sehr lückenhaften mineralogisch-petrographischen Beschreibungen weit im Rückstand. Sie basieren lediglich auf sporadisch, grösstenteils sehr alten Analysen, die grössere Vorkommen keineswegs repräsentieren können.

Daran haben auch grössere Arbeiten nicht viel geändert. Die von LOHMEYER (1969) mitgeteilten 9 Analysen reichen zum Beispiel nicht aus, das grosse und stark inhomogene Rhyolithmassiv von Bad Kreuznach petrochemisch zu erfassen. Die Ergebnisse der Dissertation von THEUERJAHR (1973) basieren auf sehr allgemeinen mikroskopischen Untersuchungen und 16 Analysen von Hauptelementen, ferner auf 9 Analysen aus der Literatur. Das Nohfeldener Massiv mit 4 verschiedenen Rhyolithvarietäten und einer Ausschnittsfläche von 45 km<sup>2</sup> ist lediglich durch 6 Analysen repräsentiert.

Schliesslich ist hervorzuheben, dass die so wichtigen und aussagekräftigen Spurenelemente der Rhyolithe im SNP-Gebiet bisher so gut wie gar nicht untersucht wurden.

Die Rhyolithe von Odenwald, Schwarzwald und den Vogesen wurden zwar mineralogisch-petrographisch ziemlich gut bearbeitet,

die geochemische Untersuchung wurde dennoch auch hier vernachlässigt. Die wichtigsten Arbeiten sind:

Aus dem Odenwald: EBERLE (1967/68) beschrieb sehr ausführlich die mineralogischen und strukturellen Merkmale der Rhyolithe von Gross-Umstadt (Nordodenwald). Die petrographisch-geochemischen Untersuchungen von REIMANN (1977) und AMME (1977) sind in die vorliegende Arbeit einbezogen (s. unten).

Aus den Vogesen: SAUCIER et al. (1958/59) haben den Ignimbritcharakter des Vorkommens von Nideck erkannt und die Ergebnisse von MIHARA (1935) überarbeitet. SIAT (1974) untersuchte den Ignimbrit und Rhyolith NW des Donon und führte 5 chemische Analysen - erstmals mit Spurenelementen - durch. LAUBACHER & v. ELLER (1966) untersuchten geologisch-stratigraphisch die Tuffe des Beckens von Villé und ergänzten ihre petrographischen Erläuterungen mit 4 Hauptanalysen.

Aus dem Schwarzwald sind die Arbeiten von MAUS (1963/65/67) hervorzuheben, die in seiner Dissertation (1965, unveröffentlicht) umfassend dargelegt und später erweitert wurden. Er beschrieb detailliert viele mineralogische und gefügekundliche Eigenschaften der Rhyolithe, er führte aber keinerlei geochemische Untersuchungen durch, ausser dass er die älteren 28 Hauptanalysen der Literatur aufgelistet hat. Vollständige Spurenelementbestimmungen veröffentlichte erstmals MURAT (1975) aus 3 Proben des Münstertaler Ignimbrits.

### 1.3. Ziele und Untersuchungsmethoden

In der vorliegenden Arbeit wird der Versuch unternommen, fast alle Rhyolithe der oben genannten Gebiete mineralogisch-petrographisch und geochemisch zu erfassen, vergleichbare Studien anzustellen und ihre magmatogene und pneumatolytisch-hydrothermalen Veränderungen zu analysieren und zu begründen. Die chemischen Untersuchungen wurden mit besonderer Intensität durchgeführt, da in diesem Forschungsbereich - wie im vorhergehenden Abschnitt deutlich gemacht wurde - ein sehr grosser Nachholbedarf besteht.

Während der Geländearbeiten in den Jahren zwischen 1974 und 1978 wurden die Rhyolithe im SNP-Gebiet, im Schwarzwald und

in den Vogesen intensiv beprobt (s. unten). Zu dieser Zeit wurden im Rahmen des Gesamtprojekts die Rhyolithe des Odenwaldes durch zwei Diplomarbeiten (REIMANN, 1977; AMME, 1977) - die der Autor mitbetreute - untersucht.

Insgesamt wurden etwa 750 Proben entnommen, die grösstenteils mikroskopisch und chemisch untersucht wurden (s. unten).

### Probenahme

Die Probenahme erfolgte nach mehreren Gesichtspunkten. Sie war im jeweiligen Vorkommen abhängig von der Zielsetzung der Untersuchung, den geomorphologischen Erscheinungsformen, dem Grad der Homogenität und der Umwandlung des Gesteins und den Aufschlussverhältnissen.

- Einige grosse Vorkommen (Nohfelden, Donnersberg, Königberg) sind durch zahlreiche, mehr oder weniger gleichmässig verteilte Probenfundstellen so gut abgedeckt, dass eine fundierte petrographisch-geochemische Differenzierung in der Ebene ihrer Anschnittfläche entwickelt werden konnte.
- Auch kleinere Vorkommen wurden an mehreren Stellen beprobt, um die Homogenität des Gesteins zu prüfen bzw. seinen Variationsbereich möglichst gut zu erfassen.
- In einigen Vorkommen (Bad Kreuznach, Ignimbrit von Nideck und Baden-Baden) wurde die Klärung bestimmter Probleme (z. B. komplizierte Gesteinsinhomogenitäten, Veränderungen im vertikalen Profil) als vorrangiges Ziel gesetzt, wofür ausgewählte Aufschlüsse besonders intensiv beprobt wurden.
- Fast in allen Vorkommen wurden häufig an derselben Fundstelle mehrere Proben entnommen, um die postmagmatischen Veränderungen möglichst optimal zu erfassen, und so auf die "primäre" Zusammensetzung der Gesteine Rückschlüsse ziehen zu können. Es wurde bereits im Gelände darauf geachtet, die Proben nach fortschreitender Zersetzung zu selektieren, d. h. so gut wie möglich repräsentative "Umwandlungsprofile" aufzustellen.

### Mikroskopische Untersuchung

Die mikroskopische Untersuchung spielt eine sehr wichtige Rolle und trägt zum Verständnis vieler petrochemischer und genetischer Ergebnisse bei.

Die Rhyolithe des SNP-Gebietes wurden grundsätzlich neu bearbeitet. Zur mikroskopischen Beschreibung der Rhyolithe des Schwarzwaldes und Odenwaldes wurden viele Ergebnisse früherer Autoren (s. oben) berücksichtigt. Die Proben aus dem Schwarzwald wurden trotzdem u.d.M. noch einmal untersucht. Ebenso die von REIMANN und AMME zur Verfügung gestellten Präparate aus dem Odenwald.

Viele mineralogische Beobachtungen, die Rhyolithe auch dieser Gebiete betreffend, werden erstmals in dieser Arbeit veröffentlicht. Bei einigen Mineralbestimmungen wurde die mikroskopische Untersuchung durch Röntgenanalysen ergänzt.

### Chemische Untersuchung

Die 464 neuen Gesteinsanalysen ermöglichen eine gründliche Differenzierung der Rhyolithe (auch innerhalb eines Vorkommens) und eine fundierte Diskussion ihrer petrochemischen Eigenschaften und Beziehungen zueinander.

Die Tatsache, dass alle Analysen mit denselben apparativen Einrichtungen und Messmethoden durchgeführt wurden, ist für den Vergleich der untersuchten Gesteine untereinander vorteilhaft.

Alle Gesteins- und Mineralanalysen wurden am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Hamburg angefertigt.

Mit der Röntgenfluoreszenzanlage "Philips PW 1220" wurden die Hauptelemente:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (als Gesamteisen),  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  und die Spurenelemente: Ba, Sr, Rb, Zr, Mn, Ti, La, Ce, Nd, V, Cr, Ni gemessen.

Ferner wurde bestimmt:

$\text{CO}_2$  mit einem Charmographen der Fa. Wösthoff

$\text{H}_2\text{O}$ - durch Wägung des Gewichtsverlustes vor und nach mehrstündigem Trocknen der Probe bei  $110^\circ\text{C}$ .

$\text{H}_2\text{O}+$  durch Glühverlustbestimmung nach Erhitzen bei ca.  $1000^\circ\text{C}$  abzüglich des  $\text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{CO}_2$  und des durch die Oxidation

des FeO gebundenen Sauerstoffes.  
FeO durch ein modifiziertes Verfahren nach PETERS (1968).

Nach der Untersuchung einiger Probenserien stellte sich heraus, dass generell das FeO gegenüber dem  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  quantitativ unterrepräsentiert ist. Um den analytischen Aufwand zu begrenzen, wurde bei einigen Vorkommen das FeO in Stichproben gemessen oder überhaupt darauf verzichtet.

Viele Rhyolithproben enthalten keinerlei Karbonat-Minerale. Nach der mikroskopischen Kontrolle wurden diese Proben bei der  $\text{CO}_2$ -Bestimmung ausgespart. Sie erscheinen in den Analysetabellen im Anhang mit  $\text{CO}_2 = 0,0$  (d.h. die zweite Komma-stelle wird nicht angegeben). Mehrere Testmessungen an Proben, die unter dem Mikroskop keine Karbonatminerale aufwiesen, ergaben  $\text{CO}_2$ -Gehalte unter 0,05 Gew. % ( $\approx$  Erfassungsgrenze).

Das Titan wurde zweimal analysiert, a) serienmässig unter den Hauptelementen als  $\text{TiO}_2$  in Gew. % und b) gesondert unter den Spurenelementen als Ti in ppm. Letztere Messwerte werden bei den geochemischen Interpretationen bevorzugt. In den Tabellen (s. Anhang) werden zur Vollständigkeit der Hauptanalysen auch die  $\text{TiO}_2$ -Werte aufgelistet. Die Umrechnung von Ti auf  $\text{TiO}_2$  kann eine geringfügige systematische Abweichung aufweisen. Diese ist jedoch für den Vergleich der Proben unbedeutend.

Die Mineralanalysen wurden mit der Elektronenstrahlmikrosonde ARL EMS-SM 78 durchgeführt. Insbesondere wurden Feldspäte und Biotite aus den Rhyolithen des SNP-Gebietes untersucht. Gegebenenfalls wurden sekundäre Umwandlungsminerale analysiert. In einigen Fällen wurden halbquantitative Testmessungen und Scan-Aufnahmen gemacht.

#### 1.4. Vorbemerkungen zur Darstellung und Interpretation der chemischen Gesteinsanalysen

Die chemischen Gesteinsanalysen sind im Anhang aufgelistet. Die Tabellen sind nach Gebieten und Vorkommen geordnet, so wie sie der Reihe nach im Text beschrieben werden. Die Analysen der jeweiligen Vorkommen sind nach laufenden Fundstellen- und Probennummern eingeordnet. In den Tabellen werden wichtige Lokalitäten näher erläutert.

Die numerierten Fundstellen sind in den jeweiligen geologischen Karten im Text eingetragen. Die Karten sind unter Einbeziehung zum Teil alter geologischer Karten entstanden. Es wurde darauf geachtet, dass die Probenpunkte mit Hilfe des derzeitigen Koordinatensystems genau bestimmt werden können (durch masstabsgerechte Vergrößerung der Karten können die Hoch- und Rechtswerte ziemlich genau ermittelt werden).

In den Tabellen des Anhangs werden die Haupt- und Spurenelemente angegeben. Auf zusätzliche Parameter (CIPW-Norm, Elementverhältnisse usw.) wurde verzichtet. Lediglich die  $\text{CO}_2$ -Werte aus der CIPW-Norm werden mitaufgeführt, weil sie den Grad der hydrothermalen Umwandlung in der jeweiligen Probe zum Ausdruck bringen (s. unten), und man die damit gekoppelte Veränderung einiger chemischer Komponenten (z.B.  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ) direkt ablesen kann.

Damit wird ein wichtiges Problem angesprochen, das in dieser Arbeit zu einem Hauptthema geworden ist. Die permischen Rhyolithe sind nämlich niemals vollkommen frisch. Postmagmatische Alterationen haben zu mannigfaltigen mineralogisch-chemischen Veränderungen dieser Gesteine geführt, die für ihre petrologische Untersuchung nicht unberücksichtigt bleiben dürfen.

Es ist zweckmässig, bereits jetzt einige Vorbemerkungen zur Interpretation der chemischen Analysen vorwegzunehmen. Für geochemische Vergleiche und Korrelationen sowie für Gesteinsklassifikationen (so z.B. TAYLOR, 1969; PECCERILLO & TAYLOR, 1976 gemäss des  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ -Verhältnisses) werden häufig die Hauptanalysen, abzüglich des  $\text{H}_2\text{O}$ , häufig auch des  $\text{CO}_2$ , auf 100 % normiert. Dies ist für Vergleichszwecke empfehlenswert, wenn die analysierten Proben sekundär nicht allzu stark umgewandelt sind.

Bei den untersuchten Rhyolithen sind aber die Feldspäte postmagmatisch stark in Mitleidenschaft gezogen. Die Gesteinsanalysen zeigen ziemlich hohe Wassergehalte, die in den Phyllosilikaten der Alterationsprodukte (Serizit, Kaolinit) gebunden sind. Bei dieser Umwandlung wurden Na, K und Ca abgeführt. Das unter den Umwandlungsbedingungen nahezu immobile Al verblieb jedoch im Gestein und wurde in den Serizit-Kaolinit-Mineralen eingebaut. Bei der CIPW-Berechnung erscheinen daher

beträchtliche Mengen als normativer Corund (=  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Überschuss).

Die normativen Corund-Werte liegen in den untersuchten Rhyolithen fast immer über 1,5, meistens zwischen 3 und 5 und häufig bis über 8 Gew. %. Der normative Corund und das Wasser (besonders  $\text{H}_2\text{O}^+$ ) sind massgebend für den hydrothermalen Umwandlungsgrad der Rhyolithe. Zwischen ihnen besteht immer eine sehr gute positive Korrelation (Abb. 2a, b).

Die Normierung der Analysen auf 100 % abzüglich des  $\text{H}_2\text{O}$  und  $\text{CO}_2$  ( $\text{CO}_2$  ist in den untersuchten Rhyolithen meistens quantitativ nicht bedeutend) ist im vorliegenden Falle unzulässig. Es würde den Chemismus der Rhyolithe verfälschen, denn man begünstigt dadurch die führenden Oxide, allen voran das  $\text{SiO}_2$ , das ohnehin durch postmagmatische Verkieselung angereichert sein kann.

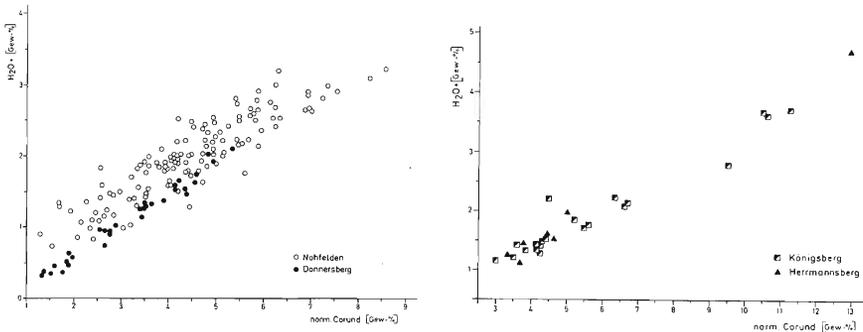


Abb. 2: Korrelation zwischen  $\text{H}_2\text{O}$  und Norm-Corund in einigen grösseren Rhyolithvorkommen des SNP-Gebietes.  
a. Nohfeldener Massiv (alle Rhyolithe) und Donnersberg  
b. Königsberg und Herrmannsberg mit z.T. sehr stark umgewandelten Proben.

Wenn also eine Korrektur der Hauptelementanalysen vorgenommen werden sollte, dann müsste in erster Linie die Umwandlung der Feldspäte, d.h. die normativen or-ab-an-Werte, berücksichtigt und daraufhin die abgeführten K-Na- Ca-Gehalte zurückgerechnet werden. Dies setzt allerdings voraus, dass die Art und Weise

der Gesteinsumwandlung und der Chemismus der Feldspäte sorgfältig untersucht worden sein müssen.

Zur Demonstration einer einfachen Korrektur werden als Beispiel Analysen aus dem Rhyolithvorkommen des Nohfeldener Massivs, zwischen Türkismühle und Ellweiler, ausgewählt.

- Es handelt sich um ein grosses Vorkommen und kann als stellvertretender Gesteinstyp für mehrere Rhyolithe (z.B. Donnersberg, Königsberg, Herrmannsberg u.a.) betrachtet werden.
- Dieser Rhyolith ist im ganzen Bereich vom primären Mineralbestand her gesehen sehr homogen, so dass sämtliche chemische Veränderungen des postmagmatisch-hydrothermalen Stadiums gut zum Ausdruck kommen und auf gleiches Ausgangsmaterial bezogen werden können.

Das Gestein ist einer unterschiedlich starken Serizitisierung ausgesetzt, die insbesondere die Plagioklase betroffen hat. Die Plagioklase sind generell reine Albite, das Calcium spielt also von vornherein quantitativ keine bedeutende Rolle (s. Kapitel 2.1.4.2.). Während das Kalium bei der Hydro- metamorphose im Gleichgewicht verblieb, wurde das Natrium entsprechend der Umwandlungsintensität abgeführt. Zwischen normativem Corund und  $\text{Na}_2\text{O}$  besteht also eine sehr gute negative Korrelation (s. Kapitel 2.1.4.4. und Abb. 15).

Dies hat einen zusätzlich nachteiligen Nebeneffekt in der CIPW-Norm. Das  $\text{SiO}_2$  des fehlenden ab-Anteils wird dem normativen Quarz zugeteilt. Wie zu erwarten, besteht zwischen normativem Quarz und Corund eine nahezu lineare positive Korrelation (Abb. 3). Die qz-Gehalte variieren dabei zwischen 32 und 53 Gew.%. Nach Extrapolation in der Abb. 3 sollen jedoch alle Proben dieses Rhyoliths in "frischem" Zustand (bei  $c = 0$ ) einen ziemlich konstanten qz-Gehalt, etwa 23 bis 27 Gew. % aufweisen.

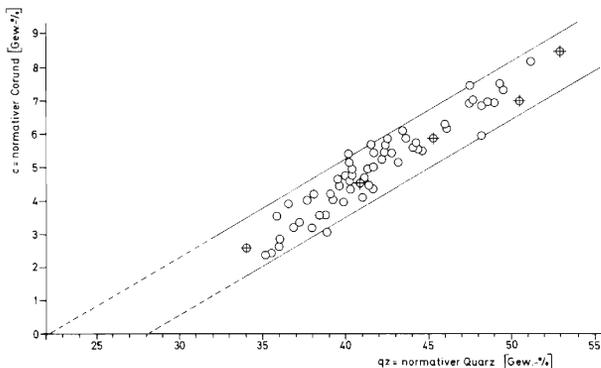


Abb. 3: Korrelation zwischen Norm-Corund und Norm-Quarz in einem Rhyolith des Nohfeldener Massivs - zwischen Türkismühle und Ellweiler (nähere Erläuterung s.Text).

Dies kommt auch zum Ausdruck, wenn der normative Corund zu Albit umgerechnet wird und das dazugehörige  $\text{SiO}_2$  dem normativen Quarz der Originalanalyse entzogen wird. Aus den korrigierten ab-Werten können schliesslich die abgeführten Na-Gehalte zurückgerechnet bzw. die  $\text{Na}_2\text{O}$ -Konzentrationen des Gesteins vor Eintritt der Serizitisierung ermittelt werden.

In der Tab. 1 sind als Beispiel 5 Analysen und die CIPW-Norm auf diese Weise korrigiert. Ihre Projektionspunkte nehmen in der Abb. 3 das ganze c/qz-Korrelationsspektrum (angekreuzte Kreise) ein. Die korrigierten Werte dürften der Gesteinszusammensetzung vor der hydrothermalen Umwandlung in etwa entsprechen.

$\text{Na}_2\text{O}$ , ab und qz sind in allen korrigierten Zusammensetzungen - wie erwartet - etwa gleich hoch; die qz-Werte liegen in der Grössenordnung wie sie aus der Abb. 3 extrapoliert wurden.

Die Wassergehalte werden durch die zurückgerechneten ab- bzw.  $\text{Na}_2\text{O}$ -Mengen eliminiert, so dass die Summe der Oxide bzw. Normminerale - ohne  $\text{H}_2\text{O}$  - etwa 100 % ist. Dies ist konform mit dem Bestand des "frischen" Gesteins, denn die Biotite spielen quantitativ eine untergeordnete Rolle und die von ihnen stammenden Wassergehalte des Gesteins sind nahezu bedeutungslos.

Tab. 1: Beispiele zur Korrektur der Analysen und der CIPW-Mineralnorm aus 5 Proben (ihre Projektionspunkte sind in der Abb. 2 angekreuzt).

| Probe                          | Analysen "original" |        |       |       |        | Analysen "korrigiert" |        |        |        |        |
|--------------------------------|---------------------|--------|-------|-------|--------|-----------------------|--------|--------|--------|--------|
|                                | 466                 | 1015   | 520   | 537   | 465    | 466                   | 1015   | 520    | 537    | 465    |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,53               | 74,62  | 74,81 | 74,65 | 75,13  | 73,53                 | 74,62  | 74,01  | 74,65  | 75,13  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,06               | 14,31  | 14,28 | 13,92 | 14,86  | 14,06                 | 14,31  | 14,28  | 13,92  | 14,86  |
| CaO                            | 0,39                | 0,40   | 0,16  | 0,14  | 0,12   | 0,39                  | 0,40   | 0,16   | 0,14   | 0,12   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,71                | 2,54   | 1,78  | 0,82  | 0,51   | 5,28                  | 5,28   | 5,35   | 5,07   | 5,70   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,33                | 4,57   | 4,91  | 4,99  | 4,96   | 4,33                  | 4,57   | 4,91   | 4,99   | 4,96   |
| H <sub>2</sub> O               | 2,43                | 2,89   | 2,78  | 3,22  | 4,10   | -                     | -      | -      | -      | -      |
| Rest <sup>1*</sup>             | 1,54                | 1,44   | 0,88  | 1,45  | 0,87   | 1,54                  | 1,44   | 0,88   | 1,45   | 0,87   |
| Summe                          | 99,99               | 100,77 | 99,60 | 99,19 | 100,55 | 99,13                 | 100,62 | 100,35 | 100,22 | 101,64 |

|                    | CIPW-Norm "Original" |        |       |       |        | CIPW-Norm "Korrigiert" |        |        |        |        |
|--------------------|----------------------|--------|-------|-------|--------|------------------------|--------|--------|--------|--------|
|                    | 466                  | 1015   | 520   | 537   | 465    | 466                    | 1015   | 520    | 537    | 465    |
| qz                 | 33,97                | 40,81  | 45,21 | 50,34 | 52,83  | 24,81                  | 24,87  | 24,46  | 25,62  | 22,67  |
| or                 | 25,59                | 27,01  | 29,02 | 29,49 | 29,31  | 25,59                  | 27,01  | 29,02  | 29,49  | 29,31  |
| ab                 | 31,39                | 21,49  | 15,06 | 6,92  | 4,32   | 44,71                  | 44,69  | 45,26  | 42,90  | 48,20  |
| an                 | 1,87                 | 1,85   | 0,47  | 0,50  | 0,33   | 1,87                   | 1,85   | 0,47   | 0,50   | 0,33   |
| c                  | 2,59                 | 4,51   | 5,87  | 6,99  | 8,53   | -                      | -      | -      | -      | -      |
| H <sub>2</sub> O   | 2,43                 | 2,89   | 2,78  | 3,22  | 4,10   | -                      | -      | -      | -      | -      |
| Rest <sup>2*</sup> | 2,15                 | 2,31   | 1,18  | 1,71  | 1,13   | 2,15                   | 2,31   | 1,18   | 1,71   | 1,13   |
| Summe              | 99,99                | 100,87 | 99,59 | 99,19 | 100,55 | 99,13                  | 100,73 | 100,39 | 100,22 | 101,64 |

|                    |       |       |       |       |       |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| ab'                | 13,32 | 23,20 | 30,20 | 35,96 | 43,88 |
| qz'                | 9,16  | 15,94 | 20,75 | 24,72 | 30,16 |
| Na <sub>2</sub> O' | 1,57  | 2,74  | 3,57  | 4,25  | 5,19  |

Anmerkungen

Rest<sup>1\*</sup> umfasst die Elemente Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

Rest<sup>2\*</sup> umfasst die Normminerale en'', mt, ilm, he, ru, ap

ab' = umgewandelter Albit-Anteil, vom normativen Corund errechnet

qz' = Quarz-Anteil, der zum ab' gehört

Na<sub>2</sub>O' = hydrothermal abgeführter Na<sub>2</sub>O-Anteil, vom ab' errechnet

Nähere Erläuterungen s. Text

Eine gewisse Abweichung zeigt die letzte Analyse der Tab. 1. Auch die korrigierten  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte scheinen hier etwas zu hoch zu sein. Die Probe ist allerdings extrem stark umgewandelt, und die chemischen Veränderungen liegen offensichtlich über der Erfassungsgrenze dieser Korrektur. (Es empfiehlt sich also, bei sehr stark umgewandelten Proben von einer derartigen Korrektur Abstand zu nehmen).

In der vorliegenden Arbeit werden für bestimmte geochemische Interpretationen die korrigierten Oxid- bzw. Normmineralgehalte bevorzugt. Die oben erläuterte Korrektur wird allerdings dahingehend modifiziert, dass auch die spät- und postmagmatische Albitisierung der Plagioklase mitberücksichtigt wird. Eine Erläuterung dazu erfolgt in Kapitel 2.1.4.5., wenn alle Umwandlungsprozesse, die eine solche Korrektur begründen und verständlich machen, umfassend diskutiert werden.

### 1.5. Nomenklatur

Die permischen Rhyolithe werden in den alten Arbeiten als "Felsitporphyre" und/oder "Quarzporphyre" bezeichnet.

Als "Felsitporphyre" werden gewöhnlich diejenigen Gesteine benannt, die ein dichtes, ziemlich undefiniertes, felsitisches und einsprenglingsarmes Gefüge aufweisen. Unter "Quarzporphyren" werden dagegen porphyrische, einsprenglingsreiche Gesteine mit vorherrschenden Quarzphänokristallen verstanden. Diese gefügekundliche Abgrenzung wird jedoch nicht immer eingehalten. So befinden sich unter den in der Literatur genannten Quarzporphyren des Odenwaldes und Schwarzwaldes mehrere felsitische, einsprenglingsarme Gesteine.

Diese Begriffe werden häufig noch gegenwärtig und sogar in speziellen petrographischen Arbeiten (z.B. MAUS, 1963/65/67) benutzt. Dennoch distanzieren sich immer mehr Autoren davon und benutzen die in der Nomenklatur festgesetzte Bezeichnung "Rhyolith" auch für die äquivalenten permischen Gesteine - unabhängig also von Alter, Gefüge, Erhaltungszustand usw. Nach STRECKEISEN (1967, S. 189) kann die Bezeichnung "Quarzporphyr" allenfalls als Spezialname für bestimmte Rhyolithvarietäten verwendet werden.

## 2. DIE RHYOLITHE DES SAAR-NAHE-PFALZ-GEBIETES

Die Permformation und die dazugehörigen Magmatite bilden in dem variskisch geprägten SNP-Gebiet eine geschlossene Einheit (Abb. 4). Sie grenzt im NW an die metamorphen Devonschiefer des Hunsrück, im NE und E an das Tertiär und Quartär des nördlichen Oberrhein-Grabens, im SE an den Buntsandstein des Pfälzerwaldes und an das Karbon des Saarbrücker Sattels und im Westen an den Buntsandstein und Muschelkalk des Merziger Grabens bzw. der Lothringer Triasplatte.

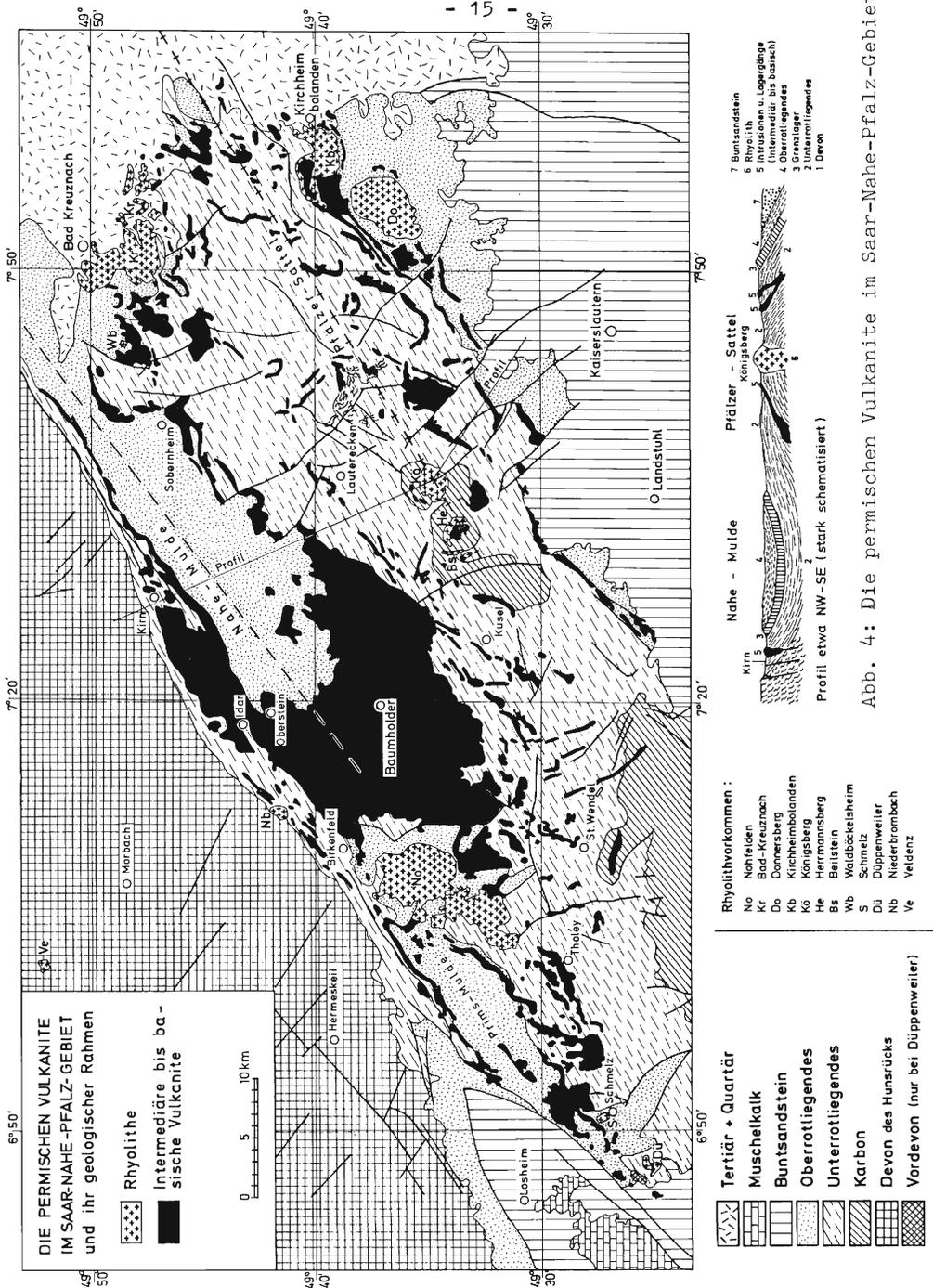
Das permische Vulkanitgebiet ist etwa 100 km lang und bis zu 40 km breit. Ausserhalb dieses Gebietes gibt es nur einzelne Magmatitvorkommen, so z.B. den Rhyolith-Schlot bei Veldenz, inmitten der metamorphen Schiefer des Hunsrücks.

Die auf weiten Strecken ausstreichenden basaltischen und andesitischen Decken drücken bildhaft die Abgrenzung wichtiger tektonischer Großstrukturen des Gebietes aus: die Nahe-Mulde - an die sich südwestlich die Primsmulde anschliesst - und der Pfälzer Sattel (Abb. 4).

Der weitaus grösste Teil der Vulkanite wurde an der Wende vom Unterrotliegenden zum Oberrotliegenden während der Saalischen Faltungsbewegungen gefördert, wobei ein Komplex aus basaltisch-andesitischen Ergussdecken, die sog. "Grenzlagergruppe" entstand. Ferner liegen Intrusionen, Gänge und Lagergänge vor.

Die Rhyolithe sind im SNP-Gebiet gegenüber den intermediären/basischen Magmatiten zwar unterrepräsentiert, sie sind aber durch zahlreiche Vorkommen stärker als in anderen Gebieten Südwestdeutschlands und den Vogesen vertreten. Die grösseren Rhyolithmassive (Nohfelden, Bad Kreuznach, Donnersberg) nehmen jeweils eine Erosionsfläche von 20 bis 45 km<sup>2</sup> ein.

In der vorliegenden Arbeit werden alle Rhyolithe untersucht. Der Stand der Erforschung der permischen Vulkanite im SNP-Gebiet wurde bereits in dem einleitenden Kapitel 1.2. erläutert.



**DIE PERMISCHEN VULKANITE IM SAAR-NAHE-PFALZ-GEBIET und ihr geologischer Rahmen**

Rhyolithe  
 Intermediäre bis basaltische Vulkanite

0 5 10 km

- Tertiär + Quartär**
- Muschelkalk
  - Buntsandstein
  - Oberrotliegendes
  - Unterrotliegendes
  - Karbon
  - Devon des Hunsrücks
  - Vordevon (nur bei Düppenweiler)

- Rhyolithvorkommen :**
- No Nohfelden
  - Kr Kirn
  - Do Bad-Kreuznach
  - Kb Donnersberg
  - Kg Kirchermbolanden
  - He Herrmannsberg
  - Bs Beilstein
  - Wb Waldböckelsherrn
  - S Schmelz
  - Dü Düppenweiler
  - Nb Niederbrömbach
  - Ve Veldenz

**Nahe - Mulde**

**Pfälzer - Sattel**

**Profil etwa NW-SE (stark schematisiert)**

Abb. 4: Die permischen Vulkanite im Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet.

## 2.1. Die Rhyolithe des Nohfeldener Massivs

### 2.1.1. Einführung

Das Nohfeldener Massiv nimmt zusammengenommen eine Anschnittsfläche von etwa 45 km<sup>2</sup> ein und ist somit das grösste Rhyolithvorkommen Südwestdeutschlands. Seine Ausbreitung und der geologische Rahmen sind in der Abb. 5 dargestellt.

Die ältesten geologischen und petrographischen Beschreibungen stammen von ROLLE, GREBE & LEPLA (1874 - 1894). Diesen Autoren sind überhaupt die ersten geologischen Kartierungen der Gebiete von Nohfelden und Birkenfeld zu verdanken.

In diesen und in den nachfolgenden Arbeiten (SCHRÖDER, 1951; HELMERS, 1930;) wird der Rhyolith von Nohfelden durch sein ganzes Gebiet als eine gleichmässige petrographische Einheit angesehen.

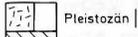
ZWETSCH & JUNG (1956) beobachteten zwar innerhalb des Rhyolithkomplexes unterschiedliche Gefügemerkmale und Fördermechanismen, sie machten jedoch keine konkrete Differenzierung im petrographischen Sinne.

THEUERJAHR (1973) erwähnt in seiner Dissertation die Gesteinsvariationen innerhalb des Nohfeldener Massivs nicht. BOHTE (1962, unveröffentlicht) hat den Rhyolithteil südlich Türkismühle neu kartiert und zahlreiche Aufschlüsse makroskopisch beschrieben. Er schliesst den rein effusiven Charakter des Gesteins in diesem Bereich aus (s. auch unten). Er hat ferner in seiner Kartierung nach makroskopischen Kriterien den Rhyolith am Leistberg als eine getrennte Einheit ausgeschieden.

ZWETSCH & JUNG (1956) nehmen einen intrusiven Charakter für den Rhyolith zwischen Türkismühle und Ellweiler an. Dies wurde durch detaillierte Geländeaufnahmen von DEMUTH (1973) bestätigt. MÜLLER (1975/82) unterscheidet nach Geländebeobachtungen drei Rhyolithvarietäten. Seine Gliederung wird durch die vorliegende Untersuchung im grossen und ganzen bestätigt.

Die exakte Differenzierung des Rhyolithmassivs von Nohfelden wird in der vorliegenden Arbeit durch die petrographische und geochemische Untersuchung ergänzt.

# Der Rhyolith von Nohfelden und der geologische Rahmen



Pleistozän | Flußalluvionen



Oberrotliegendes



Unterrötligendes

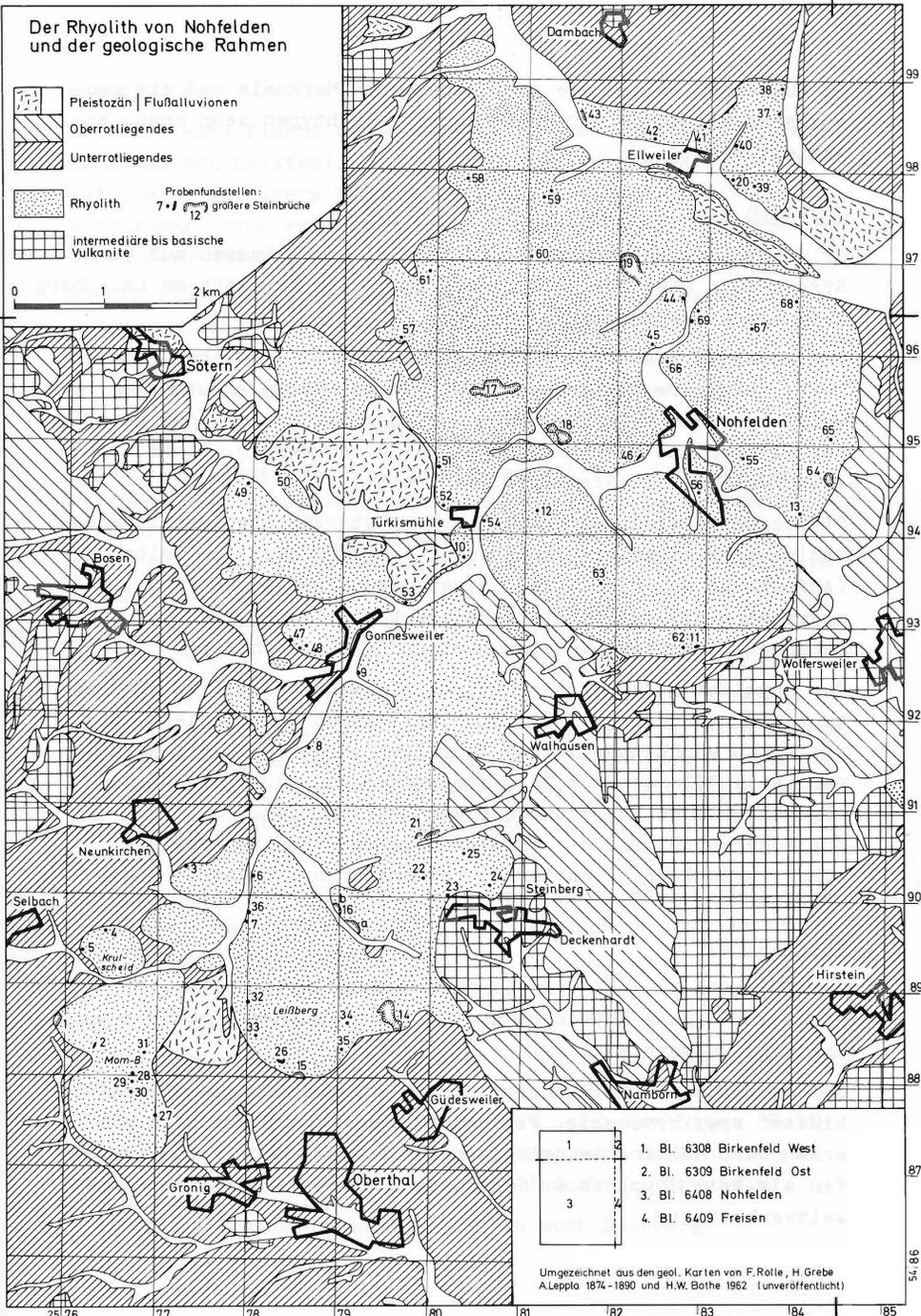


Rhyolith

7 + 1 größere Steinbrüche



intermediäre bis basische  
Vulkanite



- |   |   |                          |
|---|---|--------------------------|
| 1 | 2 | Bl. 6308 Birkenfeld West |
| 2 | 3 | Bl. 6309 Birkenfeld Ost  |
| 3 | 4 | Bl. 6408 Nohfelden       |
|   | 5 | Bl. 6409 Freisen         |

Umgezeichnet aus den geol. Karten von F. Rolle, H. Grebe  
A. Lepplo 1874-1890 und H.W. Bothe 1952 (unveröffentlicht)

Abb. 5: Das Rhyolithmassiv von Nohfelden

Im Folgenden sollen die makroskopischen Merkmale und die geologische Situation der drei Hauptrhyolithtypen sehr knapp erläutert werden:

#### Rhyolith A.

Er dehnt sich südwestlich Türkismühle und Walhausen auf einer Strecke von etwa 7 km bis Gronig aus. (Der Rhyolith am Leistberg ist jedoch ausgenommen).

Der Rhyolith besitzt relativ dunkle Farben: grau, rot, rotviolett; sekundäre Bleichungen sind jedoch häufig anzutreffen. Er weist meistens Fliesstexturen auf, die oft von gleichgerichteten Klüften und Farbstreifungen begleitet werden. Diese stehen im Aufschluss oft steil bzw. senkrecht.

Stellenweise sind im Rhyolith scharf abgrenzbare Xenolithe aus Sedimentgesteinen eingeschlossen. 1,5 km südöstlich Selbach (Aufschluss Nr. 2, s. Abb. 5) hat das aufgestiegene Rhyolithmagma eine bis zu 5 m dicke Sedimentscholle (Pelite der Lebacher Schichten) aufgerichtet und emporgeschleppt.

Der Rhyolith A ist offensichtlich aus mehreren pilzartigen Intrusionen (SCHRÖDER, 1951) und Quellkuppen konsolidiert, die stofflich annähernd gleiche Schmelzen förderten. Ihre effusiven Teile "flossen zum Teil ineinander und täuschen dadurch eine wurzellose Rhyolithdecke vor" (BOTHE, 1962, S. 57). Möglicherweise sind die Förderkanäle und -spalten entlang eines varistisch orientierten tektonischen Lineaments angeordnet.

#### Rhyolith B.

Der Rhyolith zwischen Türkismühle und Ellweiler bildet für sich eine eigene Intrusion und hat eine annähernd runde diapir-ähnliche Geometrie.

Das Gesteins ist feinkörnig, dicht, unregelmässig stark zerklüftet bzw. bröckelig. Fließgefüge sind makroskopisch nicht erkennbar. Hellere Gesteinsfarben sind hier häufiger anzutreffen als beim Rhyolith A. Sekundäre Bleichungen sind ebenso weitverbreitet.

### Rhyolith C.

Er nimmt eine Fläche von etwa 4 km<sup>2</sup> um den Leistberg<sup>\*</sup>) (einschliesslich Leistwald, Buchenwald, Rauchrisserwald und Sitzwald) ein. Der überwiegend weisse und hellrote Rhyolith ist fast immer durch extreme Fliesstexturen gekennzeichnet und lässt sich dadurch leicht in dünne Platten spalten.

MÜLLER (1975) hat die Gefüge ausführlich und plausibel beschrieben. Er vertritt die berechnete Auffassung: der Rhyolithkomplex vom Leistberg ist die Summe mehrerer Lavaströme und gleichzeitiger Produktion von Auswurfsmassen.

### Aufschlussverhältnisse, Probennahme.

Die Aufschlussverhältnisse sind generell gut. Es gibt zahlreiche kleine, aufgelassene Steinbrüche. Einige Steinbrüche sind besonders gross und spielen wirtschaftlich heute noch eine bedeutende Rolle (s. unten). Ebenso gut ist das Gestein in Bach- und Strasseneinschnitten aufgeschlossen. Ein Teil der Proben wurde auch an Waldwegböschungen, Felsen und sonstigen Stellen, in denen der Rhyolith freigelegt ist, entnommen.

Die Rhyolithe des Nohfeldener Massivs wurden sehr intensiv beprobt. Meistens wurden in derselben Fundstelle mehrere Proben entnommen, um das Spektrum der postmagmatischen Gesteinsveränderung mitzuerfassen. Es wurde bereits im Gelände darauf geachtet, möglichst vollständige "Umwandlungsprofile" aufzustellen.

Aus 69 Fundstellen (s. Abb. 5) wurden etwa 250 Proben entnommen, wovon 180 im Dünnschliff mikroskopisch untersucht und 143 chemisch analysiert wurden.

### Lagerstätten

"Birkenfelder Feldspat". Die Rhyolithe von Nohfelden sind auch dadurch bekannt, dass sie an mehreren Stellen abgebaut werden (Tagebau). Das gewonnene Material ist unter dem Namen "Feldspat" bzw. "Birkenfelder Feldspat" oder auch "Saarspat" bekannt und findet in der keramischen Industrie Verwendung.

<sup>\*</sup>) In einigen topographischen Karten auch Leißberg

Die Verwendbarkeit des Gesteins hängt mit seiner postmagmatischen Umwandlung zusammen: Serizitisierung und Kaolinitisierung der Feldspäte, Abfuhr des Eisens. Das abbauwürdige, gebleichte Rohmaterial eignet sich sehr gut in der Steinzeug-, Porzellan- und Glasindustrie. So hat z.B. die bekannte Firma Villeroy & Boch grossen Anteil daran.

Die bekanntesten Gruben sind (s. dazu Abb. 5):

Grube Kapp, hier Aufschluss 17

Grube Eichenstangen, Aufschluss 18

Grube Haumbach, Aufschluss 19

Grube Güdesweiler, Aufschluss 14.

Die ersten drei Gruben liegen im Rhyolith B. Die Grube Güdesweiler und die unweit westlich davon liegenden, hauptsächlich für Schottermaterialgewinnung betriebenen grossen Steinbrüche (Aufschluss 16) befinden sich im Rhyolith C.

Über die Mineralogie der oben genannten Lagerstätten, die physikalisch-chemischen Eigenschaften und die Verwendbarkeit des abgebauten Rohmaterials berichten ausführlich ZWETSCH & JUNG (1956), JUNG (1961), KROLL & BORCHERT (1969), ZWETSCH (1970).

#### Uranvorkommen von Ellweiler

Etwa 500 m NNE Ellweiler, am Bühlskopf (hier Aufschluss 41), treten hydrothermale Uranvererzungen auf (Mineralphasen: Kasolit, Uranospinit, Uranophan, Zeunerit u.a.), die hauptsächlich in den Feinklüften des stark zerbrochenen Rhyoliths angereichert sind. Sie wurden im Jahr 1956 in Abbau genommen. Der Betrieb musste kurze Zeit darauf wegen der geringen Rentabilität stillgelegt werden.

In der vorliegenden Arbeit sind bezüglich dieser Erzmineralisationen keinerlei Untersuchungen vorgenommen worden. Zur Mineralogie und Genese der Uranerze bei Ellweiler ist auf die Arbeiten von BÜLTEMANN (1965) und EMMERMANN (1969) hinzuweisen.

## 2.1.2. Petrographie

### 2.1.2.1. Rhyolith A: Zwischen Türkismühle und Gronig (ausgenommen Leistberg)

Als Einsprenglinge liegen vereinzelte, bis 1 mm, in einigen Proben bis 2 mm lange Biotit-Lamellen und fast immer Pseudomorphosen nach Amphibol vor, die in der Länge gewöhnlich 0,5 bis 1 mm, selten bis 2 mm gross sind. Diese Pseudomorphosen werden unten ausführlich erläutert.

Feldspäte als eigentliche Einsprenglinge kommen selten, Quarz so gut wie gar nicht vor.

Das Gestein wird überwiegend durch die dichte Verpackung von Quarz und Feldspäten ( $\varnothing$  0,2 - 0,5 mm) der "Grundmasse" geprägt. Das Erscheinungsbild wird meistens durch idiomorphe Leisten von Plagioklas (= Albit, s. Kap. 2.1.4.2. und Tab. 3) beherrscht, die mehr oder weniger ein Fließgefüge aufweisen. Sie können in einigen Stellen (Fundstellen: 9, 23, 49, 50) serial bis 1 mm gross sein. Quarz und Kalifeldspat sind miteinander innig verwachsen. Ihre Korngrenzen sind, insbesondere in den postmagmatisch stark beeinflussten Proben, recht undeutlich.

Zur Grundmasse zählen Blättchen und Aggregate aus spätmagmatischem Biotit. Diese werden in Kapitel 2.1.4.1. gesondert beschrieben.

Von den Akzessorien Apatit, Zirkon, Rutil wird ersterer näher erläutert, da er in zwei verschiedenen Ausbildungsformen auftritt:

- a. Die gewöhnlichen Apatite - wie sie auch in anderen Rhyolithen vorkommen - sind klar-durchsichtig und zeigen häufig idiomorphe, stengelige Form.
- b. In mehreren Proben koexistieren Apatite mit unregelmässigen Formen und Korrosionsschläuchen (Abb. 6). Sie haben einen schmalen, klaren, niedriger lichtbrechenden Rand (wahrscheinlich angeschmolzener Reaktionssaum), während sie im inneren Bereich durch feine Eisenoxid-Einschlüsse mehr oder weniger bräunlich pigmentiert sind. Bei diesen Apatiten handelt es sich mit ziemlicher Sicherheit um Relikte von Fremdmaterial, das dem Rhyolithmagma einverleibt wurde.



Abb. 6: Korrodierter Apatit (nähere Erläuterung s. Text),  
280x, o.N.

#### Morphologie und Stoffbestand der Pseudomorphosen.

Die oben zitierten Pseudomorphosen sind Bestandteil mehrerer Rhyolithvorkommen und bedürfen hier einmal einer ausführlichen Beschreibung.

Fast in allen untersuchten Proben des "Rhyoliths A" treten charakteristische Mineralaggregate auf, die von vornherein als Überreste mafischer Minerale interpretiert werden können. Diese heben sich häufig von ihrer Umgebung durch vieleckige, prismatische und langgestreckte Formen ab. Es lässt sich dabei feststellen, dass es sich um ehemalige Amphibole handelt, da deren typischen Querschnitte (Kopfschnitte) hier und da - ausgezeichnet idiomorph - anzutreffen sind.

Die Erscheinungsbilder dieser Pseudomorphosen (s. dazu Abb.7) sind gewöhnlich durch Fe(III)-Oxide geprägt. Diese sind meistens mit Serizitmineralen vergesellschaftet. Hierbei können Chlorit und in der Randpartie fein verfilzter Biotit auftreten (Abb. 7a, b). In einigen Fundstellen (z.B. 21, 23, 47) treten die opaken Körner zurück, und es dominieren am Rande Biotit und im inneren Bereich Serizit und/oder Kaolinit (Abb. 7c). In der Fundstelle 3 bestehen die Pseudomorphosen ausschliesslich aus Karbonat, in der Fundstelle 4 sind die Karbonate von einer stark opazitisierten Hülle umrandet (Abb. 7d).

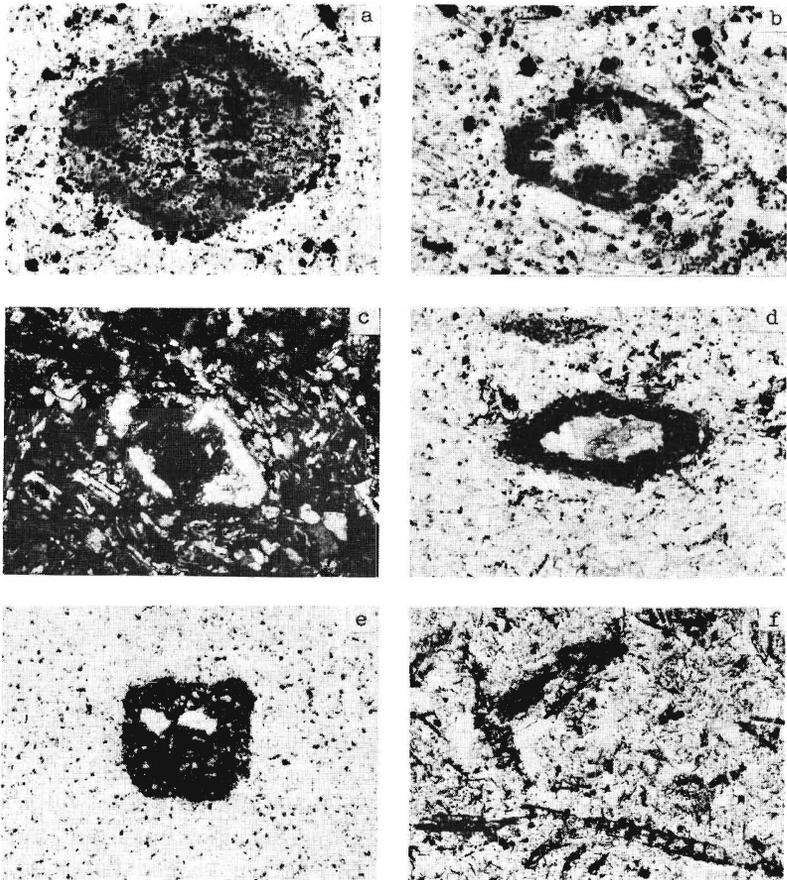


Abb. 7: Pseudomorphosen mafischer Minerale im Rhyolith A und ihre sekundären Mineralprodukte.

- a bis d: Pseudomorphosen nach Amphibol (Kopfschnitte); sie enthalten:  
a) randlich Biotit (dunkelgrau), im Inneren Serizit und Chlorit (hellgrau); Erzkörner (schwarz); 135x, o.N.  
b) randlich Biotit und Erzkörner, im Inneren (hell) Serizit und Quarz-Feldspat-Kriställchen der Gesteinsgrundmasse; 160x, o.N.  
c) randlich Biotit (hell) und im Inneren Kaolinit (dunkel); 100x, +N.  
d) randlich Fe(III)-Oxide und im Inneren Karbonat, 40x, o.N.  
e) Opazitisierte Pseudomorphose, wahrscheinlich nach Pyroxen; 35x, o.N.  
f) Stengelige Pseudomorphosen in der Gesteinsgrundmasse. Die querliegenden Teilbarkeitsrisse des primären, nicht näher bestimmbar Mineral, sind mit Fe-Oxiden durchsetzt (s. unten rechts); dazwischen liegt Serizit vor. Die sehr kleinen Leisten sind meistens völlig opazitisiert. 100x, o.N.

Die Pseudomorphosen sind scheinbar nicht ausschliesslich Produkte ehemaliger Amphibole. Es wurden nämlich hie und da opazitisierte Schnitte angetroffen, deren Formen den Kopfschnitten von Pyroxenen sehr ähnlich sind (Abb. 7e).

Häufig sind kleine, stengelige Pseudomorphosen bzw. Skelette ehemaliger mafischer Minerale (Amphibole?) auch als Bestandteil der Grundmasse nachzuweisen (Abb. 7f). Die Problematik bezüglich ihrer Erkennung, Interpretation und Auswertung wird in Kap. 2.1.2.1.2. gesondert diskutiert.

#### 2.1.2.1.1. Die kalifeldspatreiche Varietät des "Rhyolith A"

Dieser Rhyolith nimmt etwa die östliche Seite des Mom-Berges (untersuchte Fundstellen 27 - 31) ein. Der gleichen Varietät kann das Gestein eines nördlich davon liegenden Hügels namens Krulscheid zugeordnet werden (untersuchte Fundstellen 4 und 5).

Im Folgenden werden nur die bedeutendsten mineralogischen Unterschiede gegenüber dem oben beschriebenen Rhyolith erläutert. Die Gefügemerkmale sind im grossen und ganzen ähnlich.

Die wichtigste Abweichung dieses Rhyoliths besteht darin, dass Kalifeldspäte die Plagioklase quantitativ deutlich übertreffen. Die Quarzgehalte sind etwa gleich oder sie liegen sogar unter dem Durchschnitt des Rhyoliths A. Es scheint, dass in diesem Gestein ursprünglich ein ziemlich hoher Anteil an mafischen Mineralen vorhanden war. Auch kleine, stengelige Pseudomorphosen als Bestandteil der Grundmasse sind hier häufiger zu erkennen. Ihre Formen sind in einigen Proben (z.B. 29/579, 30/582) relativ gut erhalten geblieben.

Neben Amphibol scheint stellenweise im Mom-Berg noch eine andere mafische Mineralphase quantitativ eine wichtige Rolle gespielt zu haben. Die von ihr stammenden Pseudomorphosen werden im Folgenden knapp erläutert:

Ihr Erhaltungszustand ist zwar sehr schlecht, sie lassen sich jedoch von den Pseudomorphosen der Amphibole durch Form und Stoffbestand oft deutlich unterscheiden. Die Interpretation des primären Minerals stützt sich lediglich auf sorgfältige Vergleiche verschiedener Ausbildungsformen. Diese Pseudo-

morphosen zeigen in den meisten Fällen unregelmässige Formen, die durch einen Fe-Oxid-Rand geprägt sind (Abb. 8a). Wenn die Erzhülle geschlossen ist, besteht der Inhalt nur aus Serizit (manchmal nur aus Kaolinit). Verstärkte metasomatische Vorgänge (s. unten) haben jedoch die primären Mafite stark verdrängt, so dass die zuvor ausgeschiedenen Fe-Oxide weitgehend verlagert wurden.

In einigen Proben treten neben unregelmässig gestalteten Pseudomorphosen auch solche auf, die mehr oder weniger eckige und prismatische Formen aufweisen und Kopfschnitten von Pyroxen ähneln (Abb. 8b).

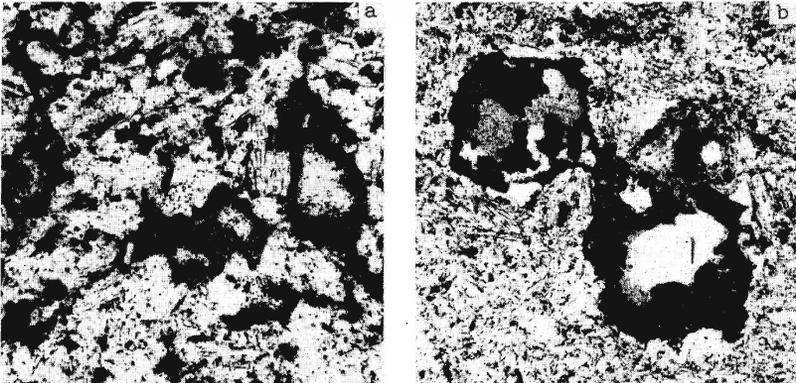


Abb. 8: Pseudomorphosen mit stark opazitisiertem Rand (schwarz); im Inneren enthalten sie Serizit (er ist beim Präparieren z.T. weggeschliffen; Bild rechts, weiss).

a. Primäres Mineral unbekannt. 105x, o.N.

b. Primäres Mineral vermutlich Pyroxen. 135x, o.N.

Es ist schliesslich zu bemerken, dass die Proportionen und die Verteilung von Amphibol und "Pyroxen" von Stelle zu Stelle variabel gewesen zu sein scheinen. Es kommt zuweilen vor, dass ein Teil eines Dünnschliffpräparates nur Pseudomorphosen nach "Pyroxen" und der restliche Bereich überwiegend ehemalige Amphibole führt.

### 2.1.2.1.2. Allgemeine Diskussion über die Pseudomorphosen mafischer Minerale.

Vergleichbare Pseudomorphosen nach Amphibolen und/oder Pyroxenen treten bei vielen permischen Rhyolithen Südwestdeutschlands auf. Die diesbezüglich gemachten Beobachtungen im Rhyolith A des Nohfeldener Massivs sind weitgehend repräsentativ, so dass bereits jetzt eine grundsätzliche Diskussion über die Bedeutung der Pseudomorphosen als Bestandteil der Rhyolithe und die Problematik ihrer Erkennung, Interpretation und ihrer quantitativen Auswertung geführt werden kann. Auf diese Diskussion wird in dieser Arbeit wiederholt hingewiesen.

Es ist erstaunlich, dass Pseudomorphosen mafischer Minerale in den permischen Rhyolithen des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes bisher kaum beschrieben wurden. Es liegt wohl daran, dass man eine grössere Zahl von Gesteinsproben sorgfältig mikroskopisch untersuchen muss bis man sehr gut erhaltene Pseudomorphosen mit charakteristischen Idiomorphien trifft, um dann den Charakter des primären Minerals mit ausreichender Sicherheit bestimmen zu können.

Von derartigen Vergleichsmöglichkeiten ausgehend, kann man dann leichter auch schlecht erhaltene Pseudomorphosen zunächst einmal als solche registrieren und weiterhin ihren primären Charakter interpretieren.

Die Mafite wurden nämlich zum grössten Teil durch die Quarz- und Feldspatminerale der Grundmasse - also bereits im liquid-magmatischen Stadium - mehr oder weniger metasomatisch verdrängt. Eine randliche Ausscheidung von Fe(III)-Oxiden konnte manchmal als eine Art Schutzpanzerung deren vollständige "Assimilierung" verhindern. Die primären Kristallformen sind dadurch oft gut erhalten geblieben.

Bei fortgeschrittener Umwandlung wurden jedoch die Fe-Oxide stark mobilisiert, so dass sie an Stelle der ehemaligen Mafite undefinierbare Ansammlungen bildeten, oder sie wurden in deren Umgebung verlagert und weiterhin in körniger Form im Gestein verteilt. Dieser Prozess setzte sich im postmagmatischen Stadium fort. Derartige Vorgänge der Amphibol-Zersetzung sind in der Abb. 9 erkennbar. Der Erhaltungszustand der

Pseudomorphosen kann also in einer und derselben Probe sehr unterschiedlich sein. Viele von ihnen sind bis zur völligen Unkenntlichkeit zerstört.

Die Fotos der Abb.9 dokumentieren ferner folgende Feststellung: Ein beträchtlicher Teil der im Gestein vorliegenden Fe(III)-Oxide sind Ausscheidungsprodukte von spät- und postmagmatisch stark zersetzten Amphibolen und Pyroxenen.

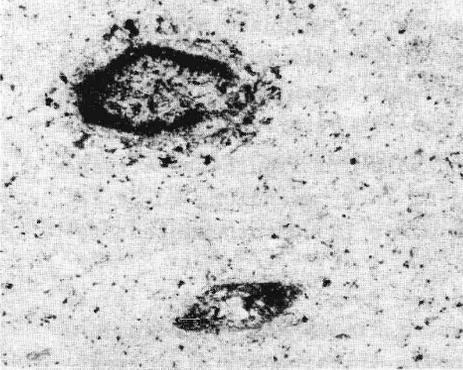
An einigen Stellen haben die Amphibole die liquid-magmatische Metasomatose scheinbar überstanden. Ihre Umwandlung zu Serizit, Kaolinit, Chlorit, Karbonat wurde im hydrothermalen Stadium vollzogen.

In der bisherigen Diskussion standen diejenigen pseudomorphosierten Amphibole und Pyroxene im Mittelpunkt, die eigentlich den Einsprenglingen des Gesteins zuzuordnen sind. Beim ersten Anblick scheinen diese in der Grundmasse unterrepräsentiert zu sein. Die mikroskopische Untersuchung mehrerer Rhyolithe hat aber gezeigt, dass ehemalige Amphibole und/oder Pyroxene der unteren Kornfraktion durch spät- und postmagmatische Umwandlungsprozesse besonders stark in Mitleidenschaft gezogen wurden. Oft sind ihre Kristallskelette dermassen stark opazitisiert, dass sie innerhalb der primären und sekundären Erzgemengteile nicht auszumachen sind. Auch stengelige Formen bieten keinen sicheren Hinweis darauf. Solche Formen können nämlich entstehen, wenn Fe-Oxide innerhalb oder zwischen den Plagioklasleisten eingelagert sind, sowie auch durch völlige Opazitisierung von feinen Biotitlamellen.

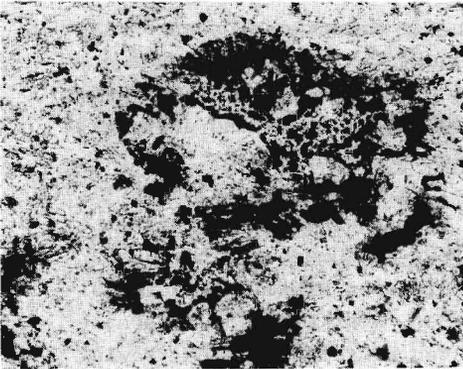
Die Unterscheidung von ehemaligen, kleinen mafischen Mineralen in der Grundmasse ist nur dann sicher, wenn die daraus stammenden Pseudomorphosen durch eine Fe-Oxid-Kruste gezeichnet sind und in ihrem Inneren sekundäre Phyllosilikate (meistens Serizit) auftreten (Abb. 7f). Hierbei werden oft die ehemaligen, mit sekundärem Erz ausgefüllten Spaltrisse erkennbar. Die Bestimmung des primären Minerals (Amphibol oder Pyroxen) ist allerdings immer sehr fraglich.

Aus der oben geführten Diskussion geht schliesslich hervor, dass die quantitative Auswertung der ehemaligen Mafit-Minera-

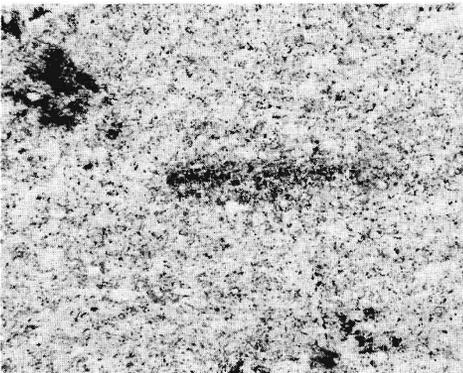
Abb. 9: Pseudomorphosen nach Amphibol mit unterschiedlichem Erhaltungszustand. (Alle Aufnahmen stammen aus dem gleichen Dünnschliff).



a:  
Die Form der ehemaligen Amphibole ist durch den opazitisierten Rand gut erhalten. Im Inneren der Pseudomorphosen liegt Chlorit vor. 35x, o.N.



b:  
Der ehemalige Amphibol ist durch Hineinwachsen von Quarz- und Feldspat-kriställchen der Grundmasse teilweise verdrängt. Seine Kopfschnitt-Idiomorphie ist aber noch erkennbar. Die ausgeschiedenen Fe-Oxide (schwarz) sind z.T. in der unmittelbaren Umgebung verlagert. 35x, o.N.



c:  
Ein länglicher Amphibol, der weitgehend "resorbiert" wurde. Die ausgeschiedenen Fe-Oxide wurden in körniger Form in der Gesteinsgrundmasse verteilt. Oben links: ebenfalls ein ehemaliger Amphibol, der bis zur Unkenntlichkeit zerstört wurde. 35x, o.N.

le sehr problematisch bzw. unmöglich ist, weil ein Teil davon durch sekundäre Umwandlungen derart in Mitleidenschaft gezogen ist, dass er nicht mehr erfassbar ist.

#### 2.1.2.2. Rhyolith B: zwischen Türkismühle und Ellweiler

Als eigentliche Einsprenglinge treten in einigen Proben vereinzelte, 0,5 bis 1,5 mm grosse Plagioklase und Biotite auf. Das Gefüge des weitaus grössten Teils des Gesteins (etwa 4/5 der untersuchten 36 Fundstellen) wird durch "Felderstrukturen" (MAUS, 1967) geprägt; diese sind am besten im nördlichen und nordwestlichen Bereich (Fundstellen: 20, 37-43, 57-61) ausgebildet.

Der Quarz umwuchert die Feldspäte der untersten Kornfraktion und ist über weite Bereiche gleich orientiert, so dass bei gekreuzten Nicols eine Felderteilung des Gesteins in Erscheinung tritt.

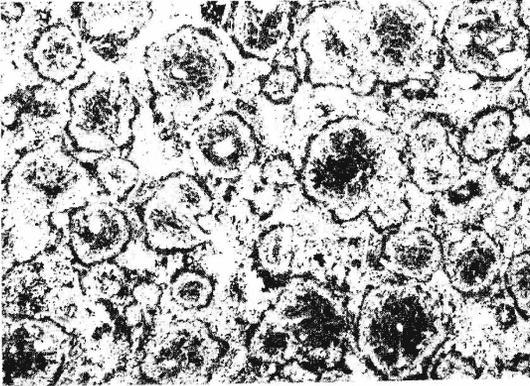
Die wichtigsten morphologischen Merkmale der Felderstrukturen sind in den Mikrofotos der Abb. 10 ersichtlich, sie werden in den dazugehörigen Erläuterungen kurz beschrieben. Die Quarz-Feldspat-Felder<sup>\*)</sup> haben im Schliff annähernd runde Formen. MÜLLER (1982, S. 75) bezeichnet diese kugeligen Aggregate als "Globulite", das Gefüge des Gesteins "globulitisch". Ihr Durchmesser beträgt gewöhnlich 0,1 bis 0,4 mm, in einigen Proben bis 0,6 mm. Sie können ziemlich dicht gepackt sein und sich berühren oder lose im Gestein verteilt sein; manchmal treten sie vereinzelt auf.

Die Mineralgemengteile zwischen den Globuliten sind in der Regel gröber. Quarz- und Kalifeldspatkörner sind dicht verwachsen und ihre Abgrenzung ist oft undeutlich. Die Plagioklase sind dagegen durch ihre Idiomorphie leicht zu unterscheiden. Ihre Leisten sind serial bis 0,3 mm, manchmal 0,6 mm gross. Diese Gefügemerkmale herrschen auch in den Proben vor, in denen Felderstrukturen fehlen oder primitiv ausgebildet sind.

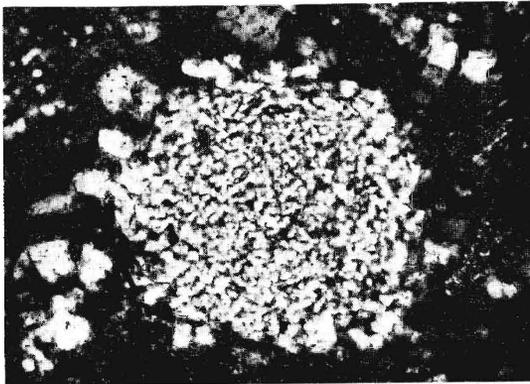
---

\*) Damit wird das Erscheinungsbild im Dünnschliff hervorgehoben. Als "Felder" werden zweidimensionale Querschnitte von - hier kugeligen - Quarz-Feldspat-Aggregaten bezeichnet.

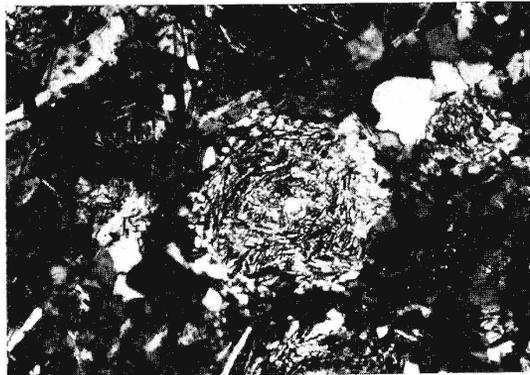
Abb. 10: Morphologie der "Globulite" im Rhyolith B.



a:  
Übersichtsaufnahme. Die "Globulite" sind peripher und im Kern mit Fe-Oxiden durchstäubt. Dadurch kommt ihre Form und Raumverteilung gut zum Ausdruck. 25x, o.N.



b:  
Nahaufnahme eines Globulits. Die im Quarz eingeschlossenen, feinen Feldspäte haben unregelmäßige, z.T. wurmartige Gestalt. Es entsteht dadurch das Erscheinungsbild einer "mikrographischen" Struktur. 135x, +N.



c:  
Die im Quarz eingeschlossenen Feldspäte liegen hier als Leisten vor, die der äusseren Gestalt des nach und nach anwachsenden Globulits entsprechend kreisförmig geordnet sind. 105x, +N.

Ein von JUNG (1960) beobachteter Pechstein-Nachschub in der untersten Sohle der "Grube Haumbach" (hier Aufschluss Nr.19) hat zwar ein völlig unterschiedliches Gefüge; er ist ausgezeichnet fließtexturiert. Die mitgeteilten 2 Hauptelementanalysen stimmen jedoch mit denen des Hauptgesteins ziemlich überein. Die etwas höheren  $\text{SiO}_2$ -Gehalte sind auf eine sekundäre Verkieselung zurückzuführen (JUNG, 1960).

Im Rhyolith B wurden Pseudomorphosen nach Amphibol nicht beobachtet. Es treten lediglich Aggregate und Anhäufungen von Fe(III)-Oxiden auf, ihre morphologischen Merkmale geben jedoch keine sicheren Hinweise, ob sie unmittelbare Umwandlungsprodukte ehemaliger mafischer Minerale sein könnten.

In einigen Fundstellen (12, 56, 67, 69) sind dennoch sehr kleine (unter 0,1 mm) serizitführende Pseudomorphosen ziemlich gut erhalten. Die Grenzlinien, zum Teil auch die Teilbarkeitsrisse des primären Minerals sind durch Fe-Oxide vorgezeichnet (Abb. 11a). Jene zeigen oft 8-eckige Abgrenzungen (die Ecken sind leider mehr oder weniger abgerundet), und man kann dabei (110)-Flächen bzw. idiomorphe Kopfschnitte von Pyroxenen ausmachen. Diese Feststellung wird auch dadurch erhärtet, dass als primäres Mineral vergleichbarer Pseudomorphosen in mehreren Rhyolithvorkommen (Schwarzwald, Odenwald), Pyroxen mit Sicherheit bestimmt wurde.

Noch problematischer sind einige Pseudomorphosen mit abgerundeter Form und unregelmässig verlaufenden Teilbarkeitsrissen des ehemaligen Minerals (Abb. 11b), das weder dem Pyroxen noch dem Amphibol zu entsprechen scheint. Bezogen auf andere Vorkommen des SNP-Gebietes (Schmelz, Düppenweiler), könnte hier mit Vorbehalt Granat vermutet werden. Im übrigen hat MÜLLER (1982, S. 75/80) Granatfunde gerade in diesem Rhyolith - ohne nähere Erläuterung - erwähnt.

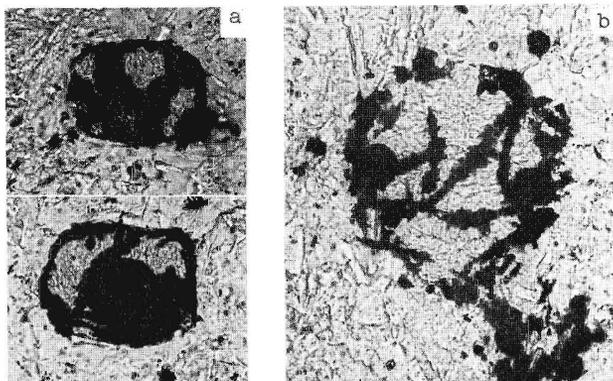


Abb. 11: Morphologie einiger Pseudomorphosen im Rhyolith B.  
(Erläuterung s. Text). Bei allen Aufnahmen: 260x, oN.

Die geologische Abgrenzung, die Gefügemerkmale und die mineral-quantitativen Verhältnisse der stockähnlichen Intrusion zwischen Türkismühle und Ellweiler charakterisieren einen für sich einheitlichen Gesteinstyp innerhalb des Rhyolith-Massivs von Nohfelden.

Es lässt sich bereits durch die mikroskopische Untersuchung feststellen, dass der Rhyolith B gegenüber dem Rhyolith A einen saureren Charakter hat: er enthält mehr Quarz, weniger Plagioklas und Biotit und einen viel geringeren Anteil an pseudomorphosierten mafischen Mineralen.

### 2.1.2.3. Rhyolith C: Leistberg und Umgebung

Die Rhyolithe am Leistberg sind generell einsprenglingsarm. Sie bestehen hauptsächlich aus streng geregelten, feinen Feldspatleisten (Länge: unter 0,01 bis 0,3 mm). Diese werden meistens von Quarz umwuchert, der auf grösseren Bereichen gleich orientiert ist. Dadurch erscheinen u.d.M. pflasterartig ineinander verwachsene und in der Fließrichtung ausgestreckte "Felder", die durch submikroskopische Erzdurchstäubung mehr oder weniger trüb sind. Oft bestehen ganze Lagen und bis zu mehreren

Millimeter grosse Gesteinsbereiche nur aus Feldspat. Die Feldspatleisten, vor allem die der feinsten Fraktion sind dicht ineinander verwachsen und zeigen keine Grenzlinien.

Derartige felsitische Gefügemerkmale sind zum Teil auf Entglasungsvorgänge zurückzuführen. Diese Annahme stützt sich auf vergleichende Beobachtungen an entglasten Vitrophyrgesteinen anderer Gebiete.\*)

Das Gefüge der Rhyolithe wurde stellenweise postmagmatisch beeinflusst, wonach rekristallisierter, klar durchsichtiger Quarz unregelmässige, in der Fließrichtung ausgestreckte Formen eingenommen hat.

Die Gesteine vom Leistberg sind grösstenteils durch hohe Kalifeldspatgehalte gekennzeichnet. Diese treten jedoch stellenweise mehr oder weniger zurück zu Gunsten der Plagioklase (= Albite).

Unterschiedlich ist auch die Beteiligung von feinen, in der Fließrichtung streng geregelten Biotitlamellen.

Die Variationen im Gefüge (hier wurden allerdings nur die häufigsten Gefügemerkmale zusammenfassend beschrieben) und in der Mineralzusammensetzung (insbesondere im Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis) bestätigen die Auffassung von MÜLLER, 1975 (s. oben, S.19); sie kann anhand der hier durchgeführten Untersuchung wie folgt ergänzt werden:

- Der "Rhyolithkomplex" vom Leistberg ist petrographisch - folglich auch chemisch (s. unten) - ziemlich inhomogen.
- Die hier vorkommenden Rhyolithe sind also auf keine Weise aus einer einzigen Magmaförderung hervorgegangen. Es liegen offenkundlich mehrere Lavaströme vor. Im übrigen sind die Rhyolithe mit Tuffbrekzien und -aschen vergesellschaftet. Der Tuffcharakter des Gesteins kann oft erst unter dem Mikroskop erkannt werden. (Tuffgesteine sind in den Fundstellen 14: "Grube Güdesweiler"; 26: Steinbruch "Teufelskanzle" und Umgebung, 33 und 35 lokalisiert).

---

\*) Professor Jung stellte freundlicherweise Dünnschliffmaterial vitrophyrischer Gesteine aus der Türkei und dem Iran zur Verfügung.

- Die Rhyolithe selbst waren primär vitrophyrische Gesteine. Somit ist ursprünglich ein obsidianartiger Charakter des Gesteins, wie auch von MÜLLER angedeutet, anzunehmen.
- Der gegenwärtige Zustand der Rhyolithe wurde durch Entglasungsvorgänge und weiterhin durch hydrothermale Quarzrekristallisation herbeigeführt. Stellenweise wurden sie durch Kieselsäurezufuhr mehr oder weniger zusätzlich verkieselt.

### 2.1.3. Geochemie

Die chemische Untersuchung bestätigt und ergänzt die durch gefügekundliche und mineralogische Details weitgehend konkretisierte Auffassung, dass das Nohfeldener Massiv aus drei Rhyolithtypen besteht. Im Rhyolith A lässt sich ferner chemisch eindrucksvoll die Gesteinsvarietät vom Mom-Berg und Krulscheid unterscheiden, die durch sehr hohe Kaliumgehalte gekennzeichnet ist.

Die Verteilung der Konzentrationen einiger, gegen sekundäre postmagmatische Einflüsse weitgehend resistenter chemischer Komponenten:  $\text{SiO}_2^*$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Zr und Ti geben bildhaft die Unterteilung des Rhyolithkomplexes wieder (Abb. 12). Weitere signifikante Unterschiede ergeben sich durch die  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -, MgO- und  $\text{P}_2\text{O}_5$ -Gehalte.

Die Verwertung aller chemischen Analysen (Anhang: Tab. 27-30) führt zu folgenden Feststellungen bezüglich der restlichen Elemente:

Das Eisen liegt hauptsächlich in der aufoxydierten 3-wertigen Form vor. Die Analyse von 72 Stichproben aus allen Rhyolithvarietäten ergaben sehr niedrige FeO-Werte. Sie liegen, abgesehen von sehr wenigen Ausnahmen im Rhyolith A, unter 0,3 Gew.%. Das  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ist innerhalb der gleichen Rhyolithvarietät, oft sogar in einer und derselben Fundstelle, stark variabel. Dies ist hauptsächlich auf die postmagmatische Bleichung bzw.

\*) Einige hydrothermal verkieselte Proben des Rhyoliths C weisen überdurchschnittlich hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalte (über 76 Gew.%) auf. Diese werden bei der geochemischen Interpretation nicht berücksichtigt.

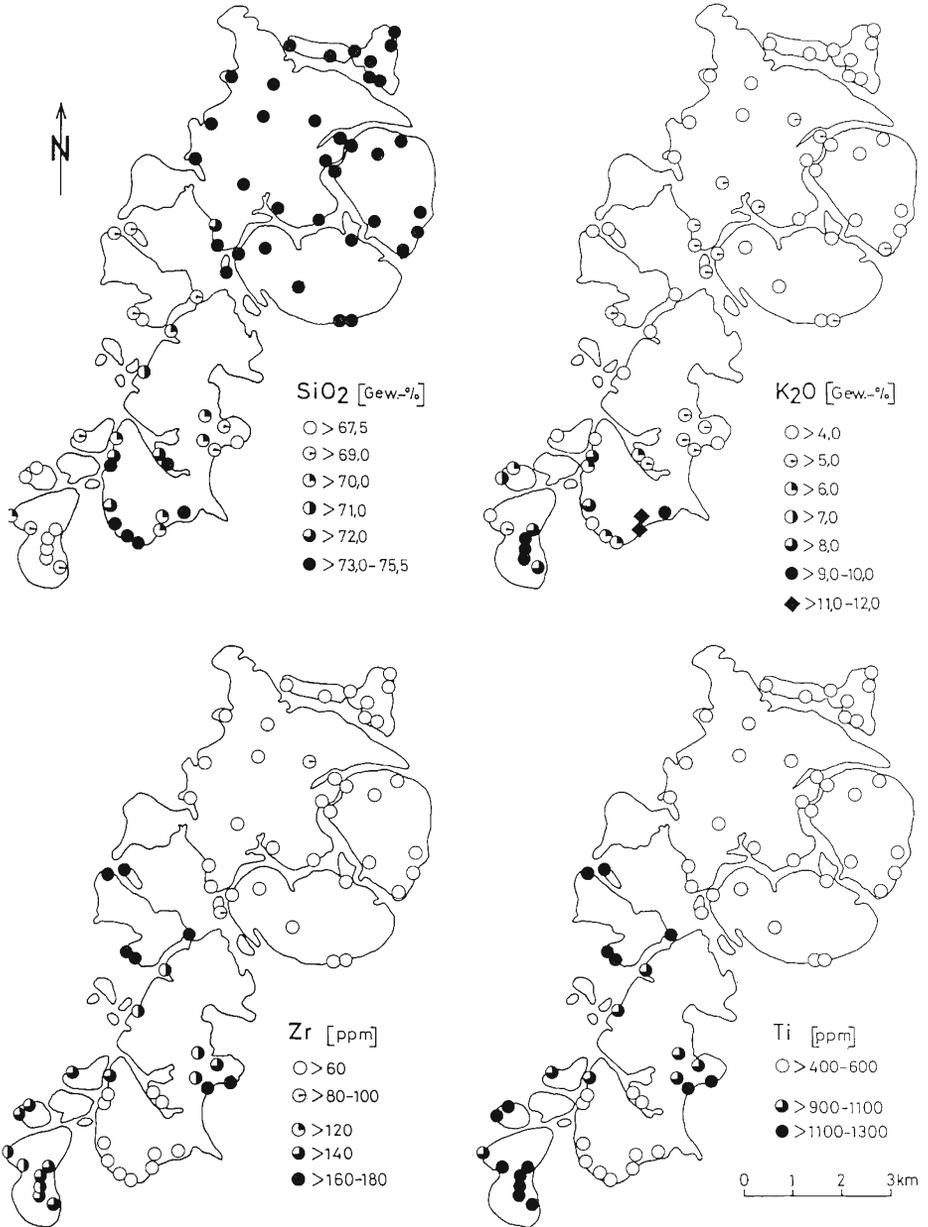


Abb. 12: Verteilung der Konzentrationen von SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Zr und Ti im Nohfeldener Rhyolithmassiv

Enteisenung des Gesteins einerseits und die Verlagerung und Absetzung der Fe(III)-Oxide in der unmittelbaren Umgebung andererseits, zurückzuführen (s. Kap. 2.1.4.3). Trotz der starken Schwankungen sind beim Rhyolith A die höchsten, beim Rhyolith C die niedrigsten Eisen- und Mangan-Gehalte zu verzeichnen.

Die Rb-Gehalte sind in allen drei Rhyolithtypen annähernd gleich.

Der basischere Rhyolith A zeigt im grossen und ganzen schwach erhöhte Ba-, La-, Ce- und Nd-Werte. Diese Elemente sind allerdings innerhalb des gleichen Gesteinstyps - oft sogar in derselben Fundstelle - ziemlich variabel. Grossen Schwankungen ist vor allem das Sr unterworfen.

Derartige Unregelmässigkeiten sind eher auf Gesteinsveränderungen im liquidmagmatischen Stadium zurückzuführen, da sie mit den postmagmatischen hydrothermalen Umwandlungen nicht in Beziehung gebracht werden können. Diese Elemente lassen sich jedenfalls nicht mit den normativen Corundwerten\*) korrelieren.

Es ist ferner mit Nachdruck hervorzuheben, dass die zuletzt genannten Spurenelemente keine signifikante Beziehung zu anderen chemischen Komponenten aufweisen. Selbst die üblichen Diadochiebeziehungen zwischen Kalium und Rubidium - oder auch Barium - sind hier nahezu ungültig. Das Diagramm der Abb. 13 demonstriert beispielsweise, wie das Rb bei einem  $K_2O$ -Intervall von über 7 Gew.% stagniert.

---

\*) Die Bedeutung der normativen Corundwerte als Mass der hydrothermalen Gesteinsumwandlungen wurde in Kap. 1.4 ausführlich diskutiert.

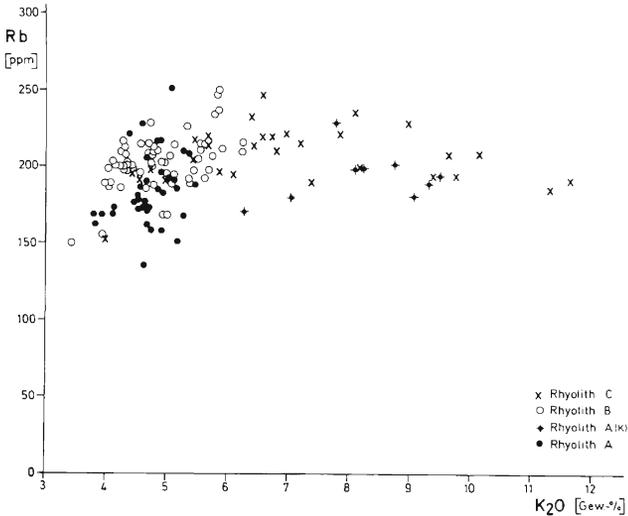


Abb. 13: Rb/K<sub>2</sub>O-Diagramm

Schliesslich sind die Elemente: Cr (< 20 ppm), Ni und V (< 10 ppm) in allen Rhyolithtypen quantitativ so gut wie unbedeutend.

#### 2.1.4. Spät- und postmagmatische Umwandlungen

##### 2.1.4.1. Spätmagmatische Biotite

Neben idiomorphen, geradlinig umgrenzten Biotit-Einsprenglingen treten Biotit-Aggregate auf, die aus verfilzten Blättchen bestehen. Die Biotitblättchen sind mit Quarz- und Feldspatkörnern der Gesteinsgrundmasse - häufig zusammen mit Fe(III)-Oxiden - verwachsen. Morphologisch und optisch sind sie ähnlich wie die Biotite, die in einigen Proben des Rhyoliths A die Amphibole randlich abgelöst haben.

Oft sind gleichorientierte Blättchen zu grösseren, unregelmässig abgrenzbaren bzw. zerlappten "einheitlichen Kristallen" zusammengeschweisst.

Die spät gebildeten Biotite unterscheiden sich von jenen der Einsprenglinge nicht nur strukturell, sondern auch optisch und chemisch. Sie weisen eine schwächere Farbe, niedrigere

Tab.2: Chemische Analysen an Biotiten im Rhyolith A

| Fs/Pr*                         | 28/578 |       | 47/628 |       | 24/572 |       |       | 23/569 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|
|                                | 1      | 2     | 3      | 4     | 5      | 6     | 7     |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 35,16  | 34,93 | 38,26  | 35,68 | 37,81  | 35,15 | 34,67 |        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,25  | 15,81 | 16,61  | 15,74 | 13,51  | 16,84 | 18,75 |        |
| TiO <sub>2</sub>               | 4,81   | 4,37  | 3,17   | 3,79  | 2,47   | 3,90  | 4,36  |        |
| FeO                            | 19,14  | 18,76 | 15,19  | 15,38 | 13,02  | 15,48 | 13,55 |        |
| MgO                            | 12,97  | 12,69 | 13,32  | 15,79 | 18,99  | 14,57 | 16,18 |        |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,86   | 0,70  | 0,54   | 0,78  | 0,75   | 0,79  | 0,76  |        |
| K <sub>2</sub> O               | 8,14   | 8,24  | 9,17   | 8,79  | 8,85   | 8,65  | 8,36  |        |
| Summe                          | 97,33  | 95,50 | 96,26  | 95,95 | 95,42  | 95,40 | 96,63 |        |
| Si                             | 5,24   | 5,30  | 5,63   | 5,31  | 5,59   | 5,26  | 5,07  |        |
| Al                             | 2,76   | 2,70  | 2,37   | 2,69  | 2,35   | 2,74  | 2,93  |        |
| Al                             | 0,09   | 0,13  | 0,51   | 0,08  | -      | 0,23  | 0,30  |        |
| Ti                             | 0,54   | 0,50  | 0,35   | 0,42  | 0,27   | 0,44  | 0,48  |        |
| Fe                             | 2,39   | 2,38  | 1,87   | 1,92  | 1,61   | 1,94  | 1,66  |        |
| Mg                             | 2,88   | 2,87  | 2,92   | 3,51  | 4,18   | 3,25  | 3,52  |        |
| Na                             | 0,25   | 0,21  | 0,15   | 0,23  | 0,22   | 0,23  | 0,20  |        |
| K                              | 1,55   | 1,60  | 1,72   | 1,67  | 1,67   | 1,66  | 1,56  |        |
| X                              | 8,00   | 8,00  | 8,00   | 8,00  | 7,94   | 8,00  | 8,00  |        |
| Y                              | 5,90   | 5,88  | 5,65   | 5,93  | 6,06   | 5,86  | 5,96  |        |
| Z                              | 1,80   | 1,81  | 1,87   | 1,90  | 1,89   | 1,89  | 1,76  |        |
| Fe %                           | 45,4   | 45,3  | 39,0   | 35,4  | 27,8   | 37,4  | 32,0  |        |
| Mg %                           | 54,6   | 54,7  | 61,0   | 64,6  | 72,2   | 62,6  | 68,0  |        |

\* FS/Pr. = Fundstelle/Probe

1 und 2: Biotit-Einsprenglinge

Spätmagmatische Biotite:

3. verfilzte Biotitblättchen am Rande einer Amphibolpseudomorphose (s. Abb. 7c). Der innere Bereich der Pseudomorphose besteht aus Kaolinit (SiO<sub>2</sub> = 41,47, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 38,74, TiO<sub>2</sub> = 0,00, FeO = 0,41, MgO = 0,35, Na<sub>2</sub>O = 0,05, K<sub>2</sub>O = 0,65).

4. Aggregat aus verfilzten Blättchen.

5. 6 u. 7: relativ grosse, "einheitliche" Kristalle (sie sind stellenweise mit Fe(III)-Oxiden durchsetzt).

Die Strukturformeln der Biotite werden in dieser Arbeit auf der Basis von 22 Sauerstoffen gerechnet, da keine H<sub>2</sub>O-Bestimmungen vorliegen.

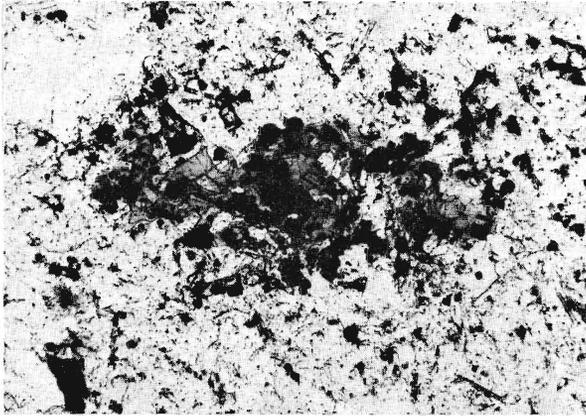


Abb. 14: Verfilzte Biotitblättchen mit Fe(III)-Oxiden (schwarz) im Rhyolith A. Sie sind mit Quarz- und Feldspatkriställchen der Gesteinsgrundmasse innig verwachsen. 110x, o.N.

Brechung und Doppelbrechung auf. Chemisch sind sie zwar untereinander variabel, aber sie sind gegenüber den Einsprenglingen durch ein deutlich höheres Mg:Fe-Verhältnis gekennzeichnet (Tab. 2).

Die spätmagmatischen Biotite sind im Rhyolith A häufiger als beim Rhyolith B anzutreffen. In den Gesteinen des Rhyoliths C vom Leistberg sind sie nicht auffällig.

#### 2.1.4.2. Chemismus der Feldspäte. Spätmagmatische Albitisierung der Plagioklase

Die Mikrosondenbestimmung der mit Quarz dicht verwachsenen Kalifeldspäte war ziemlich problematisch. Einige Körner wurden lediglich durch Flächen-Scans getestet. Dabei wurden gewisse Na-Mengen aufgezeichnet. (Kalifeldspäte mit 2,0 bis 3,5 Gew.% Na<sub>2</sub>O kommen in anderen Rhyolithen häufig vor: Bad Kreuznach, Veldenz, Kirchheimbolanden, Düppenweiler).

Grössere Sanidine aus dem kalifeldspatreichen Gestein des Momberts (Rhyolith A(K)) und des Leistbergs (Rhyolith C) sind dagegen nahezu Na-frei (Tab. 3).

Tab. 3: Feldspatanalysen aus den Rhyolithen des Nohfeldener Massivs. (Die Analysen innerhalb einer Probe sind untereinander sehr ähnlich. Daher werden hier die Mittelwerte angegeben).

| P l a g i o k l a s e          |            |        |          | K a l i f e l d s p ä t e |          |
|--------------------------------|------------|--------|----------|---------------------------|----------|
|                                | Rhyolith A |        | Rhyol. B | Rhyol. A(K)               | Rhyol. C |
| FS/Pr*                         | 9/448      | 23/569 | 43/613   | 28/578                    | 34/594   |
| <sup>n</sup><br>Kristalle      | 16         | 3      | 8        | 5                         | 4        |
| SiO <sub>2</sub>               | 66,40      | 67,72  | 67,69    | 65,21                     | 66,11    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21,96      | 20,64  | 20,75    | 18,32                     | 18,45    |
| CaO                            | 0,07       | 0,04   | 0,11     | 0,00                      | 0,00     |
| Na <sub>2</sub> O              | 11,43      | 11,05  | 11,34    | 0,03                      | 0,02     |
| K <sub>2</sub> O               | 0,05       | 0,06   | 0,08     | 16,12                     | 15,46    |
|                                | 99,91      | 99,51  | 99,97    | 99,68                     | 100,04   |

Ionen auf 8 Sauerstoffe<sup>+</sup>

|    |      |      |      |      |      |
|----|------|------|------|------|------|
| Si | 2,91 | 2,96 | 2,96 | 3,01 | 3,03 |
| Al | 1,13 | 1,06 | 1,07 | 1,00 | 1,00 |
| Ca | -    | -    | 0,01 | -    | -    |
| Na | 0,97 | 0,94 | 0,96 | -    | -    |
| K  | -    | -    | -    | 0,95 | 0,90 |

\* FS/Pr = Fundstelle-Nr./Probe-Nr.

Plagioklase: Kristalle mit serialen Grössen. Es handelt sich um reine Albite

Kalifeldspäte: 28/578: Kristalle mit serialen Grössen.  
34/594: Einsprenglinge

+ = Die Strukturformeln der Feldspäte werden in dieser Arbeit immer auf der Basis von 8 Sauerstoffen gerechnet.

Die Plagioklase lassen sich in relativ frischen Gesteinsproben mit der Mikrosonde mühelos analysieren. Zahlreiche Messungen an Präparaten aus drei verschiedenen Fundstellen im Rhyolith A und B ergaben immer wieder reinen Albit-Chemismus (Tab. 3).

Dieses Ergebnis geht konform mit der mikroskopischen Beobachtung. Die Lichtbrechung der Plagioklase liegt generell unter der des Kanadabalsams. Der Albit-Charakter des gesamten Plagioklas-Anteils kann auch aus den immer äusserst niedrigen CaO-Werten der Gesteinsanalysen festgestellt werden.

Nach den mineral- und gesteinschemischen Kriterien und dem Vergleich mit anderen analogen Rhyolithen ist die Genese der Albite wie folgt zu skizzieren:

- Die Albite sind aus An-reicheren Plagioklasen sekundär entstanden (KARL, 1954; DONNELLY, 1963; RAASE, 1971). In anderen Rhyolithvorkommen des SNP-Gebietes (Kreuznacher Massiv, Donnersberg, Veldenz) lässt sich eine Umwandlung vom Oligoklas (An 19 - 25 Mol.%) zum reinen Albit nachweisen. KARL stellte eine massive Albitisierung der Andesine und Oligoklase durch Na-Metasomatose in den analogen permischen "Quarzporphyren" von Bozen fest.
- Die Albitisierung setzte bereits im spätliquidmagmatischen Stadium (DONNELLY, 1963) ein. Sie war im Nohfeldener Massiv offensichtlich spätestens im pneumatolytischen Stadium und vor Eintritt der hydrothermalen Serizitisierung abgeschlossen, wobei eine rege Ca-Abfuhr stattgefunden hat.
- Es folgte eine unterschiedlich starke Serizitisierung (+ Kaolinitisierung) der zuvor vollständig konsolidierten Albite, wodurch nur entsprechende Na-Verluste zu verzeichnen sind (s. unten). Das Calcium blieb dabei quantitativ bedeutungslos. Eine hydrothermale Karbonatisierung hat im Nohfeldener Massiv ebenfalls keine nennenswerte Rolle gespielt.

### 2.1.4.3. Postmagmatische hydrothermale Alterationen

Die Gesteine des Nohfeldener Massivs - wie alle anderen untersuchten Rhyolithe - sind durch mannigfaltige pneumatolytisch-hydrothermale Alterationen gekennzeichnet.

1. Die bedeutendste Rolle spielten in allen Rhyolithen die Alterationen der Feldspäte, weil sie zu gravierenden chemischen Veränderungen der Gesteine führten (s. unten). In diesem Zusammenhang sind folgende Feststellungen zu machen:
  - Die in einem früheren Stadium vollständig albitisierten Plagioklase (s. oben) sind von der Autohydrometamorphose stärker betroffen als die Kalifeldspäte.
  - Als Umwandlungsprodukte liegen Serizit und Kaolinit vor, wobei ersterer quantitativ deutlich dominant ist.
2. Die hydrothermalen Minerale: Fe(III)-Oxide, Serizit, Kaolinit, Chlorit, Karbonat der Pseudomorphosen ehemaliger Amphibole und Pyroxene, wurden bereits in Kapitel 2.1.2.1. bis 2.1.2.1.2. ausführlich erläutert.
3. In der Grundmasse der Rhyolithe A und B liegen häufig Aggregate aus pflasterartig verbundenen Quarzkristallen. Sie sind manchmal mit Serizit- und Kaolinitmineralen vergesellschaftet. Es handelt sich wahrscheinlich um hydrothermal rekristallisierten Quarz, der zum Teil aus der Umwandlung der Feldspäte freigesetzt wurde. Der chemischen Untersuchung nach zu urteilen, ist diese Quarzbildung nicht mit einer SiO<sub>2</sub>-Zufuhr verbunden. Die primären Kieselsäure-Gehalte der Gesteine sind dann also im grossen und ganzen erhalten geblieben.

Sekundäre Verkieselungen durch SiO<sub>2</sub>-Zufuhr sind jedoch im Rhyolith C sowohl mikroskopisch als auch chemisch häufig festzustellen.
4. Im postmagmatischen Stadium hat schliesslich eine starke Mobilität und Verlagerung des Eisens stattgefunden. Dieses stammt teilweise aus der Zersetzung von Amphibol, Pyroxen (s. oben, Kap. 2.1.2.1.2.), Biotit und Gesteinserz. Durch Einwirkung der Hydrothermen wurde das Eisen weiterhin aufoxidiert und aus dem Gestein weggeführt. Die Rhyolithe

sind daher sehr häufig stark enteisent und gebleicht. Ein Teil des herausgelösten Eisens hat an anderen Stellen als Oxid, Hydroxid und Oxyhydroxid (Hämatit, Goethit usw.) das Gestein pigmentiert oder auch stark imprägniert. Bleichungen und Eisenimprägnationen des Rhyoliths können oft im kleinen Aufschlussbereich nebeneinander vorliegen. Dies ist z.B. im Aufschluss 41 (Stbr. des Uranvorkommens bei Ellweiler) beispielhaft repräsentiert. Die  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte wechseln sich hier im Meterbereich von 0,3 bis 4,5 Gew.% wiederholt ab.

#### 2.1.4.4. Die chemischen Gesteinsveränderungen als Folge der Feldspatumwandlungen

Wie bereits in Kapitel 2.1.4.3. beschrieben worden ist, wurden im Rhyolith A und B postmagmatisch hydrothermal die Plagioklase (= Albite) weitaus stärker als die Kalifeldspäte betroffen. Dies führte zu starken Natriumverlusten. Deshalb ist zwischen  $\text{Na}_2\text{O}$  und normativem Corund eine sehr gute negative Korrelation zu verzeichnen (Abb. 15a).

Dagegen sind die  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte durch alle hydrothermalen Umwandlungen hindurch ziemlich konstant geblieben (Abb. 15b). Das resistente Kalium ist also durch Serizitbildung im System verblieben.

Übereinstimmend mit der mikroskopischen Untersuchung ist die Schlussfolgerung zu ziehen, dass die Serizite quantitativ die Kaolinitminerale weitaus übertreffen. Eine starke Kaolinitbildung würde nämlich die Kaliumgehalte entsprechend beeinträchtigen. Diese Feststellung gilt auch für die Proben aus den für die keramische Industrie betriebenen Abbaustellen (S. 20), wo das Vorkommen von Kaolinitmineralen bisher überbewertet wurde (ZWETSCH & JUNG, 1956; KROLL & BORCHERT, 1969).

Die Umwandlungserscheinungen der Rhyolithe (und Tuffe) des Leistberges (= Rhyolith C) sind chemisch schwierig einzuordnen, und zwar aus folgenden Gründen:

- a. Das Verhältnis Kalifeldspat/Plagioklas, d.h. bereits die "primären" Kalium- und Natrium-Gehalte, auf die man sich beziehen müsste, sind ziemlich variabel.

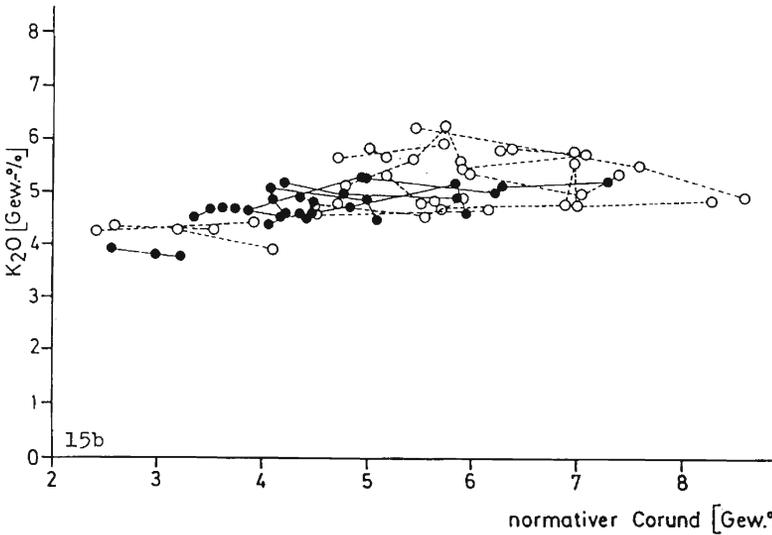
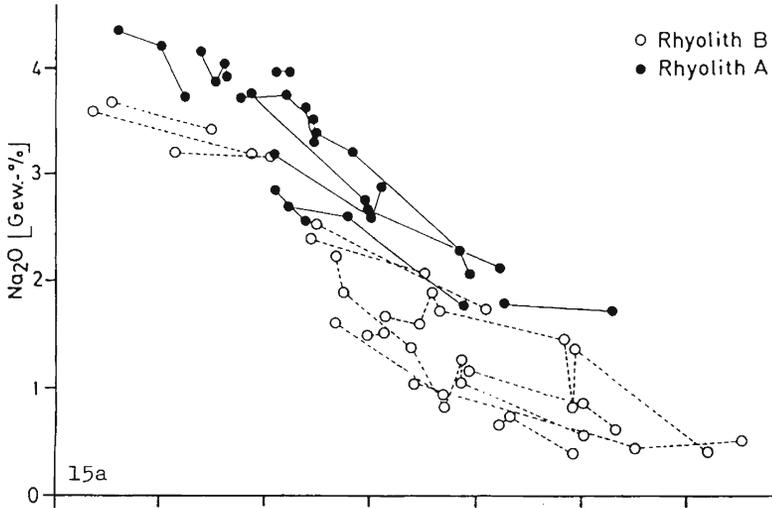


Abb. 15: Korrelation zwischen Alkalien und normativem Corund im Rhyolith A und B. Nähere Erläuterung s. Text. (Die Linien verbinden die Projektionspunkte der aus derselben Fundstelle stammenden Proben).

b. Zusätzliche hydrothermale Verkieselungen wirken teilweise ungünstig auf die Anschaulichkeit der chemischen Zusammenhänge bezüglich der postmagmatischen Veränderungen der Alkalien.

Aus den chemischen Analysen (s. Anhang: Tab.30) lassen sich im grossen und ganzen folgende Rückschlüsse ziehen:

Die Feldspäte in einigen Stellen (14, 16a, 34) sind gegenüber denen der Rhyolithe A und B wenig umgewandelt. Die hiervon stammenden Proben weisen relativ niedrige normative Corundwerte (unter 3 Gew.%) auf.

In den kalifeldspatreichen Proben wurde offenkundig auch Kalium abgeführt. Bis über 4 Gew. % normativer Corund kann nicht allein aus dem Verlust des in diesen Proben ohnehin unterrepräsentierten Natriums hervorgegangen sein.

#### 2.1.4.5. Korrektur der Hauptelementanalysen und der CIPW-Norm

Die im Nohfeldener Massiv vertretenen Gesteinsvarietäten und die Auswirkung der spät- und postmagmatischen Metamorphosen auf ihren Chemismus sind weitgehend repräsentativ auch für die anderen Rhyolithe, so dass eine erweiterte Korrektur der Hauptelementanalyse und der CIPW-Mineralnorm bereits jetzt erläutert werden kann.

Diese basiert grundsätzlich auf den in Kapitel 1.4. diskutierten Überlegungen. Zusätzlich zu der hydrothermalen Alteration der Feldspäte wird dabei auch noch die spätmagmatische Albitisierung der Plagioklase einbezogen.

Generell wird wie folgt verfahren:

- Das gesamte  $Al_2O_3$  wird zu Feldspäten umgerechnet.
- Zur Berechnung des normativen ab und an wird ein Plagioklas mit  $an = 22 \text{ Mol. } \% (= 23 \text{ Gew. } \%)$  zugrunde gelegt:  $Na_{0,78}Ca_{0,22}Al_{1,22}Si_{2,78}O_8$ . Dies entspricht einer mittleren Zusammensetzung von analysierten Oligoklasen, die in einigen Rhyolithvorkommen: Veldenz, Donnersberg, Kreuznacher Massiv die Albitisierung überstanden haben (s. Tab. 6, 11, 13).

Entscheidend für die Korrektur ist die Erkenntnis, ob durch die hydrothermale Umwandlung a) fast nur Natrium oder b) überwiegend Kalium abgeführt wurde.

#### Korrektur A.

Es hat sich wiederholt gezeigt, dass bei  $K_2O$ - $Na_2O$ -intermediären Rhyolithen (dazu gehören auch die Nohfeldener Rhyolithe A und B) durch die hydrothermale Umwandlung der Feldspäte Natrium aus dem Gestein abgeführt wurde, während das Kalium erhalten blieb (s. dazu die Korrelation zwischen normativem Corund und Alkalien, Abb.15, 44, 65). Nur bei extrem stark umgewandelten Proben treten auch K-Verluste (z.B. Abb. 44c) auf. Diese Proben werden aber von der Korrektur ausgeschlossen (s. unten).

- a. Nach dem  $K_2O$ -Wert der Originalanalyse wird zunächst, wie üblich normativer or berechnet.
- b. Das verbliebene  $Al_2O_3$  wird zu ab und an auf der Basis der oben angegebenen Plagioklas-Zusammensetzung umgerechnet.
- c. Abzüglich der  $SiO_2$ -Mengen, die dem neu berechneten or, ab, an und dem vom  $MgO$  abgeleiteten en' zugeteilt werden, ergibt sich der korrigierte qz-Gehalt.
- d. Die restlichen Normminerale werden wie üblich ermittelt bzw. von der CIPW-Norm der Originalanalyse übernommen.
- e. Aus dem korrigierten ab und an können schliesslich  $Na_2O$  und  $CaO$  zurückgerechnet werden.  $K_2O$  bleibt gleich wie in der Original-Analyse.
- f. Die Summe in der korrigierten Analyse und in der CIPW-Norm beträgt abzüglich  $H_2O$  annähernd 100 Gew.%, d.h. die Wassergehalte, die in den phyllosilikatischen Umwandlungsmineralen gebunden sind, werden durch die Korrektur eliminiert (s. Kapitel 1.4., S.11 ).
- g. Als Beispiel wird die Korrektur von zwei Analysen in der Tab. 4 dargestellt.

#### Korrektur B.

Sie ist insbesondere für kalifeldspatreiche Rhyolithe vorgesehen. (Dazu gehören z.B. die Nohfeldener Rhyolithe A(K)\* und

\*) Rhyolith A(K) = Kalium-reiche Varietät des Rhyoliths A.

C). Es wird davon ausgegangen, dass die Plagioklase - auch wenn sie von der hydrothermalen Umwandlung stärker als die Kalifeldspäte betroffen wurden - in diesen Gesteinen weniger häufig sind als Kaliumfeldspäte. Folglich müssen die Na-Verluste begrenzt sein (s. auch S.45) und weit unter den absoluten Mengen des abgeführten Kaliums liegen. Eine verstärkte Kaolinitisierung hat bei einigen Rhyolithen (z.B. Weinheim, Gross-Umstadt) die K-Verluste zusätzlich begünstigt. In kalifeldspatreichen Vorkommen des SNP-Gebietes ist bei stark umgewandelten Proben eine Abnahme des  $K_2O$  bis auf 2 - 3 Gew.% durch den Vergleich der Analysen und der normativen Corundwerte nachzuweisen. Höhere K-Verluste sind in einigen Rhyolithen des Schwarzwaldes und Odenwaldes zu verzeichnen (s. Kap. 4.3.) und durch die negative Korrelation zwischen normativem Corund und  $K_2O$  (Abb.64) belegt.

- In diesem Fall wird das  $Al_2O_3$  nach dem Molekularzahlen-Verhältnis  $K_2O/Na_2O+CaO$ \*) anteilmässig zu or, ab und an umgerechnet. Zur Berechnung des ab und an wird nach wie vor die oben angegebene Plagioklas-Zusammensetzung zugrunde gelegt.
- Weiterhin gelten die in der "Korrektur A" erläuterten Punkte c bis g.

Diese Korrektur ist insofern kritisch zu betrachten, als die or-Gehalte und die daraus zurückgerechneten  $K_2O$ -Werte gegenüber denen des ab und des an bzw. des  $Na_2O$  und  $CaO$  mehr oder weniger begünstigt werden können. Die genaue Feststellung der Anteile des abgeführten K und Na ist in diesen Gesteinen sehr problematisch. Eine Aufteilung des  $Al_2O_3$  nach irgendeinem anderen Gesichtspunkt wäre willkürlich.

In allen Fällen sind die neu ermittelten qz-Gehalte ziemlich zuverlässig. Die Proportionen des or und ab+an haben keinen grossen Einfluss darauf, weil sie annähernd gleiche  $SiO_2$ -Gehalte an sich binden (Orthoklas enthält theoretisch 64,76 Gew.% und der zugrunde gelegte Plagioklas 62,86 Gew. %  $SiO_2$ ).

---

\*) Abzüglich des  $CaO$ , das in dem (überwiegend zugeführten) Karbonat gebunden ist (berechnet nach dem  $CO_2$ -Gehalt). Die Karbonat-Gehalte sind aber in den meisten Rhyolithen unbedeutend und spielen bei der Korrektur keine nennenswerte Rolle.

Tab. 4 : Beispiele zur Korrektur der chemischen Analysen und der CIFW-Norm (von jedem Gesteinstyp des Nohfeldener Rhyolithmassivs jeweils eine Probe mit mässig starker hydrothermal-maler Umwandlung: normativer Corund 4-5 %)

I: Analysen und CIFW-Norm original, II: korrigiert.

|                                | K o r r e k t u r A       |       |                            |        | K o r r e k t u r B           |        |                           |        |
|--------------------------------|---------------------------|-------|----------------------------|--------|-------------------------------|--------|---------------------------|--------|
|                                | Rhyolith A<br>(Pr.48/629) |       | Rhyolith B<br>(Pr.59/1015) |        | Rhy.A(K):Momb.<br>(Pr.31/583) |        | Rhyolith C<br>(Pr.36/597) |        |
|                                | I                         | II    | I                          | II     | I                             | II     | I                         | II     |
| SiO <sub>2</sub>               | 68,84                     | 68,84 | 74,62                      | 74,62  | 67,60                         | 67,60  | 72,79                     | 72,79  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,81                     | 15,81 | 14,31                      | 14,31  | 15,24                         | 15,24  | 14,18                     | 14,18  |
| CaO                            | 0,31                      | 2,13  | 0,40                       | 1,86   | 0,33                          | 0,59   | 0,24                      | 0,36   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,35                      | 4,17  | 2,54                       | 3,64   | 1,08                          | 1,17   | 0,59                      | 0,71   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,67                      | 4,67  | 4,57                       | 4,57   | 8,24                          | 11,31  | 8,18                      | 11,39  |
| H <sub>2</sub> O               | 2,48                      | -     | 2,89                       | -      | 3,15                          | -      | 2,71                      | -      |
| Rest <sup>1)</sup>             | 4,15                      | 4,13  | 1,44                       | 1,44   | 4,03                          | 4,03   | 1,53                      | 1,53   |
| Summe                          | 99,61                     | 99,75 | 100,77                     | 100,44 | 99,67                         | 99,94  | 100,22                    | 100,96 |
| qz                             | 30,20                     | 21,17 | 40,81                      | 31,24  | 28,17                         | 15,13  | 36,41                     | 22,96  |
| or                             | 27,60                     | 27,60 | 27,01                      | 27,01  | 48,70                         | 66,84  | 48,34                     | 67,42  |
| ab                             | 28,35                     | 35,35 | 21,49                      | 30,78  | 9,14                          | 9,86   | 4,99                      | 6,00   |
| an                             | 0,82                      | 10,59 | 1,85                       | 9,22   | 1,11                          | 2,95   | 0,93                      | 1,80   |
| c                              | 4,94                      | -     | 4,51                       | -      | 4,14                          | -      | 4,02                      | -      |
| H <sub>2</sub> O               | 2,48                      | -     | 2,89                       | -      | 3,15                          | -      | 2,71                      | -      |
| Rest <sup>2)</sup>             | 5,22                      | 5,22  | 2,22                       | 2,22   | 5,27                          | 5,27   | 2,81                      | 2,81   |
| Summe                          | 99,61                     | 99,93 | 100,78                     | 100,47 | 99,68                         | 100,05 | 100,21                    | 100,99 |

Rest 1) = Gesamteisen als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO + TiO<sub>2</sub> + P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> +(CO<sub>2</sub>)

Rest 2) = en" + he + ru + (cc)

Trotz aller Vorbehalte wird die mineralogisch-geochemische Interpretation der untersuchten Rhyolithe durch diese Korrekturversuche erheblich verbessert.

Die Originalanalysen und die daraus errechneten CIPW-Normminerale sind nämlich nur bedingt anwendbar. Wichtige chemische Komponenten, wie vor allem das Natrium und Kalzium in den  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$ -intermediären Rhyolithen sind dabei so gut wie unbrauchbar. Man geht von sehr falschen mineralquantitativen Aussagen aus, wenn man sich vorbehaltlos auf die CIPW-Norm der Originalanalyse stützt.

Die spät- und postmagmatischen Veränderungen des Gesteinschemismus und der daraus ermittelten or-, ab- und an-Gehalte führen rechnerisch auch zu stark abweichenden qz-Werten (s. dazu S.10 u. 11 und Abb. 3).

Dies wird in der Abb. 16 graphisch noch einmal deutlich gemacht. Es wird zunächst einmal die starke Variation der miteinander gekoppelten qz- und ab-Gehalte der Nohfeldener Rhyolithe A und B aufgezeichnet. Der gegenüber liegen die Projektionspunkte der korrigierten Werte - wie für diese homogenen Gesteine erwartet wird - ziemlich eng zusammen.

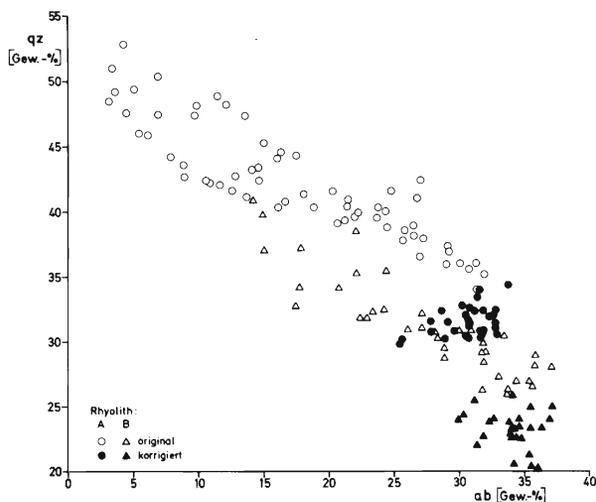


Abb. 16: Normative qz- und ab-Gehalte in den Nohfeldener Rhyolithen A und B (nähere Erläuterung s. Text)

Um die Fehlerquellen möglichst gering zu halten, wurden nach Möglichkeit übermäßig stark umgewandelte Proben bei der Berechnung nicht berücksichtigt (vor allem bei Vorkommen, die durch eine hohe Analysenzahl repräsentiert werden), weil starke chemische Veränderungen über die Erfassungsgrenzen der Korrektur hinausgehen können. So wurde beispielsweise mehr als 1/3 der 143 Analysen der Nohfeldener Rhyolithe, die über 5 % normativen Corund abgeben, von der Korrektur ausgespart. In allen Fällen wurden hydrothermal verkieselte Proben weggelassen.

#### 2.1.5. Zusammenfassung. Petrogenetische Hinweise.

Aus der Tab. 5 sind die wichtigsten chemischen Variationen zwischen den verschiedenen Rhyolithtypen zu entnehmen. Ergänzend dazu werden dabei sehr knapp die geologischen, gefügekundlichen und mineralogischen Unterschiede angegeben. Auf Grund dessen und der Verteilung der zahlreichen untersuchten Fundstellen ist die geologisch-regionale Verbreitung der verschiedenen Rhyolith-Typen ziemlich exakt erfasst worden. (Abb. 17).

Die bisher erzielten Ergebnisse dürfen jedoch nicht den Eindruck entstehen lassen, als seien die differenzierten Rhyolithvarietäten des Nohfeldener Massivs voneinander vollkommen unabhängige Gesteine. Trotz aller Unterschiede weisen sie mehrere mineralogisch-geochemische Gemeinsamkeiten auf. Einige Beziehungen, die letztlich die Rhyolithe petrogenetisch verbinden, sind durch einen kettenartigen Vergleich wie folgt zu skizzieren:

- Die Rhyolithe B und C sind chemisch eng verwandt. Letzterer ist überwiegend durch eine starke K-Anreicherung gekennzeichnet, die zu der des Gesteins vom Mombert und Kruhlscheid innerhalb des Rhyolithkomplexes A analog ist.
- Der Rhyolith B ist seinerseits mit dem Rhyolith A durch die intermediären  $K_2O-Na_2O$ -Gehalte gut vergleichbar. Der Chemismus ihrer Feldspäte ist gleich. Die Plagioklase wurden in der gleichen Art und Weise spät- und postmagmatisch umgewandelt. Beide Gesteinstypen waren sekundär den gleichen chemi-

Tab. 5: Zusammenfassung der wichtigsten Eigenschaften und Unterschiede der Gesteinstypen im Nohfeldener Rhyolithmassiv.

GEOLOGIE, GEFÜGE, MINERAL-UNTERSCHIEDE

RHYOLITH A:- Mehrere Intrusionen, deren effusive Teile ineinander verschmolzen sind

- Überwiegend Fliesstexturen der Plagioklasleisten
- Mineral-Unterschiede zum Rhyolith B und C: kleineres Quarz/Feldspat-Verhältnis; beträchtlicher Anteil an pseudomorphosierten Amphibolen und Pyroxenen; mehr Biotit und Akzessorien an Apatit, Zirkon und Ti-haltigen Mineralen (Rutil, "Fe-Oxide")

RHYOLITH A (K): kalifeldspatreiche Gesteinsvarietät im Mom-Berg und Krulscheid; sie unterscheidet sich nur durch ein hohes Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis.

RHYOLITH B:- Einheitliche und mineralogisch-chemisch sehr homogene Intrusion einer einzigen Eruption

- Überwiegend "globulitisches" Gefüge.

RHYOLITH C:- Mehrere Lavaströme (+ Tuff-Förderungen) in der Umgebung des Leistberges

- Oft extreme Fliesstexturen
- Er unterscheidet sich mineralogisch vom Rhyolith B hauptsächlich durch die hohen Kalifeldspat-Gehalte.

CHEMISCHE EIGENSCHAFTEN UND UNTERSCHIEDE

| n Analysen                         | <u>RHYOLITH A</u> |   | <u>RHYOLITH A(K)</u> |   | <u>RHYOLITH B</u> |   | <u>RHYOLITH C</u> |   |
|------------------------------------|-------------------|---|----------------------|---|-------------------|---|-------------------|---|
|                                    | Ø                 | S | Ø                    | S | Ø                 | S | Ø                 | S |
| SiO <sub>2</sub> Gew. %            | 70,01 (1,25)      |   | 68,22 (0,60)         |   | 73,99 (0,93)      |   | 73,76 (1,87)      |   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> " " | 15,35 (0,34)      |   | 15,65 (0,28)         |   | 14,19 (0,27)      |   | 13,75 (0,95)      |   |
| MgO " "                            | 0,83 (0,27)       |   | 0,70 (0,23)          |   | 0,48 (0,09)       |   | 0,35 (0,30)       |   |
| K <sub>2</sub> O " "               | 4,73 (0,41)       |   | 8,47 (0,84)          |   | 4,87 (0,64)       |   | 7,64 (2,21)       |   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> " "  | 0,08 (0,01)       |   | 0,08 (0,01)          |   | 0,03 (0,01)       |   | 0,04 (0,01)       |   |
| Ti ppm                             | 1081 (98)         |   | 1278 (93)            |   | 492 (45)          |   | 442 (35)          |   |
| Zr " "                             | 149 (18)          |   | 147 (5)              |   | 72 (10)           |   | 70 (15)           |   |
| Rb " "                             | 179 (30)          |   | 196 (71)             |   | 202 (17)          |   | 203 (26)          |   |
| Ba " "                             | 657 (122)         |   | 675 (71)             |   | 611 (66)          |   | 576 (135)         |   |
| La " "                             | 80 (19)           |   | 86 (23)              |   | 62 (18)           |   | 48 (16)           |   |
| Ce " "                             | 64 (14)           |   | 75 (21)              |   | 45 (21)           |   | 33 (13)           |   |
| Nd " "                             | 22 (8)            |   | 27 (6)               |   | 15 (9)            |   | 13 (8)            |   |

- Die Gesteine vom Mom-Berg und Krulscheid lassen sich vom gesamten Komplex des "Rhyoliths A" hauptsächlich durch die hohen K-Gehalte - gekoppelt mit niedrigen Na-Gehalten - differenzieren.
- Durch die ersten 7 chemischen Komponenten werden deutliche Unterschiede zu den SiO<sub>2</sub>-reichen Rhyolithen B und C ersichtlich.
- Die Homogenität des Rhyoliths B wird auch noch durch die geringsten Standardabweichungen der Durchschnittswerte ersichtlich.
- Der Rhyolithkomplex C des Leistberges ist dagegen chemisch ziemlich variabel (hohe Standardabweichungen). Die K<sub>2</sub>O-Gehalte variieren z.B. zwischen (4,5) - 5,5 - 10,0 - (12,0) Gew. %.
- Abgesehen von den hohen K-Gehalten sind die Gesteine des Leistberges mit dem Rhyolith B chemisch ziemlich verwandt.

Die fünf zuletzt aufgelisteten Spurenelemente zeigen geringfügige Unterschiede. Ba, La, Ce und Nd sind im basischeren Rhyolith A nur schwach erhöht. Das Rb ist in allen Gesteinstypen ziemlich konstant und zeigt (wie auch Ba) keine diadoche Beziehung zum Kalium.



schen Veränderungen unterworfen (z.B. hydrothermale Na-Verluste).

- Mehrere Spurenelemente sind in allen Rhyolithen annähernd gleich vertreten (Ba, Rb, Ce, La, Nd, Cr, Ni, V).
- Schliesslich darf die unmittelbare Angrenzung der Rhyolithe nicht unberücksichtigt bleiben. Es ist sicherlich kein Zufall, dass sie ein in sich geschlossenes Massiv bilden.

Folgende petrogenetischen Hinweise gehen unmittelbar aus den vorangegangenen Ausführungen hervor:

- Die Rhyolithe des Nohfeldener Massivs stammen "ursprünglich" aus gleichen oder sehr verwandten Magmen.
- Die dargelegten mineralogisch-chemischen Unterschiede der Gesteinstypen beruhen nicht auf einer klassischen Magmadifferentiation. Einer Annahme, dass etwa der  $\text{SiO}_2$ -reiche Rhyolith B ein Derivat des basischeren Rhyoliths A sein könnte, fehlt jede Grundlage. Im Gegenteil, sämtliche inkompatiblen Elemente bleiben entweder indifferent (Rb), oder sie zeigen sogar - entgegen den Regeln einer fraktionierten Kristallisation - vom Rhyolith A zum  $\text{SiO}_2$ -reichen Rhyolith B eine schwach abnehmende Tendenz (Ba, La, Ce, Nd); charakteristisch sind insbesondere dabei die sprunghaft sinkenden Zr-Gehalte.
- Der Chemismus der Teilmagmen wurde durch Einverleibung von quantitativ und qualitativ unterschiedlichem Material beeinflusst. Die im Rhyolith A beobachteten Xen-Apatite liefern dafür einen sicheren Beweis. Die Teilschmelze, aus der dieser Rhyolith entstanden ist, wurde durch eine höhere Beteiligung von relativ basischerem Material geprägt. Amphibole und Pyroxene wurden zu den wichtigsten Bestandteilen des bis zum Dacit entwickelten Gesteins. In einem Aufschluss (Nr. 3) wurden charakteristische Inhomogenitäten beobachtet. Die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte variieren hier im Meterbereich von 65,9 bis 70,7 Gew.%. Die basischeren Gesteinsteile enthalten auch relativ hohe FeO und MgO-Gehalte. Alle diese Merkmale erweisen sich bei der Untersuchung weiterer Gesteinsvorkommen in der vorliegenden Arbeit als kritische Merkmale für Hybridisierungsprozesse.

- Eine Antwort auf eine ursprünglich anatektische Magmabildung könnten einige fragwürdige Pseudomorphosen im Rhyolith B geben, falls sie - wie bereits angedeutet wurde (S. 31) - ehemalige Granate sind. In diesem Zusammenhang soll im Vorwege darauf hingewiesen werden, dass anatektische Granatrelikte in anderen Rhyolithen des SNP-Gebietes (Düppenweiler, Schmelz) reichlich vorkommen.
- Die komplexen magmatogenen Prozesse haben mannigfaltige Stoffverlagerungen ausgelöst. Die sprunghafte Verschiebung *n u r* im Alkalienverhältnis zu Gunsten des Kaliums einmal - im Momberg und Kruhscheid - bei den  $\text{SiO}_2$ -ärmeren Rhyolithen, zum anderen - im Leistberg - bei den  $\text{SiO}_2$ -reichen Gesteinstypen, entspricht einer wiederholten liquidmagmatischen Kaliummetasomatose.
- Alkalie- und Kieselsäuremetasomatosen führten weiterhin zu umfangreichen Mineralveränderungen im spätmagmatischen Stadium (Albitisierung der Oligoklase, Verdrängung der Amphibole und Pyroxene durch Quarz und Feldspat der Gesteinsgrundmasse usw.). Der Umwandlung dieser mafischen Minerale folgte die Bildung Mg-betonter Biotite.
- Die Umwandlungsprozesse setzten sich im pneumatolytischen und hydrothermalen Stadium fort. Sie haben - insbesondere durch die Serizitisierung (und Kaolinitisierung) der Feldspäte - den Gesteinschemismus zusätzlich stark beeinflusst.

Der Vergleich mit anderen Rhyolithen, wie etwa mit den unten aufgeführten Gesteinen des Kreuznacher Massivs, führt zu weiteren petrogenetischen Hinweisen.

## 2.2. Das Rhyolithmassiv von Bad Kreuznach

### 2.2.1. Einführung

Die Rhyolithe bei Bad Kreuznach bilden nach dem Nohfeldener das zweite grosse Massiv im Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet. Sie nehmen zusammen eine Fläche von etwa 25 km<sup>2</sup> ein. (Abb. 18).

Der NW-Teil des Massivs hebt sich morphologisch aus seiner Umgebung heraus. Er ist von der Nahe und der Alsenz zerteilt und in der Umgebung von Bad Münster am Stein tief eingeschnitten, so dass eindrucksvolle Felswände anstehen.

Der Rhyolith bildet mit den Nebengesteinen unregelmässige, zerlappte Grenzen und ist im südöstlichen Bereich teilweise von jungen Sedimenten (Tertiär und Quartär des Mainzer Beckens) bedeckt. Im Süden und Südwesten grenzt er überwiegend an Sedimente des Rotliegenden. In unmittelbarer Nachbarschaft treten hier auch intermediäre und basische Magmatite auf. (Deckenreste der Grenzlagergruppe, Lagergänge, Intrusionen).

Bezüglich der Einzelheiten zur Stratigraphie und Tektonik der umliegenden Sedimente sei auf die Arbeiten von LOHMEYER (1969) und LORENZ (1973) hingewiesen. LOHMEYER (1969) nimmt für das Rhyolithmassiv einen intrusiven Charakter an, während LORENZ (1973) diese Auffassung auf den nordwestlichen Teil beschränkt. Der Rhyolith soll hier während der Bildung der Grenzlagergruppe intrudiert sein. Die kleineren Vorkommen im Südosten sollen dagegen nach LORENZ Abtragungsreste und freigelegte Teile einer über 200 m mächtigen Effusion sein, die eine Fläche von über 50 km<sup>2</sup> (zwischen Volxheim, Wendelsheim, Kriegsfeld und Fürfeld) bedeckt haben soll.

Die ersten petrographischen Beschreibungen stammen von LASPEYRES (1867, 1872, 1883). Er stellte schon fest, dass in dem Rhyolithmassiv basische Gesteinsvarietäten vorkommen. Auch LOSSEN (1891) erkannte die Inhomogenität des Gesteins. REIS (1905, 1915, 1921), SCHUSTER (1913, 1921), HELLMERS (1930) und WAGNER (1926) veröffentlichten einzelne Analysen des Rhyoliths und seiner basischen Einschlüsse.

LOHMEYER (1969) untersuchte in seiner Dissertation den Rhyolith von Bad Kreuznach vorrangig tektonisch. Im petrogra-

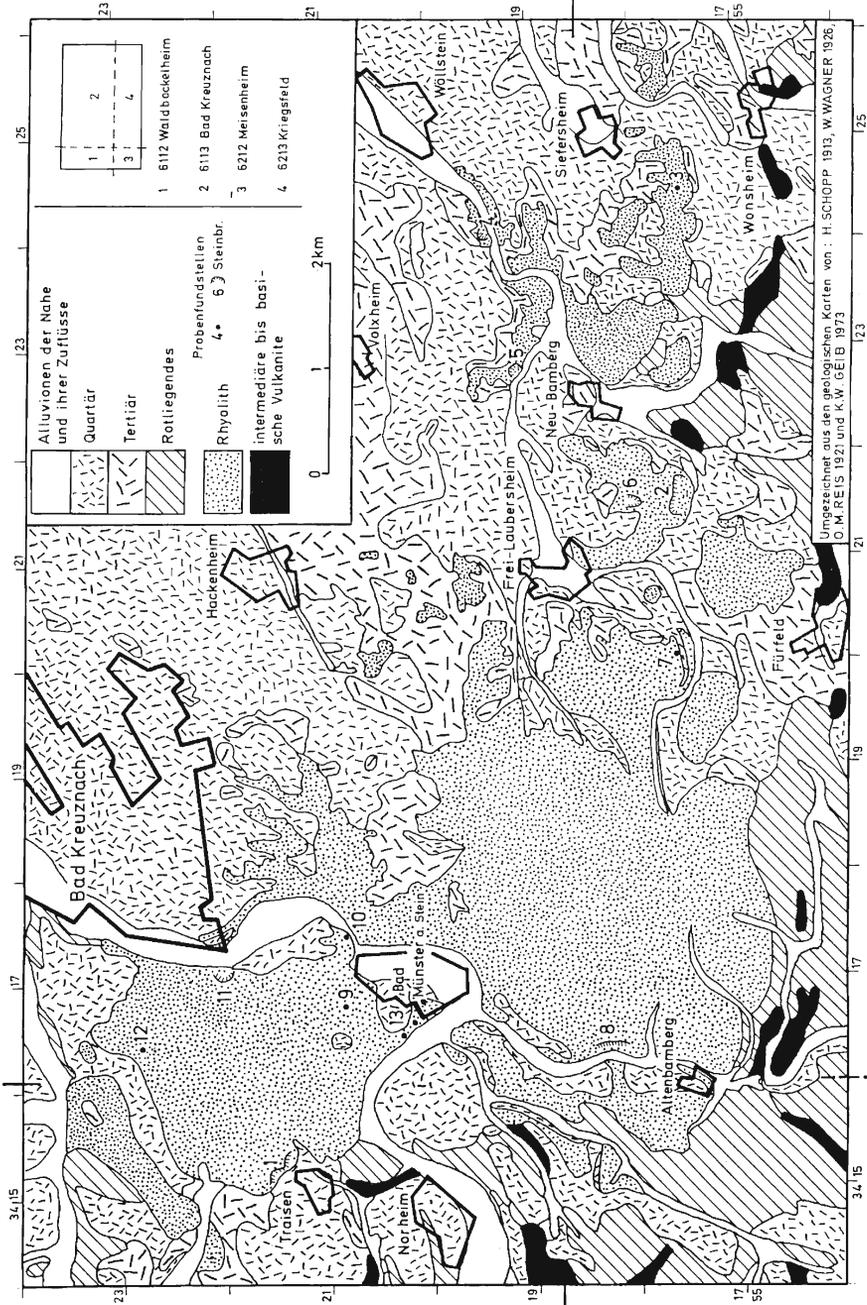


Abb. 18: Das Rhyolithmassiv von Bad Kreuznach

Umgezeichnet aus den geologischen Karten von: H. SCHÖPP 1913, W. WAGNER 1926, O. M. REIS 1927 und K. W. GEIB 1973

phischen Teil beschreibt er ausführlich die modale Zusammensetzung der "normalen Fazies" des Rhyoliths. Die basischen Gesteinsvarietäten finden bei ihm keine entsprechende Beachtung. Die petrochemische Interpretation - basierend auf 9 eigenen und 6 Literaturanalysen - ist daher wenig aussagekräftig und zum Teil unübersichtlich.

In der vorliegenden Arbeit werden die "basischen" Gesteinsvarietäten ebenso eingehend untersucht wie der Rhyolith der "Normalfazies". Dazu wurden einige Aufschlüsse (z.B. Steinbruch bei Traisen), in denen das Gestein stark variiert, besonders dicht beprobt, um das Spektrum der Inhomogenität petrographisch und chemisch möglichst optimal zu erfassen. Die mikroskopische Untersuchung wird durch 76 chemische Gesteins- und zahlreiche Mineralanalysen ergänzt.

## 2.2.2. Petrographie

### 2.2.2.1. Rhyolith, "Normalfazies"

Das Gefüge ist porphyrisch. Die Korngrösse in der Grundmasse liegt gewöhnlich bei 0,1 bis 0,3 mm. Der Anteil der Einsprenglinge beträgt nach LOHMEYER (1969) bis 30 Vol.%. Sie haben im Durchschnitt eine Grösse zwischen 0,5 und 2,5 mm. Oft sind jedoch die Feldspäte bis 5 mm gross.

Unter den Einsprenglingen sind meistens die Plagioklase quantitativ führend, und es folgen etwa gleichstark vertreten: Kalifeldspat, Quarz und Biotit. Nach der vorliegenden Untersuchung gehören zu den Einsprenglingen auch Pseudomorphosen nach Amphibol und Pyroxen.

Im südöstlichen Bereich des Massivs stehen stellenweise (Fundstellen 2, 3 und 7) sehr kalifeldspatreiche Rhyolithe an. Dabei tritt der Plagioklasanteil sowohl in der Grundmasse als auch bei den Einsprenglingen stark zurück.

### Einsprenglinge

Plagioklas. In den meisten Fällen wiegen die Plagioklase unter den Einsprenglingen vor. Sie sind selten frisch. Zu ihren Zeretzungsprodukten gehören Serizit, Kaolinit und Karbonat.

LOHMEYER ermittelte durch U-Tisch-Messungen An-Gehalte zwischen 0 und 10 Mol.%, hauptsächlich um 5 Mol.%. Die mineralchemische Untersuchung (Tab. 6) bestätigte zum Teil dieses Ergebnis. In den meisten Fällen entsprechen also die Plagioklasse dem reinen Albit.

Die Analyse einiger frischer Plagioklasse ergibt jedoch einen An-Gehalt um 20 % (Tab.6, Anal. 1, 5, 6, 8, 9). Demnach ist anzunehmen, dass die Albite generell durch eine postmagmatische Veränderung von Oligoklasen entstanden sind. Der Prozess der Albitisierung wurde wahrscheinlich bereits im liquid-magmatischen Stadium ausgelöst. (Man vergleiche dazu die Albitisierung der Plagioklasse der Nohfeldener Rhyolithe, Kapitel 2.1.4.2.).

Kalifeldspat. Die idiomorphen bis hypidiomorphen Kalifeldspäte sind Sanidine. Die Achsenwinkel liegen unter  $30^\circ$ .

a. Am häufigsten treten die Na-führenden Sanidine auf mit der Zusammensetzung  $or_{64-72} ab_{27-34} an_{1-2}$  (Tab. 6). Sie weisen oft eine chemisch gleichzusetzte Anwachsungszone auf, die von dem inneren, meist mit Fe-Oxiden durchstäubten Kristallbereich scharf abgegrenzt ist (Abb. 19). Diese Sanidine sind mehr oder weniger korrodiert. Sie sind im grossen und ganzen postmagmatisch weniger beeinflusst als die Plagioklasse, jedoch teilweise von Spalt- und Teilbarkeitsrissen ausgehend durch Karbonat verdrängt.

b. In den kalifeldspatreichen Proben im südöstlichen Teil des Massivs (z.B. in der Fundstelle 2) treten auch Na- und Ca-freie Sanidine (Tab. 6, Anal. 17) auf, die genetisch älter sind als die unter a. beschriebenen Sanidine und sich von ihnen u.d.M. leicht unterscheiden lassen. Sie zeigen nämlich fleckige, "blättrige" und parkettähnliche Strukturen, so dass sie eine unregelmässige Auslöschung aufweisen.

Tab. 6: Chemische Analysen von Feldspäten

| <u>Plagioklasse</u>            |       |        |        |        |       |       |        |        |       |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|
| Anal.Nr.                       | 1     | 2      | 3      | 4      | 5     | 6*    | 7      | 8      | 9*    |
| FS/Pr.                         | 8/801 | 11/817 | 12/820 | 1/685  | 1/681 |       | 2/695  | 10/811 |       |
| Kristalle                      | 2     | 2      | 3      | 1      | 1     | 2*    | 2      | 2      | 1*    |
| SiO <sub>2</sub>               | 58,24 | 66,48  | 66,41  | 68,02  | 63,71 | 63,60 | 66,37  | 66,50  | 63,65 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 25,93 | 22,37  | 21,32  | 21,02  | 21,42 | 21,54 | 21,91  | 25,43  | 23,89 |
| CaO                            | 7,07  | 0,03   | 0,05   | 0,11   | 4,13  | 4,22  | 0,24   | 4,06   | 3,38  |
| Na <sub>2</sub> O              | 6,91  | 11,06  | 11,16  | 11,52  | 8,51  | 8,48  | 11,38  | 8,16   | 8,43  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,67  | 0,03   | 0,05   | 0,07   | 0,84  | 0,85  | 0,05   | 0,88   | 0,58  |
|                                | 98,82 | 99,97  | 98,99  | 100,74 | 98,61 | 98,69 | 99,95  | 100,03 | 99,93 |
| Si                             | 2,63  | 2,90   | 2,93   | 2,95   | 2,86  | 2,85  | 2,90   | 2,72   | 2,80  |
| Al                             | 1,38  | 1,15   | 1,11   | 1,07   | 1,13  | 1,14  | 1,13   | 1,33   | 1,24  |
| Ca                             | 0,24  | -      | -      | 0,01   | 0,20  | 0,20  | 0,01   | 0,19   | 0,16  |
| Na                             | 0,61  | 0,94   | 0,95   | 0,97   | 0,74  | 0,74  | 0,97   | 0,70   | 0,72  |
| K                              | 0,04  | -      | -      | -      | 0,05  | 0,05  | -      | 0,05   | 0,03  |
| Z                              | 4,01  | 4,05   | 4,04   | 4,02   | 3,99  | 3,99  | 4,03   | 4,05   | 4,04  |
| X                              | 0,99  | 0,94   | 0,95   | 0,98   | 0,99  | 0,99  | 0,98   | 0,94   | 0,91  |
| ab                             | 61,6  | 100,0  | 100,0  | 99,0   | 74,7  | 74,7  | 99,0   | 74,5   | 79,1  |
| an                             | 34,3  | -      | -      | 1,0    | 20,2  | 20,2  | 1,0    | 20,2   | 17,6  |
| or                             | 4,0   | -      | -      | -      | 5,1   | 5,1   | -      | 5,3    | 3,3   |
| <u>Kalifeldspäte</u>           |       |        |        |        |       |       |        |        |       |
| Anal.Nr.                       | 10    | 11*    | 12     | 13     | 14    | 15    | 16*    | 17     |       |
| FS/Pr.                         | 1/681 |        | 7/792  |        |       | 2/694 |        |        |       |
| n                              | 1     | 2*     | 2      |        | 2     |       | 2*     | 3      |       |
| Kristalle                      | 1     | 2*     | Kern   | Rand   | Kern  | Rand  | 2*     | 3      |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 65,57 | 66,14  | 65,30  | 65,08  | 65,26 | 64,97 | 65,54  | 64,32  |       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,05 | 19,20  | 19,93  | 20,33  | 20,15 | 20,33 | 20,49  | 19,42  |       |
| CaO                            | 0,16  | 0,15   | 0,29   | 0,38   | 0,35  | 0,36  | 0,32   | 0,00   |       |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,43  | 2,90   | 3,41   | 3,51   | 3,51  | 3,45  | 3,37   | 0,04   |       |
| K <sub>2</sub> O               | 11,09 | 11,64  | 10,75  | 10,11  | 10,46 | 10,19 | 10,97  | 16,00  |       |
|                                | 99,30 | 100,03 | 99,68  | 99,41  | 99,73 | 99,30 | 100,69 | 99,78  |       |
| Si                             | 2,99  | 3,00   | 2,96   | 2,95   | 2,96  | 2,95  | 2,95   | 2,97   |       |
| Al                             | 1,02  | 1,02   | 1,07   | 1,09   | 1,08  | 1,09  | 1,09   | 1,06   |       |
| Ca                             | 0,01  | 0,01   | 0,02   | 0,01   | 0,02  | 0,02  | 0,02   | -      |       |
| Na                             | 0,30  | 0,25   | 0,30   | 0,31   | 0,31  | 0,30  | 0,29   | -      |       |
| K                              | 0,65  | 0,67   | 0,62   | 0,58   | 0,60  | 0,59  | 0,63   | 0,94   |       |
| Z                              | 4,01  | 4,02   | 4,03   | 4,04   | 4,04  | 4,04  | 4,04   | 4,03   |       |
| X                              | 0,96  | 0,93   | 0,94   | 0,90   | 0,93  | 0,91  | 0,94   | 0,94   |       |
| or                             | 67,7  | 72,0   | 66,0   | 64,4   | 64,5  | 64,8  | 67,0   | 100,0  |       |
| ab                             | 31,3  | 26,9   | 31,9   | 34,4   | 33,3  | 33,0  | 30,9   | -      |       |
| an                             | 1,0   | 1,1    | 2,1    | 1,1    | 2,2   | 2,2   | 2,1    | -      |       |

Art der Gesteinsprobe: 8/801: Andesit, 11/817 u. 12/820: Dazit, Rest:Rhyolithe  
Es wurden überwiegend Einsprenglinge analysiert; \* = kleine Kristalle der Grundmasse.

Plagioklasse

1,5,6,8 u.9: "unveränderte" Plagioklasse, davon 6 u. 9: kleine Plagioklasleisten der Grundmasse, chemisch gleich zusammengesetzt. Ansonsten sind die Plagioklasse albitisiert.

Kalifeldspäte

10 u. 12 - 15: Na-haltige Sanidin-Einsprenglinge mit chemisch gleich zusammengesetzten Randzonen. 11 u. 16: Kalifeldspäte der Grundmasse; sie haben annähernd gleichen Chemismus wie die Einsprenglinge. 17: Na- und Ca-freie Sanidin-Einsprenglinge, die mit den Na-haltigen Sanidin-Phänokristallen zusammenauftreten (sie sind auch durch eigene charakteristische optische Eigenschaften gekennzeichnet, s. Text).

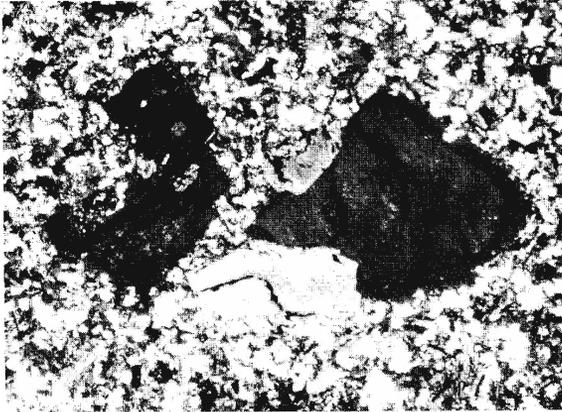


Abb. 19: Korrodierte Sanidin-Einsprenglinge mit scharf abgegrenzten Anwachszone. 95x, +N

Quarz. Die Quarzeinsprenglinge sind immer mehr oder weniger korrodiert.

Biotit. Die häufig korrodierten Biotite sind meist randlich und entlang von Spaltbarkeitsrissen opazitisiert. Auf spätmagmatische Biotitbildung wird unten ausführlich eingegangen.

Pseudomorphosen nach Amphibol und Pyroxen. Sie werden unten gesondert beschrieben.

#### Grundmasse

Die Grundmasse weist meistens ein mikrogranophyrisches Gefüge auf und besteht aus idiomorphen Plagioklasleisten, idiomorphen bis hypidiomorphen Kalifeldspäten und Quarz als Zwickelfüllung. Sie ist oft mit Fe(III)-Oxiden pigmentiert. Diese können zum Teil aus opazitisierten Biotiten und Pseudomorphosen unbestimmbarer mafischer Minerale (s. unten) herkommen. Die Grundmasse enthält ferner schwach pleochroitische Biotitblättchen, die im spät- und postmagmatischen Stadium gebildet zu sein scheinen (s. unten).

Die Zwickelquarze können bis auf 1 mm gleich orientiert gewachsen sein und schliessen mehrere Feldspatkristalle ein. Es entstehen dabei unregelmässig gefächerte Felderstrukturen. In einigen Proben sind die Feldspäte zu fein und die gleichmässig

orientierten Zwickelquarze, die diese umwuchern, bilden relativ kleine (0,1 - 0,3 mm), oft rundliche Felder. Diese Felderstrukturen sind mit jenen des Vorkommens von Nohfelden (Rhyolith B) zu vergleichen.

### 2.2.2.2. Intermediäre Gesteinsvarietäten

#### 2.2.2.2.1. Beobachtungen im Aufschluss

In Kapitel 2.2.1. wurde kurz auf die Inhomogenität des Rhyoliths von Bad Kreuznach verwiesen. Hier sollen die vom Rhyolith der "Normalfazies" abweichenden, relativ basischeren Gesteinsvarietäten makro- und mikroskopisch aufgeschlüsselt werden. Sie treten in der westlichen Hälfte des Massivs auf, insbesondere in den folgenden Aufschlüssen (s. dazu Abb. 18):

Nr. 1: Steinbruch bei Traisen

Nr. 8: aufgelassener Steinbruch, 1 km NNE Altenbamberg, unmittelbar östlich der Eisenbahnlinie

Nr.11: aufgelassener Steinbruch an der südwestlichen Einfahrt nach Bad Kreuznach, am Salinental

Nr.13: in der Nähe des Bahnhofs von Bad Münster am Stein.

In dem südöstlichen Bereich wurden - zumindest in den in dieser Untersuchung bearbeiteten Aufschlüssen (Nr. 2 bis 7) - keine intermediären Gesteinskomponenten beobachtet.

Die Beziehungen zwischen Rhyolith und intermediären Gesteinsvarietäten lassen sich sehr gut im Steinbruch von Traisen verfolgen. Das komplexe Gesteinsspektrum wurde hier ausgiebig beprobt. Neben der mikroskopischen Untersuchung wurden allein aus diesem Steinbruch 31 chemische Analysen angefertigt.

Auch am Aufschluss 8 lassen sich gute Beobachtungen machen. Hiervon stammen 12 chemische Analysen.

Die Erscheinungen im Steinbruch von Traisen vermitteln den Eindruck, dass es sich um eine komplexe "Mischung" von grau-grünen Gesteinen mit dem mengenmässig überwiegenden, hellen, rötlichen oder grauweißen Rhyolith handelt.

In den Bruchwänden sind als Zwischenstufen schwach graue Farbtöne weit verbreitet (Abb. 20). Die Gesteine mit diesen Farbtönen liegen chemisch im dacitischen Bereich (s. unten). Sie breiten sich flammenartig aus und gehen allgemein diffus in die hellen Farben des Rhyoliths über. Örtlich sind die verschiedenen Gesteinsfarben manchmal mehr oder weniger scharf gegeneinander abgegrenzt.

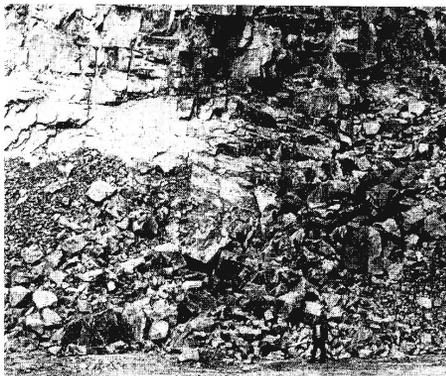


Abb. 20: "Dacitische" Gesteinsvarietät mit grauen Farbtönen und diffusem Übergang zum hellen Rhyolith (links). Steinbruch bei Traisen.

Bei einer näheren Betrachtung können ferner folgende strukturelle Beziehungen zwischen den verschiedenen Gesteinsvarietäten festgestellt werden (s. dazu die Fotos der Abb. 21): In dem Rhyolith liegen zahlreiche, einige Millimeter bis Dezimeter grosse, feinkörnige, dunkelgraue und graugüne Einschlüsse. Darunter befinden sich die basischeren Gesteinskomponenten. Sie sind als Überreste einverleibter Andesitkörper grösseren Ausmasses aufzufassen. Sie zeigen oft nach aussen hin Auflösungsmerkmale bzw. fliessende Übergänge (dacitische Zwischenstufen) zu den hellen Farben des grobkörnigeren Rhyoliths (Abb. 21a). Die dacitischen und rhyolithischen Bestandteile können unregelmässig verteilt sein und geflamme Texturen abgeben (Abb. 21b). Die unterschiedlichen Farbtöne bringen ferner schlierige, gestreifte und wellige Fließbewegungen zum Ausdruck (Abb. 21c, d). Alle diese Gefügemerkmale deuten also auf noch nicht vollständig homogenisierte "Mischungen" intermediärer und rhyolithischer Schmelzen hin.

Die mineralogisch-petrographische Beschreibung und Aufschlüsselung der mit dem Rhyolith vergesellschafteten intermediären Gesteinstypen wird durch den Chemismus der einzelnen Varietäten bestätigt (Tab. 31 im Anhang).

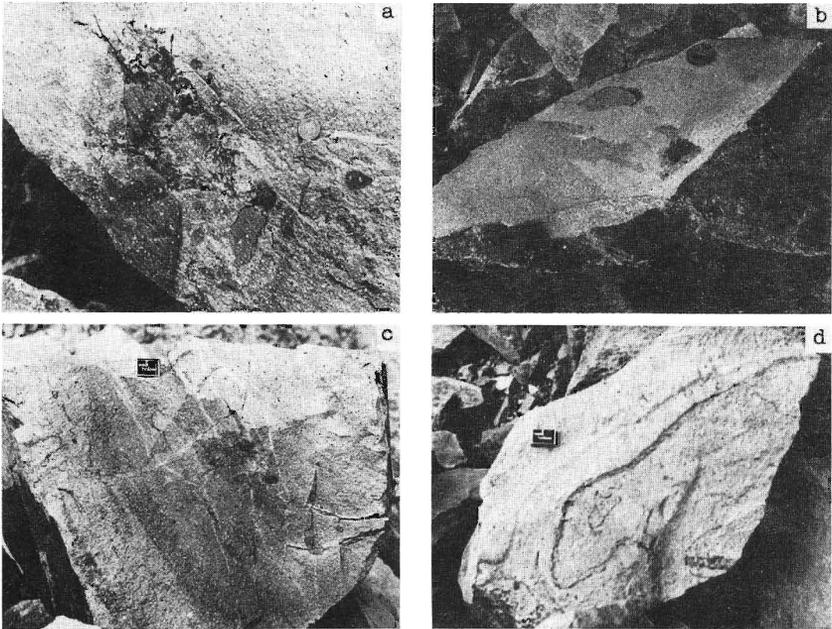


Abb. 21: Einige Erscheinungsformen der Gesteinsinhomogenitäten am Steinbruch bei Traisen (hier: abgebaute Gesteinsblöcke)

- a: Reste von assimiliertem intermediärem Gestein mit fliessendem Übergang zum hellen Rhyolith.
- b: Flammenartige Verteilung von Dacit, zum Teil mit diffusum Übergang zum helleren (saureren) Gestein.
- c: Streifige und schlierige Texturen des inhomogenen Gesteins.
- d: Wellige Fließbewegungstexturen von basischerem Gesteinsmaterial im hellen Rhyolith.

Nach der Gliederung der Vulkanite von PECCERILLO & TAYLOR (1976) gemäss des  $K_2O/SiO_2$ -Verhältnisses (Abb. 22) ergibt sich, dass die Basizität der untersuchten Proben über K-reiche Dacite bis zu basischen, K-reichen Andesiten hinreicht.

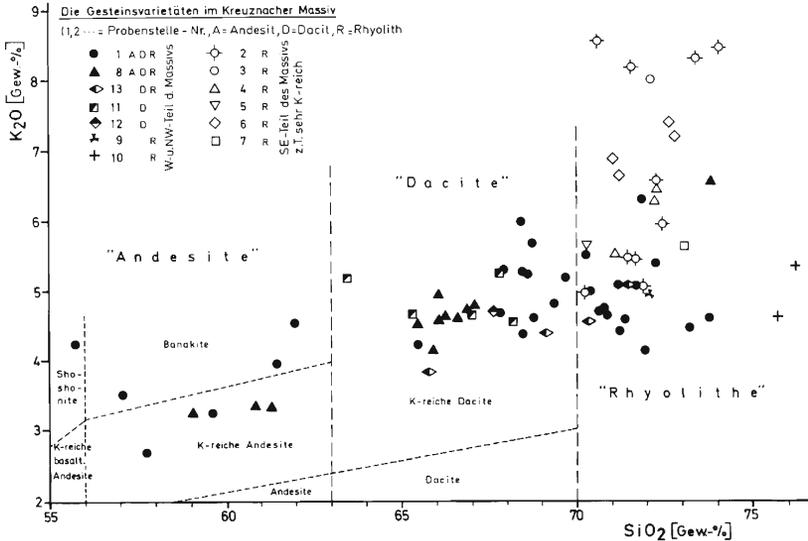


Abb. 22: Die Position der Gesteine des Kreuznacher Massivs (aufgeschlüsselt nach Fundstellen) in der Klassifikation von PECCERILLO & TAYLOR (1976) gemäss der  $K_2O/SiO_2$ -Verhältnisse

### 2.2.2.2.2. Andesite ( $SiO_2 = 56 - 63$ Gew.%)

Gesteine mit andesitischer Zusammensetzung sind in den Aufschlüssen 1 und 8 meistens als dunkel-graugrüne Einschlüsse im rhyolithischen (auch im dacitischen) Gestein zu finden (s. oben).

Trotz vieler Gemeinsamkeiten weisen die untersuchten Gesteinsproben untereinander gewisse Unterschiede im Gefüge und, in der Mineralzusammensetzung auf. In allen Fällen besitzen die andesitischen Proben ein porphyrisches Gefüge. Der Anteil und die Grösse der Einsprenglinge kann jedoch von Probe zu Probe variieren. Als Einsprenglinge liegen hauptsächlich Plagioklase vor, die weitgehend zu Albit, Serizit (+ Kaolinit) und Karbonat umgewandelt sind. Die Mikrosonden-

analyse umwandlungsfreier Plagioklasbereiche ergab einen Chemismus, der zwischen dem von Oligoklas und Andesin liegt (Tab. 6, Anl. 1).

Untergeordnet treten randlich opazitisierte Biotite auf. Kalifeldspat wurde als Einsprengling selten, Quarz so gut wie gar nicht beobachtet.

Es kommen lediglich Pseudomorphosen nach Amphibol (jedoch nicht so häufig wie bei den Rhyolithen und Daciten) und nach Pyroxen vor (s. unten).

Schliesslich liegt als Einsprengling Erz vor, das mit den Plagioklasen und mit den hier erwähnten Pseudomorphosen verwachsen ist und glomerophyrische Gruppierungen bildet.

Die andesitischen Gesteine unterscheiden sich vom Rhyolith insbesondere durch das Gefüge und die Zusammensetzung der Grundmasse. Sie zeigt mehr oder weniger eine fluidale Textur, die durch dicht gepackte leistenförmige Plagioklase zum Ausdruck kommt. Kalifeldspat und relativ wenig Quarz liegen als Zwickelfüllung vor.

In der Grundmasse finden sich ferner zahlreiche Erzkörner (teilweise sekundäre Fe(III)-Oxide), Chlorit, Karbonat und Rutilkörner. Diese Produkte bilden zum Teil kleine Pseudomorphosen nach nicht näher bestimmbar mafischen Mineralen (s. unten).

Die obige Ausführung beschreibt die wichtigsten Charakteristika der andesitischen Gesteine. Auf gewisse mineralogische und strukturelle Unterschiede einiger Proben wird nicht näher eingegangen.

#### 2.2.2.2.3. Dacite ( $\text{SiO}_2 = 63 - 70 \text{ Gew. } \%$ )

Die mässig bis schwach grau und grau-grünlich gefärbten dacitischen Gesteinsvarietäten sind im Kreuzbacher Massiv weit verbreitet und sind über fliessende Übergänge mit den Rhyolithen vergesellschaftet, denen sie auch nach Mineralbestand und Gefüge ähnlich sind.

Die mineralogischen Abweichungen bestehen hauptsächlich darin, dass sie höhere Feldspat/Quarz-Verhältnisse aufweisen, mehr Erz und ziemlich viel Chlorit (insbesondere im Aufschluss 8) enthalten.

Einen Sondercharakter zeigt das Gestein im aufgelassenen Steinbruch "Salinental" (Fundstelle 11). Es ist in der Farbe sehr variabel: grau, graurötlich, intensiv rot.

Die Feldspateinsprenglinge können bis zu 1 cm gross werden. Sie sind zum Teil so stark in Serizit und Karbonat umgewandelt, dass ihr Charakter nicht immer genau identifiziert werden konnte. So weit dies jedoch möglich war, wurde albitisierter Plagioklas bestimmt (Tab. 6, Anl. 2).

Das Gestein ist hier gekennzeichnet durch eine Vielzahl von sehr gut idiomorphen, chlorit-, karbonat-, teilweise auch biotitführenden Pseudomorphosen nach Amphibol (Abb. 23b). Sie sind mehr oder weniger mit Fe-Oxid-Körnern pigmentiert. Vereinzelt treten auch relativ kleine Chloritpseudomorphosen nach Pyroxen (Abb. 24b) auf.

Die Grundmasse ist sehr feinkörnig. Die dicht verwachsenen Feldspatleisten und stäbchenförmigen Chlorit-"Mikrolithe" (z.T. ehemalige Amphibole) prägen fluidale Texturen. Wahrscheinlich lag primär eine Glasmatrix vor, die nachträglich zu Quarz und Feldspat rekristallisiert wurde. Ferner kommen schlieren- und linsenförmige Aggregate von spätgebildetem Quarz vor. Abzüglich dieser Quarze müsste also das Gestein hier einen basischeren Charakter aufweisen (Grenzbereich Andesit/Dacit).

### 2.2.2.3. Nähere Untersuchung der Pseudomorphosen nach Amphibol und Pyroxen und der spätmagmatischen Biotite

#### Pseudomorphosen nach Amphibol und Pyroxen

Bei der mineralogischen Beschreibung der verschiedenen Gesteinstypen im Kreuznacher Massiv wurde wiederholt auf Pseudomorphosen nach mafischen Mineralen hingewiesen. Sie sind - unabhängig von ihrer Menge - in allen Gesteinsvarietäten bezüglich der Morphologie und des Mineralbestandes vergleichbar, so dass sie hier zusammenfassend beschrieben werden können.

Ein Teil der Pseudomorphosen ist zwar gegen die Gesteinsgrundmasse gut abgegrenzt und bildet prismatisch-säulige Formen ab, und nicht allzu selten sieht man auch charakteristische idiomorphe Umrissformen von Amphibol (Abb. 23) und Pyroxen (Abb. 24). Meist ist aber ihr Erhaltungszustand so schlecht, dass es schwierig ist, den Charakter des primären Minerals zu erkennen. Denn die prismatischen Formen sind oft durch die fortgeschrittene Umwandlung oder durch die metasomatische Verdrängung durch die heranwachsenden Minerale der Gesteinsgrundmasse weitgehend zerstört. Diese Schwierigkeit wurde bereits in Kapitel 2.1.2.1.2. ausführlich diskutiert.

Im allgemeinen überwiegen die Pseudomorphosen nach Amphibol. Diese sind in den Rhyolithen und Daciten stärker angereichert. Ehemalige Pyroxene sind eher in den andesitischen "Xenolithen" zu finden oder auch in deren "assimilierten" und zum Dacit übergeführten Randbereichen.

Dies darf jedoch nicht als Regel verstanden werden. Zahlreiche Pseudomorphosen ehemaliger Pyroxene sind in Rhyolithproben des südwestlichen Teiles des Massivs - auch als Bestandteil der Grundmasse - ausgemacht worden. Sie sind insbesondere in den Kalifeldspat-reichen Proben des südwestlich von Neu-Bamberg liegenden Steinbruchs (Fundstelle 2) angereichert und stellenweise durch einen kräftigen Erzrand ziemlich gut ausgeprägt. Es ist dabei zu erwähnen, dass sie im Gestein nicht gleichmässig verteilt, sondern stellenweise angehäuft sind.

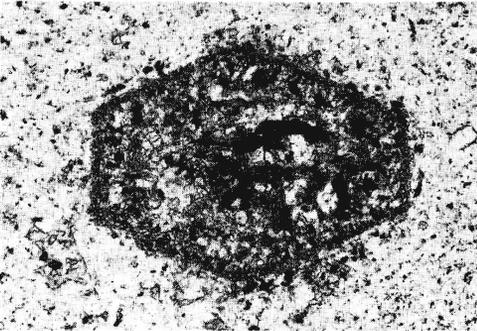
Die Pseudomorphosen nach Amphibol (s. dazu Abb. 23) enthalten als sekundäre Mineralprodukte meistens Serizit und Fe-Oxide. In den intermediären Gesteinsvarietäten führen sie auch Chlorit und Karbonat. Es ist schliesslich hervorzuheben, dass sie häufig auch gut entwickelte Biotitminerale enthalten, die optisch und chemisch mit selbständigen, spätmagmatischen Biotiten gut vergleichbar sind (Einzelheiten darüber s. unten).

Die Pseudomorphosen nach ehemaligen Pyroxeneinsprenglingen bestehen häufig aus Karbonat und sind in diesem Fall durch

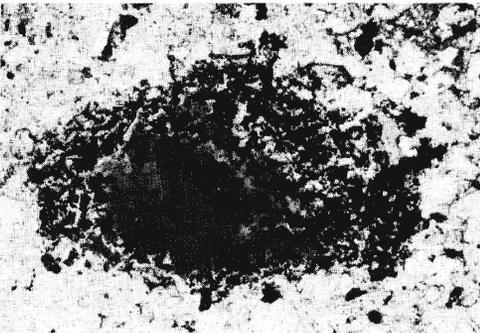
Abb. 23: Pseudomorphosen nach Amphibol und ihre Umwandlungsprodukte im Kreuznacher Massiv.



a:  
Die Pseudomorphose ist randlich opazitisiert. Im Innern liegen Karbonat (hell) fein verfilzte Serizitminerale (grau) und Fe-Oxide (schwarz) vor. 65x, o.N.  
Probe 8/794: Dacit



b:  
Die Pseudomorphose beinhaltet dicht verfilzte Mineralprodukte aus Chlorit, Karbonat, Serizit und Erzkörnern. 100x, o.N.  
Probe 11/819: Dacit



c:  
Zwischen den Erzkörnern liegt Serizit (hell) vor. Der innere Bereich der Pseudomorphose ist vom Biotit (dunkelgrau) eingenommen. Die randlichen Zerfallserscheinungen sind z.T. durch Hineinwachsen der Grundmassenminerale verursacht. 100x, o.N.  
Probe 1/1133: Rhyolith

einen dünnen opaken Rand gekennzeichnet (Abb. 24a). Im Dacit der Fundstelle 11 bestehen sie nur aus Chlorit (Abb. 24b). Bei Neu-Bamberg, in den bereits oben zitierten Pseudomorphosen nach Pyroxen, schliesst ein opazitisierte Rand feinkristallinen Serizit ein.

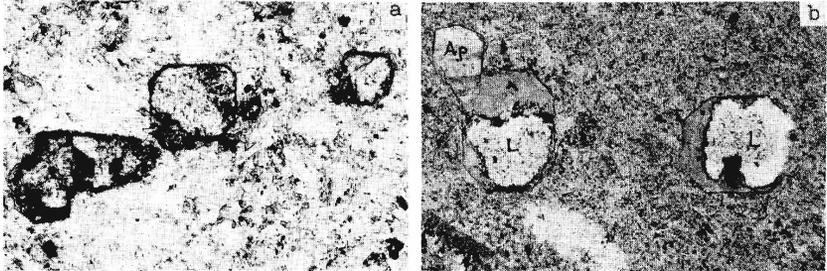


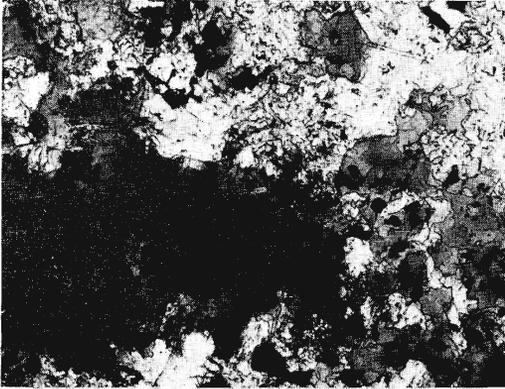
Abb. 24: Pseudomorphosen nach Pyroxen. Sie bestehen:  
a. aus Karbonat und einem dünnen opazitisierten Rand. 70x, o.N. Probe 8/795; Dacit.  
b. aus Chlorit. Ap = Apatit, L = Loch, entstanden bei der Präparation. 90x, o.N. Probe 11/816; Dacit.

Sehr problematisch ist die Erkennung von kleinen Pseudomorphosen in der Grundmasse, da ihre morphologischen Merkmale durch die metasomatischen Umwandlungen besonders stark in Mitleidenschaft gezogen wurden. Wie im Rhyolith A des Nohfeldener Massivs sind auch hier nur in einzelnen Proben kleine stengelartige Skelette, die auf ehemalige, nicht näher bestimmbare mafische Minerale hinweisen, auszumachen. Offen bleibt schliesslich die Frage, inwiefern weitere, unregelmässig begrenzte Chlorit- und Karbonataggregate (insbesondere in den andesitischen und dacitischen Gesteinen) der Umwandlung ehemaliger mafischer Minerale entstammen.

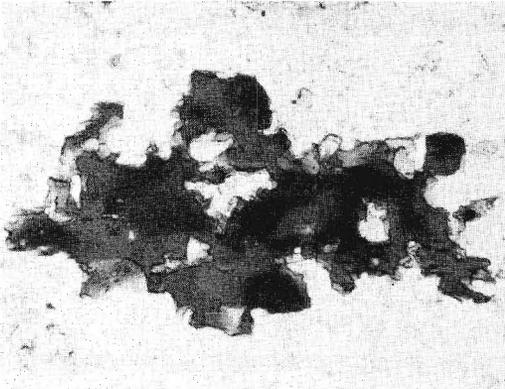
#### Spätmagmatische Biotite

Sie zeigen teilweise ähnliche morphologische Merkmale wie die genetisch verwandten Biotite der Nohfeldener Rhyolithe. Sie sind jedoch in den Gesteinen des Kreuznacher Massivs stärker verbreitet und zum Teil durch ausdrucksvolle Strukturen gekennzeichnet. Grobblättriger, also besser kristallisiert als in

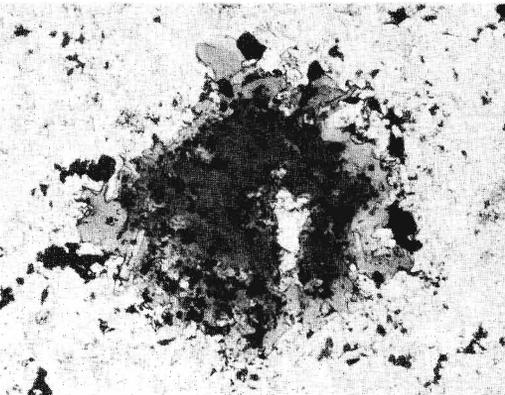
Abb. 25: Morphologie der spätgebildeten Biotite.



a: Zahlreiche, gleich orientierte Blättchen (im Bild grau) zwischen den Quarz- und Feldspatkörnern der Gesteinsgrundmasse gebildet. Sie sind stellenweise zu grösseren Aggregaten miteinander verwachsen, wobei die Biotit-Farbe intensiver wird (im Bild dunkelgrau). 100x, o.N. (Steinbruch Traisen, Probe 685: Dacit).



b: Ein Biotitaggregat, das Minerale der Gesteinsgrundmasse (weiss) einschliesst bzw. mit ihnen unregelmässig verwachsen ist. Dadurch weist es zerlappte Umrisse auf. Seine Farbtöne sind unregelmässig (fleckig). 155x, o.N. (Stbr. Traisen, Probe 1138: Rhyolith).



c: Einheitlicher Kristall, ebenso mit zerlappten Umrisse. Seine Randpartie ist durch hellere Farbe und niedrigere Brechung bzw. Doppelbrechung gekennzeichnet. 100x, o.N. (Stbr. Traisen, Probe 684: Rhyolith).

Tab. 7: Chemische Zusammensetzung spätmagmatischer Biotite

| FS/Pr.                         | 1/685 |       |       | 11/817 |       | 12/820 |       |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
|                                | 1     | 2     |       | 3      | 4     | 5      | 6     |
|                                | a     | b     |       |        |       |        |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 36,47 | 38,65 | 39,76 | 36,62  | 36,38 | 36,37  | 36,96 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,12 | 15,27 | 12,39 | 14,76  | 15,68 | 18,26  | 16,14 |
| TiO <sub>2</sub>               | 4,47  | 5,48  | 3,98  | 4,95   | 5,90  | 4,27   | 4,74  |
| FeO*                           | 11,96 | 9,88  | 9,69  | 9,25   | 8,26  | 6,96   | 6,74  |
| MnO                            | 0,16  | 0,16  | 0,10  | 0,00   | 0,01  | 0,00   | 0,02  |
| MgO                            | 17,88 | 17,97 | 21,04 | 21,19  | 20,14 | 21,21  | 21,43 |
| CaO                            | 0,02  | 0,03  | 0,00  | 0,04   | 0,07  | 0,03   | 0,07  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,71  | 0,60  | 0,60  | 0,61   | 0,58  | 0,53   | 0,53  |
| K <sub>2</sub> O               | 9,06  | 9,19  | 9,46  | 8,92   | 8,87  | 9,17   | 9,07  |
|                                | 97,84 | 97,23 | 97,03 | 96,34  | 95,58 | 96,80  | 95,68 |
| Si                             | 5,24  | 5,51  | 5,93  | 5,29   | 5,25  | 5,15   | 5,30  |
| Al                             | 2,76  | 2,49  | 2,07  | 2,51   | 2,67  | 2,85   | 2,70  |
| Al                             | 0,94  | 0,07  | 0,11  | -      | -     | 0,20   | 0,03  |
| Ti                             | 0,48  | 0,59  | 0,45  | 0,54   | 0,64  | 0,45   | 0,51  |
| Fe                             | 1,44  | 1,18  | 1,21  | 1,12   | 1,00  | 0,82   | 0,81  |
| Mn                             | 0,02  | 0,02  | 0,01  | -      | -     | -      | -     |
| Mg                             | 3,83  | 3,82  | 4,67  | 4,56   | 4,33  | 4,48   | 4,58  |
| Ca                             | -     | -     | -     | 0,01   | 0,01  | -      | 0,01  |
| Na                             | 0,20  | 0,17  | 0,17  | 0,17   | 0,16  | 0,15   | 0,15  |
| K                              | 1,66  | 1,67  | 1,80  | 1,64   | 1,63  | 1,66   | 1,66  |
| X                              | 8,00  | 8,00  | 8,00  | 7,80   | 7,92  | 8,00   | 8,00  |
| Y                              | 5,91  | 5,68  | 6,45  | 6,62   | 5,97  | 5,95   | 5,93  |
| Z                              | 1,86  | 1,84  | 1,97  | 1,82   | 1,80  | 1,81   | 1,82  |
| Fe(+Mg)                        | 27,6  | 23,9  | 20,7  | 19,7   | 18,8  | 15,5   | 15,0  |
| Mg                             | 72,4  | 76,1  | 79,3  | 80,3   | 81,2  | 84,5   | 85,0  |

- 1/685 1: a. grosser Kristall, b. Randbereich mit schwächerem Pleochroismus und niedrigerer Brechung und Doppelbrechung (vergl. Abb. 25c).  
 2: Kleinkristalle, mit Quarz- und Feldspatkörnern der Gesteinsgrundmasse innig verwachsen.
- 11/817 3: grosses Aggregat mit unregelmässiger, zerlappter Form (vergl. Abb. 25a u. 25b).  
 4: Kristall innerhalb einer Pseudomorphose von Amphibol (vergl. Abb. 23c).
- 12/820 5: Aggregat, etwa wie 11/817 (3)  
 6: Kristall innerhalb einer Pseudomorphose von Amphibol, wie 11/817 (4)
- FeO\* = Gesamteisen als FeO.

Nohfelden sind auch die Biotite innerhalb der Pseudomorphosen nach Amphibol.

Durch fortschreitende Anlagerung, dichte Verwachsung bzw. Verschmelzung von gleich orientierten Blättchen sind häufig bis über 1 mm grosse Aggregate konsolidiert, die die Feldspat- und Quarzkörner der Gesteinsgrundmasse umwuchern. Die Abb. 25a, b u. c und die dazugehörigen Erläuterungen geben diesbezüglich weitere Informationen.

Diese Biotite sind also mit und/oder nach den Mineralen der Grundmasse, d.h. in der Endphase der liquidmagmatischen Kristallisation gebildet worden (möglicherweise zum Teil sogar erst im postmagmatischen hydrothermalen Stadium). Von den gleichen Biotiten wurden zum Teil auch die instabilen Amphibole ersetzt, die in einem späteren hydrothermalen Stadium von Chlorit, Serizit und Karbonat endgültig abgelöst wurden.

Die Mikrosondenanalysen brachten folgendes Ergebnis (Tab. 7):

- Die Biotite in den Pseudomorphosen und in den selbständigen, mit den Mineralen der Gesteinsgrundmasse dicht verwachsenen Kristallaggregaten sind chemisch mehr oder weniger gleich zusammengesetzt.
- Die analysierten Biotite sind Mg-reich. Sie liegen, dem Mg/Fe-Verhältnis nach, zum Teil im Grenzbereich Meroxen/Phlogopit. Einige davon sind eindeutig dem Phlogopit zuzuordnen (FOSTER, 1960; DEER et al. 1962; TRÖGER, 1969).

### 2.2.3. Geochemie

Die Gesteinsspannweite vom Andesit bis hin zum Rhyolith ist zwar durch abnehmende Fe-, Mg-, Ca- und Na-Konzentrationen gekennzeichnet, diese Elemente sind aber Schwankungen unterworfen, was letztlich die Stetigkeit der Trends, wie z.B. die negative Korrelation mit SiO<sub>2</sub>, beeinträchtigt. Dies kann mehrere Ursachen haben:

- Die andesitischen Relikte stammen nicht alle aus einem einheitlichen Gesteinskörper.

- Unvollendete Metasomatosen und "Mischbarkeiten" haben mannigfaltige Gesteinsinhomogenitäten - auch im Mikrobe-reich - hinterlassen.
- Für Schwankungen der oben genannten Elemente sind aber insbesondere die spät- und postmagmatischen Metamorphosen verantwortlich: Albitisierung, Serizitisierung, Karbonatisierung, Oxidation des Eisens, Verlagerung der Fe(III)-Oxide usw. Diese Prozesse wurden im Zusammenhang mit vergleichbaren Umwandlungserscheinungen im Nohfeldener Massiv bereits ausführlich diskutiert. Je nach Zusammensetzung und Gefüge des Primärmaterials war ihre Auswirkung unterschiedlich intensiv.

Die intermediären Gesteine des Kreuznacher Massivs sind durch ziemlich hohe  $K_2O$ -Gehalte gekennzeichnet (s. Abb. 22). Einige andesitische Einschlüsse enthalten bis über 4 Gew.%  $K_2O$ . Bei den Daciten und Rhyolithen kam es zu einer Annäherung der K-Gehalte. Metasomatische und Diffusions-Vorgänge vermochten also das chemische Gefälle zwischen den miteinander verschmolzenen Gesteinen auszugleichen.

Im südöstlichen Bereich des Massivs weisen die Rhyolithe stellenweise überdurchschnittlich hohe  $K_2O$ -Gehalte auf. (Die Kalifeldspatanreicherung und die Koexistenz von zwei verschiedenen Sanidin-Einsprenglingen wurde oben angesprochen).

Im grossen Steinbruch südwestlich von Neu-Bamberg (Fundstelle 2) lassen sich anhand der Alkalien im vertikalen Profil zwei Einheiten unterscheiden (Abb. 26). Die  $K_2O$ -Gehalte liegen im oberen Bereich des Bruches um 2,5 bis 3,5 Gew.% höher als in der Tiefsohle. Zwischen beiden "Lagen" sind aber sonst keine chemischen Unterschiede zu verzeichnen. Selbst die Gehalte an Rubidium, von dem man gewöhnlich eine enge positive Korrelation mit Kalium erwartet, sind in beiden Partien gleich (s. unten).

#### Spurenelemente

Die Elemente Ba (480 - 1290 ppm) und Sr (100 - 400 ppm) sind stark variabel und für die Differenzierung der verschiedenen Gesteine nicht signifikant.

Die Lanthaniden La, Ce und Nd zeigen ebenso weite Variabilitäten. Jedoch sind die höchsten Werte Ce (bis 220 ppm) und Nd (bis 90 ppm) in andesitischen und dacitischen Proben zu finden. Ähnliches gilt für Ni (bis 25 ppm) und Cr (bis 30 ppm).

Von der positiven Korrelation zwischen Rb und  $K_2O$  (Abb. 27) weichen die Proben aus dem südwestlichen Teil des Massivs eindrucksvoll ab, indem das Rb in einem sehr engen Konzentrationsbereich (210 bis 240 ppm) stagniert, obwohl gerade hier die  $K_2O$ -Gehalte von 5 bis auf 8,5 Gew. % ansteigen.

Vom Andesit zum Rhyolith nimmt Vanadium ab (Abb. 28). Die "Verdünnung" der Zirkone, Apatite und sämtlicher Ti-haltiger Akzessorien (Erz, Rutil) ist schliesslich durch die Abnahme des Zirkoniums (Abb. 29), Phosphors und Titans offenkundig. Diese Elemente zeigen untereinander eine gute positive Korrelation (Abb. 30 und 31).

#### 2.2.4 Petrogenetische Hinweise

Im Kreuznacher Massiv wurde andesitisches Material von den mengenmässig überwiegenden rhyolithischen Schmelzen "assimiliert". Ihr Chemismus ändert sich von Stelle zu Stelle entsprechend der "gelösten" Andesitmengen.

Die "Andesite" befanden sich offenkundig zum Teil in einem liquiden Zustand, was letztlich zu unterschiedlich homogenisierten "Magmamischungen" führte. Diese sind durch markante strukturelle Merkmale an mehreren Aufschlüssen (s. Kapitel 2.2.2.2.1. und Abb. 20 und 21) gekennzeichnet.

Für das Stadium der Mischbarkeit war der Viskositätsgrad der "andesitischen Schmelzen" massgebend. Ihre weitgehend verfestigten Teile wurden daher von dem Rhyolithmagma, das ohnehin wegen seiner hohen Viskosität ein begrenztes Assimilationsvermögen hat, in gemindertem Masse "absorbiert". Sie hinterliessen daher zahlreiche Gesteinsrelikte. Die relativ scharf abgrenzbaren Einschlüsse zeigen folglich noch den basischeren Charakter.

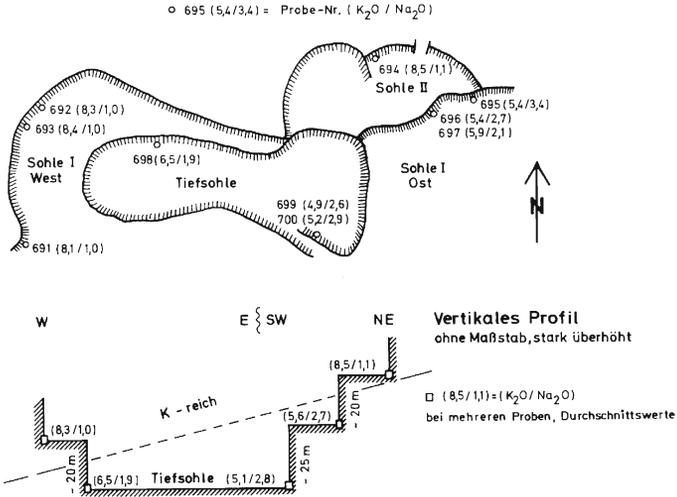


Abb. 26: Die Verteilung der K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-Gehalte am Steinbruch 1 km SW Neu-Bamberg (nähere Erläuterung s. Text). Der Steinbruchkomplex (in der Länge etwa 400 m) ist ohne Masstab grobschematisch gezeichnet.

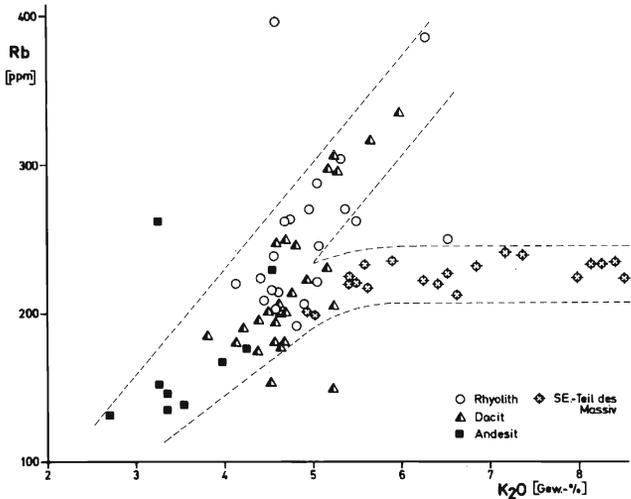


Abb. 27: Stellung der untersuchten Gesteine des Kreuznacher Massivs im Rb/K<sub>2</sub>O-Diagramm.

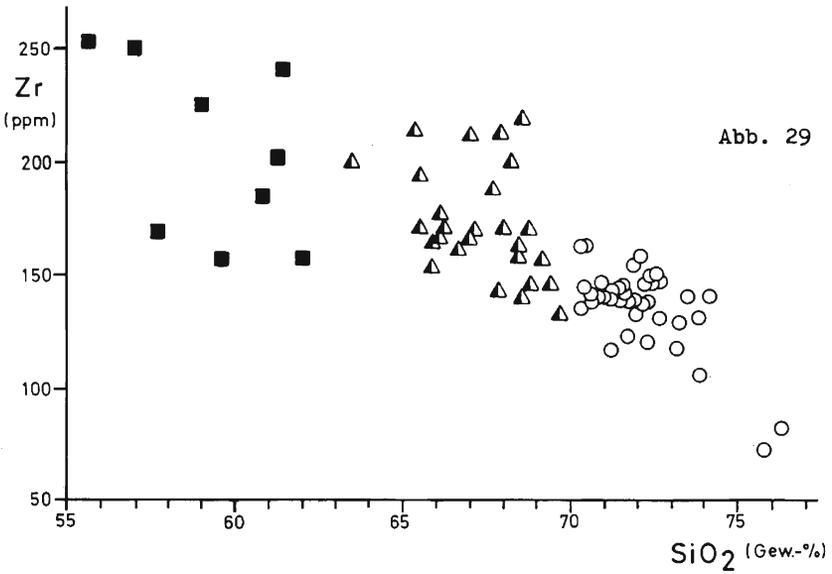
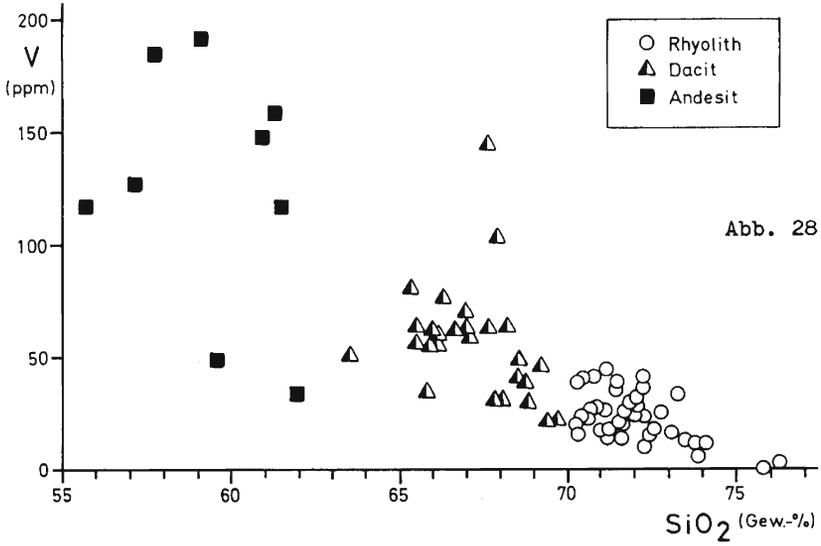
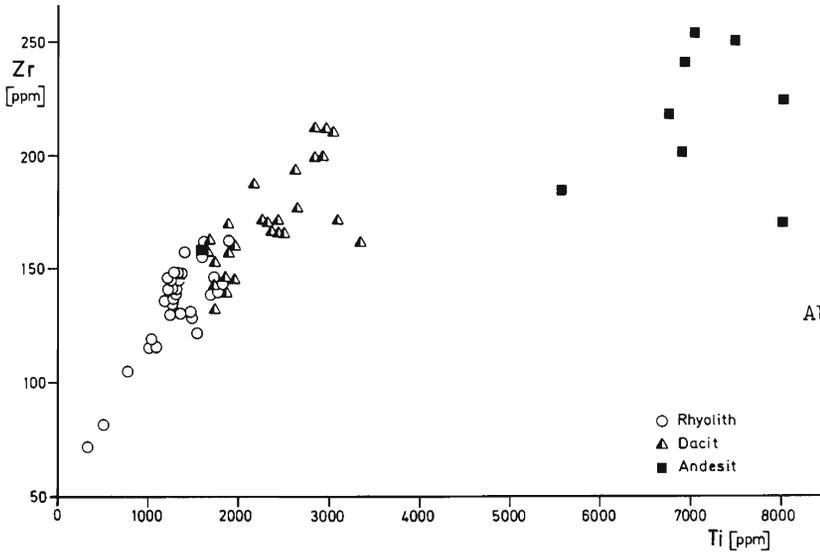


Abb. 28: V/SiO<sub>2</sub>-Diagramm

Abb. 29: Zr/SiO<sub>2</sub>-Diagramm



Die übergreifenden Prozesse des Hybridismus<sup>\*)</sup> bis hin zu der syntektischen<sup>\*)</sup> Magmabildung und die wechselwirkenden Diffusions- und metasomatischen Vorgänge (z.B. Kaliummetasomatosen) führten also zur Bildung von "Mischgesteinen" eines dacitisch-rhyodacitischen Spektrums. Die Kontinuität der mineralogisch-chemischen Variation zwischen basischem Andesit und SiO<sub>2</sub>-reichem Rhyolith kann sogar in einem begrenzten Raum erfüllt sein (z.B. Steinbruch Traisen).

In dem südöstlichen Teil des Massivs fallen zwar im Gelände keine Beimengungen intermediärer Gesteine auf, unter dem Mikroskop lassen sich aber unterschiedliche Proportionen ehemaliger Amphibole und Pyroxene ausmachen. Stellenweise wurden offensichtlich Pyroxen-reiche Gesteine oder Schmelzen absorbiert. In einigen Proben liegen nämlich zahlreiche Relikte pseudomorphosierter Pyroxene vor, die inhomogen, manchmal haufenartig verteilt sind.

In diesem Gebiet wurden auch Rhyolithe gefördert, bei denen das Kalium etwa um das 2fache - auf Kosten des Natriums - angereichert ist. Diese enthalten als Einsprenglinge zwei koexistierende, morphologisch und chemisch unterschiedliche Sanidinararten (s. S. 58). Die Na-freien Sanidine entstammen möglicherweise einer, im Hybridisierungsprozess mitbeteiligten Schmelze, die die Kaliummetasomatose ausgelöst hat.

In den obigen Ausführungen wurden nur einige wichtige, petrogenetische Schlussfolgerungen zusammengefasst, die sich unmittelbar aus der Gelände- und mikroskopischen Beobachtung und den chemischen Gegebenheiten entnehmen lassen. Weitere Hinweise darüber ergeben sich nach der Beschreibung aller untersuchten Rhyolithvorkommen.

Trotzdem ist bereits an dieser Stelle die Tatsache hervorzuheben, dass die Verhältnisse am Kreuznacher Massiv beispielhaft sind für die Deutung der petrogenetischen Entwicklung vieler vergleichbarer Rhyolithe im südwestdeutschen Raum. In diesem

---

\*) Im Unterschied zum Hybridismus (= Vermischung verschiedener Magmen) bezeichnet RITTMANN (1981, S. 244) die Veränderung der Zusammensetzung eines Magmas durch Assimilation fremder Gesteine als syntektische Magmabildung.

Zusammenhang soll im folgenden Kapitel auf einige mineralogische und geochemische Übereinstimmungen zwischen den Gesteinen des Nohfeldener und Kreuznacher Massivs aufmerksam gemacht werden, die letztlich auf petrogenetisch ähnliche Entwicklungen hindeuten.

#### 2.2.5. Mineralogisch-petrochemischer Vergleich mit den Rhyolithen des Nohfeldener Massivs

Vom mineralogischen Standpunkt aus lassen sich zwischen den Gesteinen des Kreuznacher und des Nohfeldener Massivs folgende Übereinstimmungen erkennen:

- Spät- und postmagmatische Albitisierung der Plagioklase. Nur an einzelnen Stellen des Kreuznacher Massivs sind Oligoklase erhalten geblieben.
- Analoge Zusammensetzungen der vorherrschenden Na-führenden Kalifeldspäte. Na-freie Sanidine wurden bei beiden Massiven in den kalifeldspatreichen Gesteinsvarietäten beobachtet.
- Starke Verbreitung der Pseudomorphosen nach Amphibol und Pyroxen, wobei erstere generell vorherrschen. Sie zeigen verblüffende Ähnlichkeiten in der Morphologie, den Umwandlungsprodukten und in der Art und Weise ihrer metasomatischen Verdrängungen.
- Starke Verbreitung spätmagmatischer Biotite. Diese haben in beiden Massiven ähnliche morphologische und strukturelle Merkmale. In allen Fällen handelt es sich um Mg-betonte Biotite.

Zum petrochemischen Vergleich gibt zunächst einmal die Tab. 8 einen informativen Gesamtüberblick. Hier sind dargestellt: die Durchschnittswerte der resistenstesten Hauptelemente und fast aller Spurenelemente (ausgenommen die stark variablen Sr- und Mn-Gehalte) aus den Rhyolithen A und B des Nohfeldener Massivs und aus jenen Proben der Kreuznacher Gesteine, die mit den oben genannten Rhyolithen etwa gleiche  $\text{SiO}_2$ -Gehalte aufweisen.

Tab. 8: Chemischer Vergleich von Gesteinen des Nohfeldener und Kreuznacher Massivs.

|                                | NO/A | NO/B | KR(A) | KR(B) |
|--------------------------------|------|------|-------|-------|
| n<br>Analysen                  | 38   | 64   | 14    | 9     |
| SiO <sub>2</sub>               | 70,0 | 74,0 | 69,7  | 73,3  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,4 | 14,2 | 14,7  | 14,4  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,7  | 4,9  | 4,9   | 5,1   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,08 | 0,03 | 0,10  | 0,07  |
| Ba                             | 660  | 610  | 880   | 820   |
| Rb                             | 180  | 200  | 250   | 220   |
| Ce                             | 65   | 45   | 85    | 60    |
| La                             | 80   | 60   | 85    | 95    |
| Nd                             | 25   | 15   | 30    | 25    |
| Ti                             | 1080 | 490  | 1810  | 1320  |
| Zr                             | 150  | 70   | 150   | 130   |
| Cr                             | 15   | 10   | 15    | 10    |
| Ni                             | < 5  | < 5  | 10    | 10    |
| V                              | 5    | < 5  | 35    | 25    |

NO/A: Durchschnittswerte des Rhyoliths A und

NO/B: des Rhyoliths B vom Nohfeldener Massiv

KR (A): Durchschnittswerte der Proben vom Kreuznacher Massiv mit SiO<sub>2</sub>-Gehalten zwischen 68-71 Gew.% (=Variationsbereich des Nohfeldener Rhyoliths A)

KR (B): Durchschnittswerte der Kreuznacher Proben mit SiO<sub>2</sub>-Gehalten zwischen 72 und 74 Gew.% (=Variationsbereich des Nohfeldener Rhyoliths B)

Die K-reichen Gesteinsvarietäten sind hier nicht berücksichtigt.  
Die Werte sind leicht auf- und abgerundet.

- Man sieht dabei, dass die zwei zusammengestellten Gruppen des Kreuznacher Massivs mit den jeweiligen Nohfeldener Rhyolithen gut vergleichbar sind.
- Chemische Unterschiede vom Nohfeldener Rhyolith A zum Rhyolith B (abnehmende  $P_2O_5$ -, Ba-, Ce-, Ti-, Zr-Gehalte) kommen mehr oder weniger auch im Kreuznacher Massiv vom basischen zum sauren Gesteinscharakter hin zum Ausdruck.
- Die Konzentrationsunterschiede bei einigen Spurenelementen halten sich in Grenzen; im Kreuznacher Massiv liegen gegenüber Nohfelden generell leicht erhöhte Ba-, Ti-, Zr- und V-Gehalte vor. Es ist letztlich zu erwarten, dass voneinander weit entfernte Gesteinskomplexe bei ihrer genetischen Entwicklung durch die Art und Weise der beeinflussenden Faktoren (z.B. Menge und Charakter des "assimilierten" Materials) gewisse chemische Eigenständigkeiten aufweisen können.

Ein guter Hinweis dafür, dass sich in beiden Massiven analoge magmatische Prozesse abgespielt haben, liefern die kalium-metasomatisch geprägten Gesteinsvarietäten. Dabei verblüfft die genau gleiche Eigenartigkeit: sowohl bei Bad Kreuznach als auch bei Nohfelden heben sich nämlich diese Gesteine von ihrer unmittelbaren Umgebung nur durch die sprunghafte Verschiebung im Alkalienverhältnis ab, während andere chemische Komponenten - sogar die üblichen kaliumdiadochen Elemente Rb und Ba - dieser Veränderung überhaupt nicht folgen.

In Anbetracht aller Zusammenhänge sind mineralogisch-chemische Ähnlichkeiten insbesondere zwischen dem Nohfeldener Rhyolith A und einem ziemlich breiten dacitisch-rhyolithischen Gesteinspektrum des Kreuznacher Massivs festzustellen. Ersterer ist allerdings im gegenwärtigen Erosionsniveau weitgehend einheitlich. Gesteinsinhomogenitäten wurden dennoch auch hier beobachtet, wie etwa im kleinen Steinbruch der Fundstelle 3, in welchem dem Rhyolith Dacit beigemischt ist (s. S.53).

### 2.3. Der Rhyolith von Waldböckelheim

Dieses Vorkommen liegt etwa 2,5 km SE Waldböckelheim und bildet einen Deckenrest von etwa  $1/2 \text{ km}^2$ . Das Gestein ist in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen (Lokalität: Leistberg). Sein Fließgefüge ist makroskopisch durch eine dünnplattige bis bankige Absonderung geprägt. Dies kommt u.d.M. durch die Regelung länglicher Minerale zum Ausdruck.

Im Folgenden wird die kurze Beschreibung des Gesteins durch NEGENDANK (1971) - sie wurde in der Erläuterung der geologischen Karte des Blattes Waldböckelheim übernommen (GEIB, 1973) - durch einige mineralogische und chemische Beobachtungen ergänzt:

Die volumetrische Bestimmung einer Probe ergab 24 % Einsprenglinge: 6 % Plagioklas, 2 % Kalifeldspat, 2 % Quarz, 8 % Biotit und 6 % Pseudomorphosen nach Amphibol.

Die bis zu 1,5 mm langen idiomorphen Plagioklase sind vollständig albitisiert und teilweise serizitisiert. Die Kalifeldspäte sind nur geringfügig serizitisiert. Die Quarze sind korrodiert und zum Teil zersplittert. Die bis zu 0,6 mm grossen, fast vollständig opazitisierten Biotite sind unter den Einsprenglingen am stärksten vertreten. Kleiner, aber zahlreicher sind ausgezeichnet idiomorphe und durch einen opazitisierten Rand sehr gut geprägte Serizitpseudomorphosen nach Amphibol, die bisher nie erwähnt wurden.

Die Grundmasse ist fein- bis kryptokristallin und durch ungleichmässige Verteilung von Fe(III)-Oxiden fleckenartig pigmentiert. Die pigmentierten Bereiche sind von gleichorientiertem Quarz umwuchert, so dass bei gekreuzten Nicols eine mosaikartige Felderstruktur in Erscheinung tritt. Insgesamt wird der Eindruck vermittelt, dass die Grundmasse ursprünglich glasig war.

Nach dem Erscheinungsbild im Gelände und dem mikroskopischen Gefüge weicht das Vorkommen von Waldböckelheim zwar von den anderen Rhyolithen ab, sein Chemismus ist aber dem einiger Typen (z.B. Nohfeldener Rhyolith A, grobkörnige Rhyolithvarietät von Veldenz, einige Varietäten des Kreuznacher Massivs) sehr ähnlich. Die Tabelle 9 demonstriert eine gute Überein-

Tab. 9: Chemischer Vergleich des Rhyoliths von Waldböckelheim mit Gesteinen des Kreuznacher Rhyolithmassivs, die analoge SiO<sub>2</sub>-Gehalte aufweisen.

|                                | KR    | WB    |   |
|--------------------------------|-------|-------|---|
| n                              | 9     | 2     |   |
| Analysen                       |       |       |   |
| SiO <sub>2</sub>               | 71,55 | 71,45 |   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,44 | 14,10 |   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,95  | 4,57  | KR: Durchschnittswerte der Proben vom Kreuznacher Massiv mit SiO <sub>2</sub> -Gehalten zwischen 71 und 72 Gew.%.<br>WB: Durchschnittswerte der zwei analysierten Proben aus dem Rhyolith von Waldböckelheim. |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,08  | 0,09  |   |
| Ba                             | 901   | 727   |   |
| Rb                             | 229   | 160   |   |
| Ca                             | 74    | 77    |   |
| Ce                             | 73    | 70    |   |
| Nd                             | 30    | 30    |   |
| Ti                             | 1460  | 1530  |   |
| Zr                             | 137   | 138   |   |
| Cr                             | 15    | 17    |   |
| Ni                             | 9     | 8     |   |
| V                              | 29    | 20    |   |

stimmung mit den Gesteinen des nächstbenachbarten Kreuznacher Rhyolithmassivs, die gleiche  $\text{SiO}_2$ -Werte aufweisen.

#### 2.4. Der Rhyolith-Schlot bei Veldenz

Es handelt sich um einen Rhyolith-Schlot, der eine Ausschnittsfläche von etwa  $0,7 \text{ km}^2$  einnimmt und in einer Hochebene inmitten der metamorphen Schiefer des Devon des Hunsrücks zwischen Veldenz, Burgen und Gornhausen vorkommt (Abb. 32). Der Schiefer streicht in der Umgebung des Rhyoliths  $50-70^\circ$  und fällt mit etwa  $50^\circ$  nach SE ein. Ein steiler Kontakt ist im "Steinbruch" 1,7 km NW Gornhausen, an der Autostrasse, gut aufgeschlossen. Hier ist der Schiefer bis zu 50 cm vom Kontakt stark aufgebogen.

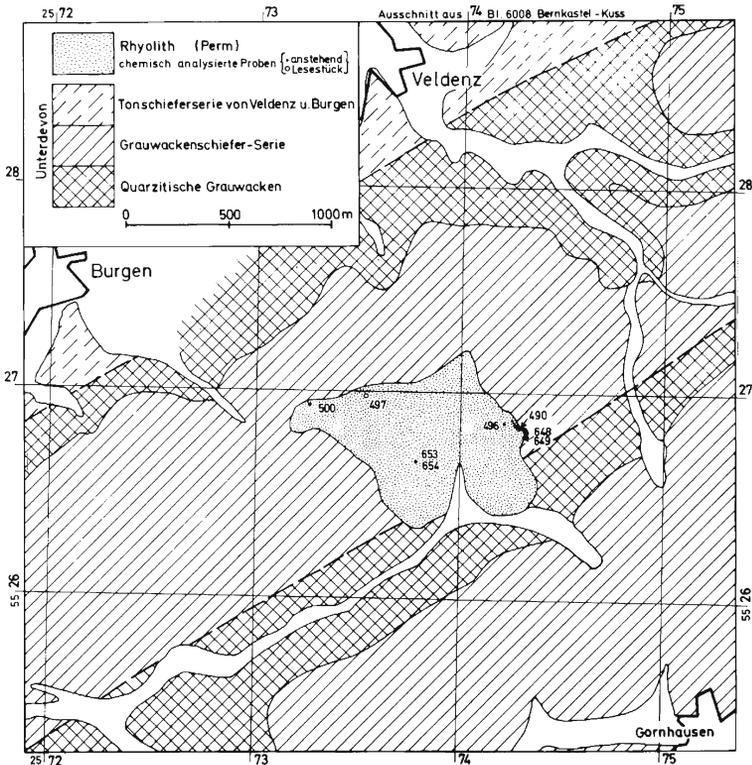


Abb. 32: Geologische Karte zwischen Veldenz, Burgen und Gornhausen. (Ausschnitt aus der Diplomkartierung von STETS, 1957).

Stellenweise kommen innerhalb des Rhyolithvorkommens Schlotbrekzien vor, die auch Schiefermaterial des Nebengesteins enthalten.

LEPPLA(1901) und STETS (1957) unterscheiden hier 2 Rhyolithtypen:

- a. eine grobkörnige, einsprenglingsreiche und
- b. randlich eine feinkörnige, einsprenglingsarme Partie.

Die Aufschlussverhältnisse sind aber zu schlecht, um eine solche Beobachtung zu verallgemeinern. Es kommt zuweilen vor, dass am Rande des Vorkommens das Gestein feinkörniger wird (z.B. Pr. 500 vom Kontakt 30 m entfernt enthält nur 16 Vol.% Einsprenglinge; s. Tab. 10). Dennoch kann unweit vom Kontakt auch grobkörniges und einsprenglingsreiches Gestein anstehen (z.B. Pr. 496 vom Kontakt 50 m entfernt enthält 40 Vol. % Einsprenglinge). Allerdings ist der Rhyolith direkt am Kontakt äusserst feinkörnig (s. unten).

Eine Übersicht über die modale Zusammensetzung des grobkörnigen Rhyoliths gibt die Tab. 10. Zu den Einsprenglingen gehören 1-4 mm grosse Plagioklase, Kalifeldspäte (= Sanidine), korrodierte Quarze und Biotite.

Tab. 10: Modale Zusammensetzung des Rhyoliths von Veldenz  
(Der feinkörnige Rhyolith direkt am Kontakt ist hier nicht vertreten).

| Probe Nr.       | 653 | 654  | 497  | 496  | 500  |
|-----------------|-----|------|------|------|------|
| Einsprenglinge: |     |      |      |      |      |
| Quarz           | 10  | 15   | 13   | 11   | 4,5  |
| Kalifeldspat    | 4,5 | 8    | 3    | 5    | 1    |
| Plagioklas      | 16  | 21,5 | 24,5 | 18,5 | 8    |
| Biotit          | 4,5 | 4,5  | 6,5  | 5,5  | 2    |
| Grundmasse      | 65  | 60   | 53   | 60   | 84,5 |

Die Plagioklase entsprechen dem Oligoklas (an = 23 Mol.%), sind aber grösstenteils postmagmatisch albitisiert (Tab. 11). Die Sanidin-Einsprenglinge sind Na-haltig. Die Biotite sind, verglichen mit denen anderer Rhyolithvorkommen, Fe-reich

Tab.11: Chemische Zusammensetzung der Feldspateinsprenglinge.  
Die Plagioklase Nr. 2 und 3 sind spät- und/oder post-  
magmatisch albitisiert

| P l a g i o k l a s e          |        |        |        | S a n i d i n e |       |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-----------------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 62,37  | 68,52  | 68,87  | 64,23           | 64,89 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 24,44  | 20,84  | 20,61  | 19,35           | 19,01 |
| CaO                            | 4,90   | 0,25   | 0,29   | 0,00            | 0,00  |
| Na <sub>2</sub> O              | 8,40   | 11,43  | 11,58  | 2,32            | 2,52  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,74   | Sp     | Sp     | 12,79           | 12,23 |
|                                | 100,85 | 101,04 | 101,35 | 98,69           | 98,65 |
| Si                             | 2,74   | 2,96   | 2,97   | 2,97            | 2,99  |
| Al                             | 1,27   | 1,06   | 1,05   | 1,05            | 1,03  |
| Ca                             | 0,23   | 0,01   | 0,01   | -               | -     |
| Na                             | 0,72   | 0,96   | 0,97   | 0,21            | 0,23  |
| K                              | 0,04   | -      | -      | 0,75            | 0,72  |
| or                             | 4,0    | -      | -      | 78,1            | 75,8  |
| ab                             | 72,7   | 99,0   | 99,0   | 21,9            | 24,2  |
| an                             | 23,2   | 1,0    | 1,0    | -               | -     |

Tab.12: Chemische Zusammensetzung der Biotit-Einsprenglinge

| 1                              |       |       | 2     |         |      | 3    |      |        |
|--------------------------------|-------|-------|-------|---------|------|------|------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 34,77 | 35,87 | 35,04 | Si      | 5,32 | 5,39 | 5,32 | } X    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,86 | 16,26 | 16,76 | Al      | 2,68 | 2,61 | 2,68 |        |
| TiO <sub>2</sub>               | 3,97  | 3,97  | 3,57  | Al      | 0,18 | 0,27 | 0,32 |        |
| FeO*                           | 22,24 | 19,51 | 21,68 | Ti      | 0,46 | 0,45 | 0,41 |        |
| MnO                            | 0,22  | 0,16  | 0,20  | Fe      | 2,85 | 2,45 | 2,75 |        |
| MgO                            | 10,32 | 11,70 | 10,55 | Mn      | 0,03 | 0,02 | 0,03 |        |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,20  | 0,21  | 0,24  | Mg      | 2,35 | 2,62 | 2,39 | } Z    |
| K <sub>2</sub> O               | 9,17  | 9,22  | 8,65  | Na      | 0,01 | 0,06 | 0,07 |        |
|                                | 96,75 | 96,90 | 96,69 | K       | 1,80 | 1,77 | 1,68 |        |
|                                |       |       |       | X       | 8,00 | 8,00 | 8,00 |        |
|                                |       |       |       | Y       | 5,87 | 5,81 | 5,90 |        |
|                                |       |       |       | Z       | 1,81 | 1,83 | 1,75 |        |
|                                |       |       |       | Mg      | 44,9 | 48,5 | 46,2 | Atom % |
|                                |       |       |       | Fe(+Mn) | 55,1 | 51,5 | 53,8 | Atom % |

\* FeO = Gesamteisen als FeO

(Tab. 12) und sind dem Lepidomelan zuzuordnen ( $\emptyset$  Fe<sub>54</sub> Mg<sub>46</sub>). Sie enthalten Zirkon-Einschlüsse mit pleochroitischen Höfen. Sie zeigen unregelmässige Auslöschung und sind oft deutlich gebogen. Schwach undulös sind ebenfalls die Quarzeinsprenglinge. Dies sind Merkmale einer tektonischen Aktivität des Hunsrücks in diesem Gebiet auch während und/oder nach der permischen Vulkantätigkeit.

Schliesslich ist auf die Erscheinung von vereinzelt, bis zu 1 mm grossen Pseudomorphosen in dem grobkörnigen Rhyolith einzugehen. Sie sind randlich opazitisiert und im inneren Bereich weisen sie meistens Serizit, manchmal auch Chlorit und in Bildung begriffenen Biotit auf. Die morphologischen Merkmale geben zwar keinen sicheren Aufschluss über die ursprünglichen Minerale, nach vergleichbaren Beobachtungen bei anderen Rhyolithvorkommen kann jedoch Amphibol als primäres Mineral vermutet werden.

Quarz, Feldspat, Biotitblättchen und wenige kleine Erzminerale setzen die körnige Grundmasse des Gesteins zusammen.

Die einsprenglingsarme Probe 500 am Rande des Vorkommens ist deutlich feinkörniger und besitzt eine quarzreichere Grundmasse.

Das Gestein am Kontakt des oben erwähnten "Steinbruchs" weist schon makroskopisch ein Fliessgefüge auf und ist reich an Einschlüssen aus dem Nebengestein. Die vereinzelt, kleinen Einsprenglinge bestehen hauptsächlich aus Quarz. Ferner findet man einige Feldspäte, die völlig von Serizit pseudomorphosiert sind. Die Grundmasse ist sehr dicht und postmagmatisch stark verkieselte und serizitisiert. Biotit ist nicht anzutreffen.

Die chemische Untersuchung des Vorkommens von Veldenz basiert auf 9 Analysen (Anhang, Tab.33). Die vorherrschende, grobkörnige Varietät stellt einen relativ basischen Rhyolith dar (SiO<sub>2</sub> = 69,6 - 71,2 Gew.%). Er enthält intermediäre K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-Gehalte. Bei den frischesten Proben beträgt das K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O-Verhältnis etwa 1:1. Mit fortschreitender postmagmatischer Umwandlung sind die üblichen Natriumverluste zu verzeichnen.

Dieses Gestein bildet also einen Typ, der etwa mit dem Nohfeldener Rhyolith A und den Gesteinsvarietäten des Kreuznacher

Massivs, die äquivalente  $\text{SiO}_2$ -Gehalte aufweisen, vergleichbar ist. Auch unter den Spurenelementen lassen sich gute Übereinstimmungen feststellen.

Der am Kontakt anstehende Rhyolith ist postmagmatisch stark beeinflusst. Für die Verkieselung und Serizitisierung ist vielleicht auch aufgenommenes Schiefermaterial des Nebengesteins mitverantwortlich.

Trotz aller sekundärer Einflüsse weisen seine gefügekundlichen und chemischen Abweichungen vom grobkörnigen Rhyolith auf einen eigenständigen Gesteinstyp hin, der als Produkt einer in den Schlot gesondert injizierten, sauren Teilschmelze aufzufassen ist. Dafür sprechen auch die stark abweichenden, analog zu anderen  $\text{SiO}_2$ -reichen Rhyolithen unterrepräsentierten Gehalte mehrerer Spurenelemente: Zr, P, Ti, La, Ce, Nd.

Die Probe 500 am Rande des Vorkommens nimmt mineralogisch-chemisch (auch in der Körnigkeit) eine mittlere Stellung ein.

## 2.5. Das Rhyolithmassiv des Donnersberges

### 2.5.1. Geologie, Petrographie

Der intrusive Charakter dieses Vorkommens wurde bereits von KAPP (1835) angedeutet. Der Rhyolith nimmt mit etwa  $20 \text{ km}^2$  fast den ganzen Donnersberg ein und ragt aus der umgebenden Landschaft wie eine grosse Kuppe heraus. Der Königsstuhl repräsentiert mit 687 m NN die höchste Erhebung der Pfalz.

Die Intrusion hat im nordöstlichen Bereich, mit dem Königsstuhl im Zentrum, eine annähernd runde Form (s. Karte, Abb. 33). Sie verjüngt sich nach Südwesten, wodurch ihre Anpassung an die varistische Streichrichtung ihrer Umgebung zum Ausdruck kommt.

Durch das lang andauernde Emporquellen der rhyolithischen Schmelzen wurden die angrenzenden Sedimentschichten des Rotliegenden aufgerichtet (SCHWAB, 1967; LORENZ, 1971, 1981). In der unmittelbaren Nachbarschaft, vor allem an der westlichen Seite des Donnersberges, stehen intermediäre bis basische

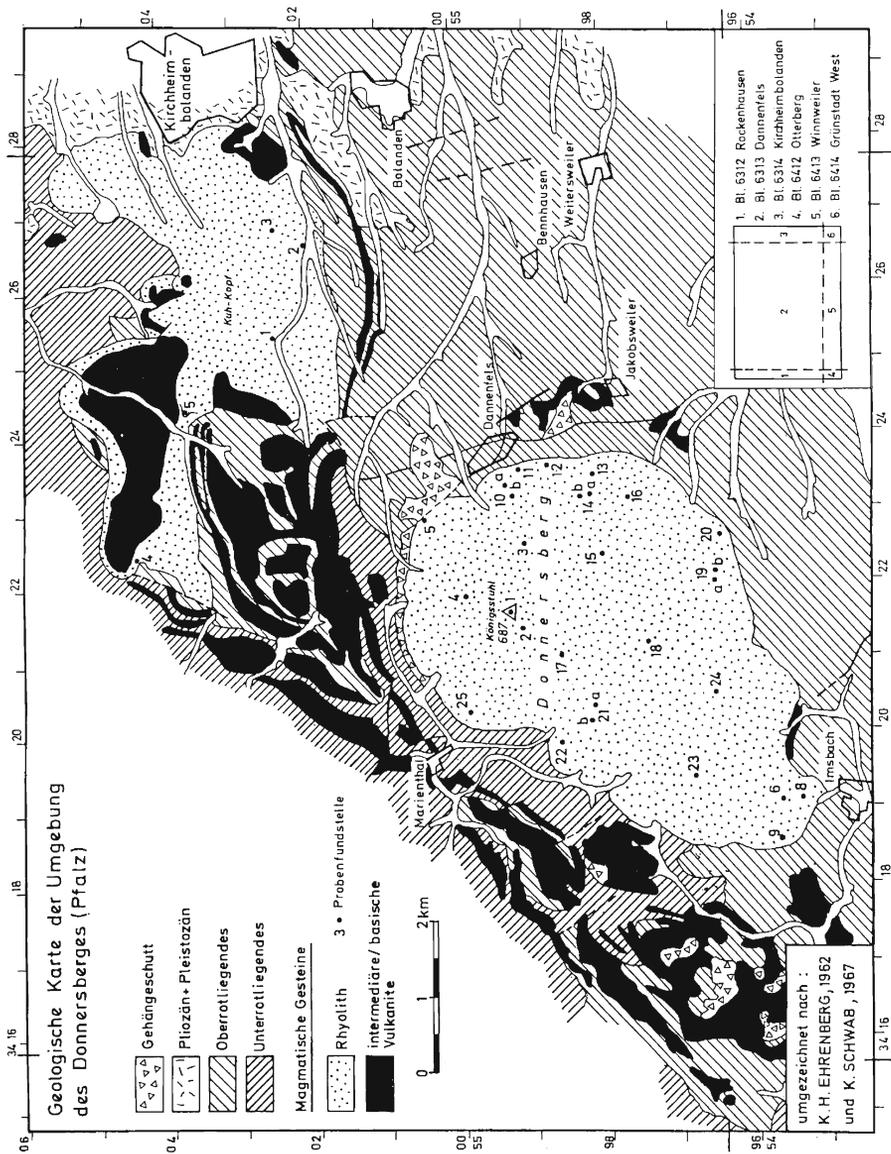


Abb. 33: Der Rhyolith vom Donnersberg und von Kirchheimbolanden

Umgezeichnet nach:  
K. H. EHRENBURG, 1962  
und K. SCHWAB, 1967

effusive (Grenzlager) und intrusive Vulkanite an. Diese liegen auch zwischen dem Donnersberg und dem Rhyolithvorkommen von Kirchheimbolanden. Die kürzeste Entfernung zwischen diesen beiden grossen Rhyolithvorkommen beträgt nur 1,8 km.

Die Umgebung des Donnersberges und von Kirchheimbolanden wurde geologisch aufgenommen und untersucht durch EHRENBERG (1962, 1964), SCHWAB (1965, 1967, 1968) und LORENZ (1967, 1971a, 1971b). Hierbei wurden (insbesondere durch SCHWAB) die intermediären und basischen Vulkanite petrographisch beschrieben.

Der Rhyolith ist an vielen Stellen gut aufgeschlossen. Zwar fehlen hier Steinbrüche, aber die sehr häufigen Felsen lassen eine gute Geländebeobachtung und Probenahme zu. Abgesehen von unterschiedlichen Farbtönen (grau, violett, rötlich) sieht das Gestein im ganzen Vorkommen einförmig aus. Die gleichbleibenden äusseren Eigenschaften, wie dichtes Gefüge, Härte, spröder Bruch etc., vermitteln den Eindruck einer "fast ermüdenden Gleichförmigkeit in der Ausbildung", wie es SCHUSTER (1913, S. 250) ausgedrückt hat.

An der südwestlichen Flanke der Rhyolithintrusion (nördlich von Imsbach) kommen zahlreiche Cu-Vererzungen vor. Von dem dort, vom Ende des 18. bis Anfang des 19. Jahrhunderts betriebenen Bergbau zeugen noch mehrere Schächte und Stollen.

Zu der Beschreibung der Erzvorkommen und ihrer lagerstättenkundlichen Untersuchung ist auf die Arbeit von GEIS (1955) hinzuweisen. ABU-ABED & FRIEDRICH (1974) führten eine bodengeochemische Untersuchung in diesem Gebiet durch.

Die Vererzung besteht hauptsächlich aus Malachitimpregnationen im Rhyolith. Als Nebenprodukte der Oxidationszone treten ferner Azurit und Cuprit auf. Gangförmig haben sich Kupferglanz, Kupferkies und gediegenes Kupfer gebildet (primäre Vererzung). GEIS vertritt die Auffassung, dass die subvulkanische, hydrothermale Entstehung der primären Vererzung mit "Melaphyr"-Gängen, die den Rhyolith durchdrungen haben, zusammenhängt.

In der vorliegenden Arbeit wurden keine lagerstättenkundlichen Untersuchungen vorgenommen. Aus der Umgebung der Cu-Vorkommen sind drei Stellen beprobt (s. Karte, Abb. 33) worden:

- Nr. 6: Eingang des oberen Stollens der Grube "Grüner Löwe"  
Nr. 8: 250 m südlich davon,  
Nr. 9: unmittelbar südlich des Stollens "Katharina I".

Die Proben wurden wie üblich nur nach petrographischen Gesichtspunkten untersucht. Es wurde deshalb darauf geachtet, nur erzfreies Gestein zu erhalten und chemisch zu analysieren.

Die petrographische und geochemische Bearbeitung des Rhyoliths vom Donnersberg basiert auf der Untersuchung von umfangreichem Probenmaterial aus 25 Fundstellen. Einige davon bestehen jeweils aus 2 bis über 100 m entfernten Probenahmepunkten.

Der Rhyolith ist petrographisch zwar weitgehend einheitlich, die genaue mikroskopische Untersuchung zeigt jedoch gewisse Variationen, die bestimmte Bereiche der Intrusion kennzeichnen:

Ia. Die Umgebung um den Königsstuhl, die als exzentrischer Kern der Intrusion betrachtet wird. Das Gestein liegt hier in relativ frischem Zustand vor. Da sich die sonstigen Gesteinsvariationen darauf beziehen, wird dieser Punkt am ausführlichsten erläutert.

Ib. Der periphere Bereich um das oben angedeutete "Intrusionszentrum". Grundsätzlich handelt es sich um das gleiche Gestein; es ist lediglich mehr oder weniger postmagmatisch beeinflusst.

II. Der südwestliche Teil der Intrusion. Einige Unterschiede im Gefüge und der stellenweise hohe Gehalt an Kalifeldspat sind hier zu erläutern.

#### Zu Ia.

Um den Königsstuhl (Fundstelle-Nr. 1, 2, 3, 4, 14, 15, 16 und 17) liegt der Rhyolith in relativ frischem Zustand vor. Er weist auch die niedrigsten  $H_2O$ -Gehalte und normativen Corundumwerte auf. Das Gefüge ist porphyrisch. Die Eigenschaften der Einsprenglinge sind wie folgt:

Die Feldspäte sind im Durchschnitt 0,5 bis 1,5 mm, maximal 2,5 mm gross. Die Plagioklase sind idiomorph und ihr Oligoklascharakter ist bereits mikroskopisch leicht erkennbar (n Plagioklas  $\geq$  n Kanadabalsam). Ihr an-Gehalt beträgt 20-27

Mol. % (Tab. 13). Ein Teil der Plagioklase ist fleckenartig oder von Teil- und Spaltbarkeitsrissen ausgehend postmagmatisch albitisiert. Die albitisierten Bereiche erkennt man durch die Erniedrigung der Brechung und die Erhöhung der Doppelbrechung. Mit der Albitisierung ist eine beginnende Serizitisierung verknüpft.

Die Kalifeldspäte sind idiomorph bis hypidiomorph, und sie übertreffen manchmal die Plagioklase an Menge und Grösse. Sie sind hie und da korrodiert. Es handelt sich um Na-reiche Sanidine mit 2Vx unter  $25^{\circ}$ . Die durchschnittliche Zusammensetzung ist:  $or_{67} ab_{32} an_1$  (Tab. 13).

Der Quarz ist als Einsprengling im Gestein unterrepräsentiert (2-5 Kristalle pro Schliff) und ist mehr oder weniger korrodiert. Manchmal weist er Hochquarzidiomorphie auf.

Der Biotit ist in vereinzelt bis 1,5 mm langen Lamellen als Einsprengling vertreten und beteiligt sich manchmal an den häufig auftretenden glomerophyrischen Gruppierungen der oben genannten Phänokristalle.

Schliesslich ist noch folgende mikroskopische Beobachtung hinzuzufügen: Häufig wird die Aufmerksamkeit auf Opakanhäufungen gelenkt, die manchmal prismatische Abgrenzungen aufweisen und eine Amphibol-Idiomorphie deutlich erkennen lassen (Abb. 34).

Die Grundmasse ist fast immer durch eine gut ausgeprägte Felderstruktur (= globulitisch) gekennzeichnet. Die runden Quarz-Feldspat-Aggregate haben einen Durchmesser zwischen 0,1 und 0,4 mm und ähneln denen des Rhyoliths B von Nohfelden, und zwar jenen, die in der Abb. 10a dargestellt sind.

Sie sind meistens voneinander isoliert, und in dem Zwischenraum bilden idiomorphe Plagioklasleisten, Quarz und Kalifeldspatkörner ein granophyrisches und pflasterartiges Gefüge. Die Korngrösse liegt zwischen 0,01 und 0,3 mm; die Quarze bilden oft grössere Kristalltafeln.

Tab. 13: Chemische Analysen an Kalifeldspäten und Plagioklasen

| Fs/Pr                          | Kalifeldspäte  |                |                |                 |                |                | Plagioklasse   |                |                |                |                |                |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
|                                | 1/661          | 17/759         | 18/760         | 19/761          | 23/770         |                | 1/661          |                |                |                | 17/759         |                |
| Kri-<br>stelle                 | 5 <sup>x</sup> | 5 <sup>x</sup> | 2 <sup>x</sup> | 11 <sup>+</sup> | 3 <sup>x</sup> | 3 <sup>*</sup> | 1 <sup>x</sup> | 1 <sup>x</sup> | 1 <sup>x</sup> | 1 <sup>x</sup> | 5 <sup>x</sup> | 3 <sup>*</sup> |
| SiO <sub>2</sub>               | 64,65          | 64,01          | 66,32          | 64,93           | 66,52          | 66,50          | n.b.           | n.b.           | n.b.           | n.b.           | n.b.           | 61,41          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21,00          | 21,71          | 18,97          | 20,64           | 19,02          | 18,97          | n.b.           | n.b.           | n.b.           | n.b.           | n.b.           | 25,03          |
| CaO                            | 0,25           | 0,24           | 0,17           | 0,19            | 0,21           | 0,21           | 3,88           | 1,63           | 0,33           | 0,12           | 5,36           | 3,97           |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,61           | 3,31           | 3,20           | 3,35            | 3,67           | 3,49           | 8,12           | 10,06          | 10,60          | 11,09          | 7,67           | 8,09           |
| K <sub>2</sub> O               | 10,28          | 10,57          | 11,39          | 10,83           | 10,70          | 10,86          | 0,85           | 0,04           | 0,08           | 0,03           | 0,70           | 0,65           |
| Summe                          | 99,79          | 99,84          | 100,05         | 99,94           | 100,12         | 100,03         |                |                |                |                |                | 99,15          |
| Si                             | 2,93           | 2,90           | 3,00           | 2,94            | 3,00           | 3,00           | -              | -              | -              | -              | -              | 2,73           |
| Al                             | 1,12           | 1,16           | 1,02           | 1,10            | 1,01           | 1,01           | -              | -              | -              | -              | -              | 1,32           |
| Ca                             | 0,01           | 0,01           | 0,01           | 0,01            | 0,01           | 0,01           | -              | -              | -              | -              | -              | 0,19           |
| Na                             | 0,32           | 0,29           | 0,28           | 0,29            | 0,32           | 0,30           | -              | -              | -              | -              | -              | 0,70           |
| K                              | 0,60           | 0,61           | 0,66           | 0,63            | 0,61           | 0,63           | -              | -              | -              | -              | -              | 0,04           |
| Z                              | 4,05           | 4,06           | 4,02           | 4,04            | 4,01           | 4,01           | -              | -              | -              | -              | -              | 4,05           |
| X                              | 0,93           | 0,91           | 0,95           | 0,93            | 0,93           | 0,94           | -              | -              | -              | -              | -              | 0,93           |
| or                             | 64,5           | 67,0           | 69,5           | 67,7            | 64,9           | 67,9           | 5,2            | 0,2            | 0,4            | 0,2            | 4,1            | 4,3            |
| ab                             | 34,4           | 31,9           | 29,4           | 31,2            | 34,0           | 31,9           | 75,0           | 96,6           | 97,9           | 99,3           | 69,1           | 75,3           |
| en                             | 1,1            | 1,1            | 1,1            | 1,1             | 1,1            | 1,1            | 19,8           | 8,2            | 1,7            | 0,2            | 26,7           | 20,4           |

Anmerkungen

x Einsprenglinge \* kleine Kristalle in der Grundmasse + K-Feldspäte mit serialer Grösse (Probe 19/761)

Kalifeldspäte: Sie haben ziemlich hohe Na-Gehalte. K, Na und Ca sind bei allen Kristallen annähernd gleich. Lediglich variiert von Fundstelle zu Fundstelle das Si/Al-Verhältnis.

Plagioklasse: In den meisten Kristallen konnten aus technischen Gründen SiO<sub>2</sub> und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nicht bestimmt werden. In der Probe 1/661 sind drei analysierte Kristalle stark bis vollständig albitisiert. Die frischen Kristalle entsprechen dem Oligoklas (β Zusammensetzung or<sub>5</sub> ab<sub>73</sub> an<sub>22</sub>).

Mikrosondenanalysen an Feldspäten der Grundmasse führten zum Ergebnis, dass der Chemismus sowohl der Plagioklasse als auch der Kalifeldspäte mit jenem der Einsprenglinge mehr oder weniger gleich ist (s. Tab. 13).

Analog zu den Rhyolithen von Nohfelden und Bad Kreuznach kommen auch hier spätmagmatische Biotite vor. Oft bilden sie sogar grössere Aggregate, die um die Grundmassenminerale herumgewachsen sind und sie zum Teil (besonders Feldspat) metasomatisch verdrängt haben. Manchmal trifft man Biotitaggregate, die aus über- und nebeneinander dicht gepackten, hexagonalen Blättchen bestehen (Abb. 35).

Schliesslich seien die Erzkörner ( $\emptyset$  10 - 50  $\mu$ ) erwähnt, die häufig eine Magnetitidiomorphie aufweisen.

#### Zu Ib.

Die Proben der hier zugehörigen Fundstellen (Nr. 10, 11, 12, 13, 18, 25) haben primär den gleichen mineralogischen und strukturellen Aufbau, wie er unter Ia. beschrieben worden ist.

Hier ist allerdings das Gestein unterschiedlich stark postmagmatisch beeinflusst. Das Ausmass der sekundären Umwandlung spiegelt sich in den hohen normativen Corundwerten wider.

Die Plagioklas-Phänokristalle sind zum Teil albitisiert und serizitisiert. Bei fortgeschrittener Umwandlung sind sie völlig serizitisiert, wobei auch Kaolinit in Erscheinung tritt. Die Kalifeldspateinsprenglinge sind dagegen grösstenteils frisch oder nur geringfügig serizitisiert. Für die Feldspäte der Grundmasse gelten ähnliche Verhältnisse. Von der Serizitierung wurden auch hier hauptsächlich Plagioklase betroffen.

Die Biotite sind unterschiedlich stark opazitisiert. Bei den Erzkörnern treten Zerfallerscheinungen auf, woraus limonitische Produkte hervorgegangen sind. Die ausgeschiedenen Fe(III)-Oxide bzw. die feine Verteilung des Erzstaubs und der serizitischen Produkte bewirken eine Trübung bzw. "Verschmutzung" im Gestein, was die mikroskopische Beobachtung beeinträchtigt.

#### Zu II.

In der südwestlichen Hälfte der Intrusion sind Ähnlichkeiten mit den oben beschriebenen petrographischen Merkmalen zu verzeichnen (z.B. globulitische Struktur der Grundmasse). Auffällig ist allerdings das Zurücktreten der Einsprenglinge. Einzelne Serizitpseudomorphosen deuten auf ehemalige Feldspatphänokristalle hin.

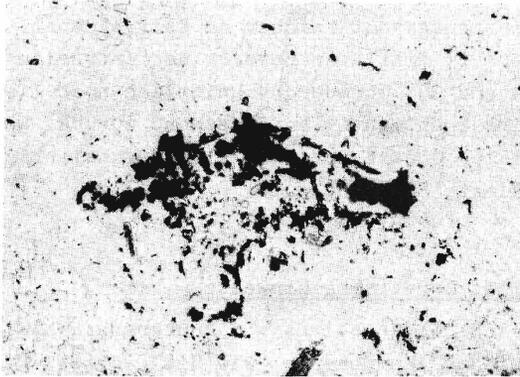


Abb. 34: Opazitisierte Skelettreste eines idiomorphen Amphibols (Kopfschnitt), der vom Quarz und Feldspat der Gesteinsgrundmasse metasomatisch verdrängt wurde. 100x, o.N.

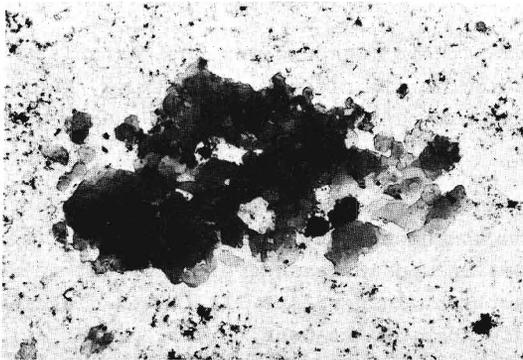


Abb. 35: Spätmagmatisches Biotitaggregat aus über- und nebeneinander dicht gepackten hexagonalen Blättchen. 100x, o.N.

Im südwestlichen Bereich treten kaum noch Einsprenglinge auf. Das Gestein ist zum Teil sehr feinkörnig und die Felderstruktur geht in ein mikrofelsitisches Gefüge über.

Der Rhyolith ist insgesamt reicher an Kalifeldspat, dessen Anteil besonders im mittleren Bereich der Intrusion (z.B. Fundstelle 19a und 20) überdurchschnittlich hoch liegt. Der Plagioklas tritt quantitativ entsprechend zurück. Darin treten in serialer Grösse frische, klar-durchsichtige, fast immer verzwilligte Sanidine auf.

### 2.5.2. Geochemie. Genetische Hinweise

Im ganzen Bereich des Rhyoliths vom Donnersberg bleiben mehrere chemische Komponente wie  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ti und Zr ziemlich konstant. Ce, Cr, Ni und Nd sind quantitativ unbedeutend. Die La-Werte schwanken zwischen 20 und 60 ppm, zeigen aber keinen eindeutigen Trend.

Einige Elemente wie  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Sr und Ba weisen jedoch signifikante Variationen auf, wonach sich die Intrusion schematisch in mehrere Zonen einteilen lässt. Dies wird unterstützt durch die mikroskopische Beobachtung. Die quantitative Verteilung dieser chemischen Komponenten und die diesbezügliche Zoneneinteilung ist in der Abb. 36 dargestellt.

Die Zone Ia erfasst die Umgebung des Königsstuhls. Das Gestein dieser Zone ist durch die niedrigsten Kalium-, Rubidium- und durch die höchsten Strontium- und Barium-Gehalte gekennzeichnet.

In der peripheren Zone Ib zeichnen sich erhöhte Werte des  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb und  $\text{H}_2\text{O}^+$  und abnehmende Sr-Gehalte ab.

Eine Abnahme des Ba und insbesondere des Sr ist in den Zonen IIa und IIb deutlich. In der Zone IIb liegen die niedrigsten Ba-, Sr- und die höchsten Rb-Gehalte vor.

In dem mittleren Bereich der Intrusion (Zone IIa) treten die höchsten Kalium-Gehalte auf. Stellenweise liegen sie fast doppelt so hoch wie in der Zone Ia. Das Kalium verhält sich hier also weitgehend eigenständig und passt sich dem von NE

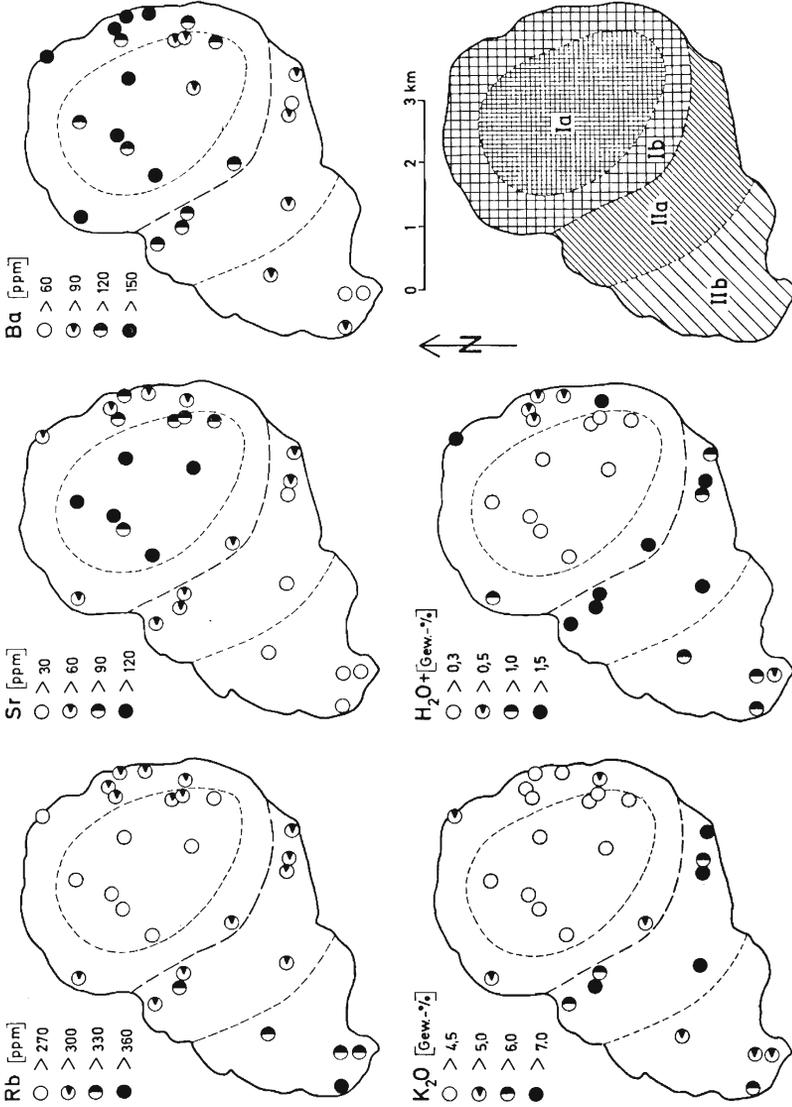


Abb. 36: Grobschematische Zonen-Einteilung der Rhyolith-Intrusion des Donnerberges auf Grund der Konzentrationsverteilung einiger chemischer Elemente. Die mineralogischen und Gefügeeigenschaften wurden dabei mitberücksichtigt (s. Text).

(vom Königsstuhl) nach SW fortlaufenden Trend der oben genannten chemischen Komponenten nicht an. Es ist auch keinesfalls mit hohen Rb-Gehalten gekoppelt. (Die über der gestrichelten Linie liegenden Projektionspunkte der höchsten Rb-Gehalte in der Abb. 37 gehören der Zone IIb an).

Das Ba zeigt sogar bei ansteigenden K-Gehalten - entgegen der üblichen Diadochierregel - eine abnehmende Tendenz. Auf Grund der Konzentrationsverteilungen in der Intrusion ergeben sich gute negative Korrelationen zwischen Rb und Ba bzw. Sr. (Abb. 38).

Nach den bisher erläuterten petrographischen und geochemischen Gegebenheiten lassen sich bereits an dieser Stelle einige Rückschlüsse auf die Gesteinsentwicklung ziehen:

Der Rhyolith des Donnersberges stammt aus einem  $\text{SiO}_2$ -reichen Magma, das vor Beginn der Intrusion chemisch homogenisiert wurde. Auf die Frage, ob der Donnersberg durch eine einzige Eruption entstanden sei (SCHWAB, 1967, S. 14) gibt die vorliegende Untersuchung eine eindeutige Antwort: Die gefügekundlichen und mineralogisch-chemischen Unterschiede weisen darauf hin, dass das Magma schubweise emporgequollen ist.

Während des Aufstieges und der Platznahme der "Teilschmelzen" erfolgte eine schwache chemische Veränderung, die durch Abnahme des Ba und Sr und Erhöhung des Rb gekennzeichnet ist und sich vom Königsstuhl ausgehend, nach SW hin verfolgen lässt. Dieser Trend ist mit erhöhten Kaliumgehalten gekoppelt.

Die überdurchschnittliche Anreicherung des Kaliums im mittleren Bereich des Intrusivkörpers fällt aber aus dem Rahmen. Sie hat zwar das Natrium ersetzt, aber keinen Einfluss auf das Verhalten der sonstigen chemischen Elemente ausgeübt, so dass die Kristallisation der Plagioklase zugunsten der Kalifeldspäte (Sanidine) entsprechend gestoppt wurde. Es handelt sich um einen analogen Vorgang: Liquidmagmatische K-Metasomatose, wie sie auch bei Teilschmelzen des Nohfeldener und Kreuznacher Massivs aufgetreten ist.

Bemerkenswert sind die unterschiedlichen Wassergehalte, die trotz einiger Unregelmäßigkeiten eine charakteristische räumliche Verteilung aufweisen (Abb. 36). Das Kristallwasser

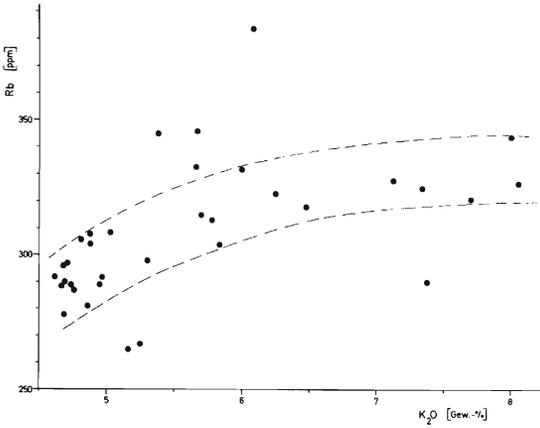


Abb. 37: Rb/K<sub>2</sub>O-Verhältnis (Erläuterung dazu s. Text)

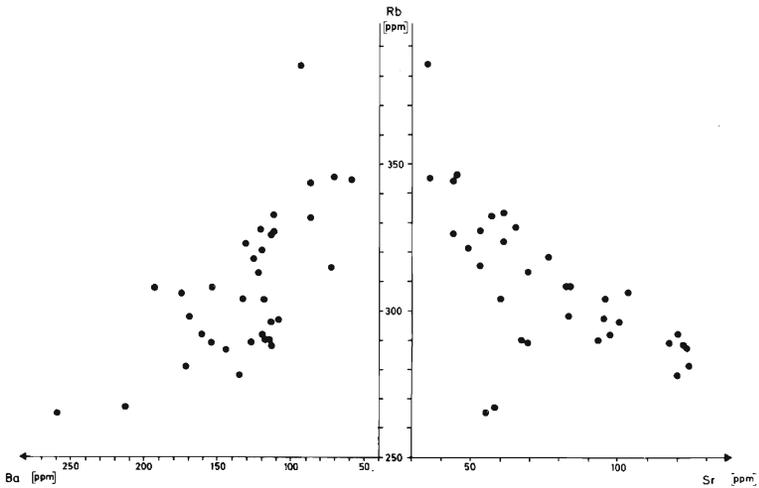


Abb. 38: Korrelation zwischen Rb und Ba bzw. Sr.

( $H_2O+$ ) gehört grösstenteils den Umwandlungsprodukten (s. unten) an. Die positive Korrelation  $H_2O+$ /normativer Corund verläuft linear (s. dazu Abb. 2). Eine ziemlich gute positive Korrelation besteht aber auch zwischen  $H_2O+$  und MgO (Abb. 39). Diese Beziehung ist in anderen Rhyolithvorkommen kaum anzutreffen. Mikroskopisch lässt sich feststellen, dass die Proben mit hohen Wassergehalten auch Biotit-reicher sind.

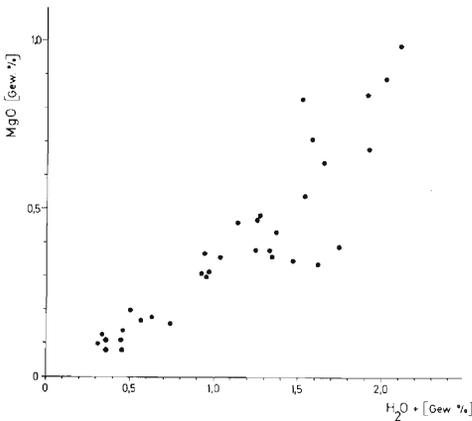


Abb. 39: Korrelation zwischen MgO und  $H_2O+$

Es liegt also die Vermutung nahe, dass die gegenwärtigen Wassergehalte mit denen des liquidmagmatischen Stadiums verknüpft sind. Aus wasserreichen Teilschmelzen gingen also entsprechend grössere Mengen an wässrigen Restlösungen hervor, die für die postmagmatischen Autohydrometamorphosen des Gesteins massgebend wurden.

Die hydrothermale Umwandlung ist hauptsächlich durch Serizitisierung (und Kaolinitisierung) gekennzeichnet. Die sekundäre Verkieselung spielt eine untergeordnete Rolle. Der hohe  $SiO_2$ -Gehalt bleibt in den 33 analysierten Proben ziemlich konstant (73,5 bis 75,6 Gew. %) und gehört im grossen und ganzen zu der "primären" Zusammensetzung des Gesteins

Von der Serizitisierung wurden insbesondere die mehr oder weniger albitisierten Plagioklase betroffen. Natrium und Calcium

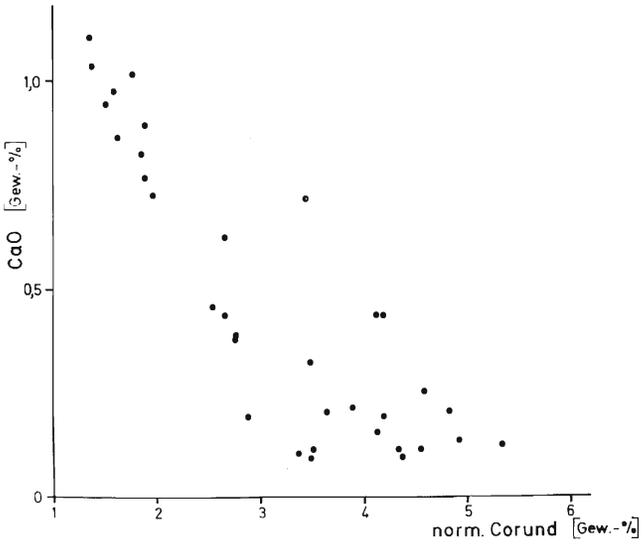
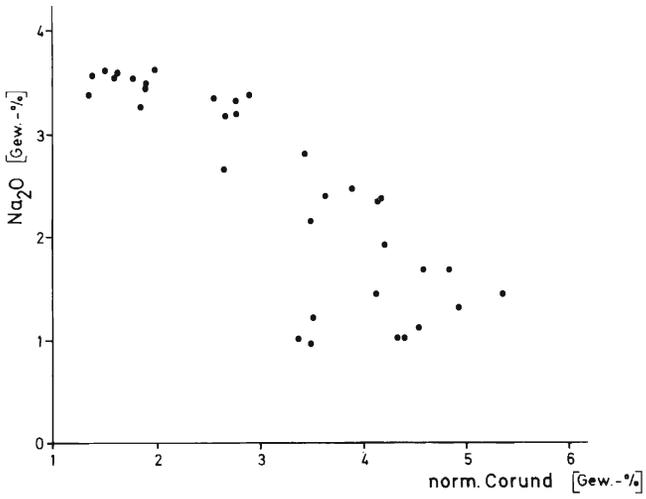


Abb. 40: Korrelation zwischen normativem Corund und Na<sub>2</sub>O bzw. CaO.

wurden also aus dem Gestein stark abgeführt, was durch ihre negative Korrelation mit dem normativen Corund (Abb. 40) verdeutlicht wird.

## 2.6. Die Rhyolithe vom Königsberg, Herrmannsberg und Beilstein

### 2.6.1. Einführung

Der Königsberg und der Herrmannsberg liegen in der zentralen Aufwölbungszone - im sogenannten "Pfälzer Sattel" - der Saar-Nahe-Senke. Sie bilden, wie der Donnersberg, in der umgebenden Landschaft herausragende kuppelförmige Strukturen. Die Rhyolithintrusionen haben die ehemals flachliegenden Sedimentschichten steilgestellt und zwischen Königsberg und Herrmannsberg eingemuldet.

Aus den detaillierten geologischen und tektonischen Arbeiten von DREYER\*) (1970, 1975) seien die folgenden, stark verkürzten Informationen mitgeteilt:

Am Rande der Intrusion des Königsbergs (z.B. im Süden, s. Abb. 41) finden sich Zonen mit Reibungsbrekzien. Brekzien sind auch im inneren Bereich des Vorkommens durch tektonische Vorgänge entstanden (Gangbrekzien). Mit ihnen stehen mannigfaltige, hydrothermale Mineralisationen in Zusammenhang.

Der Königsberg ist von ausgedehnten tektonischen Störungen durchzogen, die NNW-SSE und N-S streichen. Der "Zwölf-Uhr-Gang", auch "Haupt"- oder "Horngang" genannt, bildet die mächtigste mineralisierte Störungszone und teilt den Königsberg in zwei Blöcke.

Die häufigsten Gangmineralisationen sind: Baryt, Quarz, Goethit, Hämatit, Pyrit und Psilomelan. Als Begleitminerale zählen noch Quecksilber (Zinnober, gediegenes Quecksilber), Pyrolusit, Uranminerale und Kaolinit.

Die Spuren bergbaulicher Tätigkeiten lassen sich bis in die Römerzeit zurückverfolgen (Abbau von Braun- und Roteisen). Im

---

\*) Herr Dr. G. DREYER (†) vom Geologischen Institut der Universität Mainz war dem Autor mit mündlichen Mitteilungen und Kartierungsunterlagen sehr behilflich.

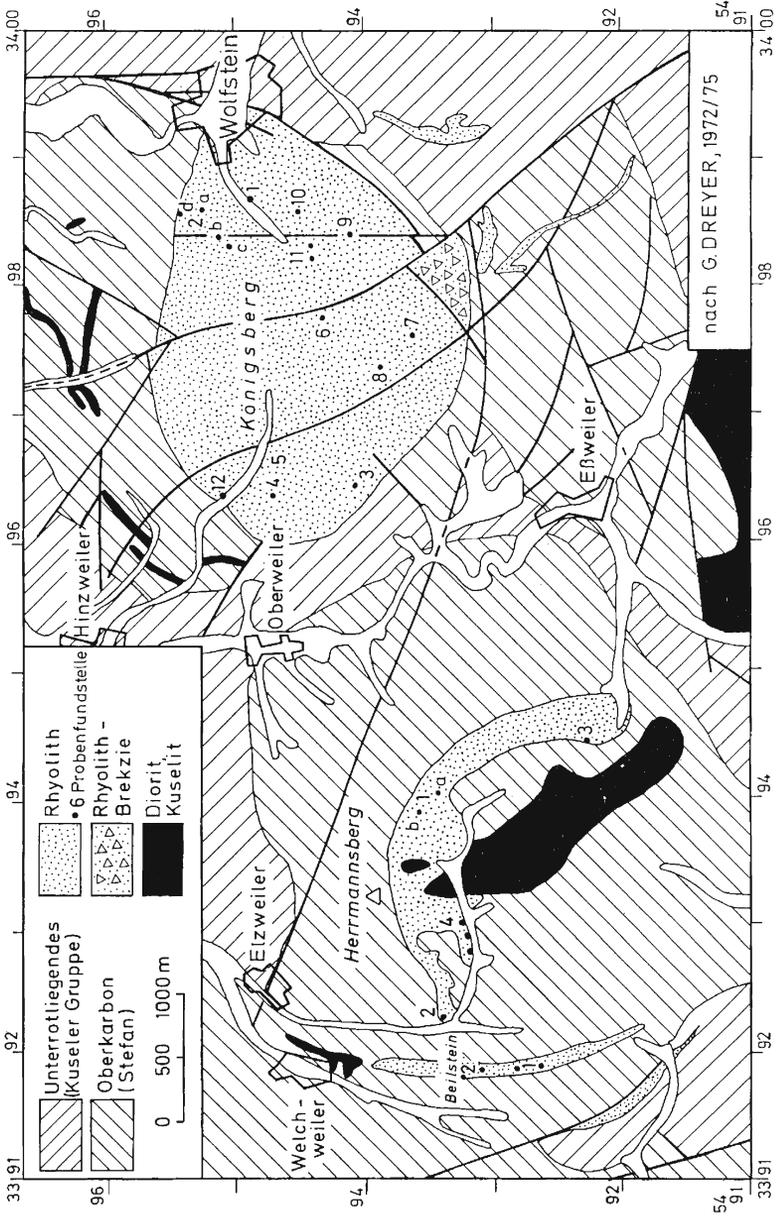


Abb. 41: Geologische Karte der Umgebung des Königsberges und Herrmannsberges (zum Teil unveröffentlichte Unterlagen von G. DREYER † benutzt)

18. und 19. Jahrhundert wurde Quecksilber gewonnen. Später wurde der weit verbreitete Schwerspat abgebaut und 1952 endete der Bergbau vollständig. (Einzelheiten über die Mineralvorkommen und den geschichtlichen Ablauf des Bergbaues am Königsberg sind in den Arbeiten von DREYER zu finden).

Östlich vom Herrmannsberg stehen einige Rhyolithvorkommen in Form von Gängen an (REIS & AMMON, 1910). Der Gang am Beilstein unmittelbar südlich von Welchweiler (Abb. 41) wurde in die vorliegende Untersuchung miteinbezogen. Er streicht in N-S-Richtung und ist 2,2 km lang und bis über 100 m mächtig.

Einige 100 m südwestlich davon liegt ein kleinerer, NW-SE-streichender Gang, der von EMMERMANN (1971) petrographisch beschrieben wurde: die mineralogischen und gefügekundlichen Merkmale stimmen mit jenen des untersuchten Vorkommens vom Beilstein gut überein.

Dem gleichen Gesteinstyp ordnen REIS & AMMON (1910) das kleine Vorkommen von Biestrich, 1,5 km östlich Beilstein (ausserhalb der in Abb. 41 dargestellten Karte), zu.

## 2.6.2. Petrographie

### 2.6.2.1. Königsberg und Herrmannsberg

Die Rhyolithe des Königsbergs und des Herrmannsberges sind einander mineralogisch und strukturell ziemlich ähnlich, so dass sie diesbezüglich gemeinsam beschrieben werden können.

Beide Rhyolithe besitzen zwar ein porphyrisches Gefüge, der Anteil der Einsprenglinge ist jedoch sehr gering. Sie sind durch 0,5 bis 1 mm grosse, albitisierte Plagioklase ( $An < 5$  Mol.%, s. Tab. 14) repräsentiert. Oft sind jedoch die Feldspäte vollständig serizitisiert (s. unten).

Einige Proben enthalten bis zu 1 mm lange Biotitlamellen. Ferner finden sich hie und da spätmagmatische Biotitaggregate aus dicht verwachsenen hexagonalen Blättchen. (Vgl.: Donnersberg, Abb. 35).

Gelegentlich sind stark zerfallene Pseudomorphosen anzutreffen; der Charakter des primären Minerals ist nicht bestimmbar. Eine Chlorit-Epidot-Pseudomorphose im Gestein des Herrmannsberges hat die (110)-Idiomorphie eines Amphibolmegakristalls.

Die Grundmasse zeigt häufig eine Art Felderstruktur. Der Quarz, der die Feldspatleisten nach und nach eingeschlossen hat, ist oft zu einheitlichen, dipyramidalen Kristallen entwickelt worden (Abb. 42).

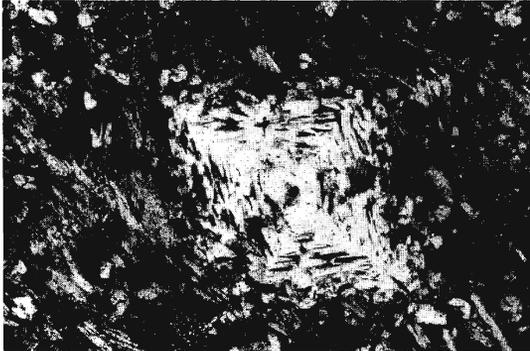


Abb. 42: Quarz der Grundmasse, der sich durch orientiertes Wachstum zum einheitlichen, dipyramidalen Kristall (hell) entwickelt und Feldspatleisten (dunkelgrau) eingeschlossen hat. 80x, +N.

Das Erscheinungsbild der Grundmasse im Gestein vom Herrmannsberg und bei einem Teil der Proben vom Königsberg ist von Plagioklasleisten geprägt. Sie sind miteinander verflochten und zeigen zusammen mit Biotitblättchen eine Fliesstextur. In mehreren Proben vom Königsberg treten jedoch die Plagioklasse zu Gurnsten von Kalifeldspäten quantitativ zurück.

Der gesamte Plagioklasanteil der Grundmasse liegt offensichtlich - ebenso wie bei den Einsprenglingen - in Form von Albit vor. Dies lässt sich aus den niedrigen CaO-Werten der Gesteinsanalyse interpretieren (vgl. Nohfelden, S. 41).

Tab. 14: Chemische Analysen an Plagioklas-Einsprenglingen des Königsbergs (1 u. 2) und Herrmannsbergs (3)

|                                | 1     | 2      | 3     |    | 1    | 2    | 3    |
|--------------------------------|-------|--------|-------|----|------|------|------|
| SiO <sub>2</sub>               | 66,26 | 67,72  | 66,47 | Si | 2,95 | 2,95 | 2,95 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20,63 | 20,69  | 20,57 | Al | 1,07 | 1,07 | 1,07 |
| CaO                            | 0,40  | 0,78   | 0,72  | Ca | 0,02 | 0,04 | 0,03 |
| Na <sub>2</sub> O              | 11,46 | 11,41  | 10,43 | Na | 0,97 | 0,96 | 0,90 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,05  | 0,05   | 0,13  | K  | -    | -    | 0,01 |
|                                | 99,80 | 100,65 | 98,32 |    |      |      |      |

Tab. 15: Chemische Analysen an hydrothermalen Phyllosilikaten des Königsbergs

|                                | Serizit | "Viridit"*1) |  |
|--------------------------------|---------|--------------|--|
| SiO <sub>2</sub>               | 52,57   | 31,37        |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 32,31   | 21,92        | *1) Durchschnitt aus 3 Analysen im gleichen Präparat.                              |
| FeO*2)                         | 2,92    | 27,69        | Bei den "Viriditen" handelt es sich wahrscheinlich um Fe-Mg-Montmorillonitminerale |
| MgO                            | 1,39    | 3,12         |  |
| CaO                            | 0,15    | Sp.          |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,08    | Sp.          | *2) FeO = Gesamteisen als FeO  |
| K <sub>2</sub> O               | 8,10    | 0,44         |  |
|                                | 97,52   | 84,54        |  |

Umwandlungen. Die Rhyolithe beider Vorkommen wurden postmagmatisch mässig bis stark beeinflusst. Die Albitisierung der Plagioklase wurde bereits oben angedeutet. Die Feldspäte sind ferner weitgehend serizitisiert und bei fortgeschrittener Umwandlung stark kaolinitisiert. Die Kaolinitisierung ist mit einer starken Verkieselung des Gesteins gekoppelt (z.B. Fundstelle 8 im Königsberg).

Der Biotit ist chloritisiert oder gebleicht und in Serizit übergeführt (dabei wurden Fe(III)-Oxide ausgeschieden). In einigen Proben kommen olivgrüne, Fe-reiche "Viridite"\*) vor, die mit den Serizitmineralen vergesellschaftet sind (Tab. 15). Sie weisen eine ziemlich hohe Doppelbrechung auf (bis etwa 0,03). Es handelt sich wahrscheinlich um Mineralprodukte der Montmorillonitgruppe (ARIKAS, 1973, 1977).

In einigen Fundstellen (Königsberg, Nr. 2; Herrmannsberg, Nr. 2 und 4) sind rundliche, 1 bis 3 mm grosse Bereiche der Gesteinsgrundmasse sehr stark umgewandelt. Der ganze Feldspatanteil um die Quarzkörner herum ist vollständig von Serizit und Viridit abgelöst. Makroskopisch heben sich die umgewandelten Bereiche des Gesteins als knotenartige, graugrüne Flecken ab.

#### 2.6.2.2. Beilstein

Das Gestein am Beilstein, verglichen mit den benachbarten Rhyolithen vom Königsberg und Herrmannsberg, ist relativ einsprenglingsreich.

Einsprenglinge. An Grösse und Menge überwiegen die Plagioklase. Sie sind durchschnittlich 0,5 bis 1,5 mm, maximal 3-4 mm gross. Es handelt sich um Albite ( $n$  Plagioklas  $<$   $n$  Kanadabalsam). Es folgen bis zu 0,6 mm grosse, mehr oder weniger korrodierte Quarze.

\*) "Viridit" (Synonym im englischen Schrifttum "Chlorophaeit"): Sammelbegriff für hydrothermal gebildete, nicht näher bestimmbare, grüne bis braune Phyllosilikate. Diese Bezeichnung wird sehr oft in petrographischen Arbeiten über intermediäre und basische Vulkanite im Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet gebraucht, wo solche Umwandlungsprodukte sehr stark verbreitet sind (z.B. WALGER, 1958; JUNG, 1967; MIHM, 1968). ARIKAS (1973, 1977) bestimmte eine Reihe von derartigen "Viriditen" als Fe-Mg-Montmorillonitminerale.

Auffallend sind bis über 2 mm langgestreckte Serizitpseudomorphosen, die Fe(III)-Oxide und vereinzelt Rutilkörner enthalten. Der Charakter des primären Minerals konnte auch in mehreren Dünnschliffen nicht mit absoluter Sicherheit bestimmt werden. Die Querschnitte der Pseudomorphosen weisen nur selten scharfe Konturen bzw. kantige und eckige Formen auf, woraus sich allenfalls andeutungsweise die (110)-Idiomorphie des Amphibols erkennen lässt.

Grundmasse. Sie ist, relativ zu vielen untersuchten Rhyolithen, grobkörniger ( $\emptyset$  0,2 - 0,4 mm). Es liegen idiomorphe, albitisierte Plagioklasleisten, hypidiomorphe bis xenomorphe Kalifeldspäte, Zwickelquarze und Serizitpseudomorphosen (s. oben) vor. Die Feldspäte sind mehr oder weniger serizitisiert. Das Gestein ist durch Fe(III)-Oxide stark pigmentiert.

Vier analysierte Proben aus zwei Fundstellen weisen untereinander nahezu gleichen Chemismus auf. Um einige signifikante chemische Eigenschaften des Gesteins besser zum Ausdruck zu bringen, soll ein Vergleich mit den nächst benachbarten Rhyolithen des Herrmannsberges (nur einige 100 m weit entfernt) und des Königsberges angestellt werden.

### 2.6.3. Geochemie. Petrogenetische Beziehungen.

Die Rhyolithe vom Königsberg und Herrmannsberg sind nicht nur mineralogisch und gefügekundlich, sondern auch chemisch sehr ähnlich. (Einige chemische Unterschiede werden unten erläutert). Sie sind gemäss den  $\text{SiO}_2$ -Gehalten  $\geq 74$  Gew. % dem sauren Bereich des petrochemischen Spektrums der permischen Rhyolithe zuzurechnen.

Der Rhyolith vom Beilstein enthält deutlich weniger  $\text{SiO}_2$  (71 - 72 Gew. %) und etwas mehr  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , was auf ein höheres Feldspat/Quarz-Verhältnis hinweist. Sein relativ basischerer Charakter gegenüber den Gesteinen vom Königsberg und Herrmannsberg ist verknüpft mit höherem Gehalt an Ce, La, Nd, Ti, Zr und  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Tab. 16). In diesem Zusammenhang ist auf vergleichbare Verhältnisse im Nohfeldener und Bad Kreuzbacher Massiv zu verweisen.

Tab. 16: Durchschnittswerte einiger signifikanter chemischer Komponenten, wodurch sich der Rhyolith des Beilsteins von dem des Königsberges und des Herrmannsberges unterscheidet (4 Proben des Königsberges und 1 Probe des Herrmannsberges, die postmagmatisch sehr stark umgewandelt sind, wurden nicht berücksichtigt).

|               | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Zr  | Ti  | La  | Ce  | Nd |
|---------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------|-----|-----|-----|-----|----|
| Königsberg    | 74,6             | 14,1                           | 0,05                          | 98  | 487 | 84  | 76  | 22 |
| Herrmannsberg | 74,5             | 14,0                           | 0,05                          | 92  | 488 | 83  | 77  | 27 |
| Beilstein     | 71,7             | 15,4                           | 0,08                          | 194 | 775 | 143 | 141 | 48 |

Die Ba-Werte der drei Vorkommen überschneiden sich. Die Mittelwerte liegen jeweils um 700 ppm. Die überdurchschnittlichen Ba-Gehalte (bis 1900 ppm) in den Fundstellen 9, 10 und 11 am Königsberg sind vermutlich auf hydrothermale, akzessorisch-kryptokristalline Barytbildung (s. oben) zurückzuführen.

Die Rb-Gehalte sind in allen drei Vorkommen zwar im grossen und ganzen gleich hoch, viele Proben des Königsberges weisen jedoch etwas höhere Rb-Werte auf. In den postmagmatisch stark umgewandelten Proben sind Verluste an Rb (auch Ba) zu verzeichnen (Abb. 43).

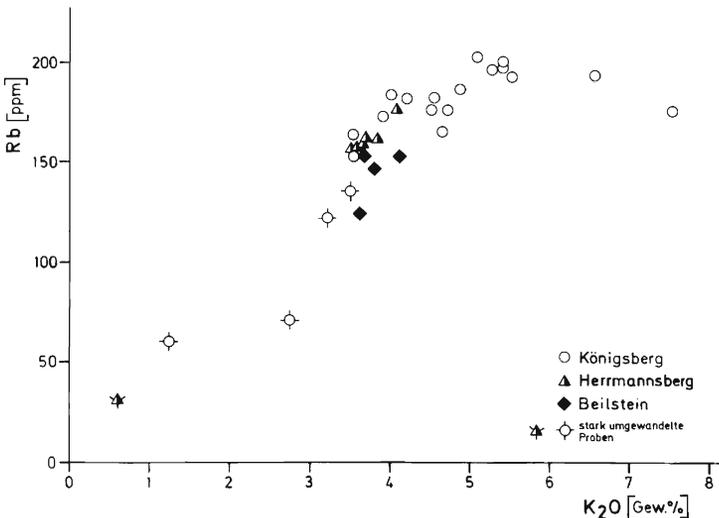


Abb. 43: Rb/K<sub>2</sub>O-Verhältnis

Das Sr ist - auch innerhalb eines Vorkommens (vor allem im Königsberg) - ziemlich variabel und für einen Vergleich zwischen den Rhyolithen ungeeignet.

Die Elemente Cr, Ni und V sind in allen drei Vorkommen quantitativ unbedeutend.

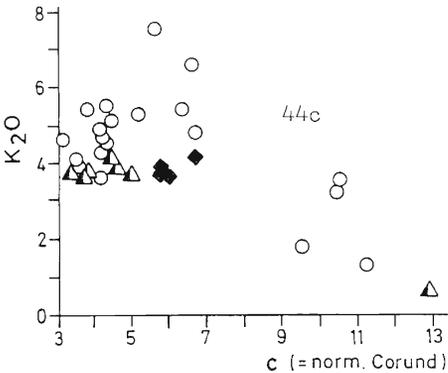
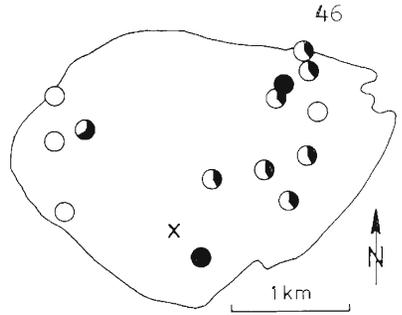
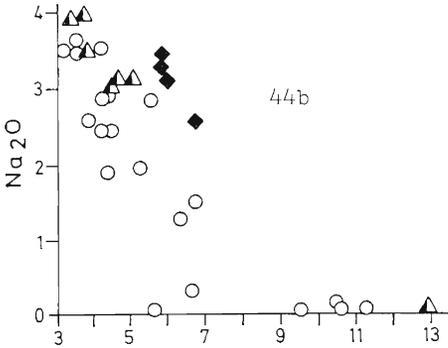
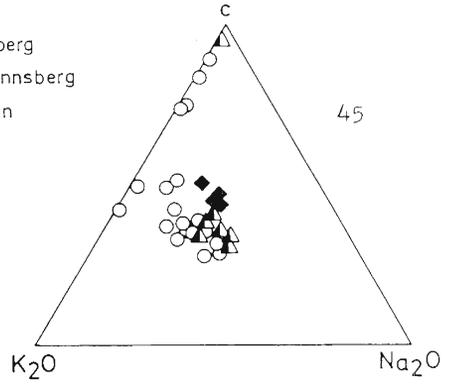
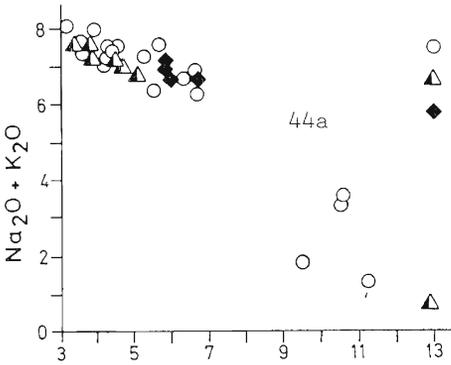
Das Verhalten der Alkalien soll hier näher erläutert werden. Hierbei muss der Einfluss der postmagmatischen Alterationen miteinbezogen werden. Die diesbezüglichen Zusammenhänge sind in den graphischen Darstellungen der Abb. 44 zusammengestellt. Als Masstab für die Gesteinsumwandlungen (Serizitisierung und Kaolinitisierung der Feldspäte) werden wieder die normativen Corundwerte (c) herangezogen.

Mit fortschreitender Umwandlung gehen die Alkalien - zusammengekommen - zurück (Abb. 44a). Der Verlust betrifft jedoch hauptsächlich das Natrium (Abb. 44b). Eine Abfuhr des Kaliums macht sich erst bei sehr starker Umwandlung bemerkbar (Abb. 44c). Die Streuung der Projektionspunkte im linken Bereich des  $K_2O/c$ -Diagramms ist darauf zurückzuführen, dass einige Proben des Vorkommens vom Königsberg primär überdurchschnittlich hohe Kalium-Gehalte aufweisen (s. unten). Diese Proben haben üblicherweise niedrige Na-Gehalte. Aus diesem Grund - also nicht so sehr wegen der Na-Verluste - liegen ihre Projektionspunkte im  $Na_2O/c$ -Diagramm weit links unten.

Das Verhältnis der Alkalien zueinander ist in dem  $c/K_2O/Na_2O$ -Dreieck gut ersichtlich, da Proben mit ungefähr gleichem Umwandlungsgrad verglichen werden können (Abb. 45).

Die Projektionspunkte aller untersuchten Proben des Rhyoliths vom Beilstein und des geographisch nächstliegenden Vorkommens vom Herrmannsberg liegen im Na-reicheren Bereich beisammen (Abb. 44b und 45). Ein vergleichbares  $Na_2O/K_2O$ -Verhältnis weist dagegen nur ein Teil der Königsberg-Proben auf.

In der Intrusion vom Königsberg ist also stellenweise das Verhältnis in den Alkalien zu Gunsten des Kaliums verschoben. Dies ist sonst mit keinen anderen nennenswerten chemischen Veränderungen verknüpft. Selbst die positive Korrelation des Kaliums mit dem Rubidium gilt für eingeeengte Konzentrations-



Verteilung der  $K_2O$ -Gehalte  
im Königsberg

- < 3,5 Gew.-%  $K_2O$
- ◐ < 4,5
- ◑ < 5,5
- < 6,5 bis 7,6
- X stark umgewandeltes Gestein;  
hohe K-Verluste

Abb. 44a, b, c: Veränderung (= Verluste) der Alkalien bei fortschreitender postmagmatischer Umwandlung (bei ansteigendem normativen Corund).

Abb. 45:  $K_2O/Na_2O$ -Verhältnis in Abhängigkeit vom normativen Corund.

Abb. 46: Verteilung der  $K_2O$ -Konzentrationen im Königsberg.

bereiche. Mit dem überdurchschnittlich hohen  $K_2O$ -Gehalt (über 6 Gew. %) kann das Rb quantitativ nicht Schritt halten (s. Abb. 43). Die Eigenständigkeit des Kaliums kommt also hier noch einmal zum Ausdruck. Die K-Konzentrationen sind in der Königsberg-Intrusion - auch im engeren Bereich - unregelmässig verteilt (Abb. 46).

Wenn man vergleichende Ergebnisse aus anderen Rhyolith-Vorkommen auf die oben angeführten mineralogisch-chemischen Verhältnisse überträgt, dann sind folgende petrogenetische Beziehungen zwischen den Gesteinen des Königsberges, Herrmannsberges und Beilsteins kurz zu skizzieren:

Die drei benachbarten Rhyolithvorkommen stammen offensichtlich aus "gleichen" oder verwandten Schmelzen, die vor ihrem Aufstieg durch Einverleibung von fremdem Material bzw. Mischung mit basischeren Magmen unterschiedlich stark verändert wurden. Aus der stärker veränderten Teilschmelze ging durch eine Förderpalte der "basischere" Rhyolith des Beilsteins hervor. (Dazu gehören vielleicht auch die benachbarten gangförmigen Rhyolithe, s.S. 104).

Die Rhyolithe des Königsberges und des Herrmannsberges stammen aus ein und dergleichen Teilschmelze, die die karbonischen und permischen Sedimente in zwei getrennten Förderkanälen durchstieß. In dem, gegen die umgebende Landschaft herausragenden Abtragungsniveau (etwa 400 bis 550 m NN) haben beide Vorkommen nicht nur mineralogisch-chemische, sondern auch gefügekundliche Ähnlichkeiten.

Allerdings ist das Intrusivgestein des Königsberges bezüglich der Alkalien nicht vollständig homogen. In dem länger andauernden Förderprozess sind Magmateile emporgestiegen, die zuvor durch eine Kaliummetasomatose mehr oder weniger geprägt wurden. (Analoge Vorkommen: Rhyolith A (K) von Nohfelden, SE-Teil des Kreuznacher Massivs, mittlerer Teil der Donnersberg-Intrusion). Der Königsberg ist also nicht durch eine einmalige Eruption entstanden. Das Magma wurde offensichtlich hier - ähnlich wie im Donnersberg - in mehreren Schüben gefördert.

### 2.7. Der Rhyolith von Niederbrombach

Dieses Vorkommen wurde von GREBE & LEPPLA (1894) als "Stock" aufgefasst. Es steht auf der Grenze zwischen dem Devon des Hunsrücks und dem Unterrotliegenden (Abb. 47).

Der Rhyolith ist in einigen kleinen Steinbrüchen aufgeschlossen, woher auch die untersuchten Proben stammen. Er ist im allgemeinen feinkörnig, dicht und enthält, wenn man von vereinzelt Biotitlamellen absieht, selten Feldspateinsprenglinge. Der Biotit hat eine Zusammensetzung (Tab. 17) zwischen Meroksen und Lepidomelan (im Durchschnitt  $Mg_{51}/Fe_{49}$ ). Die in der Grundmasse sehr feine Feldspatleisten sind vom Quarz umwuchert.

Der Rhyolith ist in dem Bereich der Fundstelle 4 postmagmatisch besonders stark beeinflusst. Neben Serizit tritt Kaolinit auf. Bei extremer Umwandlung des Gesteins hat allein der Kaolinit mit sekundärem Quarz den ganzen Feldspatanteil abgelöst.

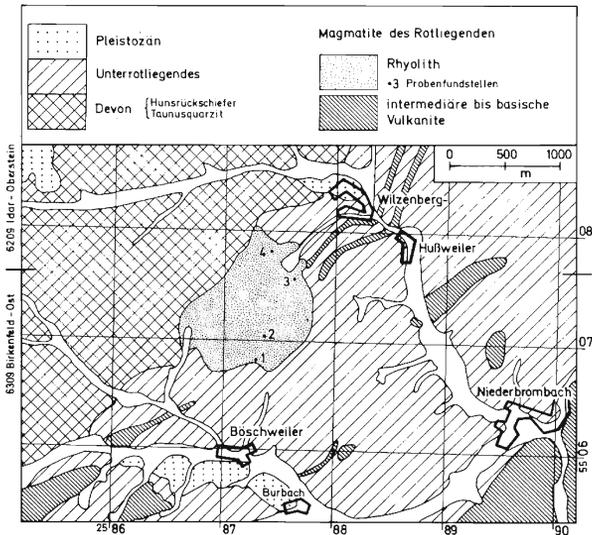


Abb. 47: Der Rhyolith von Niederbrombach und der geologische Rahmen.



gleichen Grössenordnung. Eine besonders gute Übereinstimmung durch alle Elemente hindurch ist mit dem Nohfeldener Rhyolith B festzustellen.

Die postmagmatische Alteration ist, wie üblich bei solchen Gesteinen, mit erheblichen Natriumverlusten verbunden. Erst bei sehr starken Umwandlungen wurden auch Kalium sowie Barium und Rubidium in Mitleidenschaft gezogen (z.B. in der Fundstelle 4, s. Tab. 37 im Anhang).

### 2.8. Der Rhyolith von Kirchheimbolanden

Der Rhyolith von Kirchheimbolanden (Verbreitung des Rhyoliths, geologischer Rahmen und Probenfundstellen s. Abb. 33) besitzt eine feinkristalline bis felsitische Grundmasse (Korngrössen 0,05 bis 0,1 mm). Sie besteht hauptsächlich aus Kalifeldspat und Quarz und ist durch Fe(III)-Oxide stark pigmentiert. Oft erkennt man ein Fliessgefüge, das stellenweise (z.B. Fundstelle 3) dadurch betont wird, dass die Kalifeldspäte eine gleichgerichtete Leistenform annehmen. Das Fliessgefüge wird noch zusätzlich durch die parallele Ausrichtung von stengeligen, opazitisierten Pseudomorphosen (s. unten) zum Ausdruck gebracht.

In dem Gestein liegen nur vereinzelte Einsprenglinge aus Kalifeldspat (bis 1 mm gross) vor, die vom Serizit, manchmal auch vom Kaolinit pseudomorphosiert sind.

In allen Proben treten zahlreiche, fast völlig opazitisierte Pseudomorphosen auf, die auf hohe Gehalte einer ehemaligen mafischen Mineralkomponente im Gestein hinweisen. Sie treten meist in stengeliger Form auf, sowohl als Einsprenglinge (bis 1 mm lang) wie auch in der Grundmasse. Die äussere prismatische Abgrenzung einiger Pseudomorphosen deutet die Kopfschnitte des Amphibols an. In der Fundstelle Nr. 4 sind sie nur randlich opazitisiert, während im inneren Bereich der primäre Amphibol von Biotit abgelöst wurde.

Das Gestein der Fundstelle Nr. 5 weist gewisse Abweichungen in seinem Gefüge auf. Hier ist keine Regelung der Minerale

erkennbar. Die wenigen stark serizitisierten Kalifeldspat-Einsprenglinge erreichen eine Grösse bis zu 2,5 mm. Entsprechend grobkörniger ist auch die Grundmasse. Ihre Mineralkörner sind voneinander scharf abgegrenzt. Die Zwickel zwischen den Kalifeldspäten (chemische Zusammensetzung s. Tab.18) sind mit Quarz gefüllt. Er ist in grösseren Bereichen (0,5 bis 1 mm) optisch zusammenhängend, so dass u.d.M. das Bild einer Felderstruktur entsteht.

In den frischesten Proben dieses Aufschlusses sind häufiger gut erhaltene Pseudomorphosen anzutreffen, die mit Sicherheit von ehemaligen Amphibolen stammen (Abb. 48). Neben Opakkörnern liegt hier als Umwandlungsprodukt hauptsächlich Serizit vor.

Kleine Pseudomorphosen in der Grundmasse sind als solche gut erkennbar. Sie sind am Rande und entlang ehemaliger Teilbarkeitsrisse opazitisiert, und ihre leistenförmige Idiomorphie ist gut erhalten (Abb. 49). Die Art der primären mafischen Minerale ist jedoch nicht bestimmbar.

In einer relativ gut erhaltenen Probe (Nr. 5/831) konnten 14 Vol. % an Pseudomorphosen (davon 8 Vol. % in der Grundmasse) gemessen werden. Dies ist das Minimum, wenn man davon ausgeht, dass sie durch Weglösen der Fe-Oxide zum Teil völlig zerstört wurden und als solche nicht mehr erkennbar sind.

Hier kommt die Biotitbildung, die offenkundig nach dem Instabilwerden der Amphibole erfolgte, gut zum Ausdruck. Kleine Blättchen davon sind innerhalb der Pseudomorphosen zu beobachten. Ansonsten liegen unregelmässig abgegrenzte Biotitaggregate vor. Sie besitzen oft keine einheitliche, plane Oberfläche, sondern sie bestehen aus gleich orientierten, treppenartig verwachsenen Individuen.

Die Kristallisation des Biotits begann offenbar im spätmagmatischen Stadium. Von den Intergranularen ausgehend wuchs er um die Grundmasseminerale und verdrängte sie weitgehend. Durch den Einschluss der nicht "aufgezehrten" Quarzkörner der Grundmasse weisen diese Mg-reichen Biotite (Tab. 19) unter dem Mikroskop ein siebartiges Aussehen auf (Abb. 50). Sie zeigen

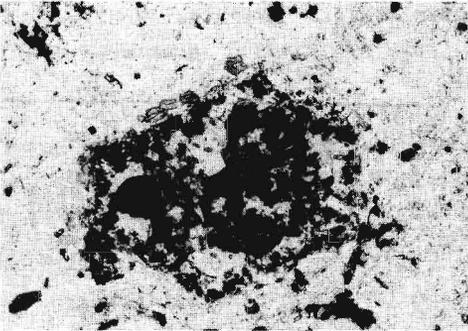


Abb. 48:  
Pseudomorphose eines Amphibol-Einsprenglings. Darin sind enthalten: Fe(III)-Oxide (schwarz), feinkristalliner Serizit (weiss), kleine Biotitblättchen (grau, im Bild nicht immer gut sichtbar), 80x, o.N.

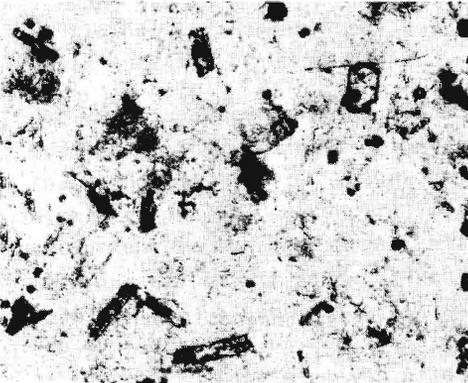


Abb. 49:  
Stengelige Pseudomorphosen in der Grundmasse (ebenfalls ehemalige Amphibole?). Sie sind randlich (oft vollständig) opazitisiert. Im Inneren enthalten sie feinkristallinen Serizit, 95x, o.N.

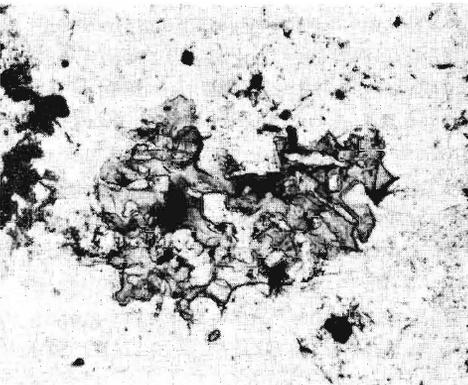


Abb. 50:  
Spätmagmatisches Aggregat aus gleichorientierten Biotitblättchen, die um Quarz- und Feldspatkörner innig miteinander verwachsen sind. 135x, o.N.

Tab. 18: Chemische Zusammensetzung der Kalifeldspäte des Kirchheimbolandener Rhyoliths.

|                                | 1     | 2     | 3     |    | 1    | 2    | 3    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|----|------|------|------|
| SiO <sub>2</sub>               | 65,52 | 65,82 | 66,00 | Si | 2,97 | 2,99 | 2,99 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,65 | 19,40 | 19,30 | Al | 1,05 | 1,04 | 1,03 |
| CaO                            | 0,81  | 0,50  | 0,41  | Ca | 0,04 | 0,02 | 0,02 |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,02  | 3,89  | 3,56  | Na | 0,35 | 0,34 | 0,31 |
| K <sub>2</sub> O               | 9,28  | 9,60  | 10,54 | K  | 0,54 | 0,56 | 0,61 |
|                                | 99,28 | 99,21 | 99,81 | Z  | 3,02 | 3,03 | 3,02 |
|                                |       |       |       | X  | 0,93 | 0,92 | 0,94 |
|                                |       |       |       | or | 58,1 | 60,9 | 64,9 |
|                                |       |       |       | ab | 37,6 | 37,0 | 33,0 |
|                                |       |       |       | an | 4,3  | 2,2  | 2,1  |

Tab.19: Chemische Zusammensetzung eines spätmagmatischen Biotits.

|                                |       |    |      |   |      |         |             |
|--------------------------------|-------|----|------|---|------|---------|-------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 39,38 | Si | 5,79 | } | 7,96 |         |             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,52 | Al | 2,17 |   |      |         |             |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,19  | Ti | 0,13 | } | 6,13 | Mg      | 69,3 Atom % |
| FeO                            | 14,60 | Fe | 1,80 |   |      | Fe(+Mn) | 30,7 Atom % |
| MnO                            | 0,29  | Mn | 0,04 | } |      |         |             |
| MgO                            | 18,99 | Mg | 4,16 |   |      |         |             |
| CaO                            | 0,01  | Ca | -    | } | 1,79 |         |             |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,50  | Na | 0,14 |   |      |         |             |
| K <sub>2</sub> O               | 8,82  | K  | 1,65 |   |      |         |             |
|                                | 96,30 |    |      |   |      |         |             |

also analoge strukturelle und chemische Eigenschaften wie die genetisch verwandten Biotite anderer Rhyolithe (Nohfelden, Bad Kreuznach, Donnersberg u.a.).

Das Gestein von Kirchheimbolanden ist gegenüber anderen Rhyolithen des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes durch niedrige  $\text{SiO}_2$ - und sehr hohe  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte gekennzeichnet:  $\text{SiO}_2 = 65,0 - 67,6$  und  $\text{K}_2\text{O} = (8,5) - 10,0 - 11,6$  Gew. %.

Berücksichtigt man den Chemismus der Kalifeldspäte (Tab. 18), so kann man folgern, dass die ohnehin unterdurchschnittlich vorhandenen Na- und Ca-Gehalte des Gesteins grösstenteils im Kalifeldspat gebunden sind, d.h. die Plagioklase sind im Gestein quantitativ unbedeutend.

Der Chemismus des Gesteins ist durch postmagmatische Umwandlung (Serizitisierung, Kaolinitisierung) stark beeinflusst (norm. Corund = 2,5 - 5,2 Gew. %). Durch Korrektur der CIPW-Norm ergeben sich or-Gehalte zwischen 72,5 und 82,1 Gew.%; das entspricht rechnerisch ungewöhnlich hohen  $\text{K}_2\text{O}$ -Werten: 12,3 - 13,9 Gew. %. Die qz-Werte liegen in der korrigierten Mineralnorm bei 9,9 - 14,8%. Die ermittelten Werte: 3,8 - 12,0 Gew.% für ab + an sind in Wirklichkeit niedriger anzusetzen, da bei der Berechnung die ab-an-Anteile im Kalifeldspat unberücksichtigt bleiben.

Unter diesen Gegebenheiten würden die untersuchten Proben in der Klassifikation von STRECKEISEN (1967) dem Alkalitrachyt entsprechen. Das Gestein von Kirchheimbolanden ist aber kein Derivat eines primären Alkalisyenitmagmas, sondern das Produkt einer "andesitisch/dacitischen" Schmelze, die durch starke Kaliummetasomatose - und  $\text{SiO}_2$ -Anreicherung - verändert wurde. Für den "intermediären" Charakter des Gesteins spricht auch die ziemlich hohe Beteiligung der pseudomorphosierten Amphibole. Ausserdem sind die untersuchten Proben, auch nach den gegenwärtigen  $\text{SiO}_2$ -Gehalten, gemäss der Klassifikation von PECCERILLO & TAYLOR (1976) dem Dacit zuzuordnen.

Die eigenartige Zusammensetzung des "Rhyoliths" von Kirchheimbolanden gehört keineswegs zu den Ausnahmen. Gesteinsvarietäten,

die sich durch starke Kalium-Anreicherungen absondern, wurden bereits beim Nohfeldener und beim Kreuzbacher Massiv beschrieben.

Bemerkenswert sind die mineralogisch-chemischen (z.T. auch strukturellen) Ähnlichkeiten des Gesteins von Kirchheimbolanden mit dem "Dacit" des Momberges (Kalium-reiche Varietät des Nohfeldener "Rhyoliths A"). Weitere Beispiele  $\text{SiO}_2$ -armer "Rhyolithe" mit hohen K-Gehalten aus dem SNP-Gebiet, dem S-Schwarzwald und den Vogesen (beim Ignimbrit von Nideck) belegen, dass Kaliummetasomatose ein weitverbreiteter und oft dominierender magmatischer Prozess war.

## 2.9. Die granatführenden Vorkommen von Schmelz und Düppenweiler

### 2.9.1. Der Ignimbrit von Schmelz

Das unmittelbar nordwestlich der Ortschaft Schmelz anstehende kleine "Rhyolith"-Vorkommen wurde geologisch zuerst von GREBE & WEISS (1889) beschrieben. Nach ihnen handelt es sich um eine Decke, die von Sedimenten des Oberrotliegenden überlagert wird.

Das rötlich-braune Gestein ist am aufgelassenen Steinbruch "Gottesbelohnung" gut aufgeschlossen; hier wurden die untersuchten Proben entnommen. Es ist mehr oder weniger plattig abgesondert und lässt sich sehr leicht in flache Handstücke zerteilen.

Der "Rhyolith" von Schmelz wurde von JUNG (1961) näher untersucht. Im Mittelpunkt seiner Untersuchung stand jedoch die Mineralogie, Chemie und genetische Deutung der in dem Gestein vorkommenden Granate.

In der vorliegenden Arbeit wird nachgewiesen, dass das Gestein von Schmelz ein **I g n i m b r i t** ist. Unter diesem Aspekt sind folgende gefügekundliche und mineralogische Eigenschaften von Bedeutung:

Das Gesamtgefüge ist porphyrisch. Als Einsprenglinge treten bis zu 2 mm grosse, in Serizit und Kaolinit pseudomorphosierete Feldspäte und bis zu 4 mm grosse Biotite auf. Quarz als Einsprengling wurde nicht beobachtet.

Die gleichen Minerale treten - immer idiomorph - durch Übergangsgrößen (serial) in der Gesteinsgrundmasse auf. Hier sind folgende Gefügemerkmale von Bedeutung: In einer kryptokristallinen, braun gefärbten Matrix heben sich die Konturen von farblosen, unregelmäßig gestalteten Gebilden gut ab (Abb. 51). Diese sind mehr oder weniger gestreckt und geregelt. Sie zeigen zerlappte, eingebuchtete, konkave, manchmal Y- und X-Formen und bestehen aus hydrothermal gebildetem Quarz und Serizit. Diese Strukturen deuten also ehemalige Bimsfetzen und Schmelzpartikel bzw. Glasscherben an. Nicht selten sind darin frühere Gasblasen zu erkennen.

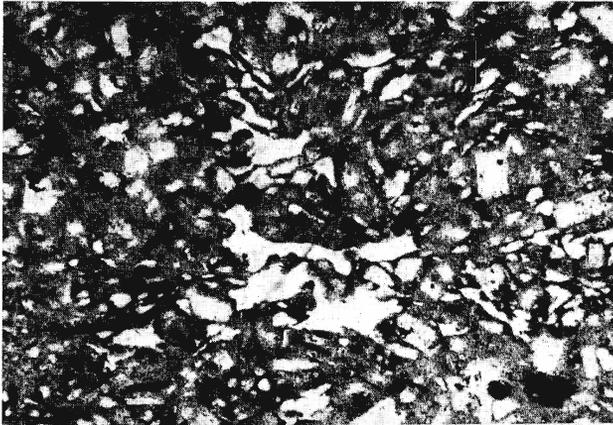


Abb. 51: Gefüge des Ignimbrits von Schmelz (Erläuterung s. Text). 35x, o.N.

Die erwähnte kryptokristalline Matrix besteht - dem Gesteinschemismus (s. unten) und dem niedrigen Brechungsindex (niedriger als Kanadabalsam) nach zu urteilen (bestätigt auch durch Scanaufnahmen mit der Mikrosonde) - aus Kalifeldspat und ist durch Fe(III)-Oxid-Staub braun pigmentiert.

Das Gestein von Schmelz ist durch seine 2-3 mm grossen Granate bekannt (JUNG, 1961). Ähnliche Granate treten auch im Rhyolith von Düppenweiler auf und werden - ergänzend zu den Ergebnissen von JUNG - hier erstmals ausführlich untersucht. Die Beschreibung der Granate beider Vorkommen folgt im Anschluss an die

Behandlung des Rhyolith von Düppenweiler.

### 2.9.2. Der Rhyolith von Düppenweiler

Dieser Rhyolith (Abb. 52) wurde als ein Stock (GREBE & WEISS, 1889) aufgefasst, der unter das Unterrotliegende tauchte (SCHRÖDER, 1951). Der Intrusionscharakter wird durch steile Kontakte mit den Konglomeraten der Kuseler Schichten nachgewiesen. Diese sind in der Nähe des westlichen Kontaktes stark verkieselt. Die Verkieselungszone bildet eine gestreckte Folge steil stehender, gegen die Verwitterung widerstandsfähiger Felsen.

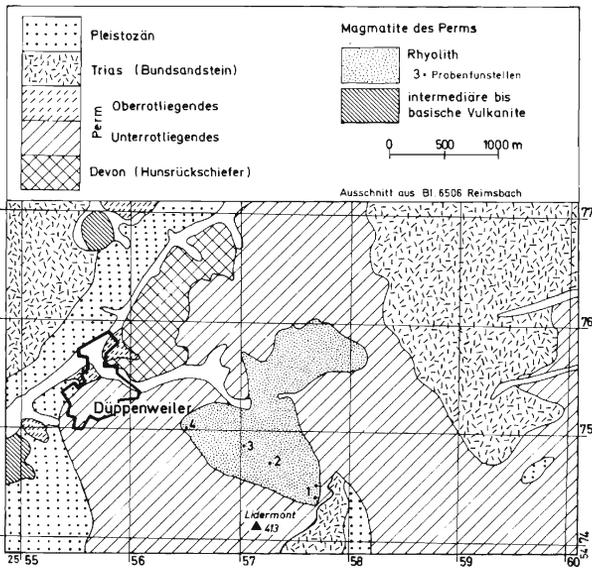


Abb. 52: Der Rhyolith von Düppenweiler und der geologische Rahmen. Ausschnitt aus der geol. Karte 1:25.000, Blatt Wahlen (jetzt: 6506 Reimsbach) von H. GREBE, 1887. Die südliche Grenze des Rhyoliths wurde leicht korrigiert.

Der Rhyolith ist oft unfrisch, und seine Farbe variiert zwischen grau, violett und hellgelb - rötlich. Stellenweise ist er postmagmatisch gebleicht durch Abfuhr des Eisens und zunehmende Serizitisierung/Kaolinitisierung.

Er besitzt ein porphyrisches Gefüge mit Einsprenglingen (10 - 15 Vol. %) bis zu 4 mm. Sie werden durch stark serizitisierten und kaolinitisierten Kalifeldspat (Tab. 20) und Biotit (mit Zirkoneinschlüssen und pleochroitischen Höfen) repräsentiert. Die Biotite liegen im Grenzbereich zwischen Meroxen und Lepidomelan (im Durchschnitt  $Mg_{51}/Fe_{49}$ ; s. Tab. 21). Daneben treten zerlappte, schwächer pleochroitische, sekundäre Biotite auf.

Die granophyrische Grundmasse besteht aus Kalifeldspat, Quarz und aus einem geringen Anteil von Plagioklasleisten und Erz. Die Kalifeldspäte scheinen nach den morphologischen Merkmalen (Oberflächenbeschaffenheit, Umwandlungerscheinungen) z.T. mit jenen der Einsprenglinge übereinzustimmen. Daneben liegen in der Grundmasse immer verzwilligte, idiomorphe Kalifeldspatleisten einer jüngeren Kristallisationsphase vor. Manchmal bilden sie mit Quarz schlierenartige Anreicherungen. Sie fallen auch dadurch auf, dass sie immer vollkommen frisch und klar-durchsichtig sind. Ausserdem haben sie einen eigenständigen Chemismus. Sie sind nämlich ziemlich Na-reich (ab = 33 Mol. %), während z.B. die Kalifeldspat-Einsprenglinge Na-frei sind (Tab. 20).

### Die Granate.

Die im Folgenden ausgeführten morphologischen Merkmale beziehen sich zwar auf die zum erstenmal hier untersuchten Granate von Düppenweiler. Sie gelten aber auch für die von JUNG beschriebenen Granate von Schmelz. Der Granat ist nach JUNG, 1961, "der nicht mobilisierte Teil des Materials, das durch völlige anatektische Aufschmelzung den Felsitporphyr, bzw. seine Schmelze geliefert hat" (S. 9). Er ist "laut mikroskopischem Befund schon zu einem sehr frühen Zeitpunkt in der Schmelze enthalten; er liegt (im Gestein) schon mit den ersten Biotit- und Feldspateinsprenglingen vor" (S. 6). Innerhalb der Einsprenglinge befindet sich der Granat immer nur als kleine Restkörner (Abb. 53a).

Tab.20: Chemische Zusammensetzung der Kalifeldspäte  
1. und 2.: Einsprenglinge; 3. frische Kalifeldspat-  
leiste der Grundmasse (s. Text).

|                                | 1     | 2     | 3     |    | 1    | 2    | 3    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|----|------|------|------|
| SiO <sub>2</sub>               | 65.07 | 65,17 | 66,24 | Si | 2,99 | 3,00 | 2,99 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,24 | 18,77 | 19,35 | Al | 1.04 | 1.02 | 1.03 |
| CaO                            | -     | -     | 0.24  | Ca | -    | -    | 0.01 |
| Na <sub>2</sub> O              | Sp.   | Sp.   | 3.51  | Na | -    | -    | 0.31 |
| K <sub>2</sub> O               | 15.38 | 15.89 | 10.48 | K  | 0.90 | 0.93 | 0.60 |
| Summe                          | 99.69 | 98.81 | 99.82 |    |      |      |      |

Tab.21: Chemische Zusammensetzung der Biotite

|                                | 1     | 2     | 3     |                  | 1     | 2     | 3     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|------------------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 35.41 | 35.97 | 35.23 | Si               | 5.41  | 5.36  | 5.42  |
| TiO <sub>2</sub>               | 4.21  | 4.01  | 4.22  | Al               | 2.59  | 2.64  | 2.58  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.77 | 17.21 | 15.68 | Al               | 0.25  | 0.38  | 0.26  |
| FeO*                           | 18.37 | 18.31 | 19.21 | Ti               | 0.48  | 0.45  | 0.46  |
| MgO                            | 11.10 | 11.56 | 10.48 | Fe <sup>2+</sup> | 2.35  | 2.28  | 2.47  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.47  | 0.32  | 0.49  | Mg               | 2.53  | 2.57  | 2.40  |
| K <sub>2</sub> O               | 10.36 | 9.86  | 10.36 | Na               | 0.14  | 0.09  | 0.15  |
|                                |       |       |       | K                | 2.02  | 1.88  | 2.03  |
|                                | 95.69 | 97.24 | 95.67 | X                | 8.00  | 8.00  | 8.00  |
|                                |       |       |       | Y                | 5.61  | 5.68  | 5.59  |
|                                |       |       |       | Z                | 2.16  | 1.97  | 2.18  |
|                                |       |       |       | Mg%              | 48.16 | 47.01 | 50.72 |
|                                |       |       |       | Fe%              | 51.84 | 52.99 | 49.28 |

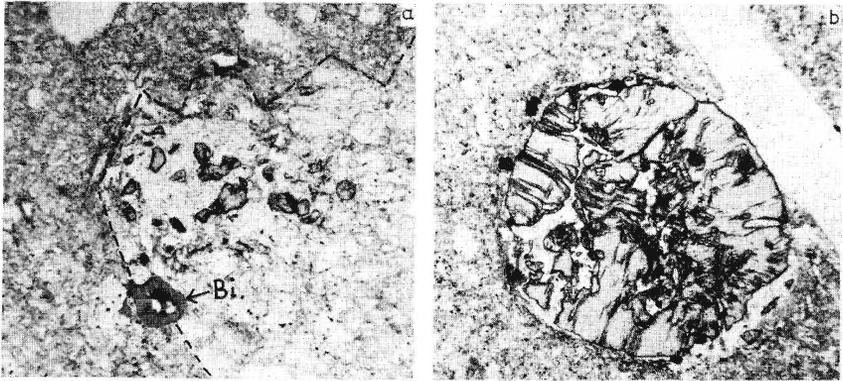


Abb. 53: Granat-Reste im Rhyolith von Düppenweiler.

- a. Körnige Relikte innerhalb von Kalifeldspateinsprenglingen. Der Granat wurde hier bis auf diese kleinen Reste in einem frühen Stadium eingeschmolzen. (Die gestrichelte Linie verdeutlicht die Grenze einer glomerophyrischen Gruppe von stark zersetzten Kalifeldspateinsprenglingen zu der Gesteinsgrundmasse). 25x, o.N.
- b: Teilweise korrodierter Granat, eingeschlossen in der Gesteinsgrundmasse (Beschreibung der morphologischen Merkmale s. Text). 30x, o.N.

Die in der Gesteinsgrundmasse eingeschlossenen Granate sind weniger angeschmolzen. Sie sind zwar korrodiert, bilden aber manchmal nahezu vollständige, bis zu 3 mm grosse, abgerundete Kristalle (Abb. 53b), die mit dem Gestein keine Verwachsung aufweisen. Der lose Grenzbereich sowie Korrosionsschläuche und Risse des Granats sind sekundär mit einer serizit-ähnlichen Substanz ausgefüllt.

Auffallend sind - besonders am Kristallrand - linienförmige Radialstrahlen, die oft "faserähnliche Bündel" bilden. Es handelt sich wahrscheinlich um sehr feine Sprünge (seltener zu Rissen entwickelt), die durch die starke Erhitzung durch die Schmelze entstanden sind. Manchmal sind die Granate, besonders im inneren Bereich, mehr oder weniger zerbrochen. Darin kommen zuweilen die "faserigen Bündel" in gebogener Form vor (Abb. 53b). Wahrscheinlich handelt es sich um eine

Tab. 22: Chemische Zusammensetzung der Granate aus den Rhyolithen von Düppenweiler und Schmelz

1 - 4: Mikrosondenanalysen, 5: naßchemische Analyse aus JUNG (1961)

|                                | Düppenweiler |        |        | Schmelz |        |
|--------------------------------|--------------|--------|--------|---------|--------|
|                                | 1            | 2      | 3      | 4       | 5      |
| SiO <sub>2</sub>               | 38.09        | 38.11  | 38.28  | 37.24   | 37.62  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20.19        | 20.35  | 20.65  | 19.98   | 21.36  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 30.05*       | 30.13* | 29.11* | 29.12*  | 1.82   |
| FeO                            |              |        |        |         | 27.25  |
| MnO                            | 1.47         | 1.54   | 1.22   | 1.01    | 1.13   |
| MgO                            | 4.33         | 4.29   | 5.48   | 3.93    | 4.35   |
| CaO                            | 5.85         | 5.57   | 5.50   | 6.55    | 6.04   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.37         | 0.41   | 0.28   | 0.41    | 0.58   |
|                                | 100.35       | 100.40 | 100.52 | 98.24   | 100.15 |

Ionen auf 12 Sauerstoffe

|                  |       |       |       |       |      |
|------------------|-------|-------|-------|-------|------|
| Si               | 3.02  | 3.01  | 3.00  | 3.01  | 2.96 |
| Al               | 1.88  | 1.90  | 1.91  | 1.90  | 1.98 |
| Fe <sup>3+</sup> |       |       |       |       | 0.16 |
| Fe <sup>2+</sup> | 1.99* | 1.99* | 1.91* | 1.97* | 1.79 |
| Mn               | 0.10  | 0.10  | 0.08  | 0.07  | 0.08 |
| Mg               | 0.51  | 0.51  | 0.64  | 0.47  | 0.51 |
| Ca               | 0.50  | 0.47  | 0.46  | 0.57  | 0.51 |
| Ti               | 0.04  | 0.02  | 0.02  | 0.02  | 0.03 |
| Almandin         | 64.2  | 64.8  | 61.8  | 64.0  | 61.9 |
| Andradit         |       |       |       |       | 9.7  |
| Grossular        | 16.1  | 15.3  | 14.9  | 18.5  | 8.0  |
| Pyrop            | 16.5  | 16.6  | 20.7  | 15.3  | 17.6 |
| Spessartin       | 3.2   | 3.3   | 2.6   | 2.3   | 2.8  |

\* Gesamteisen als FeO bzw. Fe<sup>2+</sup>

vorgeprägte tektonische Drehung (Wälzung), die durch die Spannungswirkung der Erhitzung deutlicher zum Ausdruck gekommen ist. Somit wäre die metamorphe Herkunft des Granats offenkundig. Die gleiche Auffassung vertritt auch JUNG. Er berücksichtigt jedoch auch Literaturangaben, wonach ähnlich zusammengesetzte, almantinbetonte Granate, in intermediären Magmatiten vorkommen können.

In Ergänzung der nasschemischen Analyse von JUNG (1961) von dem Granat von Schmelz wurden zusätzlich ein Kristall des gleichen Vorkommens und drei andere aus dem Rhyolith von Düppenweiler mit der Mikrosonde chemisch untersucht (Tab. 22). Alle Analysen sind miteinander sehr gut vergleichbar. Damit wird auch chemisch untermauert, dass die Granate beider Vorkommen nahezu identisch sind. An dieser Tatsache ändern auch kleine Unterschiede im Chemismus nichts, zumal Schwankungen von dieser Größenordnung in Granaten der gleichen Probe vorkommen können.

### 2.9.3. Chemismus. Petrogenetische Hinweise

Die Hauptelemente der Literaturanalysen (GREBE & WEISS, 1889; JUNG, 1961 und THEUERJAHR, 1973) und der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Analyse (s. Anhang, Tab. 39) - erstmals durch Spurenelemente ergänzt - weisen für den Ignimbrit von Schmelz niedrige  $\text{SiO}_2$  - und sehr hohe  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte auf ( $\text{SiO}_2 = 66,0 - 68,8$  Gew. %;  $\text{K}_2\text{O} = 9,4 - 10,7$  Gew. %). Diesbezüglich ist er mit dem zuvorbeschriebenen Rhyolith von Kirchheimbolanden sowie mit der K-reichen Varietät des Nohfeldener Rhyoliths A gut vergleichbar.

Die gemessenen  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte sind aber in Wirklichkeit noch höher anzusetzen, wenn man die Kaliumverluste durch die starke postmagmatische Umwandlung des Gesteins berücksichtigt. Danach ergibt die Korrektur der hier durchgeführten Analyse 13,5 Gew. %  $\text{K}_2\text{O}$ .

Der Rhyolith von Düppenweiler (durch 6 Analysen repräsentiert; s. Anhang, Tab. 39) weist zwar gegenüber dem Ignimbrit von

Schmelz leicht erhöhte  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Na}_2\text{O}$ - und etwas niedrigere  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte auf. Dennoch ist der Chemismus beider Gesteine im grossen und ganzen ähnlich. Gute Übereinstimmungen liegen auch in den Spurenelementen vor.

Für die Tatsache, dass der Ignimbrit von Schmelz und der 6 km entfernte Rhyolith von Düppenweiler aus der gleichen "Magmaquelle" stammen, sprechen auch deren morphologisch und chemisch identischen Granateinschlüsse.

Gewisse Unterschiede im Gefüge und in der mineralogisch chemischen Zusammensetzung können auf Veränderungen der Teilschmelzen während des Aufstieges in zwei getrennten Bahnen zurückgehen. Letztlich wurden sie durch verschiedene Mechanismen gefördert.

Beide Gesteine stammen aus einem Magma, das von der Anatexis granatführender Metamorphite geprägt ist. Die Beobachtung an anderen Rhyolithkomplexen (Bad Kreuznach, Nohfelden) und die hiermit bestehenden chemischen Zusammenhänge lassen die Vermutung aufkommen, dass bei der Mobilisation dieses Magmas intermediäre Magmatite bzw. entsprechende Schmelzen aufgenommen wurden.

Wie auch JUNG annimmt, gehört offensichtlich auch ein Teil der Zirkone und Apatite zu den Relikten der anatektischen Edukte. Der Ignimbrit von Schmelz enthält aber (wie der Nohfeldener Rhyolith A) neben farblosen auch gestreifte, durch Fe-Oxide bräunlich gefärbte Apatite. Ähnliche Apatite sind - wie die weitere Untersuchung zeigen wird - Produkte von einverleibten, basischeren Magmatiten bei hybriden Prozessen.

Die mannigfaltigen magmatischen Prozesse haben ferner unterschiedliche Alkalimetasomatosen ausgelöst. Die hohe Kaliumanreicherung (Schmelz) wurde in der Teilschmelze, die in Düppenweiler intrudierte, durch eine gewisse Na-Metasomatose kompensiert. Daraufhin erfolgte die Kristallisation einer zweiten Na-haltigen Kalifeldspatphase in der Grundmasse.

Die postmagmatische Hydrometamorphose hat schliesslich sowohl in dem Ignimbrit von Schmelz als auch im Rhyolith von Düppenweiler starke Veränderungen hinterlassen, die die geochemisch-petrogenetische Deutung zusätzlich erschweren.

### 3. DIE RHYOLITHE DES ODENWALDES

#### 3.1. Einführung

Im kristallinen Odenwald sind die permischen Rhyolithe auf drei Gebiete verteilt (s. geol. Skizze, Abb. 54):

1. Nördlich von Heidelberg liegen die Vorkommen von Dossenheim und Ziegelhausen,
2. östlich von Weinheim befinden sich der Rhyolith von Wachenberg, unmittelbar südlich davon das kleine Vorkommen vom Raubschlößchen und 6 km nach SE der Rhyolith vom Daumberg,
3. östlich von Gross-Umstadt, im nördlichen Odenwald, steht eine Kette von kleinen in N-S-Richtung angeordneten Rhyolithintrusionen an.

Im Rahmen geologischer Kartierungen im Odenwald wurden die hier vorkommenden Rhyolithe lediglich kurz erläutert: die Rhyolithe bei Dossenheim durch ANDREAE & OSANN (1896), die von Weinheim durch KLEMM (1905) und die von Gross-Umstadt durch CHELIUS & VOGEL (1894).

Ein umfassendes Werk mit makro- und mikroskopischen Beschreibungen des Dossenheimer Rhyoliths wurde von BENECKE & COHEN (1881) herausgegeben. Auch BROSS (1910) befasste sich ausführlich mit der mikroskopischen Untersuchung der Grundmasse dieses Rhyoliths. Spezielle, hauptsächlich gefügekundliche Probleme wurden von VOELCKER (1926-27) behandelt.

In den neueren Arbeiten von PRIER (1963, 1969, 1975) wurden die unterlagernden rhyolithischen Pyroklastika petrographisch ausführlich beschrieben.

Im Rahmen einer Diplomarbeit von EBERLE (1967) wurden durch Gelände- und mikroskopische Untersuchungen die Rhyolithe von Gross-Umstadt mineralogisch-petrographisch und gefügekundlich sehr gut und ausführlich bearbeitet.

Schliesslich wurden am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Hamburg zwei Diplomarbeiten durchgeführt, in

## Geologische Skizze des Odenwaldes

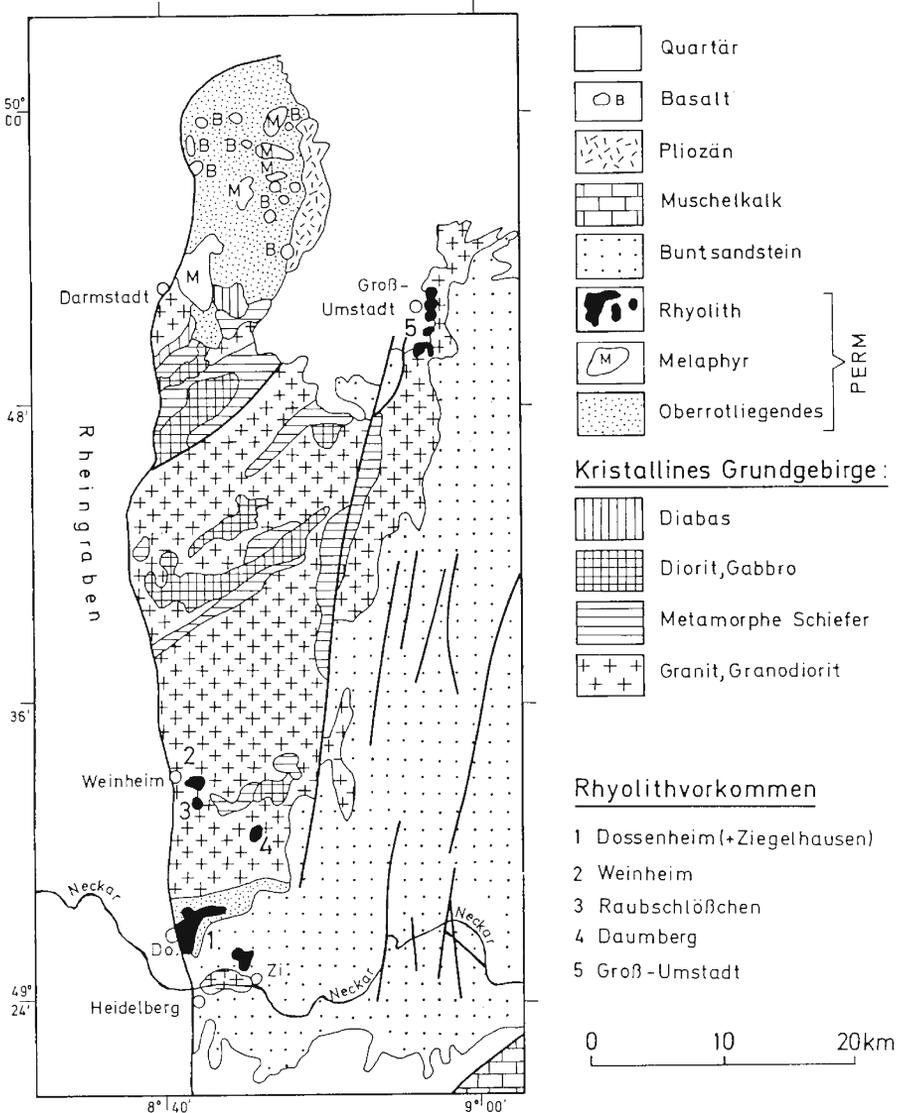


Abb.54: Geologische Skizze des Odenwaldes, übernommen von: "Geologische Übersichtskarte Südwestdeutschlands", 1:600.000.- Herausgegeben vom Geologischen Landesamt in Baden-Württemberg, 1954

denen die Petrographie und Geochemie der Rhyolithe des ganzen Odenwaldes erfasst wurden. REIMANN (1977) bearbeitete die Rhyolithe bei Dossenheim und AMME (1977) die der Umgebung von Gross-Umstadt und Weinheim. Dabei stand die geochemische Untersuchung im Vordergrund. Hierzu wurden 65 chemische Gesteinsanalysen der Hauptelemente und der wichtigsten Spurenelemente: Ba, Sr, Rb und Zr angefertigt. (Das Ba der Proben von REIMANN wurde nach Abschluss seiner Arbeit nachbestimmt). Der Autor hat diese Arbeiten betreut und an den Untersuchungen mitgewirkt.

Die folgenden geologischen und petrographischen Erläuterungen beinhalten stark zusammengefasste Ergebnisse der oben zitierten Arbeiten von REIMANN, AMME und EBERLE.

Ferner sind die chemischen Analysen von REIMANN und AMME übernommen worden. Eine Wiederholung von Details ihrer geochemischen Auswertungen wird möglichst vermieden. In der vorliegenden Arbeit wird besonders auf die geochemischen Zusammenhänge Wert gelegt, die für den Vergleich mit Rhyolithen anderer Regionen von Bedeutung sind.

## 3.2. Petrographie

### 3.2.1. Die Rhyolithe bei Dossenheim

Nach der Förderung der etwa 100 m mächtigen rhyolithischen Pyroklastika im unteren Rotliegenden folgte nördlich von Heidelberg die Extrusion rhyolithischer Laven, deren Decken eine grössere Ausdehnung als gegenwärtig gehabt haben sollen. Abgesehen von der Abtragung ist sicherlich bei der Bildung des Rheingrabens ein grosser Teil des Rhyoliths abgesunken und von jungen Ablagerungen überlagert worden (ANDREAE & OSANN, 1896; BROSS, 1910; THÜRACH, 1918).

Das Vorkommen unmittelbar östlich Dossenheim besteht grösstenteils aus einem einsprenglingsarmen Rhyolith. Eine einsprenglingsreiche Varietät kommt mit begrenzter Ausdehnung in Katzenbach und etwa 1500 m NE Dossenheim vor.

Der einsprenglingsarme Rhyolith ist vom östlichen Ortsrand Dossenhems bis zum Ölberg (auf etwa 3 km) durch eine Reihe grosser Steinbrüche gut aufgeschlossen. Unmittelbar nördlich

Ziegelhausen kommt ein kleiner Deckenrest der einsprenglingsarmen Rhyolithvarietät noch einmal vor.

Die Zusammensetzung der Einsprenglinge und ihr quantitatives Verhältnis zur Grundmasse ist aus der Tab. 23 zu entnehmen.

Tab. 23: Modale Zusammensetzung der Rhyolithe von Dossenheim  
(Zusammengestellt aus: REIMANN, 1977)

|                 | in Vol. %   |  |
|-----------------|---|--|
|                 | Einsprenglingsarmer<br>Rhyolith<br>(23 Proben gemessen) | Einsprenglingsreicher<br>Rhyolith<br>(6 Proben gemessen) |
| Grundmasse      | 91,5 - 96,5   | 65,0 - 69,5  |
| Einsprenglinge: |   |  |
| Quarz           | 2,0 - 4,0   | 11,0 - 20,0  |
| Kalifeldspat    | 1,5 - 6,0   | 10,5 - 18,5  |
| Biotit          | 0,0 - 1,0   | 1,5 - 2,5  |

In den einsprenglingsreichen Rhyolithen können die Phänokristalle der Quarze bis 2 mm, die der Kalifeldspäte bis 4 mm gross sein. Die Grösse der Phänokristalle in den einsprenglingsarmen Rhyolithen beträgt selten über 1 mm.

Die Kalifeldspateinsprenglinge in beiden Gesteinsvarietäten können - oft in der gleichen Probe - einen unterschiedlichen Chemismus aufweisen. Neben reinen Kalifeldspäten (or 99 %, ab 1 %) finden sich solche Kristalle, deren ab-Anteil bis 45 % betragen kann.

Die Grundmasse besteht aus Kalifeldspat, Quarz und wenig Glimmer. Die mannigfaltigen Gefügemerkmale können für beide Gesteinsvarietäten zusammenfassend wie folgt beschrieben werden:

Meist liegt eine feinkörnige Verwachsung zwischen Quarz und Kalifeldspat vor. Einige Proben weisen eine sehr gut ausgebildete laminare Fliesstextur auf. Wenn die Fließlaminaren breiter werden, stehen kleine Kalifeldspatleisten senkrecht zur Fließrichtung.

Häufig treten sphärolithische Bildungen auf, die hauptsächlich aus feinen Kalifeldspatleisten und/oder -fasern bestehen. Zwischen die grösseren Leisten schiebt sich wurmartig Quarz ein. Die heranwachsenden Sphärolithe können das Fließgefüge verwischen. Sie verdrängen oft auch die Quarz- und Feldspateinsprenglinge.

Ein Teil der untersuchten Rhyolithproben ist mehr oder weniger postmagmatisch verkieselt. Die dabei gebildeten Quarze sind grobkörnig und bilden grosse pflasterartige Anhäufungen. Sie können stellenweise Sphärolithe verdrängen. Neben Quarz scheint Kalifeldspat neugebildet zu werden, denn man sieht oft, wie innerhalb des sekundären Quarzes kleine, sehr frische Kalifeldspatleisten eingeschlossen sind.

Angeregt durch experimentelle Arbeiten von SCHLÖMER (1962) stellt REIMANN über die Kristallisationsentwicklung der Grundmasse des Dossenheimer Rhyoliths folgende Überlegungen an: Die Grundmasse des Gesteins ist grösstenteils glasig erstarrt. Dabei entstanden die sphärolithischen und die Felderstrukturen. Anschliessend trat stellenweise eine Verkieselung ein. Der dadurch "aufgezehrte" Kalifeldspat kristallisierte an Ort und Stelle mit dem Quarz in Form von feinen Leisten wieder aus.

Besondere Erscheinungsformen, wie Rhyolith mit Lithophysen, kugelige Rhyolithe und rhyolithische Brekzien (Pseudobrekzien, Glasbrekzien, Reibungsbrekzien) werden von BROSS (1910) ausführlich und von REIMANN noch einmal zusammenfassend erläutert. Grundsätzlich gehören alle diese Sonderformen zu den einsprenglingsarmen Rhyolithen. Die rhyolithischen Brekzien weisen generell eine verstärkte Verkieselung auf.

### 3.2.2. Die Rhyolithe der Umgebung von Weinheim Wachenberg

Dieses Vorkommen ist grösstenteils durch einen ausgedehnten, im Abbau befindlichen Steinbruch freigelegt. Es handelt sich um eine Intrusion, an deren Nordseite der Kontakt mit dem angrenzenden Granit aufgeschlossen ist.

Der grösste Teil des Vorkommens ist ein einsprenglingsarmer Rhyolith. Bei einigen Proben sind jedoch die Einsprenglinge von Kalifeldspat, Quarz und Biotit stärker angereichert (bis 17 Vol. %).

Von den zahlreichen Proben, die von AMME untersucht wurden (davon sind 12 Proben chemisch analysiert) enthalten nur sehr wenige neben Kalifeldspat einen höheren Plagioklasanteil. Zwei analysierte Proben (Nr. 49 und 62, s. Anhang Tab. 41) zeigen mit 2,8 und 2,5 Gew. %  $\text{Na}_2\text{O}$  für dieses Vorkommen überdurchschnittlich hohe Natriumgehalte. Die mit der Elektronenmikrosonde analysierten Kalifeldspäte dieser Proben zeigen ebenfalls hohe  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte (durchschnittliche Zusammensetzung aus 3 Analysen:  $\text{or}_{74.1} \text{ab}_{24.3} \text{an}_{1.6}$ ).

Die Grundmasse ist durch Felderstrukturen gekennzeichnet und durch Fe(III)-Oxide stark pigmentiert. Ein ausgeprägtes Fließgefüge kommt in vereinzelt Proben vor.

#### Raubschlößchen.

Das Gestein der Kuppe des Raubschlößchens gehört mit bis zu 45 Vol. % an Phänokristallen zu den einsprenglingsreichen Rhyolithen. Die bis zu 3 mm grossen, idiomorphen Quarzeinsprenglinge sind oft korrodiert. Die Kalifeldspäte sind größtenteils in Serizit und Kaolinit umgewandelt. Der Biotit ist teilweise opazitisiert. Die feinkörnige Grundmasse ist mit Erzstaub stark pigmentiert und weitgehend serizitisiert und kaolinitisiert.

#### Daumberg.

Innerhalb dieses kleinen Vorkommens ist sowohl eine einsprenglingsreiche (am Gipfel) als auch eine einsprenglingsarme Rhyolithvarietät anzutreffen. Erstere ist in allen Beziehungen ähnlich wie das Gestein des Raubschlößchens. In der Grundmasse der einsprenglingsarmen Varietät kommen Fließgefüge, Felderstrukturen und sphärolithische Bildungen vor.

### 3.2.3. Die Rhyolithe von Gross-Umstadt.

Unmittelbar östlich von Gross-Umstadt sind in N-S-Richtung mehrere kleine Rhyolithvorkommen kettenartig angeordnet. Sie ragen aus den umgebenden Graniten und den jüngeren Quarzablagernissen wie Kuppen heraus.

VOGEL (1891) vertrat die Meinung, diese Rhyolithe seien Deckenreste, dagegen deutete sie VOELCKER (1927) aufgrund von vertikalen Fließgefügen als Schlotfüllungen. EBERLE (1967/68) schloss sich der Auffassung von v. BUBNOFF (1922) an, dass es sich um Spalteneruptionen handele.

Man unterscheidet auch hier grundsätzlich zwei Gesteinsvarietäten. Südlich einer Linie zwischen Knos- und Hainrichsberg liegen die einsprenglingsarmen Rhyolithe. Zu den ersteren gehören von S nach N die Vorkommen: Rauwald, Hausenhöhe, Steinerwald, Ohlig, Hainrichsberg. Die einsprenglingsarmen Rhyolithe sind vertreten durch die Vorkommen: Knosberg, Ziegelwald, Stachelberg und Hochstadt bei Richen.

Der Anteil der Phänokristalle im einsprenglingsreichen Rhyolith beträgt nach EBERLE (1967) zwischen 11 und 23 Vol. %, nach AMME 23 bis 39 Vol. %. Es überwiegen Kalifeldspäte, deren Kristallgrösse bis 6 mm betragen kann. Mikrosondenanalysen ergaben die Zusammensetzung:  $or_{99.0} ab_{1.0}$  (Durchschnitt von 4 Analysen aus den Vorkommen von Rauwald und Steinerwald). Es folgen idiomorphe, oft korrodierte Quarzphänokristalle und vereinzelt Biotite. Nur an einigen Stellen des Vorkommens von Steinerwald fällt als Einsprengling der Plagioklas auf. EBERLE bestimmte ihn als Oligoklas; nach der Mikrosondenanalyse ergibt sich die Zusammensetzung  $ab_{91.1} an_{7.7} or_{1.2}$ .

Die Grundmasse ist feinkristallin und enthält neben Quarz und Kalifeldspat in reichlichen Mengen Serizit- und Kaolinitminerale. Sie ist immer mit Fe(III)-Oxiden durchstäubt. Oft treten Fliesstexturen (Steinerwald), Felderstrukturen (Ohlig, Hainrichsberg) und sphärolithische Bildungen (Ohlig) auf.

Zu den Besonderheiten zählen Pinitpseudomorphosen am Steinbruch vom Steinerwald und Turmalin im Hainrichsberg (EBERLE, 1967/68).

Die einsprenglingsarmen Rhyolithe sind in den Vorkommen von Knosberg und Ziegelwald durch aufgelassene Steinbrüche besonders gut aufgeschlossen. Sie sind plattig bzw. "schalig" und "schiefrig" abgesondert und zeigen splitterigen Bruch. Fliesstexturen sind schon makroskopisch erkennbar.

Mikroskopisch geben die Proben fast aller Vorkommen annähernd das gleiche Bild; nur das Gestein von Richen zeigt, vor allem durch seine Porosität, abweichende Gefügemerkmale. Die Einsprenglinge sind quantitativ und wegen ihrer geringen Korngrösse bis höchstens 0,5 mm unbedeutend. Die Fluidaltextur der Grundmasse kommt unter dem Mikroskop durch helle Bänderungen und Falten zum Ausdruck, die die von Fe(III)-Oxiden pigmentierte Matrix durchziehen. Entglasungserscheinungen in Form von Sphärolithen und Felderstrukturen kommen häufiger als bei den einsprenglingsreichen Varietäten vor.

Die Gesteine sind durch starke Serizitisierung und Kaolinisierung postmagmatisch beeinflusst. Stellenweise, insbesondere im Vorkommen vom Ziegelwald hat eine zusätzliche Verkieselung stattgefunden.

Schliesslich ist das Vorkommen von Granaten in einigen Rhyolithen von Gross-Umstadt von Bedeutung. Bereits VOGEL (1891) beobachtete Bruchstücke davon in rhyolithischen Brekzien des Ziegelwaldes. EBERLE fand Granate in dem einsprenglingsarmen Rhyolith am Steinbruch "Emmischer Loch" bei Schaafheim. Aus seiner Erläuterung darüber sind ihre runden Formen und radialstrahligen Risse als gemeinsames Merkmal mit den von Schmelz und Düppenweiler hervorzuheben. Wie EBERLE auch annimmt, sind diese Granate als Relikte von aufgeschmolzenem Krustenmaterial anzusehen.

Bei einer Nachuntersuchung des Dünnschliffmaterials von ANME und REIMANN wurden vom Autor vereinzelt Granate auch in einer Probe des Rhyoliths vom Ziegelwald beobachtet (Abb. 55).

Dabei wurden in mehreren Proben - auch aus den Rhyolithen von Dossenheim - Pseudomorphosen ausgemacht, deren primärer Mineralcharakter zwar meistens nicht bestimmbar ist; ein Teil davon weist aber charakteristische Pyroxen-Idiomorphie auf.

Sie werden im Zusammenhang mit vergleichenden Beobachtungen bei den Rhyolithen des Schwarzwaldes, in Kapitel 4.2.10. (dazu Abb. 63) erläutert.

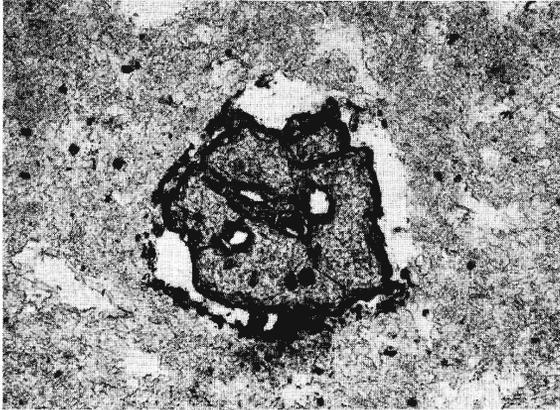


Abb. 55: Granat im einsprenglingsarmen Rhyolith des Ziegelwaldes.

### 3.3. Geochemische Hinweise

Die Rhyolithe des Odenwaldes sind generell  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -reich. In Weinheim und Gross-Umstadt liegen zwar die  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte mit 6 bis 8 Gew. % niedriger als in Dossenheim (8 - 10 Gew. %). In den Gesteinen von Weinheim und Gross-Umstadt sind aber infolge einer verstärkten Serizitisierung und Kaolinitisierung hohe Kalium-Verluste zu verzeichnen (vgl. dazu Abb. 64). Dabei sind einzelne Proben auszunehmen, deren höhere  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte - schon von der "primären" Zusammensetzung her - mit relativ niedrigeren  $\text{K}_2\text{O}$ -Werten gekoppelt sind.

Die Rb-Gehalte zeigen keinerlei diadoche Beziehungen mit dem Kalium, wie auch REIMANN und AMME hervorgehoben haben. Die Rb-Konzentrationen sind lokal gebunden, und sie sind mit 1000 bis 1690 ppm (eine Probe enthält 3130 ppm) in Gross-Umstadt sehr hoch, während sie in Dossenheim selten 500 ppm überschreiten. In der Umgebung von Weinheim hebt sich das Rb im Gestein des Wachenberges mit 670 - 840 ppm ab; Raubschlößchen und Daumberg enthalten 330 bis 360 ppm.

Die Ba- und Sr-Gehalte sind gegenüber den meisten permischen Rhyolithen relativ niedrig. Unter dem Durchschnitt liegen vor allem die Zr-Werte in Gross-Umstadt und Wachenberg (0 - 30 ppm). Die ausgedehnte Decke des einsprenglingsarmen Rhyoliths von Dossenheim zeigt zwar eine ziemlich gleichmässige  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Verteilung. Sie ist aber bezüglich der Ba-, Rb- und Zr-Gehalte inhomogen. Sie ist also wahrscheinlich nicht durch eine einzige Eruption, sondern durch mehrere Lavaförderungen entstanden. Diese Annahme wird vor allem durch charakteristische Konzentrationsunterschiede des Zirkoniums (Abb. 56) erhärtet, jenes Elements also, das immer wieder die Einheitlichkeit oder Differenzierung eines Rhyolithvorkommens am empfindlichsten aufzeigt. Der einsprenglingsreiche Rhyolith, der ja für sich eine gesonderte Einheit bildet, ist auch durch eigenständige Zr-Konzentrationen gekennzeichnet.

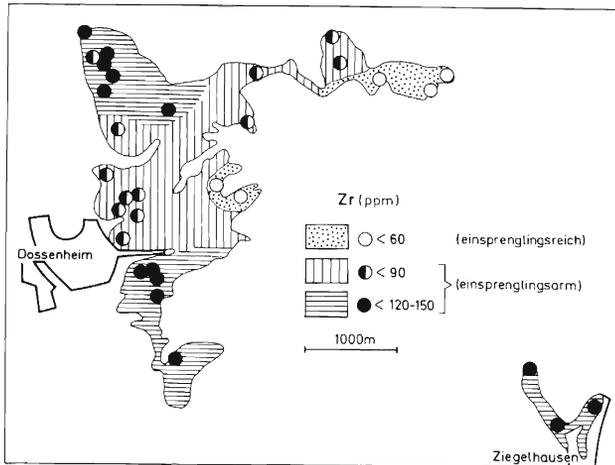


Abb. 56: Verteilung der Zr-Konzentrationen in den Rhyolithen von Dossenheim (und Ziegelhausen).

Zusätzliche geochemische und einige petrogenetische Hinweise werden beim Vergleich mit den anschliessenden Rhyolithen des Schwarzwaldes in Kapitel 4.3 und 4.4 erörtert.

#### 4. DIE RHYOLITHE UND IGNIMBRITE DES SCHWARZWALDES

##### 4.1. Einführung

Im Schwarzwald wurde seit Mitte des 19. Jahrhunderts im Rahmen von geologischen Arbeiten häufig auch die Beschreibung einzelner Rhyolithvorkommen in die Untersuchung mit einbezogen (s. Literaturangaben bei der Aufzählung der einzelnen Vorkommen). Darauf basieren die umfassenden Arbeiten von SAUER (1893) und WEYL (1938, 1940).

Eine umfassende petrographische Untersuchung der Rhyolithe des Schwarzwaldes wurde von MAUS (1965) im Rahmen seiner Dissertation durchgeführt. MAUS befasste sich ausschliesslich mit der Mineralogie und Petrographie von 14 Rhyolithvorkommen. Er beschrieb ferner die Gefügemerkmale und die postmagmatischen Mineralprodukte, zu deren Bearbeitung er neben mikroskopischen auch röntgenographische Untersuchungen einsetzte.

Die geochemische Untersuchung wurde allerdings von MAUS völlig ausgelassen. Die hier vorliegende Arbeit soll gerade diese Lücke füllen. Mit den verfügbaren Daten soll versucht werden, die Vorkommen vom Schwarzwald geochemisch aufzuschlüsseln, miteinander und mit permischen Rhyolithen anderer Regionen (z.B. mit denen vom Odenwald) zu vergleichen und petrogenetische Rückschlüsse zu ziehen.

Die Meinung von MAUS, dass es wegen der postmagmatischen Veränderungen "wenig sinnvoll scheint, aus den Analysen irgendwelche Rückschlüsse auf den Chemismus der Porphyrschmelzen zu ziehen" (MAUS, 1965, S. 198) ist nicht stichhaltig.

Selbstverständlich erschweren die postmagmatischen Umwandlungen (z.B. Alkaliverluste infolge der Serizitisierung und Kaolinitisierung der Feldspäte und/oder Verkieselungsvorgänge usw.) die geochemischen Aussagen. Wenn man aber diese Unzulänglichkeiten entsprechend berücksichtigt und in die Auswertung miteinbezieht, kann man den "primären" Chemismus der analysierten Proben zufriedenstellend zurückverfolgen. Im übrigen werden einige, für geochemische Aussagen wichtige Spurenelemente (z.B. Zr, Ti und gegebenenfalls Ba und Rb)

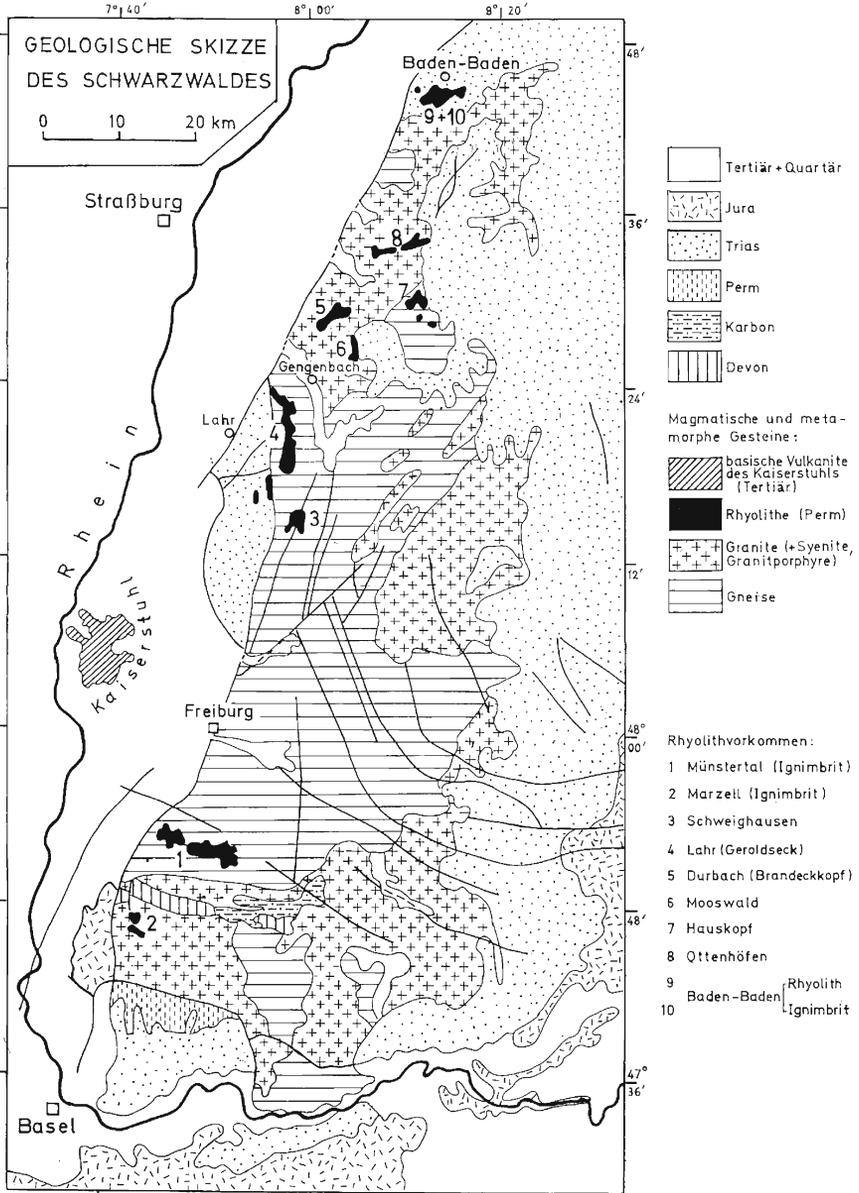


Abb. 57: Geologische Skizze des Schwarzwaldes. Übernommen von: "Geologische Übersichtskarte Südwestdeutschlands", 1:600.000.- Herausgegeben vom Geologischen Landesamt in Baden-Württemberg, 1954.

von den postmagmatischen Umwandlungen wenig oder kaum beeinflusst.

Die für diese Untersuchung entnommenen Proben wurden mikroskopisch zwar geprüft, eine ausführliche petrographische Bearbeitung erübrigte sich aber wegen der genannten früheren Arbeiten. Die folgenden petrographischen Beschreibungen beinhalten grösstenteils Ergebnisse von MAUS in stark zusammengefasster Form. Es werden ferner mit Rücksicht auf den Chemismus der Gesteine eigene Beobachtungen sowie die Probenahme erläutert (genaue Angaben der Probenfundstellen s. Anhang, Tab. 43-46).

#### 4.2. Geologie, Petrographie, Probenahme.

##### 4.2.1. Die Ignimbrite vom Münstertal und von Marzell.

Der Deckencharakter des Vorkommens vom Münstertal wurde von mehreren Autoren erkannt (SCHMIDT, 1887; KLEINERT, 1915; HOENES, 1937; v. GEHLEN, 1959). Erst MAUS (1963) konnte nachweisen, dass es sich um einen Ignimbrit handelt. Diese Ignimbritdecke ist stellenweise 250 m mächtig.

Entgegen früheren Annahmen (MAAS, 1963, 1964) bestätigte MAUS (1965) die Ansicht von SCHRÖDER (1929), dass die Ignimbrite unmittelbar NW von Marzell Deckenreste sind. Er stellte mikroskopisch fest, dass diese kleinen Vorkommen untereinander und mit dem Ignimbrit vom Münstertal petrographisch nahezu identisch sind.

Im frischen Zustand ist der grobkörnige Ignimbrit ein blau-grünes Gestein. Durch die Verwitterung wird er graubraun bis braun.

Die reichlich auftretenden Einsprenglinge (etwa 40 % des Gesteins) bestehen hauptsächlich aus Feldspat (überwiegend Plagioklas) und korrodiertem Quarz. Ihre Korngrösse kann von Bruchteilen eines mm bis 5 mm betragen. Ein Teil des Quarzes ist undulös und soll aus den Gneisen des Grundgebirges stammen. Zu den Einsprenglingen gehören ferner chloritisierter Biotit. Als Akzessorien sind Apatit, Zirkon und Titanit anzu-

treffen. Dabei ist die Beobachtung hinzuzufügen, dass einige Apatite charakteristische Korrosionsschläuche aufweisen. In der Grundmasse sind Paralleltexturen deutlich. Das schlierenförmige Gefüge des Pigments deutet auf entglaste, bereits verschwommene, zusammengeschweisste Glasscherben hin.

MAUS führt ferner als fremde Einschlüsse Gesteinsbruchstücke aus Grundgebirge sowie Lavafetzen, Tuff und Bimsen an. Nach den eigenen mikroskopischen Beobachtungen scheint es aber, dass der Anteil der fremden Einschlüsse, vor allem der Gesteinsbruchstücke aus dem Grundgebirge, nicht so hoch ist wie ihn MAUS ansetzte (bis 30 %).

Es wurde darauf geachtet, Proben aus verschiedenen Höhenlagen zu entnehmen, so am Stampfebächle (bei 700 m NN) und an den umliegenden Höhen Scharfenstein (NN 795 und 910 m), Laien (970 m), Hüttenköpfe (980 m) und Köpfe (1080 m NN) um zu testen, ob vertikale Variationen in der petrographisch-chemischen Zusammensetzung auftreten. Es hat sich dabei gezeigt, dass der Ignimbrit vom Münstertal im grossen und ganzen einheitlich ist. Diese Feststellung wird durch 9 chemische Analysen bestätigt.

Die zwei chemisch analysierten Proben des Vorkommens von Marzell stammen vom Stockberg und Knilberg.

#### 4.2.2. Die Rhyolithe von Schweighausen

Die Gesteine von drei kleinen, nebeneinander liegenden Vorkommen, 1 - 4 km NE Schweighausen, weisen überwiegend violettbraune Farbe auf. Die aus drei Fundstellen (Hoher Geisberg, Lindenrain und am Steinbruch am S-Hang vom Weissmoos) analysierten Proben sind chemisch untereinander ziemlich gleich und beweisen die Zugehörigkeit der Vorkommen zu einer gemeinsamen Gesteinseinheit.

Die überwiegenden mineralogischen und Gefügemerkmale sind zusammenfassend wie folgt zu skizzieren:

Das Gestein ist einsprenglingsarm. Die vereinzelt, bis zu 2 mm grossen Feldspäte sind grösstenteils serizitisiert. Quarz wurde selten beobachtet. Auffallend sind prismatische Pseudo-

morphosen, die randlich bzw. entlang ehemaliger Teilbarkeitsrisse mit Fe(III)-Oxiden verkrustet sind. Sie werden in Kap. 4.2.10 gesondert beschrieben und interpretiert.

Die überwiegend aus Feldspat (hauptsächlich Kalifeldspat) und Quarz bestehende Grundmasse ist felsitisch, wobei auch Felderstrukturen sehr verbreitet sind. Sie enthält ferner viele Biotitblättchen und ist mit Fe(III)-Oxiden stark durchstäubt.

Gegenüber den Rhyolithen der nördlichen Hälfte des Schwarzwaldes ist die Vielzahl und die Kristallgrösse der akzessorischen Minerale auffällig. Stengelige Apatite erreichen eine Länge bis zu 0,6 mm. Ferner liegen bis zu 0,2 mm lange Zirkone und körnige Rutilite vor.

Bezüglich der verschiedenen Varietäten (darunter "Sphärolithporphyr", "Mandelsteinporphyr" usw.) und der sekundären Umwandlungsprodukte ist auf die Arbeit von MAUS (1965) zu verweisen.

#### 4.2.3. Die Rhyolithe von Lahr<sup>\*)</sup>

Nach CZYGAN (1964) handelt es sich um Reste einer einheitlichen Decke. Es sind mehrere Vorkommen, die etwa 8 km östlich von Lahr, auf einer Strecke von etwa 11 km in NS-Richtung aufgereiht sind. Die Auflagerung des Rhyoliths auf das Unterrotliegende ist im Steinbruch Rebio, 4,5 km ESE von Reichenbach, gut aufgeschlossen.

Das Gestein tritt in dunkelgrauen und rötlichen Farben auf und enthält wenige Einsprenglinge, die hauptsächlich aus stark serizitisierten Feldspäten bestehen. Quarz und Biotit kommen selten vor. Vergleichbare Pseudomorphosen mit denen der Vorkommen von Schweighausen werden in Kap. 4.2.10 gemeinsam erläutert.

In der durch Felderstrukturen gekennzeichneten Grundmasse liegen ausser Quarz und Feldspat (hauptsächlich Kalifeldspat) Biotitblättchen und reichlich Fe(III)-Oxid-Pigment.

---

<sup>\*)</sup> in der Literatur auch als "Porphyr von Geroldseck" bezeichnet.

Vergleichbar mit den Proben von Schweighausen fällt auch hier das Auftreten der akzessorischen Minerale von Apatit und Zirkon auf. Es wurden dabei bis zu 0,3 mm lange Zirkone beobachtet.

Die drei chemischen Analysen stammen aus dem Steinbruch "Rebio" (2 Analysen) und aus der Ruine von Geroldseck.

#### 4.2.4. Der Rhyolith von Durbach

Dieser Rhyolith bildet eine ausgedehnte Decke östlich bis südöstlich der Ortschaft Durbach beiderseits des gleichnamigen Bachs. Er wird daher in dieser Arbeit als "Rhyolith von Durbach" bezeichnet. Bisher wurde er nach der Höhe "Brandeckkopf", SSE von Durbach, benannt.

Die chemisch analysierte Probe wurde auf der NE-Seite des Durbachs, 3 km NE-Brandeckkopf und 800 m NW-Wolfskapelle entnommen. Die Zusammensetzung dieser Probe ist in etwa gleich wie sie von MAUS beschrieben worden ist: in einer feinkörnigen Grundmasse mit ausgeprägten Felderstrukturen liegen wenige Einsprenglinge (unter 10 Vol. %) aus Quarz und serizitisierten Plagioklasen (in der untersuchten Probe bis 2 mm gross). Ferner treten kleine, gebleichte Biotitblättchen auf. Von MAUS nicht erwähnt sind bis zu 4 mm grosse, stark perthitisch entmischte Kalifeldspat-Einsprenglinge.

#### 4.2.5. Der Rhyolith vom Mooswald

Der Rhyolith vom Mooswald wird als freigelegter Zufuhrkanal angesehen (SANDBERGER, 1863) und ist an einem aufgelassenen Steinbruch im Süden des Vorkommens (etwa 6 km NE Gengenbach) gut aufgeschlossen.

Er ist durch parallele, vielfach gebogene und gefaltete Texturen gekennzeichnet. Es handelt sich um ein gebleichtes, dichtes und einsprenglingsarmes Gestein, dessen sekundäre Verkieselung schon makroskopisch sichtbar ist.

Zu den wenigen Einsprenglingen gehören Quarz, zum Teil umgewandelter Kalifeldspat und Muskovit. Die aus Kalifeldspat

und Quarz bestehende Grundmasse ist sehr feinkörnig und dicht. Darin ist Serizit verteilt.

Der Serizit-Anteil liegt aber nicht so hoch wie von MAUS angedeutet wird. Dieser Rhyolith und der vom Hauskopf (s. unten) weisen auch die niedrigsten normativen Corund-Werte auf. Dafür ist die hydrothermale Verkieselung stark ausgeprägt. Gesteinsspalten sind hauptsächlich mit sekundärem Quarz ausgefüllt.

Die mannigfaltigen Gefügemerkmale und die hier vorkommenden Lithophysen wurden von MAUS (1965) ausführlich beschrieben.

#### 4.2.6. Der Rhyolith vom Hauskopf

Das Vorkommen vom Hauskopf ist ein Zufuhrkanal (SANDBERGER, 1863; VOELCKER, 1927) und ist den benachbarten Rhyolithen von Rothenkopf und Eckenfels petrographisch ähnlich. Sie gehören allesamt vermutlich zur gleichen Förderung (MAUS, 1965).

Im Gestein sind vertikal stehende parallele Texturen ausgeprägt. Die Gefügemerkmale (Fliesstexturen, Lithophysen, Sphärolithe, usw.) haben das Interesse mehrerer Autoren angeregt (SAUER, 1893; SCHALCH, 1895; WEYL, 1940; MAUS, 1965).

Der Rhyolith ist einsprenglingsfrei und besteht fast nur aus Kalifeldspat (nach MAUS Sanidin) und Quarz. Es überwiegen Fließgefüge, die durch Abwechslung von dichten und körnigen Lagen gekennzeichnet sind. Sie sind von Bruchteilen eines Millimeters bis zu mehreren Zentimetern breit.

Zwei chemische Analysen aus dem Steinbruch am Hauskopf, wo der Rhyolith am besten aufgeschlossen ist, repräsentieren jeweils die körnigen und dichten Lagen des Gesteins. Es zeigt sich hierbei, dass die chemische, folglich auch die mineralogische Zusammensetzung beider Parteien nahezu identisch ist.

#### 4.2.7. Die Rhyolithe von Ottenhöfen

Sie sind durch zwei Vorkommen, SW und SE von Ottenhöfen, repräsentiert. Sie werden als Stöcke bzw. Zufuhrkanäle

aufgefasst und zeigen ausgeprägte Parallelt Texturen. Dazu kommen sphärolitische Ausbildungen und Felderstrukturen. MAUS (1965/67) gibt eine ausführliche Beschreibung aller dieser Gefügemerkmale und versucht, daraus die Kristallisationsbedingungen abzuleiten.

Drei chemisch analysierte Proben stammen aus zwei verschiedenen Fundstellen des SW Vorkommens, am Hang westlich des Simmerbachs (Rappenschroffen). Die nächsten drei Analysen kommen aus dem SE Vorkommen, und zwar aus dem grossen Steinbruch, 1,5 km SE von Ottenhöfen.

Im Zusammenhang mit dem Chemismus der untersuchten Proben können folgende Bemerkungen vorweg gemacht werden: die obengenannten zwei Vorkommen sind im grossen und ganzen mineralogisch-chemisch vergleichbar. Nur der Rb-Gehalt liegt im westlichen Vorkommen etwas höher.

Eine Analyse (Probe Nr. 1096) stammt aus einer sehr dichtfeinkörnigen Gesteinsvarietät, die in steiler Stellung den Rhyolith des obenerwähnten Steinbruchs durchdringt. Sie ist graugrün und leicht splittrig. Der grünliche Farbton wird durch fein verteilten "Viridit" bewirkt. Diese Gesteinsvarietät unterscheidet sich vom restlichen Rhyolith des Steinbruchs chemisch nur durch ein höheres Na/K-Verhältnis (s. auch S. 158).

#### 4.2.8. Der Rhyolith von Baden-Baden

Der Rhyolith von Baden-Baden besteht nach ECK (1892) und BILHARZ (1929) aus mehreren petrographisch ähnlich gebauten (MAUS 1965) Decken. In diesem System ist Ignimbrit (s.unten) und Tuff eingeschaltet.

Es handelt sich um ein einsprenglingsreiches, rötliches bis bräunliches Gestein. Der Anteil der Einsprenglinge liegt etwa bei 30 Vol. %: Sanidin, albitisierter Plagioklas, korrodierter Quarz und eindrucksvolle "Pinit"-Pseudomorphosen. Danach wird das Gestein in der Literatur als "Pinitporphyr"

bezeichnet. Der mineralchemische Bestand der Pseudomorphosen und die Interpretation des primären Minerals wird in Kap. 4.2.10 diskutiert. Die feinkörnige Grundmasse des Rhyoliths enthält neben Quarz und Feldspat reichlich "Pinit"/Serizit und Fe(III)-Oxide.

Die chemisch analysierten Proben stammen aus den Steinbrüchen bei Geroldsau und südlich Lichtental (südöstlicher Stadtteil von Baden-Baden) sowie unterhalb der Burg vom Iberg.

#### 4.2.9. Der Ignimbrit von Baden-Baden

Der Ignimbritcharakter wurde bereits von WEYL (1961) vermutet. Das Gestein ist am Steinbruch "Peter", 2 km ENE von Varnhalt, besonders gut aufgeschlossen.

Die petrographische Beschreibung von MAUS und dieser Untersuchung beruhen daher auf Probenmaterial dieses Steinbruchs. Ein vollständiges Profil ergibt sich in der östlichen Wand des Bruchs, die eine Höhe von etwa 80 m aufweist. Die Basis des Profils besteht aus einer grobkörnigen, rötlichen Lage. Darauf folgt eine etwa 50 - 60 m mächtige graugrüne bis hellgraue Partie, die in den unteren Bereichen ebenso grobkörnig erscheint. Die Kristallgrösse nimmt aber nach oben hin ab, bis das Gestein im oberen Bereich des Profils sehr feinkörnig wird.

Die grobkörnigen Partien der rötlichen und grauen Lagen sind mineralogisch und gefügemässig ähnlich. Der Anteil der Einsprenglinge liegt um 30 %. Sie bestehen aus Quarz, Sanidin und Albit. Der Quarz ist korrodiert und zum Teil undulös. Wie im benachbarten Rhyolith treten auch hier grosse Pinitpseudomorphosen auf. Biotit kommt im Gestein selten vor. In der grobkörnigen grauen Partie wurde Turmalin beobachtet.

Durch die Durchstäubung mit Fe(III)-Oxiden und durch die Einregelung der reichlich auftretenden Obsidianfladen werden die Kontraste der pseudofluidalen Texturen der Grundmasse deutlich. Aus dem ehemaligen Glas sind hauptsächlich mikro- bis kryptokristalliner Quarz, Feldspat und Serizit hervorgegangen.

Neben den Obsidianfladen treten häufig fremde Gesteinsbruchstücke auf, die aus dem Grundgebirge (dazu zählt auch der undulöse Quarz), den umliegenden karbonischen und rotliegenden Sedimenten und anderen rhyolithischen Gesteinen stammen.

Mit abnehmender Korngrösse der grauen Ignimbritlage nach oben tritt der Anteil der Gesteinseinschlüsse und der Einsprenglinge (mithin auch der Pinitpseudomorphosen) zurück und das pseudofluidale Gefüge wird undeutlicher bis es in der feinsten Fraktion der oberen Lage des Profils nicht mehr wahrnehmbar ist.

Das Profil der östlichen Wand des Steinbruchs "Peter" ist chemisch durch 4 Analysen erfasst. Zwei zusätzliche Analysen repräsentieren noch einmal den grobkörnigen rötlichen und grauen Ignimbrit aus der gegenüberliegenden Seite des Steinbruchs. Alle analysierten Proben sind chemisch (folglich wohl auch mineralogisch) im grossen und ganzen ähnlich (s. auch S.157). Sehr abweichend ist der hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalt (über 80 %) des feinstkörnigen Oberteils des Profils (Probe 1083). Dadurch werden die anderen Hauptelemente verdünnt. Das Gestein entspricht der stark ausgelesenen, zuletzt abgesetzten feinsten Staubfraktion der Glutwolke. Eine nachträgliche Beimengung von Sedimentmaterial ist nicht auszuschliessen. Die chemische Analyse hiervon wird daher in den geochemischen Auswertungen nicht berücksichtigt.

#### 4.2.10 Deutung der Pseudomorphosen

In den Vorkommen von Schweighausen und Lahr treten Serizit-Pseudomorphosen auf, deren prismatische Form durch Opazitisierung (oft nur randlich) gut zum Ausdruck kommt.

Den grossen, eindrucksvollen "Pinit"-Pseudomorphosen verdankt der Rhyolith von Baden-Baden letztlich seinen Namen ("Pinitporphyr").

MAUS hat die Pseudomorphosen aller obengenannten Vorkommen als ehemalige Cordierite aufgefasst, obwohl er diese Interpretation mittelbar selbst in Frage stellt. Er beobachtete ferner, dass das primäre Mineral der grossen Pseudomorphosen - so in

Baden-Baden - älter als die Plagioklaseinsprenglinge ist. Die hiesige Untersuchung lässt keinen Zweifel darüber, dass häufig beobachtete Idiomorphien der Pseudomorphosen in Schweighausen (Abb. 58a) und Lahr (Abb. 58b) für ehemalige Pyroxene sprechen. Stark zerstörte Pseudomorphosen wurden auch in der Probe des Vorkommens von Durbach beobachtet.

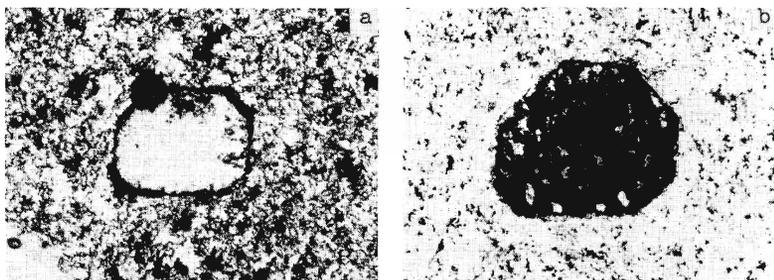


Abb. 58: Pseudomorphosen nach Pyroxen

- a. Sie besteht aus Serizit und einem dünnen opazitierten Rand. 55x, o.N. Vorkommen: Schweighausen
- b. Sie ist fast vollständig opazitisiert. 45x, o.N. Vorkommen: Lahr.

Die bis zu 3 mm grossen Pinit-Pseudomorphosen im Rhyolith von Baden-Baden sind ebenfalls als frühere Pyroxene zu deuten (Abb. 59). Sie sind randlich und entlang ehemaliger Teilbarkeitsrisse mit Fe(III)-Oxiden durchsetzt.

Der u.d.M. vollkommen farblos erscheinende "Pinit" zeigt in den grossen Pseudomorphosen mannigfaltige und ausdrucksvolle Strukturen: faserige Schichten und Bündel; Pakete aus wirrgeordneten Blättchen sowie parkettähnliche sphärolitische und Maschenstrukturen; im inneren Bereich der Pseudomorphosen ist er manchmal sehr fein kristallin.

Die röntgenographische und die Mikrosonden-Analyse (Abb. 61 und 62) weisen darauf hin, dass der "Pinit" aus einem Gemisch von mehreren Phyllosilikatphasen besteht, das in erster Linie chemisch variable "Serizite" enthält. Besonders stark schwanken

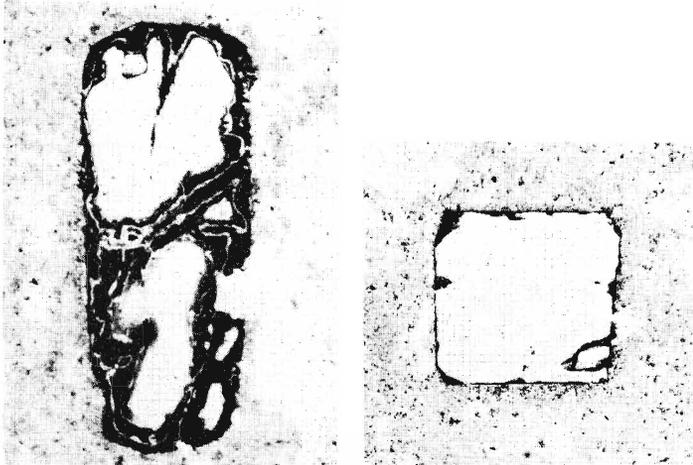


Abb. 59: Morphologie der "Pinit"-Pseudomorphosen im Rhyolith von Baden-Baden.  
Links: Längsschnitt; 55x, o.N.  
Rechts: Querschnitt; vermutlich Kopfschnitt von ehemaligem Pyroxen. 35x, o.N.  
Der farblose "Pinit" (im Bild weiss) ist am Rande der Pseudomorphosen und entlang ehemaliger Teilbarkeitsrisse von Fe(III)-Oxiden (schwarz) eingehüllt.

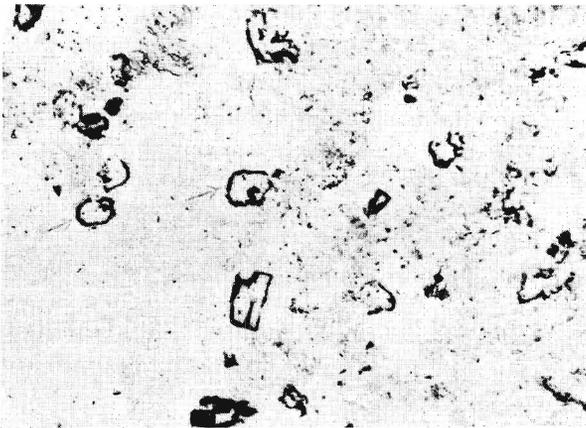


Abb. 60: Zahlreiche, kleine "Pinit"-Pseudomorphosen in der Grundmasse des gleichen Rhyoliths. Sie sind zum Teil durch Weglösung der Erzhülle stark zerstört. Mit Pfeil werden Individuen gekennzeichnet, die eine Kopfschnitt-Idiomorphie des Pyroxens andeuten. 165x, o.N.

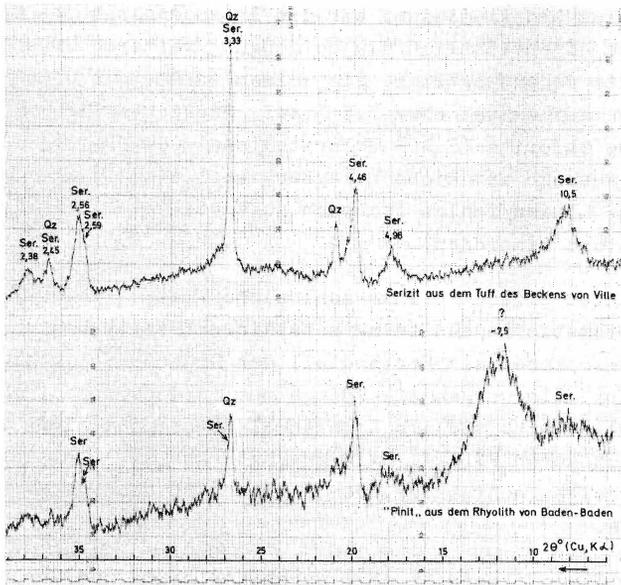


Abb. 61: Röntgenaufnahme des "Pinit", herauspräpariert aus den grossen Pseudomorphosen des Rhyoliths von Baden-Baden (nähere Erläuterung s. Text). Zum Vergleich dazu die Aufnahme eines reinen Serizits aus dem Tuff des Beckens von Villé (Vogesen).

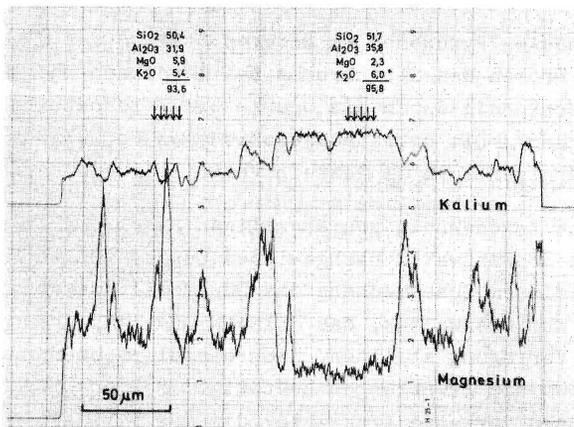


Abb. 62: Mikrosonden-Scanaufnahme von K und Mg einer "Pinit"-Pseudomorphose und semiquantitative Analysen mit breitem Elektronenstrahl (15 - 20 μ) der mit Pfeilen gekennzeichneten Stellen.

Magnesium und Aluminium. Für die Inhomogenität des Chemismus ist offensichtlich die Beimengung weiterer Umwandlungsprodukte verantwortlich. Sie weisen in Röntgenaufnahmen einen breiten Reflex bei etwa  $7,5 \text{ \AA}$  auf. Möglicherweise handelt es sich um Chlorite, ( $7 \text{ \AA}$  - Chlorite) und /oder Serpentinminerale. Diese Aussage ist nicht belegbar, weil zusätzliche charakteristische Linien fehlen (schwach auftretende Reflexe lassen sich nicht einordnen).

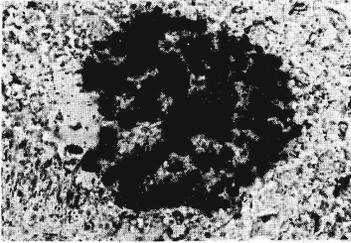
Unbeachtet blieben bisher zahlreiche kleine ( $\emptyset 0.02 - 0.05$ ), kurzprismatische, aus feinkristallinem "Pinit" bestehende Pseudomorphosen als Bestandteil der Grundmasse im gleichen Rhyolith. Sie wurden allerdings nur in der Probe (3/1086) des Steinbruchs südlich Lichtental beobachtet. Ihre Form ist randlich durch Fe(III)-Oxid geprägt (Abb. 60). Einige unter ihnen zeigen achteckige, dem Kopfschnitt des Pyroxens ähnelnde Umrisse.

Ein Teil von ihnen ist aber durch Weglösung und Verlagerung des Eisenoxids bis zur Unkenntlichkeit zerstört. Eine Zählung ergab immerhin 8 Vol. % erkennbare Pseudomorphosen dieser Art. Sie übertreffen sogar quantitativ die grossen "Pinit"-Pseudomorphosen, die in der gleichen Probe 5 Vol. % des Gesteins ausmachen.

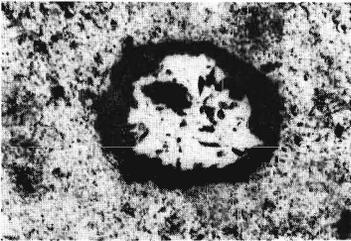
Die Grundmasse-"Pyroxene" in anderen Stellen des Rhyoliths - so in den Proben des Steinbruchs bei Geroldsau und vom Iberg - wurden offenkundig durch die Quarz- und Feldspatbildung gänzlich verdrängt. Die dabei ausgeschiedenen Fe(III)-Oxide haben sich in körniger Form im Gestein verteilt (vgl. Kap. 2.1.2.1.2.).

Nachdem die Anwesenheit von ehemaligen Pyroxenen in den Rhyolithen des Schwarzwalds nachgewiesen wurde, schien es zweckmässig in diesem Zusammenhang das Dünnschliffmaterial der Rhyolithe des Odenwaldes, das REIMANN und AMME freundlicherweise zur Verfügung stellten, noch einmal zu überprüfen. Das Ergebnis hat die Erwartungen bestätigt. Mehrere Rhyolithproben enthalten markante Aggregate, die aus Fe(III)-Oxiden und Serizit bestehen. Oft ist der Raum zwischen den opaken Körnern von Mineralen der Gesteinsgrundmasse eingenommen. Die

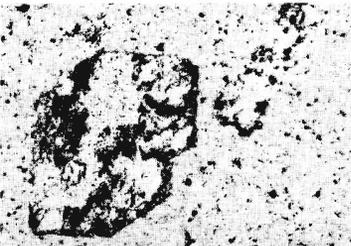
Abb. 63: Verschiedene morphologische Merkmale von Pseudomorphosen in den Rhyolithen des Odenwaldes.



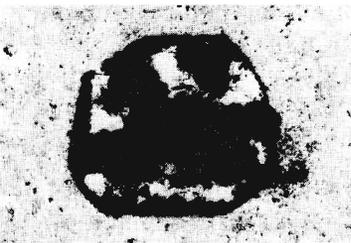
a: Ansammlung von sekundären Erzkörnern, die zusammen eine eckig-kantige Form (im Bild rechts) aufweisen. 255x, o.N. - Vorkommen: Dossenheim



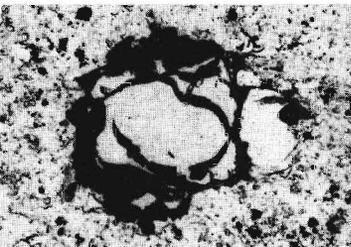
b: Serizitpseudomorphose, eingehüllt von Fe(III)-Oxiden. Sie ist nur zum Teil eckig (oben rechts). Primäres Mineral unbekannt; möglicherweise Pyroxen. 155x, o.N.-Vorkommen: einsprenglingsarmer Rhyolith von Dossenheim.  
Anmerkung: ähnliche Individuen liegen in den Rhyolithen des Odenwaldes häufig vor.



c: Überreste (Fe-Oxide + Serizit) von ehemaligen Pyroxenen: links zwei ineinandergehende Kopfschnitte; rechts ein Längsschnitt. 70x, o.N.-Vorkommen: Wachenberg bei Weinheim.



d: Stark opazitisierte Pseudomorphose eines ehemaligen Pyroxens mit gut erhaltener Kopfschnitt-Idiomorphie. Zwischen dem sekundären Erz liegt Serizit vor. 70x, o.N.-Vorkommen: Ziegelwald/Gross-Umstadt.



e: Serizitpseudomorphose mit ungewöhnlichen morphologischen Merkmalen. Die sekundäre Erzimprägnation kennzeichnet einen unregelmässigen bzw. geschwungenen Verlauf der Teilbarkeitsrisse des unbekanntem primären Minerals. 70x, o.N.-Vorkommen: Dossenheim.  
Anmerkung: derartige Pseudomorphosen kommen selten vor.

Vermutung, sie seien Ausscheidungsprodukte weitgehend aufgelöster mafischer Minerale, trifft zumindest für solche Ansammlungen von Eisenoxid-Körnern zu, die eckige und kantige Formen aufweisen (Abb. 63a).

Am häufigsten treten ziemlich kleine, abgerundete (manchmal auch eckige), von Fe-(III)-Oxiden gepanzerte Individuen auf, die feinkristallinen Serizit einschliessen (Abb. 63b). Vermutlich entsprechen sie ehemaligen Pyroxenen. Hier und da kommen vollständig prismatische Pseudomorphosen vor, die mit jenen des Rhyoliths von Lahr im Schwarzwald ähnliche Opazitisierungserscheinungen und zum Teil ausgezeichnete (110)-Idiomorphien des Pyroxens aufweisen (Abb. 63c, d).

Schliesslich wurden im einsprenglingsarmen Rhyolith von Dossenheim vereinzelte Serizitpseudomorphosen mit ungewöhnlichen morphologischen Merkmalen beobachtet (Abb. 63e). Die Frage, welchem primären Mineral sie entsprechen könnten, bleibt vorerst offen. Pyroxen oder Amphibol ist - nach der Erfahrung durch den Vergleich der verschiedensten Ausbildungsformen - so gut wie auszuschliessen.

#### 4.3. Geochemische Hinweise

Die Ignimbrite vom Münstertal und von Marzell und die Rhyolithe von Schweighausen und Lahr sind relativ kieselsäurearm. Sie enthalten generell unter 70 Gew. %  $\text{SiO}_2$ , während die Kieselsäure in den nördlich davon liegenden Vorkommen (von Gengenbach bis Baden-Baden) mit über 74 Gew. % sprunghaft ansteigt.

Die Auffassung von WEYL (1938), dass sich der Chemismus der permischen Rhyolithe im Schwarzwald von Süden nach Norden von basisch nach sauer entwickelt hat, ist dahingehend zu korrigieren, dass es sich nicht um eine kontinuierliche Gesteinsabfolge handelt. Die Rhyolithe des Schwarzwaldes lassen sich nämlich bezüglich des  $\text{SiO}_2$ -Gehalts regional in zwei voneinander scharf abgrenzbare Gruppen unterteilen.

Zu den sauren Rhyolithen gehören die Vorkommen (von S nach N

genannt): Mooswald, Durbach, Hauskopf, Ottenhöfen und Baden-Baden (Rhyolith + Ignimbrit). Der überaus hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalt des Gesteins vom Mooswald ist auf die augenfällige sekundäre Verrieselung zurückzuführen.

Wenn man von den Ignimbriten absieht (s. unten), sind sonst die Rhyolithe des Schwarzwaldes ziemlich kaliumreich. Hierbei ist zu erwähnen, dass das  $\text{K}_2\text{O}$  zu der oben erläuterten Süd/Nord-Diskrepanz des  $\text{SiO}_2$  keine eindeutige Beziehung hat.

Die postmagmatische Umwandlung hat - wie im Odenwald - die Kaliumgehalte stark beeinträchtigt. So ergibt sich zwischen  $\text{K}_2\text{O}$  und normativem Corund eine negative Korrelation, die in der Abb. 64 durch die Projektionspunkte innerhalb der langgestrichelten Linien verdeutlicht wird. Durch Extrapolieren werden dabei etwa 9 - 11 Gew. %  $\text{K}_2\text{O}$  angezeigt. Etwa in der gleichen Größenordnung liegen auch die aus der Korrektur der Analysen - der vom Odenwald inbegriffen - rechnerisch ermittelten  $\text{K}_2\text{O}$ -Werte: meistens 9,5 - 11,5, in sehr wenigen Proben bis 12,5 Gew. %.

Die Ignimbrite vom Münstertal und von Marzell weisen relativ niedrige  $\text{K}_2\text{O}$ - und höhere  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte auf. Das  $\text{K}_2\text{O}$  bleibt trotz unterschiedlicher Corundwerte unverändert. In diesen Gesteinen wurde von der postmagmatischen Umwandlung hauptsächlich das Natrium in Mitleidenschaft gezogen (Abb. 65).

Die Streuung der Projektionspunkte einzelner Proben aus anderen Vorkommen (z.B. aus dem Ignimbrit von Baden-Baden) ausserhalb des  $c/\text{K}_2\text{O}$ -Trends ist auf deren erhöhte  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte, die entsprechend mit niedrigen  $\text{K}_2\text{O}$ -Werten gekoppelt sind, zurückzuführen.

Das Kalzium, Magnesium und Gesamteisen liegen in den "basischeren" Rhyolithen des Südschwarzwaldes generell höher. Deutlich stärker vertreten sind ferner hier die Spurenelemente P, Zr, Ti, Ba, Sr, V, Nd und Ce. In den Rhyolithen des nördlichen Schwarzwaldes sind dagegen die Rb-Gehalte angereichert.

Die Tab. 24 veranschaulicht die geochemische Diskrepanz zwischen den Rhyolithen des südlichen und nördlichen Schwarzwaldes. Auf weitere geochemische Besonderheiten wird beim Ver-

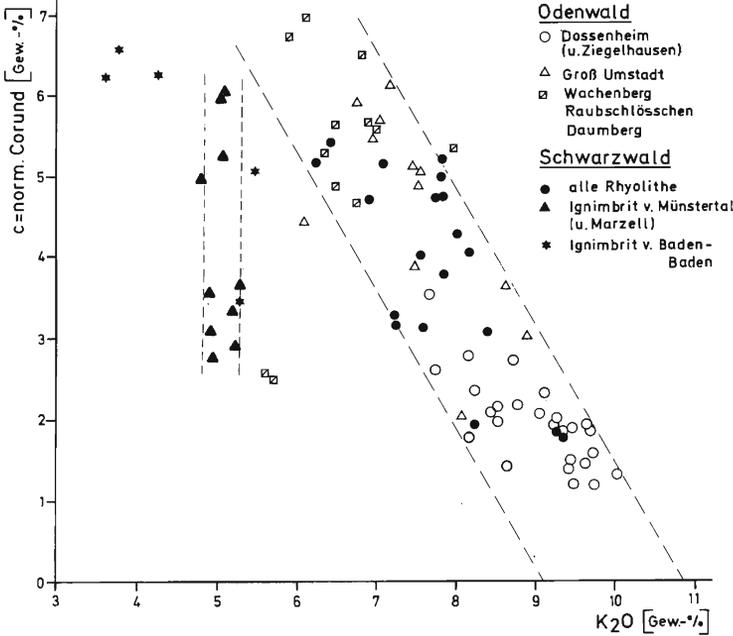


Abb. 64: K<sub>2</sub>O-Abnahme mit steigendem normativem Corund (= K-Verluste durch hydrothermale Umwandlung) bei den Rhyolithen des Schwarzwaldes und des Odenwaldes. Die Proben mit den Projektionspunkten links der grossgestrichelten Linien enthalten primär höhere Na<sub>2</sub>O- und niedrigere K<sub>2</sub>O-Gehalte.

Die hydrothermale Alteration hat die K<sub>2</sub>O-Gehalte des Ignimbrits vom Münstertal nicht beeinträchtigt, sondern das Natrium in Mitleidenschaft gezogen (s. Abbildung unten).

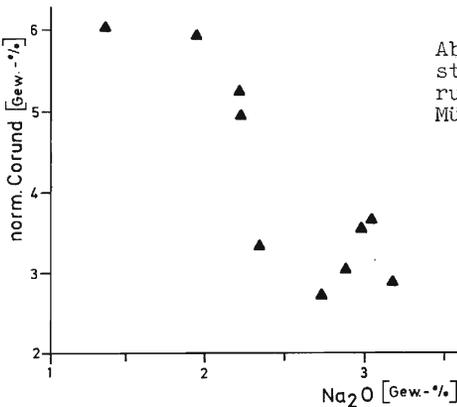


Abb. 65: Na<sub>2</sub>O-Abnahme mit steigendem normativem Corund beim Ignimbrit vom Münstertal (+ Marzell).

gleich mit den Rhyolithen des Odenwaldes und des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes eingegangen (Kap. 4.4).

Im Folgenden sollen die Ignimbrite und ihre Beziehungen zu den massigen Rhyolithen kurz erläutert werden:

- Die von MAUS (1965) mikroskopisch beobachtete Identität der Ignimbrite von Münstertal und Marzell wird hier durch die chemische Untersuchung bestätigt.
- Der durch 9 analysierte Proben erfasste Bereich des Ignimbrits vom Münstertal ist petrographisch und chemisch, sowohl lateral als auch vertikal, gleich zusammengesetzt.
- Die Befürchtung von MAUS, dass der Chemismus der Ignimbrite durch Fremdeinschlüsse stark beeinflusst worden sein kann, trifft nicht zu. Gerade in dem Vorkommen vom Münstertal verblüfft die Konstanz einiger Elemente (vor allem der Spurenelemente).
- Die Ignimbrite vom Münstertal und von Marzell sind bezüglich der  $\text{SiO}_2$ -Gehalte mit den Rhyolithen von Schweighausen und Lahr zwar vergleichbar, zu dem unterschiedlichen Fördermechanismus und Gefüge sind jedoch folgende mineralogisch-chemische Abweichungen der Ignimbrite hinzuzufügen: Sie weisen ein höheres Plagioklas/Kalifeldspat- bzw.  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis auf und sind reich an Biotit. Ihre Zr-Gehalte ( $\emptyset$  230 ppm) sind nur halb bzw.  $1/3$  so hoch wie beim Rhyolith von Schweighausen ( $\emptyset$  480 ppm) und Lahr ( $\emptyset$  610 ppm).
- Schliesslich zeigen die Ignimbrite von Münstertal und Marzell relativ höhere Gehalte an Cr (40 - 60 ppm) und Ni (um 20 ppm) gegenüber anderen Rhyolithen an.

Über den Ignimbrit von Baden-Baden und dessen Beziehung zum benachbarten Rhyolith sind folgende ergänzende Bemerkungen zu skizzieren:

- Die untersuchten Proben des Steinbruchs "Peter" zeigen keine gravierenden chemischen Unterschiede untereinander. Gewisse Variationen liegen in der Natur pyroklastischer Gesteine. Einige Veränderungen sind ferner der postmagmatischen Umwandlung zuzuschreiben.

- Die Angabe von MAUS, dass in der unteren, rötlichen Partie der Albit und in der oberen grauen Gesteinsvarietät der Sanidin vorherrscht, konnte weder mikroskopisch noch chemisch bestätigt werden.
- Die enge geologische Verknüpfung des Ignimbrits und des Rhyoliths von Baden-Baden und ihre Ähnlichkeit in der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung - und auch im Gefüge - deuten auf ein gemeinsames Magma hin, das jedoch durch verschiedene Mechanismen extrudiert wurde.
- Der Ignimbrit unterscheidet sich vom Rhyolith nur durch ein höheres Na/K-Verhältnis. Im Förderprozess "ursprünglich" gleicher Schmelzen wurde eine metasomatische Wechselwirkung n u r zwischen Natrium und Kalium häufig nachgewiesen (Nohfelden, Bad Kreuznach, Donnersberg, Königsberg, Nideck).

Ein charakteristisches Beispiel, was die Wechselwirkung zwischen Natrium und Kalium im begrenzten Raum aufzeigt, liegt im Steinbruch 1,5 km SE Ottenhöfen vor, (s. S.146). In der zuletzt geförderten Rhyolithvarietät:  $K_2O = 5,4$ ,  $Na_2O = 2,5$  Gew. %, die den vorherrschenden K-reichen Rhyolith:  $K_2O = 7,5 - 8,2$ ,  $Na_2O = 0,2 - 0,5$  Gew. % gangartig intrudierte, hat sich das Verhältnis in den Alkalien zugunsten des Natriums entschieden verlagert. Ansonsten sind keine nennenswerten chemischen Unterschiede festzustellen (s. Anhang, Tab. 45).

#### 4.4. Einige geochemische und petrogenetische Vergleiche der Rhyolithe des Schwarzwaldes, Odenwaldes und Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes.

In den vorangegangenen Beschreibungen wurden Details über mineralogisch-chemische Unterschiede oder Verwandtschaften der Gesteine untereinander im Schwarzwald erläutert und beiläufig einige Ähnlichkeiten (z.B. die postmagmatischen K-Verluste, die Pseudomorphosen nach Pyroxenen) mit den Rhyolithen des Odenwaldes erwähnt. Darüber hinaus soll im Folgenden, neben einem pauschalen Vergleich der Gesteine in diesen Regionen, auf einige geochemische und petrogenetische Beziehungen zu Rhyolithen des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes hingewiesen werden.

Die Tab. 24 gibt den chemischen Vergleich der Rhyolithe im Schwarzwald und Odenwald. Die "basischen" Rhyolithe südlich von Gengenbach heben sich auch durch Diskrepanzen bei mehreren Spurenelementen ab.

Die  $\text{SiO}_2$ -reichen Rhyolithe der nördlichen Hälfte des Schwarzwaldes und des gesamten Odenwaldes sind untereinander chemisch sehr eng verwandt. Die Abb. 66 zeigt, wie sich die Gehalte der Spurenelemente überschneiden. Hierbei kommt eine positive Korrelation zwischen Zr, Ti und Ba zum Ausdruck. Zwischen ihnen und Rb deutet sich dagegen eine negative Korrelation an.

Wenn man vorrangig die  $\text{SiO}_2$ - und Alkalien-Gehalte zugrunde legt, so lassen sich die Rhyolithe des Schwarzwaldes und Odenwaldes mit mehreren Vorkommen des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes vergleichen:

- Die Ignimbrite von Münstertal und Marzell mit den dacitischen Varietäten des Kreuznacher Massivs und mit dem Rhyolith A des Nohfeldener Massivs,
- die  $\text{SiO}_2$ -armen Rhyolithe von Schweighausen und Lahr mit der K-reichen Varietät (Momberg, Krulscheid) des Nohfeldener Rhyoliths A, mit einigen K-reichen Dacitproben des Kreuznacher Massivs, mit dem Ignimbrit von Schmelz und mit dem Rhyolith von Kirchheimbolanden.
- die  $\text{SiO}_2$ -reichen Rhyolithe des nördlichen Schwarzwaldes und des Odenwaldes mit dem Rhyolith C des Nohfeldener Massivs (Leistberg) und mit den K-reichen Varietäten des Donnersberges und des Kreuznacher Massivs.

Hierzu ist auf zahlreiche mineralogisch-chemische Charakteristika, die sowohl im SNP-Gebiet als auch im Schwarzwald und/oder Odenwald auftreten, hinzuweisen; hier einige Beispiele:

- Ehemalige mafische Minerale (im SNP-Gebiet Amphibole + Pyroxene, im Schwarzwald und Odenwald Pyroxene).
- Anatektische Granat-Relikte. Zu den Relikten von aufgenommenem Material gehören offensichtlich zum Teil auch Zirkone und Apatite.

Tab.24: Chemischer Vergleich der Rhyolithe vom Schwarzwald und Odenwald

|             |                   | SiO <sub>2</sub><br>Gew. %   | Zr<br>(ppm) | Ti<br>(ppm) | Ba<br>(ppm) | Rb<br>(ppm) |      |            |             |             |
|-------------|-------------------|------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------|------------|-------------|-------------|
| Odenwald    | Gross-Umstadt (A) | 75,1                         | 5           | 160         | 130         | 1750        |      |            |             |             |
|             | Gross-Umstadt (B) | 75,4                         | 20          | 260         | 150         | 1210        |      |            |             |             |
|             | Wachenberg        | 75,1                         | 85          | 220         | 180         | 720         |      |            |             |             |
|             | Raubschlösschen   | 75,1                         | 140         | 950         | 180         | 330         |      |            |             |             |
|             | Daumberg (A)      | 76,1                         | 46          | 130         | 140         | 350         |      |            |             |             |
|             | Daumberg (B)      | 73,4                         | 160         | 1100        | 420         | 360         |      |            |             |             |
|             | Ziegelhausen      | 74,1                         | 140         | 450         | 190         | 460         |      |            |             |             |
|             | Dossenheim (A)    | 75,1                         | 130         | 440         | 320         | 450         |      |            |             |             |
|             | Dossenheim (B)    | 75,4                         | 75          | 270         | 140         | 400         |      |            |             |             |
|             | -----             |                              |             |             |             |             |      | V<br>(ppm) | Ce<br>(ppm) | Nd<br>(ppm) |
| Schwarzwald | nördl. Teil       | Baden-Baden<br>- Ignimbrit - | 75,7        | 25          | 220         | 90          | 580  | < 5        | 10          | 5           |
|             |                   | Baden-Baden                  | 75,2        | 30          | 95          | 65          | 580  | 5          | 5           | 5           |
|             |                   | Ottenhöfen                   | 75,2        | 45          | 140         | 170         | 700  | 5          | 25          | 15          |
|             |                   | Hauskopf                     | 74,5        | 40          | 150         | 100         | 1020 | 5          | 25          | 5           |
|             |                   | Mooswald                     | 79,0*       | 5           | 60          | 85          | 1210 | 0          | 15          | 5           |
|             | Durbach           | 74,2                         | 210         | 1070        | 420         | 460         | 10   | 80         | 45          |             |
|             | südl. Teil        | Lahr                         | 69,5        | 610         | 2900        | 1670        | 310  | 20         | 95          | 45          |
|             |                   | Schweighausen                | 67,8        | 480         | 4490        | 1070        | 270  | 50         | 90          | 50          |
|             |                   | Münstertal<br>- Ignimbrit-   | 67,7        | 230         | 3340        | 910         | 240  | 45         | 85          | 45          |
|             |                   | Marzell<br>- Ignimbrit-      | 67,3        | 230         | 3430        | 1120        | 260  | 50         | 95          | 50          |

Erläuterungen

- Die Vorkommen sind in der Tabelle von oben nach unten so eingetragen wie sie geographisch von Norden nach Süden verteilt sind.
- Beim gleichenannten Vorkommen bedeutet: A = einsprenglingsarmer, B = einsprenglingsreicher Rhyolith.
- Bei der Ermittlung der Durchschnittswerte wurden nicht berücksichtigt: stark verkieselte Proben mit SiO<sub>2</sub> über 77 Gew.% (ausgenommen Mooswald, da dieses Vorkommen nur durch eine Analyse repräsentiert ist) und einige stark serizitisierte und kaolinitisierte Proben vom Wachenberg und von Gross-Umstadt (mit normativem Corundwert über 6 Gew.%).
- Aus Gründen der Übersicht wurden die Spurenelemente auf 10 ppm, bei Konzentrationen unter 100 ppm auf 5 ppm, auf- und abgerundet.

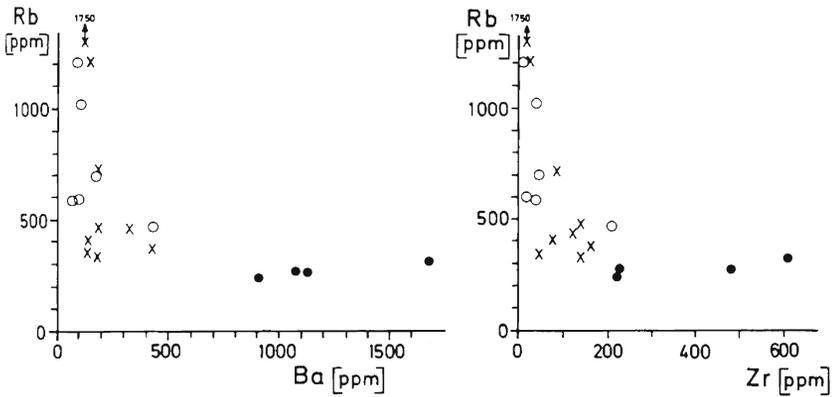
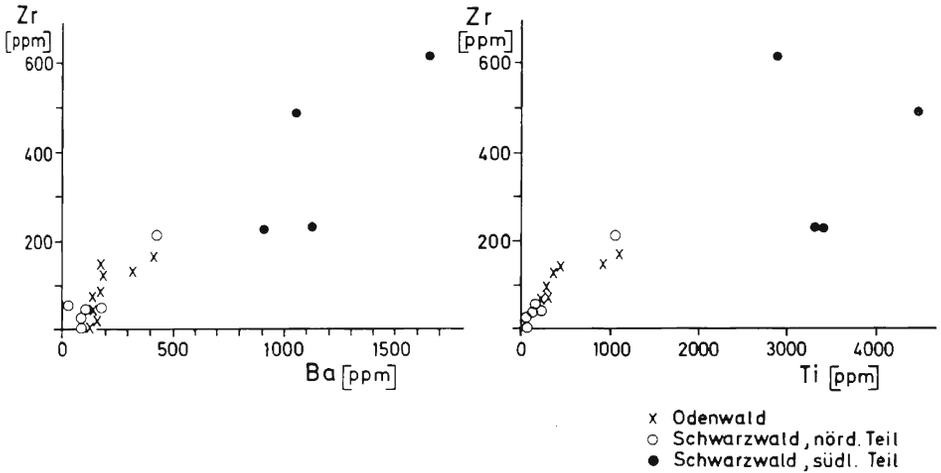


Abb. 66: Korrelationen zwischen Zr, Ti, Ba und Rb in den Rhyolithen des Schwarzwaldes und des Odenwaldes. Die Projektionspunkte beziehen sich auf die Durchschnittswerte der Tab. 24.

- Koexistierende Kalifeldspäte mit unterschiedlichem Chemismus.
- Sprunghafte Verschiebungen im Alkalien-Verhältnis.
- Generell keine diadoche Beziehung zwischen Kalium und Rubidium bzw. Barium.
- Von basischen nach sauren Gesteinstypen abnehmende Tendenz einige inkompatibler Elemente: Zr, Ce, Nd.
- Alkalien-Verluste infolge vergleichbarer hydrothermalen Umwandlungen der Feldspäte.

Auf Grund der mineralogisch-geochemischen Vergleiche gelten die bei der Beschreibung der Rhyolithe des SNP-Gebietes wiederholt angedeuteten magmatogenen Prozesse und Veränderungen auch für die Entstehung der äquivalenten Gesteine des Schwarzwaldes und Odenwaldes: Anatexis, Einverleibung von intermediären Magmatiten und/oder Schmelzen (Magmamischung),  $\text{SiO}_2$ - und Alkalien- (darunter starke Kalium-) Metasomatosen usw.

Diese Überlegungen ergänzen letztlich die Auffassung von REIMANN (1977) und AMME (1977): die Rhyolithe des Odenwaldes (folglich auch die verwandten Rhyolithe des nördlichen Schwarzwaldes) sind anatektische Produkte krustaler Herkunft. Die Schmelzen, die den gegenwärtigen Gesteinen entsprechen, sind keine primären Mobilisate. Sie wurden durch "Assimilation" von fremdem Material geprägt.

## 5. DIE IGIMBRITE, TUFFE UND RHYOLITHE DER VOGESEN

### 5.1. Einführung

Der weitaus grösste Teil der permischen Vulkanite der Vogesen kommt im nördlichen Teil des Gebirges vor. Sie sind fast nur durch rhyolithische Gesteine vertreten.

Sie wurden geologisch und petrographisch zwar ziemlich ausführlich untersucht (MIHARA, 1935; SAUCIER et al., 1959; LAUBACHER & ELLER, 1966; SIAT, 1974), ihre geochemische Bearbeitung blieb jedoch bisher im Rückstand. Die wenigen veröffentlichten Analysen reichen nicht aus, um die Gesteine nach chemischen Kriterien aufzuschlüsseln oder ihre Beziehungen zueinander erkennbar zu machen und zu interpretieren.

Dies wird in dieser Arbeit weitgehend erfüllt. Die geochemische Untersuchung basiert auf 42 neuen Analysen. Sie wird durch die mineralogisch-petrographischen Ergebnisse der oben zitierten Autoren und neue mikroskopische Beobachtungen ergänzt.

Die Lage und die Bezeichnung der untersuchten Vorkommen sind aus der geologischen Skizze der Abb. 67 ersichtlich. Die wichtigsten geologischen Formationen der nördlichen Vogesen werden im Folgenden kurz erläutert:

Der kristalline Sockel ist durch Granite und Gneise geprägt. Zum Grundgebirge zählen ferner die präkambrischen Glimmerschiefer des Climont und die altpaläozoischen Weiler und Steiger Schiefer (Kambrium bis Silur). Im Gebiet von Schirmek ist die Formation des Devono-Dinant weit ausgebreitet. Hier kommen mannigfaltige, metamorph und postmagmatisch veränderte Vulkanite vor: Diabase, Spilite, porphyrische Diorite, Keratophyre, Andesite, vulkanische Brekzien und sonstige Pyroklastika.

Das Deckgebirge besteht aus kontinentalen Ablagerungen vom Oberkarbon bis hin zum oberen Buntsandstein.

Das Perm wurde geologisch-stratigraphisch bereits Ende des vorigen Jahrhunderts intensiv untersucht (VELAIN, 1885; BÜCKING, 1890; BENECKE & WERVEKE, 1890). Neue Erkenntnisse brachten später die Arbeiten von MIHARA (1935) im Gebiet Nideck-Wisches, CHaubert & GARDET (1935) im nordwestlichen Teil der Vogesen,

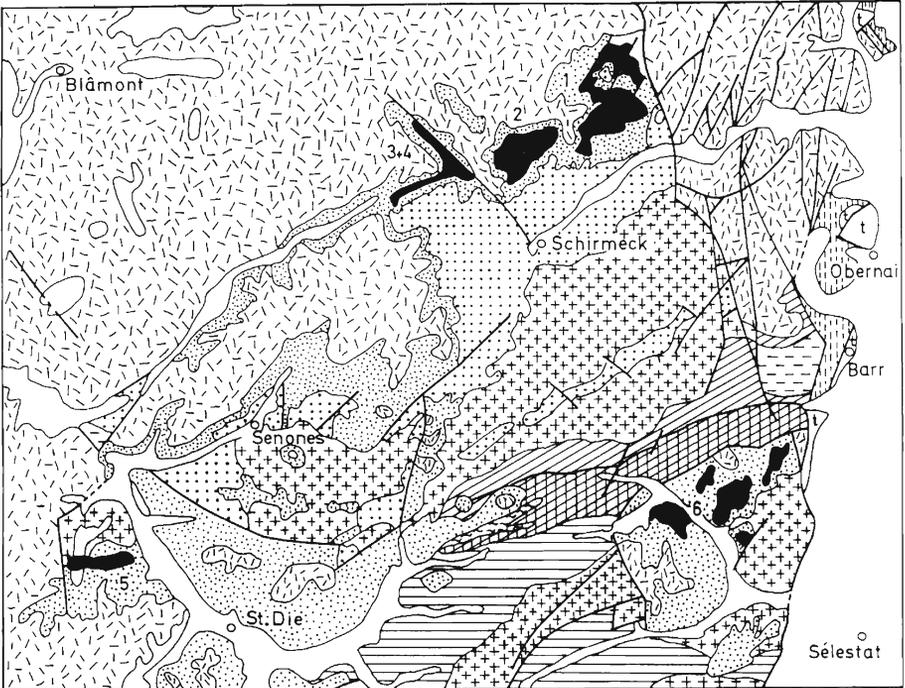
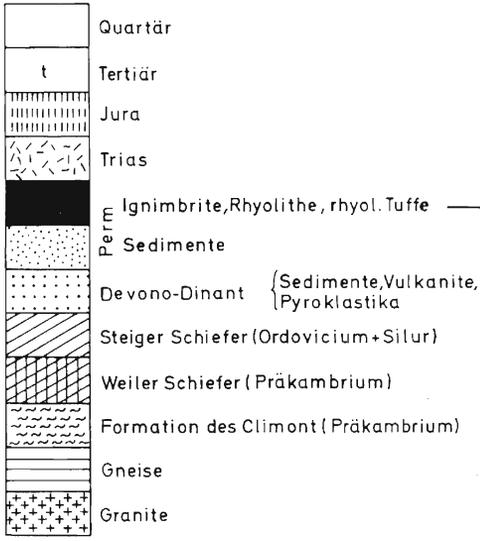


Abb. 67

Geologische Übersichtskarte des nördlichen Teils der kristallinen Vogesen  
nach J. Jung, 1926/28



0 5 10 km

1. Ignimbrit von Nideck
2. Ignimbrit NW-Wisches
3. Ignimbrit NW-Donon
4. Rhyolith NW-Donon (Blancrupt)
5. Rhyolith von Nompatelize
6. rhyolithische Tuffe des Beckens von Ville

LAUBACHER & ELLER (1966) im Becken von Villé. HOLLINGER (1969) gab eine neue Gliederung des oberen Perms (Saxonia) und definierte dessen stratigraphische Grenze zum Trias.

Die überwiegend aus Ignimbrit-Decken und rhyolithischen Brekzien- und Tuffhorizonten bestehenden "vulkanischen Fazien" bilden einen wesentlichen Teil des Perm-Systems. Ihre stratigraphische Zuordnung und Parallelisierung ist problematisch, zumal die angrenzenden Sedimente selten Fossilien enthalten und nur nach lithologischen Kriterien eingestuft wurden (HOLLINGER, 1969).

In der vorliegenden Arbeit werden einige Vergleiche zwischen den pyroklastischen Gesteinseinheiten vom petrographisch-geochemischen Gesichtspunkt aus angestellt. Diese können auch bei zukünftigen stratigraphischen und geologischen Arbeiten von Nutzen sein.

## 5.2. Die Ignimbrite von Nideck, nordwestlich von Wisches und nordwestlich des Donon

### 5.2.1. Einführung. Geologie

Die geographische Lage und der geologische Rahmen der drei grossen, voneinander getrennten Ignimbritvorkommen zwischen Nideck und dem Donon ist in der Abb. 68 dargestellt.

Der Ignimbrit von Nideck (zwischen Nideck und Lutzelhouse) und das nordwestlich von Wisches liegende Vorkommen wurden von MIHARA (1935) durch geologische Kartierungen, Profile und petrographische Untersuchungen ausführlich bearbeitet; er erkannte allerdings den Ignimbritcharakter des Gesteins noch nicht. Erst SAUCIER et al. (1958) stellten für das Vorkommen von Nideck die Ignimbritfrage zur Diskussion und die gleichen Autoren haben 1959 unter diesem Aspekt die Ergebnisse von MIHARA überarbeitet.

Die besten Aufschlüsse der Ignimbritdecke und ihrer Lagerungsverhältnisse kommen im Bereich zwischen Nideck, Schieferberg und Haselbach an steilen Abhängen und Felsen (z.B. am Wasserfall südlich der Ruine von Nideck) vor. Hier wurde eine intensive Probennahme durchgeführt. Ein Ausschnitt der Umgebung von Nideck/Schieferberg ist in der Abb. 69 wiedergegeben.

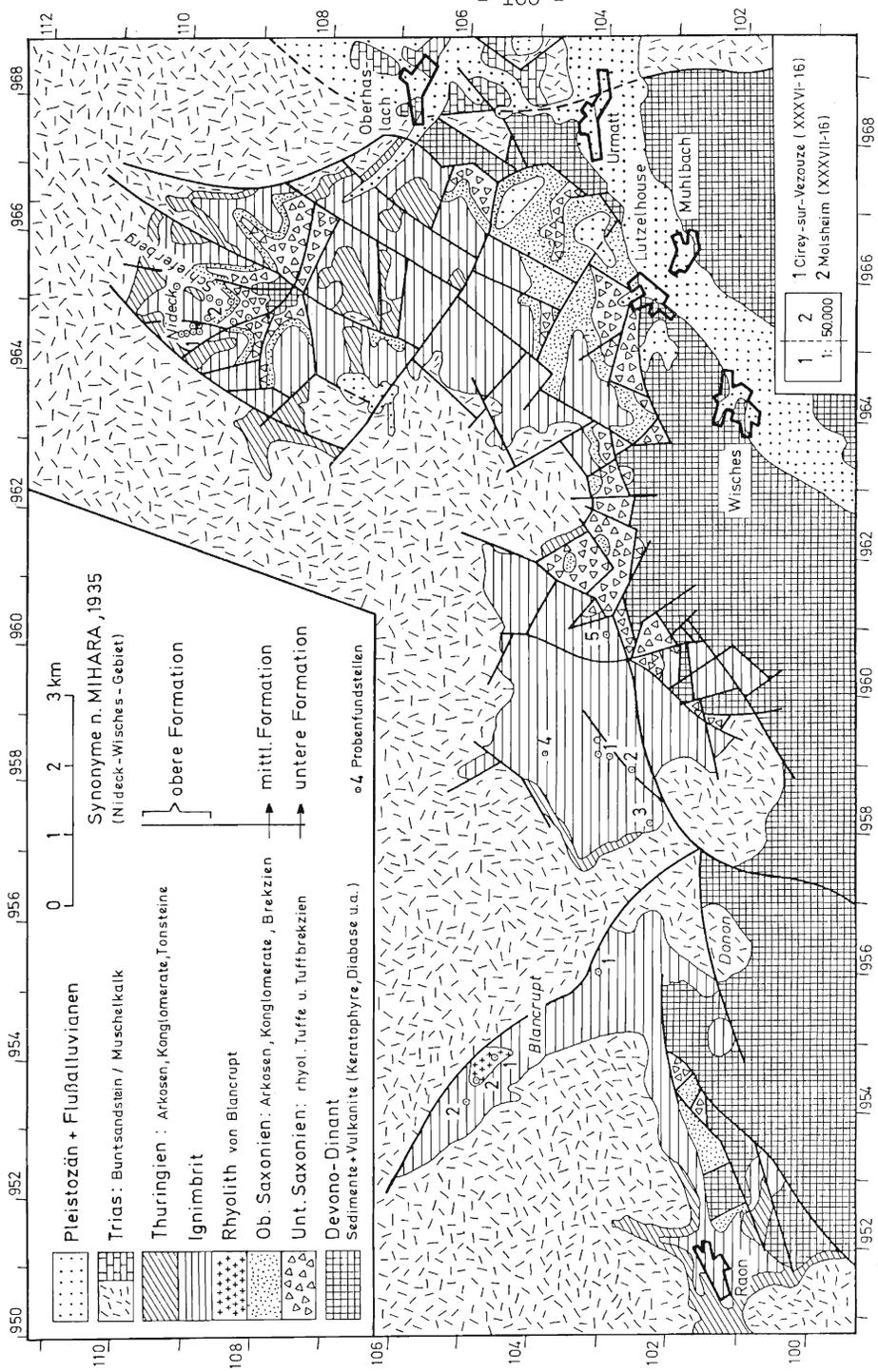


Abb. 68: Geologische Karte zwischen Nideck und dem Donon (nach den geologischen Karten 1:50.000:Blatt Cirey-sur-Vezouze und Blatt Molsheim). Genaue Lage der Proben bei Nideck/Schieferberg s. Abb. 69

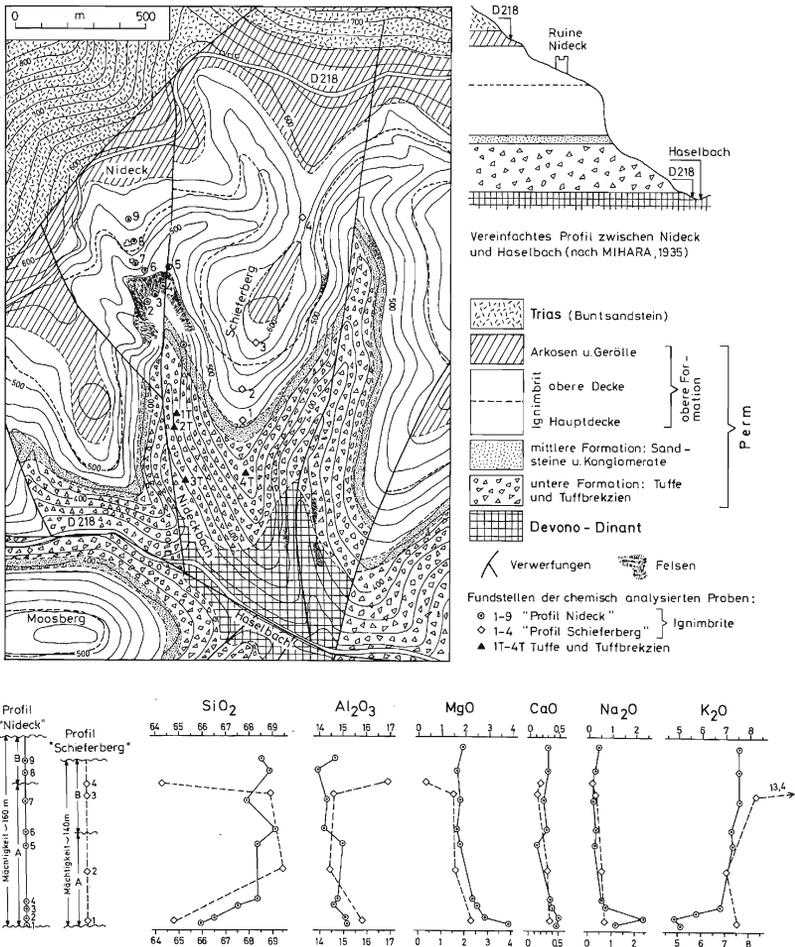


Abb. 69: Oben:  
 Geologische Karte der Umgebung von Nideck und des Schieferberges. Fundpunkte der chemisch analysierten Proben

Unten:  
 Geochemische Profile der Ignimbritdecke. Links, vertikale Anordnung der Proben und Einteilung der Ignimbritdecke nach MIHARA: A = "Hauptdecke", B = "obere Decke".

(Es entspricht: untere Formation = unteres Saxonien, mittlere Formation = oberes Saxonien, obere Formation = Thuringien; vergl. Abb. 68).

Die geologisch-stratigraphischen Verhältnisse sind wie folgt zusammenzufassen (vgl. Abb. 68 und 69):

Das Perm liegt diskordant auf dem Devono-Dinant und beginnt mit einer "unteren Formation"- sie entspricht nach der geologischen Spezialkarte: Blatt Molsheim, 1:50.000, dem unteren Oberrotliegenden (unteres Saxonien) - die hauptsächlich aus sehr sauren Tuffen, Ignimbriten und Tuffbrekzien besteht. Nach einem zwischenliegenden Horizont (oberes Saxonien, von MIHARA "mittlere Formation" genannt) folgt die mächtige Ignimbritdecke (in der Umgebung von Nideck-Schieferberg bis 160 m mächtig). Sie wurde von MIHARA in eine "Hauptdecke" und in eine "obere Decke" unterteilt.

An der Basis der Decke ist bereits makroskopisch der Ignimbritcharakter deutlich. Das Gestein ist dunkel rotviolett, und man kann leicht ein pseudo-fluidales Gefüge feststellen. Innerhalb der dichten Matrix sind gleichorientierte Bimsteinfladen und sonstige ausgeschwänzte Gesteinseinschlüsse auszumachen.

Nach obenhin wird der Ignimbritcharakter undeutlich. Statt eines "Fliessgefüges" kommt es oft zu einer Bänderung des Gesteins, die durch ins Graue gehende Streifen zum Ausdruck kommt. Oft dominiert im Gestein die graue Farbe. Diese, bereits makroskopisch feststellbaren Veränderungen werden von SAUCIER et al. (1959) auf Um- und Rekristallisation durch postmagmatische Beeinflussung zurückgeführt.

Das Gestein nordwestlich Wisches setzt MIHARA petrographisch der "oberen Decke" der Nideck-Region gleich. In den neuesten Kartierungen 1:50.000 (Blatt Cirey-sur-Vezouze und Molsheim) werden die Vorkommen NW Wisches und NW des Donon mit der Hauptdecke von Nideck (coulée principale du Nideck) parallelisiert.

Die makro- und mikroskopische Beobachtung führt zu der Auffassung, dass in den obengenannten zwei Vorkommen die postmagmatisch beeinflussten Ignimbrit-Varietäten vorherrschen. Im Vorkommen NW Wisches konnte jedoch eine "frische" Probe (Pr. 2/928) entnommen werden, in der die Ignimbritmerkmale sehr gut erhalten sind (Abb. 70).

Der von den hangenden Sedimenten des Zechsteins (= Thüringen) freigelegte Bereich der Ignimbitdecke nordwestlich des Donon weist eine V-Form auf. Der NW-SE verlaufende Schenkel wird von der Weissen Saar und der Nationalstrasse N 393 durchquert; von hier stammen die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Proben. Es lässt sich übereinstimmend mit SIAT (1974) feststellen, dass hier das Gestein durch die pneumatolytisch-hydrothermale Beeinflussung rekristallisiert ist, wobei die morphologischen Ignimbitmerkmale weitgehend verwischt wurden.

Zur Verdeutlichung der oben aufgeführten Erläuterungen bezüglich des petrographischen Vergleichs der Ignimbitvorkommen zueinander soll vorweg folgende Bemerkung hinzugefügt werden: Petrographische und chemische Variationen der Ignimbite wurden zwar durch diese Untersuchung festgestellt, die Abtrennung von zwei Teildecken in der Nideck-Region im Sinne von MIHARA ist jedoch nicht stichhaltig (s. unten, Kap. 5.2.3.).

### 5.2.2. Petrographie

Trotz vieler Variationen der Ausbildung, was letztlich in der Natur pyroklastischer Gesteine liegt, zeigen die Gesteine aller drei Vorkommen viele vergleichbare mineralogische und Gefügemerkmale, so dass sie gemeinsam beschrieben werden können. Aufgrund der hier durchgeführten mikroskopischen Untersuchung und unter Berücksichtigung der Ergebnisse von MIHARA, SAUCIER et al. und SIAT wird die Petrographie der Ignimbite umfassend erläutert. Fernerhin werden die pneumatolytisch-hydrothermalen Umwandlungen mineralogisch-chemisch analysiert.

### Grundmasse

Die Gesteinsgrundmasse zeigt mannigfaltige Erscheinungsformen, da sie unterschiedlich starken, postmagmatischen Veränderungen unterworfen ist. Gut erhaltene Ignimbitmerkmale sind - wie bereits erwähnt - im unteren Bereich der Decke bei Nideck und Schieferberg und in einer Probe des Vorkommens NW-Wisches (Abb. 70) zu finden. Dabei zeigt die Grundmasse ein pseudo-fluidales Gefüge, und man erkennt die Konturen von ehemaligen, verschweissten Glasscherben. Abgesehen von vereinzelt, nicht

näher bestimmbareren Sphärolithen besteht das Entglasungsprodukt aus einem durch Erzstaub braun gefärbten kryptokristallinen Gemenge.

Durch die Gesteinsgrundmasse (oft auch durch die Einsprenglinge) ziehen unregelmässig verlaufende Risse (Abkühlungs- bzw. Schrumpfrisse), die mit Fe(III)-Oxiden ausgefüllt sind.

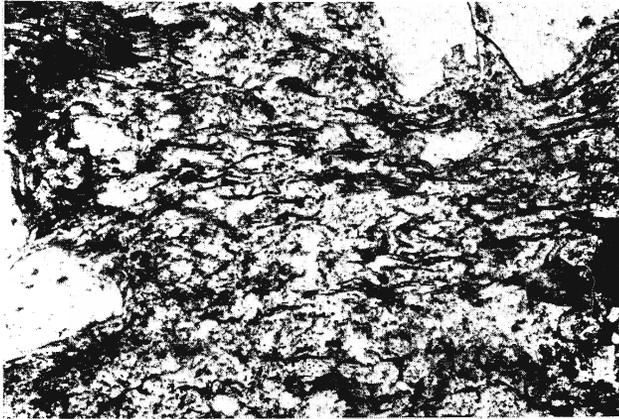
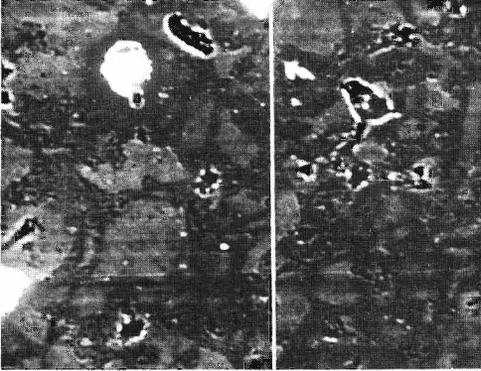


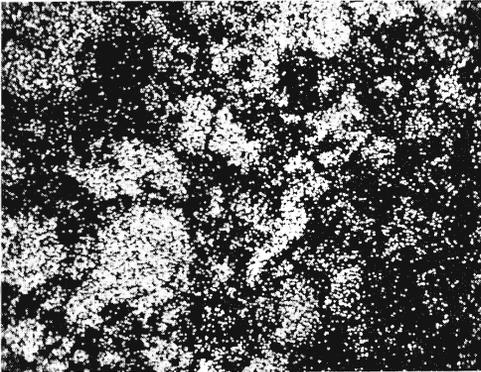
Abb. 70: Detail der Grundmasse des Ignimbrits (Pr. 2/928, NW-Wisches). Das durch Zusammenschweissen der Glaspartikeln entstandene pseudofluidale Gefüge ist trotz der Entglasung noch erkennbar. 100x, o.N. (Mikrofotos des Ignimbrits bei Nideck s. SAUCIER et al., 1959).

Durch Scan-Aufnahmen mit der Mikrosonde können im kryptokristallinen Bereich eindeutig zwei "Phasen" unterschieden werden. (Zum besseren Verständnis der folgenden Erläuterungen werden sie als Phase a und b bezeichnet; s. dazu die Abb. 71). Die unregelmässigen Umrisse der Phase a, die manchmal konkave Formen aufweisen, deuten ehemalige Glasscherben an (Abb. 71a). Die Phase b bildet lediglich die Matrix des Gemenges. Beide Phasen sind Al-reich; bezüglich des Al- und Si-Gehaltes sind sie miteinander vergleichbar. (Geringe chemische Unterschiede sind bei diesen Scan-Aufnahmen nicht wahrnehmbar). Fe, Ca und Na sind in beiden Phasen geringfügig oder gar nicht vertreten. Ein wesentlicher Unterschied besteht darin, dass in

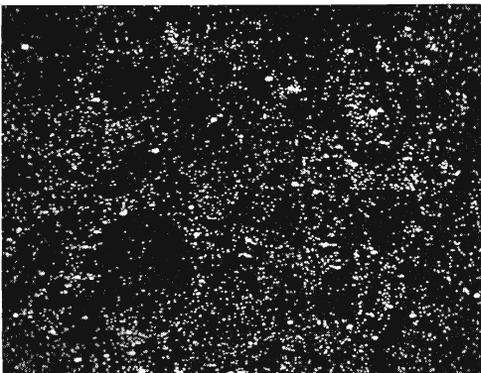
Abb. 71: Mikrosonde-Scanaufnahme eines Mikrobereiches der  
kryptokristallinen Grundmasse des Ignimbrits  
(Pr. 1/953) an der Basis der Decke von Nideck.  
Erläuterungen s. Text.  
1 cm Bild = 20  $\mu$  Objekt



a: Probenstrombild  
(Die Streifen im  
Bild sind photogra-  
phische Fehler).



b: K-Verteilung



c: Mg-Verteilung

der Phase a Kalium angereichert ist, (Abb. 71b), während sich die Phase b durch eine gewisse Mg-Konzentration hervorhebt (Abb. 71c).

Wenn man diese Beobachtungen mit dem Ergebnis von SAUCIER et al. (1959) - sie haben mit der Thermodifferentialanalyse entwässerten Montmorillonit bestimmt - und mit einer hier durchgeführten Röntgenanalyse (Serizit nachgewiesen) vergleicht, lässt sich vermuten, dass neben subkristallinem Quarz und Feldspat die Phase a Serizit und die Phase b Mg-haltigen Montmorillonit enthält. Der hohe Anteil von Phyllosilikaten kommt ferner in der chemischen Gesteinsanalyse zum Ausdruck, in der hohe Wassergehalte und normative Corundwerte auftreten (Anhang, Tab. 47 ).

Der Ignimbritcharakter ist allerdings in dem weitaus grössten Teil aller drei Vorkommen undeutlich (Abb. 72). Postmagmatische Rekrystallisationsvorgänge haben die Konturen der ehemaligen Glasteilchen und ihre Texturen verwischt. Das Erscheinungsbild der Grundmasse wird von "Felderstrukturen" beherrscht. In dem auf grösseren Bereichen gleich orientiert herangewachsenen Quarz ist feinkristalliner Kalifeldspat und Serizit, sowie Eisenoxid-Staub eingebettet.

Die "Felder" sind oft vieleckig gestaltet und bilden eine Art lückenloses Mosaik, meistens sind sie aber gross ausgewachsen und haben unregelmässige Abgrenzung. Zwischen ihnen kommen Bereiche mit mikrofelsitischem Gefüge vor, wobei hier der Kalifeldspat dem Quarz quantitativ überlegen zu sein scheint. Die oben erwähnten Risse lassen sich immer noch wahrnehmen, obschon der grösste Teil ihrer limonitischen Füllung weggelöst wurde, und bezeugen die unmittelbare Beziehung des Gesteins zum Ignimbrit. In den gestreiften Proben (s. oben) entstehen die makroskopisch heller (bzw. grau) aussehenden Lagen dadurch, dass in den parallel zur "Schichtung" verlaufenden Haarrissen eine verstärkte postmagmatische Verkieesung stattgefunden hat. Dabei wurden die fein verteilten Eisenoxide weitgehend weggelöst und an nächstliegenden günstigen Stellen angehäuft.

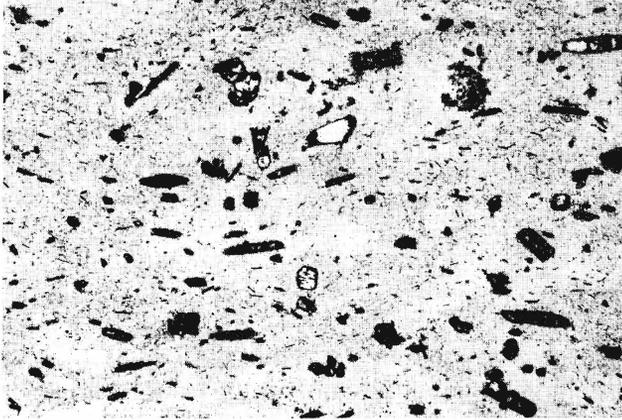


Abb. 72: Hydrothermal stark beeinflusster Ignimbrit. Die Gefügemerkmale der Grundmasse sind durch fortgeschrittene Rekrystallisation verwischt. Die Opazitisierung der Pseudomorphosen lässt hier die Einregelung und hohe Beteiligung der ehemaligen Pyroxene kontrastvoll erscheinen. 30x, o.N.

Schliesslich sind zwei Proben zu erläutern, deren felsitische Grundmasse fast nur aus feinkristallinem Kalifeldspat besteht. Es sind das Gestein (Pr. 4/1123) am nördlichen Rücken des Schieferberges und eine Probe (2/941) aus dem Vorkommen NW des Donon. Postmagmatische Verkieselung und Serizitisierung fallen hier nicht ins Gewicht; lediglich sind einige Mikrospalten mit sekundärem Quarz ausgefüllt.

#### Einsprenglinge

Besonders reich an Einsprenglingen und Gesteinseinschlüssen sind diejenigen Proben, in denen der Ignimbritcharakter noch gut erhalten ist (die Lage dieser Proben wurde oben angegeben). Das "Zurücktreten" der Einsprenglinge und Gesteinseinschlüsse in den postmagmatisch beeinflussten Proben wird weiter unten erläutert.

Feldspäte. Sie sind grösstenteils zerbrochen und ihre Grösse liegt zwischen 0,05 und 2 mm. Da sie meistens zersetzt sind (Umwandlungsprodukt: Serizit, Kaolinit und Quarz) können sie nicht zufriedenstellend bestimmt bzw. das quantitative Verhältnis von Kalifeldspat und Plagioklas kann nicht ausgemacht werden. Im grossen und ganzen scheinen die Kalifeldspäte (Sanidine) zu überwiegen. In den beiden obengenannten Proben sind die relativ häufigen Sanidine die einzigen Feldspateinsprenglinge. Von sekundären Umwandlungen sind sie nur geringfügig betroffen.

Pseudomorphosen nach Pyroxen. Die Ignimbrite aller drei Vorkommen enthalten immer stengelige Pseudomorphosen, die gegenüber den Feldspateinsprenglingen kleiner sind (bis 1 mm lang), dafür aber zahlreicher auftreten. Sie sind häufig parallel der "Schichtung" eingeregelt (Abb. 72).

Die Pseudomorphosen sind randlich und entlang ehemaliger Teilbarkeitsrisse opazitisiert. Durch den Opakrand ist die ursprüngliche Form der idiomorphen primären Minerale gut erhalten geblieben. Neben stengeligen Formen trifft man häufig typische Kopfschnitte des Pyroxens.

Neben Eisenoxiden treten als Umwandlungsprodukte der ehemaligen Pyroxene zwei Mineralphasen auf:

- a) ein farbloses, niedrig doppelbrechendes ( $\Delta \sim 0,007$ ) Phyllosilikat, das SAUCIER et al. (1959) und SIAT (1974) als Serpentin bestimmten,
- b) ein schwach grünliches Phyllosilikat mit einer höheren Lichtbrechung als die Phase a und einer Doppelbrechung von etwa 0,03. Wahrscheinlich ist es dieses Produkt, das SAUCIER et al. als Talk identifiziert haben.

Die Analyse mit der Mikrosonde (Tab. 25) erbrachte jedoch weder einen Serpentin- noch einen Talk-Chemismus. Im Einklang mit den optischen Eigenschaften entspricht die Phase a eher einem Mg-reichen Chlorit, die Phase b einem Glimmer bzw. einem Fe-Mg-reichen "Serizit", der chemisch einem Seladonit sehr nahe steht.

Tab. 25: Chemische Analysen der Umwandlungsminerale aus einer Pseudomorphose nach Pyroxen.

a. Chlorit, b. "seladonitischer Serizit"

|                                | a     | b     |                         |
|--------------------------------|-------|-------|-------------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 37,21 | 52,13 |                         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21,30 | 21,67 |                         |
| FeO*                           | 2,66  | 8,92  | * = Gesamteisen als FeO |
| MgO                            | 29,96 | 8,74  |                         |
| K <sub>2</sub> O               | 0,17  | 5,73  |                         |
|                                | 91,30 | 97,19 |                         |

Oft ist der Serizit der Pseudomorphosen dem der umgewandelten Feldspäte optisch und morphologisch (farblos, feinkristallin) sehr ähnlich und hat in dieser Form bei den stark umgewandelten Ignimbritproben auch den Chlorit gänzlich abgelöst.

Häufig sind die Pseudomorphosen weitgehend oder völlig opazitisiert (Abb. 72).

Biotit. Er tritt in Grösse und Menge unterschiedlich stark auf. Oft spielt er nur eine untergeordnete Rolle, bei einigen Proben jedoch liegt er in mehreren bis zu 1,5 mm grossen Kristallen vor. Sie sind immer "korrodiert" und mehr oder weniger opazitisiert.

Akzessorische Minerale. Apatit: er tritt in bis zu 0,5 mm langen, häufig bräunlich angefärbten, stengligen Kristallen auf. Rutil: er ist grösstenteils den aus der Umwandlung des Pyroxens und Biotits ausgeschiedenen Fe(III)-Oxiden beigemischt.

Xenolithe. In dem postmagmatisch nur wenig beeinflussten Gestein (z.B. im unteren Bereich der Ignimbritdecke bei Nideck/Schieferberg) treten die Xenolithe zahlreich auf und lassen sich durch kontrastreiche Abgrenzung zum Ignimbrit gut unterscheiden. Im einzelnen wurden hier folgende Xenolitharten

gefunden:

- a. Rekrystallisierte Pyroklastite; ähnlich wie die liegenden Tuffbrekzien (s. Kap. 5.3.);
- b. Rekrystallisierte Ignimbrite;
- c. Bimssteine: sie sind vom Gefüge her ähnlich wie das Wirtsgestein;
- d. Feinkörnige Sandsteine und schiefrige Gesteine: sie sind mit Fe(III)-Oxiden stark imprägniert;
- e. Aggregate aus undulösen Quarzkristallen;
- f. Magmatische Gesteinsbruchstücke, die ein grob- und gleichkörniges Gefüge aufweisen. Da ihnen eine besondere Bedeutung beigemessen wird, sollen sie hier näher erläutert werden:

Sie bestehen überwiegend aus Feldspat und Opak-Serizit-Pseudomorphosen nach Pyroxen (ähnlich wie sie oben beschrieben worden sind). Oft liegen Biotite und, akzessorisch, relativ grosse, bräunlich gefärbte Apatite, manchmal auch Zirkone vor.

Die Feldspäte sind weitgehend zersetzt und können nicht eindeutig bestimmt werden. Es scheint, dass Kalifeldspäte dominierend sind. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes kann der petrographische Charakter dieser Gesteinseinschlüsse nicht zufriedenstellend definiert werden. Anhand ihres Mineralbestandes und ihres Gefüges könnte man sie unverbindlich als Monzonite ansprechen.

Das Material dieser Gesteinseinschlüsse scheint eine gewisse Beziehung zu dem der Ignimbrite zu haben. Den besten Hinweis dafür liefern die pseudomorphosierten Pyroxene. Ferner enthalten beide die gleichen, durch bräunliche Färbung gekennzeichneten Apatite.

In den postmagmatisch beeinflussten Ignimbritproben sind die Einschlüsse und die Einsprenglinge nicht mehr so auffällig. Sie treten möglicherweise quantitativ zurück. Für diese Erscheinung ist aber hauptsächlich die sekundäre Um- und Re-

kristallisation verantwortlich. Durch Heranwachsen der "Quarz-Feldspat-Serizit-Felder" (s. oben) wurden die Gesteinseinschlüsse (auch die Einsprenglinge) weitgehend metasomatisch verdrängt. Dieser Vorgang wurde an dem weitaus grössten Anteil, nämlich der unter a, b und c aufgeführten Einschlüsse um so leichter vollzogen, als ihr Material quantitativ und gefügemässig mit dem des Ignimbrit verwandt, zum Teil sogar identisch ist.

In den oben erwähnten monzonitischen Gesteinseinschlüssen wurde der Feldspatanteil ebenso verdrängt. Auch die darin vorliegenden Pseudomorphosen wurden mehr oder weniger beeinflusst und zum Teil zerstört, indem ihre Opaksubstanz zum Teil weggelöst wurde. Die Anhäufungen von Pseudomorphose-Skeletten (auch Apatite und opazitisierte Biotite sind beteiligt) bilden schliesslich die Überreste dieser Gesteinseinschlüsse.

### 5.2.3. Geochemie. Petrogenetische Vergleiche

Die untersuchten Proben von Nideck und Schieferberg repräsentieren zwei benachbarte Profile, die sich geochemisch gut parallelisieren lassen.

SAUCIER et al. (1959) haben bei Nideck nur die Alkalien untersucht. Ihre Probenahme erfasste auch nur einen Teil des Deckenprofils (Felsen am Wasserfall, NN 430 bis 500 m). Die  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Werte zeigten zwar gewisse Variationen, aber von unten nach oben keinen eindeutigen Trend.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Ignimbritdecke in ihrer ganzen Mächtigkeit erfasst und dicht beprobt. Die chemische Untersuchung ist hier durch Vollanalysen und Spurenelementbestimmungen ergänzt. In der Abb. 69 wurden jedoch nur diejenigen chemischen Komponenten graphisch dargestellt, die im vertikalen Profil von unten nach oben signifikante Veränderungen aufweisen.

Vorab bedarf die Auffassung von MIHARA (1935), das Vorkommen von Nideck bestehe aus zwei "Rhyolith"-Decken, gewisser Korrekturen: Die Erklärung des Fördermechanismus bzw. die Definition der Ignimbrite entstand gerade um diese Zeit durch

MARSHALL (1935) und setzte sich viel später durch. SAUCIER et al. (1958, 1959) erkannten und beschrieben das Gestein von Nideck zwar als Ignimbrit, aber die Einteilung in zwei Decken wurde weiterhin akzeptiert und auch in die neueste geologische Karte 1:50.000 (Blatt Molsheim) übernommen.

Dies wird auch nicht durch die postmagmatisch verursachte Veränderung im makroskopischen Erscheinungsbild des Gesteins gerechtfertigt. Die mikroskopische Untersuchung hat gezeigt, dass in Nideck und im Schieferberg eine "Grenze" zwischen dem stark umgewandelten und dem relativ weniger veränderten Ignimbrit allenfalls bei etwa 20 - 40 m oberhalb der Basis der Decke liegt. In dieser Höhenlage kommen deshalb einige chemische Veränderungen vor: Zunahme des  $\text{SiO}_2$  und  $\text{K}_2\text{O}$ , Abnahme von  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  und  $\text{MgO}$ ; das  $\text{Al}_2\text{O}_3$  verhält sich umgekehrt wie das  $\text{SiO}_2$  (s. Abb. 69).

Bei Nideck wurden offensichtlich die zuerst abgelagerten, zerspratzten Schmelzteile bzw. die noch weichen Glasscherben durch die Last des darauffolgenden Materials ziemlich stark zusammengeschweisst (S. 169). Das führte zu einer Verringerung des Poren- bzw. Gasraumes. Die aufsteigende Si- und K-haltige Dampfphase verursachte einen lang andauernden Umwandlungsprozess. Durch Rekristallisation, Verkieselung und Serizitisierung wurde die primäre Textur des Ignimbrit verwischt.

In Anlehnung an die experimentellen Ergebnisse von SCHLÖMER (1962) wird angenommen, dass der in den "Quarz-Feldern" (S.172) eingebettete, feinkörnige Kalifeldspat(+ Serizit) im pneumatolytisch-hydrothermalen Stadium kristallisiert - und bis zu einer gewissen Menge durch K-Zufuhr zusätzlich angereichert wurde. MARCKS (1981) stellte bei Ignimbritprofile im Ost-Iran ebenfalls eine hydrothermale K-Anreicherung von unten nach oben durch Hydratation und Kristallisation der glasigen Grundmasse fest.

Der überdurchschnittlich hohe Kaliumgehalt des Gesteins am nördlichen Rücken des Schieferberges (Probe 4/1123:  $\text{K}_2\text{O}$  = 13,4 Gew. %) kann aber nicht allein durch postmagmatische K-Zufuhr entstanden sein. Ähnlich ist die Probe 2/941 des Ignimbritvorkommens NW des Donon ( $\text{K}_2\text{O}$  = 10,0 Gew. %). Beide Proben

enthalten auffällig viele Sanidinkristalle und sind durch niedrige  $\text{SiO}_2$ -Gehalte (64,3 bzw. 66,3 Gew. %) gekennzeichnet. Sie repräsentieren wahrscheinlich lokale Ablagerungen von zerspratzten Teilschmelzen, deren Chemismus durch eine K-Metasomatose im liquidmagmatischen Stadium stark beeinflusst wurde. Ein Vorgang also, der die mineralogisch-chemische Zusammensetzung zahlreicher Rhyolithe geprägt hat.

Die Variabilität der Spurenelemente: Ba, Sr, La, Ce, Nd zeigt in den untersuchten Ignimbriten keine signifikanten Trends. Ihre Durchschnittsgehalte in den einzelnen Vorkommen sind mehr oder weniger gleich hoch. In der Tab. 26 sind die Mittelwerte mehrerer Spurenelemente aufgeführt. Sie geben einerseits die identisch gleiche Zusammensetzung der Ignimbritvorkommen von Nideck, Wisches und des Donon wieder und demonstrieren andererseits die Unterschiede zu den anderen pyroklastischen Gesteinseinheiten der Vogesen.

Tab. 26: Durchschnittswerte einiger signifikanter Spurenelemente der permischen Ignimbrite und rhyolithischen Tuffe der nördlichen Vogesen (auf 5 ppm auf- und abgerundet).

Ia: Ignimbrit von Nideck und vom Schieferberg, Ib: Ignimbrit NW Wisches, Ic: Ignimbrit NW des Donon.

II: Rhyolithische Tuffbrekzien von Nideck und Wisches (untere Formation)

III: Rhyolithische Tuffe des Beckens von Villé (3 Proben nicht berücksichtigt, s.S.188)

|            | Ia   | Ib   | Ic   | II  | III  |
|------------|------|------|------|-----|------|
| n Analysen | 13   | 8    | 12   | 4   | 8    |
| Ba         | 445  | 505  | 510  | 90  | 150  |
| Sr         | 80   | 80   | 95   | 30  | 40   |
| Rb         | 270  | 280  | 250  | 280 | 545  |
| Tl         | 2770 | 2460 | 2420 | 200 | 2120 |
| Zr         | 165  | 160  | 160  | 60  | 90   |
| Cr         | 30   | 30   | 30   | 15  | 50   |
| Ni         | 15   | 15   | 15   | 5   | 15   |
| V          | 55   | 50   | 50   | < 5 | 45   |

Bemerkenswert sind die konstant bleibenden Zr- und Ti-Gehalte in allen untersuchten Proben der Ignimbritvorkommen. Ebenso konstant sind - unabhängig von sonstigen sekundären Veränderungen - die Rb-Werte; diese sind auch nicht durch starke Kalium-Anreicherungen beeinflusst. (In diesem Zusammenhang ist auf die wiederholte Feststellung hinzuweisen, wonach die konstant bleibenden Gehalte von Zr und Ti, oft auch von Rb, petrogenetisch einheitliche Gesteinstypen charakterisieren).

Die bisher aufgeführten petrographischen und chemischen Gegebenheiten führen zu folgenden Schlussfolgerungen:

- a. Der Ignimbrit von Nideck bildet primär eine einheitliche Decke.
- b. Die Ignimbrite von Nideck, NW Wisches und NW des Donon gehören im weiteren Sinne zum gleichen Gesteinskomplex. Sie sind also die Produkte einer lang andauernden Förderung mehr oder weniger gleicher Schmelzen. (Zwischendurch wurden jedoch Teilschmelzen emporgeschleudert, die zuvor n u r durch eine Kalium-Metasomatose geprägt wurden).

Eine Aussage zur petrographischen Zuordnung der Ignimbrite ist infolge der postmagmatischen Veränderungen schwer möglich. Hierfür können nur einige Proben ausgewählt werden, deren Chemismus im pneumatolytisch-hydrothermalen Stadium am wenigsten beeinflusst zu sein scheint. Diese sind 1/953 und 2/952: Nideck, 1/1126: Schieferberg, 2/928: NW-Wisches und die extrem K-reichen Proben 4/1123: Schieferberg und 2/941: NW-Donon (s. Analysen im Anhang, Tab. 47/48 und Probenfundpunkte in Abb. 68 und 69).

Die genannten Proben sind gekennzeichnet durch niedrige  $\text{SiO}_2$ -Gehalte: 64,3 - 66,5 Gew. %. Nach der korrigierten Mineralnorm haben sie nur 7,6 bis 15,1 Gew. % normativen Quarz vorzuweisen. Demgegenüber lassen sich hohe or-Werte errechnen: 44,6 - 73,9, bei der extrem K-reichen Probe des Schieferberges sogar 88,9 Gew. %. Sie fallen nach der Klassifikation von PECCERILLO & TAYLOR ins Dacit - und nach der von STRECKEISEN ins Alkalitrichyt/Trachyt- und Latit-Feld.

Die Ignimbrite der Nideck-Wisches-Donon-Region gehören also zu den  $\text{SiO}_2$ -ärmeren Gesteinen des rhyolithischen Permvulkanismus in Südwestdeutschland und in den Vogesen. Ihr vergleichsweise "basischer" Charakter kommt auch durch relativ hohe Magnesium-, Eisen- und Titan-Gehalte zum Ausdruck. Ferner übertreffen die

V-, Ni- und Cr-Werte die der meisten, hier untersuchten Rhyolithe. Vom mineralogischen Standpunkt her gesehen ist auch die starke Beteiligung der Pyroxene zu berücksichtigen.

In Anbetracht der mineralogisch-chemischen Verhältnisse lassen sich diese Ignimbrite mit jenen Gesteinen des SNP-Gebietes (Nohfeldener Rhyolith A (K), Rhyolith von Kirchheimbolanden, Ignimbrit von Schmelz) und des Schwarzwaldes (Rhyolithe von Schweighausen und Lahr) vergleichen, die sich insbesondere durch niedrige  $\text{SiO}_2$ - und hohe  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte auszeichnen.

### 5.3. Die Tuffbrekzien der "Unteren Formation"

Die rötlich-violetten, oft auch grauen Tuffbrekzien sind südlich und südöstlich vom Schieferberg sowie nördlich von Wisches und Lutzelhouse (Abb. 68) verbreitet. Sie wurden geologisch und petrographisch von MIHARA (1935) umfassend beschrieben.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden 9 Proben mikroskopisch untersucht. 4 Proben aus dem südlichen und südwestlichen Abhang des Schieferberges (Probenfundstellen s. Abb. 69) wurden chemisch analysiert (Anhang: Tab. 49).

Die untersuchten Proben weisen bis über 1 cm grosse Gesteinseinschlüsse, vereinzelte korrodierte Quarzeinsprenglinge und Feldspatbruchstücke auf. Einige Aggregate aus undulösen Quarzen entstammen Gesteinen des metamorphen Sockels.

Die Gesteinseinschlüsse sind zwar hydrothermal mehr oder weniger verändert (in erster Linie verkieselte), sie lassen jedoch einige Aussagen über den primären Charakter des Ausgangsmaterials zu. Es handelt sich offensichtlich um Bestandteile saurer Rhyolithe. Sie enthalten als Einsprenglinge Quarz und Kalifeldspat. Ihre Grundmasse zeigt oft ein Fließgefüge, und es sind darin Entglasungsmerkmale (sphärolithische Kristallisation) festzustellen. Einige Einschlüsse laufen apophysenartig aus und deuten ehemalige Bimssteine bzw. zerspratzte Lavafetzen an.

Die Grundmasse der Tuffbrekzien ist generell stark verkieselte. Sie könnte primär sehr feine Glasscherben enthalten haben, deren strukturelle Merkmale durch die Silifizierung völlig verwischt sind. In diesem Zusammenhang soll die Probe der Fund-

stelle 3-T (Abb. 69) am östlichen Rand des Nideckbachs ausführlich beschrieben werden. Hier ist in dem Gestein makroskopisch kein Brekziengefüge sichtbar.

Vielleicht hat MIHARA (1935) mit "Rhyolith"-Sondertypen (Rhyolite superacide) innerhalb dieser Formation ähnliche Gesteinsvarietäten gemeint. Das Gestein in der obenerwähnten Lokalität ist dennoch mit den üblichen Tuffbrekzien verwandt, zumal es mit ihnen chemisch nahezu identisch ist.

U.d.M. stellt sich ein ignimbritischer Charakter heraus, der sich trotz Umwandlungserscheinungen noch gut erkennen lässt. Zerspratzte Schmelzteilchen bis feinste Glasscherben sind zwar völlig verkieselt, aber ihre Formen sind gut erhalten. Die Matrix ist kryptokristallin, enthält vermutlich einen hohen Kalifeldspatanteil und zeigt u.d.M. eine niedrige Doppelbrechung. Die Unterschiede in Brechung und Doppelbrechung lassen die primären Strukturen der Glasbestandteile (zerfetzte und zersprungene Formen, ehemalige Gasblasen usw.) gut erkennen.

Die pyroklastischen Produkte der "unteren Formation" sind von den darüber liegenden Ignimbriten nicht nur stratigraphisch scharf abgrenzbar, sondern sie weisen auch gravierende petrographische und chemische Unterschiede zu ihnen auf. Sie haben sich offenkundig aus sehr sauren, kaliumreichen Schmelzen und Gesteinsprodukten konsolidiert.

Für die übermäßig hohen  $\text{SiO}_2$ -Gehalte (um 83 Gew. %) ist die zusätzliche hydrothermale Verkieselung verantwortlich. Die extrem niedrigen  $\text{MgO}$ -,  $\text{CaO}$ -,  $\text{Na}_2\text{O}$ - und Eisen-Gehalte charakterisieren den primär sauren Charakter dieser Gesteine. Sie weisen ferner gegenüber den Ignimbriten der Nideck-Wisches-Donon-Region und den Tuffen des Beckens von Villé (s. nächstes Kapitel) deutlich niedrigere Ba-, Sr-, Ti-, Zr-, Cr-, Ni- und V-Gehalte auf (s. dazu Tab. 26).

### 5.4. Die Tuffe des Beckens von Villé

Das Becken von Villé (zu deutsch Weiler-Becken) bildet ein Bruchfeld inmitten des kristallinen Sockels der Vogesen. Es wird von Graniten und metamorphen Gesteinen (Gneise, präkambrische und altpaläozoische Schiefer) umrandet (Abb. 73).

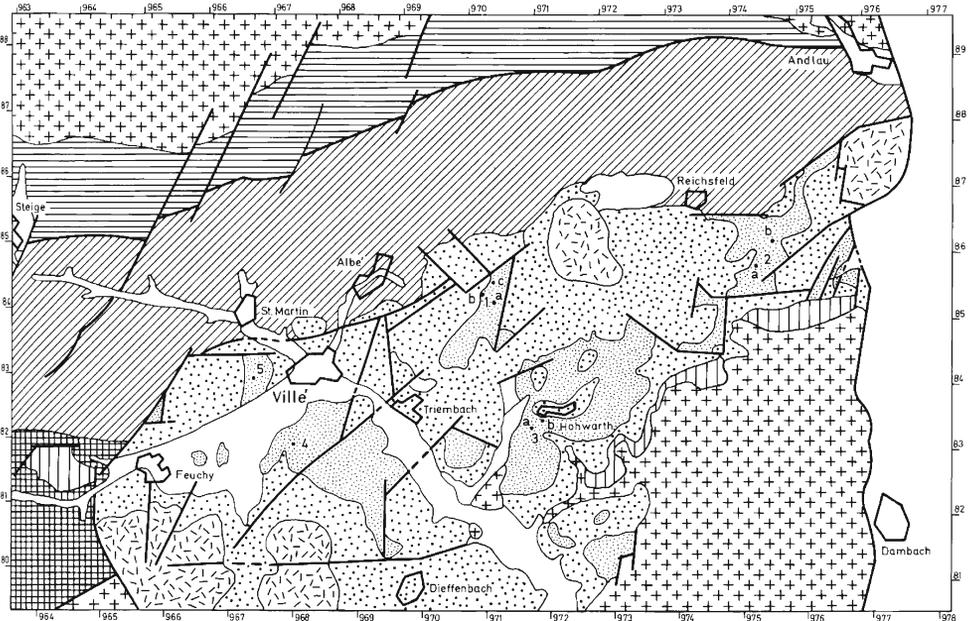
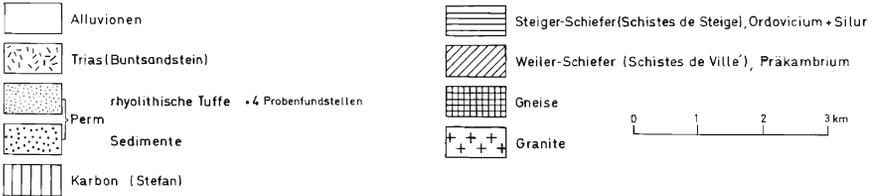


Abb. 73 Geologische Karte des nördlichen Teiles des Beckens von Villé (Vogesen) J.P. v. ELLER et al. 1970



Das Becken wird grösstenteils von permischen Sedimenten und rhyolithischen Tuffprodukten eingenommen. Die Perm-Formation wird wie folgt aufgeschlüsselt (LAUBACHER & v. ELLER, 1966; HOLLINGER, 1969):

T r i a s (Buntsandstein)

Thuringien (= Zechstein)

- Frapelle- und St. Dié-Schichten: Konglomerate, Arkosen und dolomitische Konkretionen

Saxonien (= Oberes Rotliegendes)

- Meisenbuckel-Schichten:

- a. lakustrische vulkanosedimentäre Fazies
- b. kontinentale vulkanische Fazies: Cinerite, Tuffe, vulkanische Brekzien und ignimbritische Tuffe.

Autunien (= Unteres Rotliegendes)

- Triembach-Schichten: Konglomerate, Arkosen, rhyolithische Tuffe
- Albé-Schichten: Arkosen, Dolomite, kalkige und cineritische Bänke.

K a r b o n (Stefan)

In der vorliegenden Arbeit wurden die vulkanischen Produkte der Meisenbuckel-Serie petrographisch und chemisch untersucht. Einige diesbezügliche Ergebnisse sind in der Arbeit von LAUBACHER & v. ELLER (1966) zu finden. Darin sind 4 chemische Gesteinsanalysen (nur Hauptelemente) aufgeführt. Diese sind mit den hier vorliegenden 11 Analysen (Tab.50 im Anhang) gut vergleichbar. Die Tuff-Gesteine der Meisenbuckel-Serie sind, wie aus der obigen Übersicht hervorgeht, ziemlich variabel. Sie weisen auch unterschiedliche Farbe (meistens grünlich, oft auch grau und rötlich) und Körnigkeit auf.

Das mikroskopisch untersuchte Probenmaterial (Probenfundstellen s. Abb. 73) kann grobschematisch wie folgt differenziert werden:

Tuffe und Tuffaschen (Cinerite)

Sie haben eine feinkörnige oder kryptokristalline Matrix, die hauptsächlich aus Quarz und Serizit besteht. Röntgenographisch

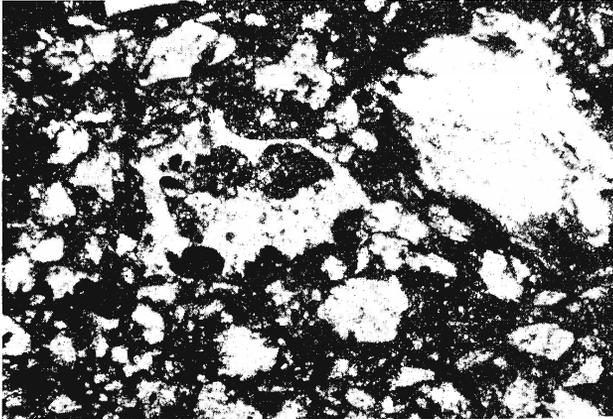


Abb. 74: Ignimbritischer Tuff (Pr.1a/901). Ehemalige Glasteilchen, vollkommen serizitisiert. Die stark verkieselte Matrix (im Bild dunkel) ist feinkristallin. 30x, +N.

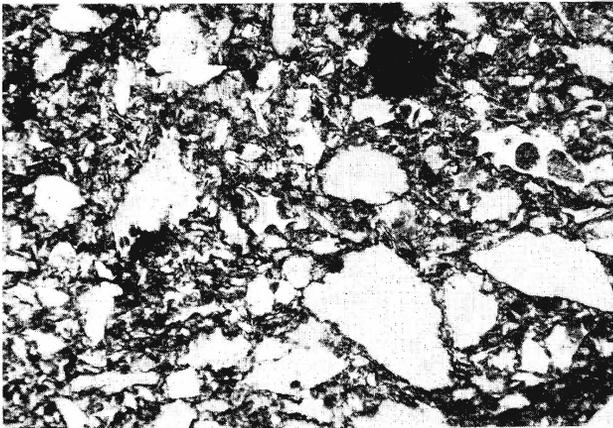


Abb. 75: Ignimbrit; Pr.3a/913, bei Hohwarth, (Erläuterung s. Text), 30x, o.N.

wurde auch Chlorit nachgewiesen. Darin liegen in wechselnden Mengen grössere Serizit- und Biotitlamellen sowie Quarz- und Feldspatbruchstücke.

#### Ignimbrische Tuffe.

Die Matrix ist etwa ähnlich, wie oben angegeben, zusammengesetzt. Darin kommen in wechselnden Mengen bis einige mm grosse Fragmente vor, die aus Serizit (oft auch Quarz) bestehen. Es handelt sich wahrscheinlich um ehemalige Bims- bzw. Glasteilchen. Diese Annahme wird durch die folgenden strukturellen Merkmale erhärtet: apophysenartige bzw. zerfetzte Abgrenzung (Abb. 74); konkave, im Inneren runde Formen (ehemalige Gasblasen); wellige Regelung der serizitischen Umwandlungsminerale (Andeutung von ehemaligem "fluidalem" Gefüge).

#### Ignimbrite.

Ein echter Ignimbrit wurde an der Böschung der Autostrasse von Triembach nach Hohwarth (400 m vor Ortseinfahrt, Fundstelle 3a) lokalisiert. Er ist ziegelrot gefärbt und bildet eine 1 - 1,5 m dicke Schichtlage, die zwischen einem grünen Tuff eingeschaltet ist. Die Glasscherben sind zwar in Serizit und Quarz übergeführt, aber ihre primären Formen sind sehr gut auszumachen (Abb. 75). Die Zwischenmatrix ist kryptokristallin und mit Fe(III)-Oxiden imprägniert. (Ähnliche Ignimbrite wurden am nördlichen Rand des Beckens, 1 km NE Nothalten, von LAUBACHER & v. ELLER gefunden).

Die dünne Ignimbritschicht der obengenannten Lokalität ist das Produkt einer kurzen Zwischenepisode der vulkanischen Förderung. Die Proben (Nr. 912 und 914) der oben und unten angrenzenden, grünen Tufflage sind petrographisch und chemisch nahezu identisch. Der Ignimbrit (Pr.-Nr. 913) dazwischen unterscheidet sich von ihnen durch niedrigere Ti-, V-, Cr- und Ni-Gehalte. Gewisse chemische Variationen sind verständlich, wenn man davon ausgeht, dass die pyroklastischen Produkte des Beckens von Villé ein grosses Areal eingenommen haben, in mehreren Phasen gefördert wurden und zum Teil Umschichtungsvorgängen unterworfen waren. Sie lassen sich trotzdem durch charakteristische

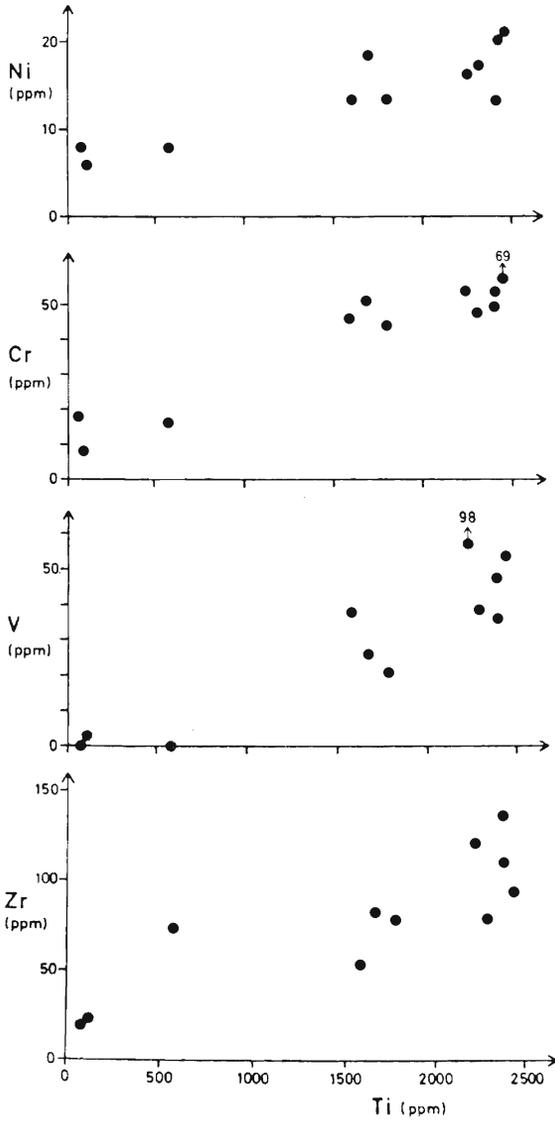


Abb. 76: Verhältnis des Ti zu Zr, V, Cr und Ni. Hier lässt sich auch die positive Korrelation dieser Elemente zueinander erkennen.

Eigenschaften von anderen permischen Rhyolithen und rhyolithischen Pyroklastiten deutlich abgrenzen (s.Tab. 26, S. 179). Der grösste Teil des untersuchten Materials ist gekennzeichnet durch relativ hohe Ti-, V-, Cr- und Ni-Gehalte. Der oben erwähnte Ignimbrit und zwei weitere Proben sind davon ausgenommen; sie verdeutlichen aber die positive Korrelation dieser Elemente zueinander (Abb. 76). Alle analysierten Proben enthalten schliesslich verhältnismässig hohe MgO-Gehalte (meistens über 1,0 Gew.%).

Diesen chemischen Eigenschaften nach nehmen die Tuffe von Villé gegenüber vielen anderen permischen Rhyolithen eine relativ basische Position ein. An dieser Feststellung ändern auch die hohen SiO<sub>2</sub>-Gehalte nichts. Diese sind nämlich auf eine pneumatolitisch-hydrothermale Verkieselung zurückzuführen.

MIHARA (1935, S. 124) hat die Pyroklastite der Meisenbuckel-Serie mit den Ignimbriten der Nideck-Region lithofaziell parallelisiert. HOLLINGER (1969) und die Bearbeiter der geologischen Spezialkarten (1:50.000) dieser Gebiete korrigierten zwar diese Auffassung, indem sie die Ignimbrite stratigraphisch höher (zwischen Saxonien und Thuringien) eingestuft haben, dafür ordnen sie aber die Meisenbuckel-Serie und die Tuffbrekzien der sogenannten "unteren Formation" von Nideck der gleichen Fazies zu. Dies bedarf eventuell einer neuen Überprüfung.

Die umfassende Untersuchung der rhyolithischen Extrusionsprodukte der Nordvogesen führen zu folgender Schlussfolgerung: Die Tuffe (und Ignimbrite) der Meisenbuckel-Serie bilden lithologisch eine eigenständige Einheit. Sie sind mit den Pyroklastika der Nideck-Wisches-Donon-Region petrogenetisch nicht unmittelbar verwandt. Es sind nämlich gravierende Unterschiede im Gefüge, in der Mineralzusammensetzung, im Chemismus und in der Art und Weise der postmagmatischen Alteration zu verzeichnen. Die Entfernung (25 - 30 km) der Gebiete darf letztlich nicht unberücksichtigt bleiben.

## 5.5. Die Rhyolithe von Blancrupt und Nompatelize

### Blancrupt

Das auf eine Fläche von etwa  $1/3 \text{ km}^2$  freigelegte, grobkristalline Gestein befindet sich etwa 5 km NW des Donon (s. Abb.77), an der Weissen Saar, und ist an einem kleinen Steinbruch am Rande der Nationalstrasse 393 gut aufgeschlossen. An diesem Steinbruch und etwa 400 m südlich davon am Bachrand wurden die untersuchten Proben entnommen.

Das Vorkommen hat eine elliptische Umgrenzung; es wird umgeben und bedeckt (MILLOT, 1945) vom Ignimbit der Nideck-Wisches-Donon-Region. Das Gestein wurde bereits von SIAT (1974) beschrieben. Seine petrographischen Erläuterungen sind durch chemische Haupt- und Spurenelementanalysen zweier Proben ergänzt. Diese stimmen mit den eigenen 3 Gesteinsanalysen gut überein. Die Angaben von SIAT werden im Folgenden durch zusätzliche Beobachtungen vervollständigt.

Der Rhyolith von Blancrupt weist gegenüber allen anderen hier untersuchten Gesteinen die meisten und grössten Einsprenglinge auf und kann makroskopisch mit einem Mikrogranit verwechselt werden. Die modale Bestimmung einer Probe ergab 52 Vol. % Einsprenglinge, wovon 23 % Quarz, 14 % frischer Sanidin, 10 % stark zersetzter Sanidin und 5 % Biotit sind.

Die ersten zwei Komponenten bilden stark zersplitterte, bis über 5 mm grosse Kristalle (Abb. 77). Die Quarze zeigen auffällige Teilbarkeitsrisse. Nach den geometrischen Konturen einiger grösserer Splitter zu urteilen, ist der Quarz primär wohl idiomorph gewesen.

Die glasklaren, vollkommen frischen Sanidine (nach SIAT  $2V_x = 21^\circ$ ) sind Na-führend. Ihr Ab-Gehalt liegt bei 20 Vol.% (SIAT). Die bis zu 2,5 mm grossen Kristalle der zweiten Kalifeldspat-Varietät sind älter und werden häufig von frischem Sanidin eingeschlossen. Sie lassen sich durch ihre Umwandlung zu Serizit und Kaolinit sehr leicht ausmachen. Die intakten Reste zeigen fleckige und streifige Auslöschung. Hie und da kann ein kleiner  $2V_x$ -Winkel und somit (in Übereinstimmung mit SIAT) der Sanidin-Charakter erkannt werden.

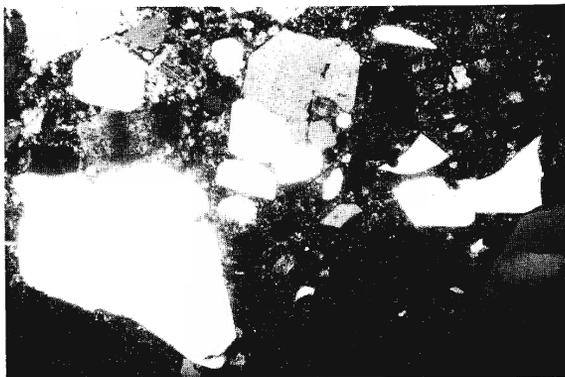


Abb. 77: Rhyolith von Blancrupt mit zersplitterten Einsprenglingen aus Quarz (ganz weiss) und Sanidin. 10x, + N.

Die idiomorphen, bis zu 1,5 mm grossen Biotite sind generell stark opazitisiert.

Die Grundmasse war offensichtlich ursprünglich glasig. Die Entglasungsprodukte bestehen aus einem kryptokristallinen bis mikrofelsitischen und sphärolithischen Gemenge, in dem hauptsächlich Kalifeldspat, relativ wenig Quarz sowie Serizit und Kaolinit beteiligt sind. Die Grundmasse ist, insbesondere in den sphärolithisch geprägten Bereichen, durch Fe(III)-Oxidstaub braun pigmentiert.

#### Nompatelize.

Dieser Rhyolith liegt im Westen des nördlichen Teiles der kristallinen Vogesen (s. Abb. 67), knapp 10 km NW-St.Dié, zwischen den Ortschaften Nompatelize und La Salle. Nach der Untersuchung einer Probe aus einem Steinbruch bei La Salle stellte sich heraus, dass das Gestein bezüglich der Zusammensetzung und der Morphologie der Einsprenglinge und der entglasten Grundmasse mit dem Rhyolith von Blancrupt ähnlich ist (obwohl sie fast 30 km voneinander entfernt sind). Auch die zwei unterschiedlichen Sanidin-Einsprenglinge sind hier wiederzutreffen. Die Unterschiede bestehen lediglich darin, dass die Einsprenglinge ihrem Anteil und ihrer Grösse nach

gegenüber denen des Rhyoliths von Blancrupt deutlich geringer sind.

Das Gestein von Nompatelize ist in der geologischen Karte 1:50.000 (Blatt St. Dié) als Ignimbrit bezeichnet. Einige Charakteristika (Zersplitterung der Phänokristalle, ehemals hyaline Gesteinsmatrix) sprechen für diese Auffassung. Ein Ignimbritcharakter müsste dann evtl. auch dem verwandten Rhyolith von Blancrupt zugeschrieben werden. Diese Frage bleibt in dieser Arbeit offen. Die wenigen untersuchten Proben und die unzureichende Geländekenntnis erlauben diesbezüglich keine Aussage.

#### Chemismus.

Die mineralogischen Ähnlichkeiten in den Gesteinen von Blancrupt und Nompatelize drücken sich auch im Hauptchemismus aus. Beide gehören zu den  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -reichen Rhyolithen. Zwischen ihnen sind jedoch bezüglich einiger Spurenelemente (z. B. Rb und Zr) deutliche Unterschiede auszumachen.

Ein ziemlich grosser Teil des  $\text{SiO}_2$  ist an die Quarz-Einsprenglinge gebunden. Das höhere qz/or-Verhältnis in dem Rhyolith von Blancrupt ist eindeutig auf seinen grösseren Anteil an Quarz-Einsprenglingen zurückzuführen. In der korrigierten CIPW-Norm ist qz:or in Blancrupt durchschnittlich 30,5:56,8, in der Probe von Nompatelize 23,6:60,9%. In der Probe von Blancrupt, bei der (wie oben erwähnt) 24 % Quarz-Einsprenglinge gezählt wurden, beträgt der normative qz-Anteil (korrigiert) rund 31 %. Demnach ist der Quarz in der kalifeldspatbetonten Grundmasse nur mit etwa 7 % beteiligt.

## 6. ZUSAMMENFASSUNG DER MINERALOGISCHEN UND GEOCHEMISCHEN ERGEBNISSE.

Im Folgenden werden die wichtigsten mineralogischen und geochemischen Ergebnisse und ihre Zusammenhänge knapp erläutert. Dies soll auch zum besseren Verständnis der diese Arbeit abschliessenden Vergleichsstudien über die permischen Vulkanite und zu der petrogenetischen Diskussion über die untersuchten Rhyolithe beitragen.

### 6.1. Das Gefüge der Rhyolithe

Die meisten Rhyolithe sind feinkörnig, dicht und einsprenglingsarm bis -frei.

Zu den einsprenglingsreichen Vorkommen (mit Einsprenglingen etwa über 20 Vol. %) gehören:

- im SNP-Gebiet: Bad Kreuznach (Rhyolithe + Dacite), Waldböckelheim, Veldenz, Düppenweiler, Schmelz (Ignimbrit),
- im Odenwald: Teile der Dossenheimer Ergüsse, Daumberg bei Weinheim, die südlichen Vorkommen von Gross-Umstadt,
- im Schwarzwald: Münstertal (Ignimbrit), Baden-Baden (Ignimbrit + Rhyolith),
- in den Vogesen: die Ignimbrite der Nideck-Wisches-Donon-Region und die Rhyolithe von Blancrupt und Nompatelize.

Einige Vorkommen des SNP-Gebietes haben mit etwa 10 - 20 Vol.% einen mässig hohen Einsprenglingsanteil (z.B. Donnersberg) oder seriale Kristallgrössen (Nohfeldener Rhyolith A und B, Beilstein).

Zwischen Gefüge und intrusivem oder effusivem Charakter der Gesteine bestehen keine allgemeingültigen Zusammenhänge. Das Gefüge effusiver, einsprenglingsreicher Gesteine wurde in einem tieferen "Zwischenherd" geprägt.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Struktur- und Texturmerkmale jedes einzelnen Vorkommens zwar ausführlich beschrieben, aber es wurden keine speziellen Gefügeuntersuchungen (z. B. Deutung der Gefüge im Einzelnen) vorgenommen.

Lediglich auf die häufig auftretenden "Felderstrukturen" wurde näher eingegangen. Die Auffassung von MAUS (1967), sie seien durch hydrothermale Einwirkung entstanden, ist einzuschränken. Felderstrukturen in der Grundmasse der Ignimbrite der Nordvogesen und einiger Rhyolithe des Schwarzwaldes und Odenwaldes sind zwar auf Entglasungsvorgänge unter Einfluss von Hydrothermen zurückzuführen, sie sind aber bei Rhyolithen des SNP-Gebietes schon im spätliquidmagmatischen Stadium geprägt, wobei Feldspatkristallite fortlaufend vom orientiert aufgewachsenen Quarz umwuchert wurden. Leistenförmige Feldspatmikrolithe liessen sich dabei entsprechend der Wachstumsform des Quarzes einregeln (z.B. Abb. 10c).

Quarkristallisationen im pneumatolytisch-hydrothermalen Stadium sind zwar nicht auszuschliessen. Die Bildung der Felderstrukturen lässt sich aber nicht mit einer postmagmatischen  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr vereinbaren. Die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte des Nohfeldener Rhyoliths B und des Donnersberges bleiben beispielsweise absolut konstant, unabhängig also davon, ob im Gestein vereinzelte, lose und primitive Quarz-Feldspat-Aggregate oder charakteristische, dicht aneinander gepackte "Globulite" (z. B. Abb. 10a, b, c) vorliegen. Im Königsberg und Herrmannsberg nahm der orientiert aufgewachsene Quarz dipyramidale Formen an, wonach sich die fortlaufend eingeschlossenen Feldspatleisten einregeln liessen (s. dazu Abb. 42).

Schliesslich sei darauf hingewiesen, dass bei zahlreichen Rhyolithen neben den üblichen Einsprenglingen Feldspäte, Quarz und Biotit, auch noch ehemalige Amphibole und/oder Pyroxene (manchmal auch als Bestandteile der Gesteinsgrundmasse) quantitativ eine wichtige Rolle gespielt haben.

## 6.2. Die Ignimbrite

Die Ignimbrite als Förderungsprodukte eines gesonderten Extrusionsmechanismus werden hier zunächst getrennt erläutert. Zu ihnen gehören die Vorkommen:

- a. zwischen Nideck und dem Donon in den Nordvogesen
- b. vom Münstertal im Südschwarzwald,
- c. von Baden-Baden im Nordschwarzwald und

d. von Schmelz, im Saarland. Der Ignimbritcharakter dieses Gesteins wird erstmals in dieser Arbeit beschrieben.

Die Frage, ob die Vorkommen von Blancrupt und Nompatelize in den Nordvogesen Ignimbrite sind, bleibt offen.

Die Ignimbrite sind mineralogisch und geochemisch, und folglich auch genetisch, Erscheinungsformen des permischen Rhyolithvulkanismus. Bei der Beschreibung der einzelnen Ignimbitvorkommen wurde jeweils auf die Verwandtschaft mit anderen massigen Rhyolithen hingewiesen.

Die unter a, b und d genannten Ignimbrite gehören zu den  $\text{SiO}_2$ -armen Gesteinstypen. Das Vorkommen von Schmelz und einige Bereiche der Ignimbrite bei Nideck und NW des Donon (ihre hydrothermalen Veränderungen wurden zusätzlich untersucht) sind ausserdem durch sehr hohe Kalium-Gehalte gekennzeichnet.

Der Ignimbit vom Münstertal weist - wie auch viele andere Rhyolithe mit äquivalenten  $\text{SiO}_2$ -Gehalten - intermediäre  $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Na}_2\text{O}$ -Konzentrationen auf.

Der  $\text{SiO}_2$ -reiche Ignimbit von Baden-Baden ist geochemisch-petrologisch mit den Rhyolithen des Nordschwarzwaldes und Odenwaldes eng verbunden.

### 6.3. Die Tuffe

Rhyolithische Tuffe sind im SNP-Gebiet stellenweise weit verbreitet (z.B. in der Primsmulde und in der Umgebung des Nohfeldener Massivs). Sie gehören aber nicht zu den Untersuchungsobjekten dieser Arbeit. Es wurden lediglich einige Tuffproben aus dem Rhyolithkomplex des Leistberges (in dieser Arbeit als "Rhyolith C" bezeichnet) vom Nohfeldener Massiv mitbearbeitet.

Einer ausführlichen Untersuchung wurden nur zwei Tuffsysteme der Vogesen unterzogen:

- a) Die Tuffbrekzien bei Nideck. Sie bilden eine stratigraphisch ältere und lithologisch-geochemisch völlig verschiedene pyroklastische Einheit von der darauffolgenden Ignimbit-Decke. Die Tuffbrekzien (eine Probe zeigt ignim-

britische Merkmale) haben sauren Charakter. Sie wurden hydrothermal zusätzlich verkieselt).

- b) Die Pyroklastika der sog. "Meisenbuckel-Serie" im Becken von Villé bilden eine für sich gesonderte Formation. Es kommen vor: Tuffe, Tuffaschen (Cinerite), ignimbrische Tuffe und vereinzelt Ignimbrite (ein Ignimbrit-Horizont bei Hohwarth ist neu beschrieben).

Zwar sind die Gesteine der Meisenbuckel-Serie ebenso stark verkieselt, jedoch ist der ursprünglich basischere Charakter des gefördert Materials nicht zu verkennen. Sie sind relativ zu den Tuffbrekzien von Nideck - auch zu vielen anderen Rhyolithen - durch höhere MgO-, Ti-, V-, Ni- und Cr-Gehalte gekennzeichnet. Weitere Charakteristika wie Gefügemerkmale und Umwandlungserscheinungen (neben der Verkieselung starke Serizitisierung, verbunden mit Rb-Anreicherung) betonen die Eigenständigkeit dieser pyroklastischen Serie.

#### 6.4. Die Minerale

##### Quarz.

Bei den einsprenglingshaltigen Rhyolithen liegt der Anteil der mehr oder weniger korrodierten Quarz-Phänokristalle immer unter dem der Feldspäte. Nur die untereinander verwandten Gesteine von Blancrupt und Nompatelize der Nordvogesen besitzen etwa gleichviele Quarz- und Kalifeldspateinsprenglinge. Bei einigen, relativ SiO<sub>2</sub>-armen Vorkommen sind sogar so gut wie keine Quarz-Einsprenglinge zu finden (Ignimbrite der Nordvogesen, Ignimbrit von Schmelz und die Rhyolithe von Kirchheimbolanden, Düppenweiler, Schweighausen).

Der Anteil des Quarzes in der feinkörnigen Gesteinsgrundmasse lässt sich mit Hilfe der chemischen Analyse interpretieren. Auf die Mengenverhältnisse von Quarz und Feldspäten wird bei der Erläuterung der CIPW-Mineralnorm, in Kapitel 6.5.2. eingegangen. Es soll jedoch bereits hier die Feststellung vorweggenommen werden, dass der gesamte Quarz-Anteil im Gestein dem des Feldspates immer und oft stark unterlegen ist. Er liegt stets unter 30 %, in den obengenannten SiO<sub>2</sub>-ärmeren Vorkommen sogar unter 15 %.

### Feldspäte.

Von Vorkommen zu Vorkommen wechseln die Mengenverhältnisse zwischen Plagioklas und Kalifeldspat, unabhängig vom Quarz- (bzw.  $\text{SiO}_2$ -)Gehalt des Gesteins. Diese Erscheinungen werden unten bei der Erläuterung der quantitativen Verhältnisse zwischen  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  und bei der CIPW-Mineralnorm skizziert.

Die Plagioklase liegen in den weitaus meisten Fällen als reine Albite (an  $< 5$  Mol. %) vor. Sie sind aus einer spät- und postmagmatischen Metamorphose basischerer Plagioklase (Oligoklase, s. unten) hervorgegangen.

Die Plagioklas-Umwandlungen sind wie folgt zu skizzieren:

- Die Albitisierung der Oligoklase setzte bereits im spätli-  
quid-magmatischen Stadium ein.
- Sie wurde bei mehreren Vorkommen, z.B. im Nohfeldener Mas-  
siv, Königsberg, Herrmannsberg, spätestens in einem früh-  
pneumatolytischen Stadium vollzogen. Erst dann erfolgte  
die hydrothermale Serizitisierung der Albite.
- Bei einigen anderen Vorkommen, z.B. im Kreuznacher Massiv,  
Donnersberg, Veldenz, Münstertal verlief die Hauptphase der  
Albitisierung im postmagmatischen Stadium zunächst neben-  
einander mit der Serizitisierung, die im meso- und epitherma-  
len Stadium letztlich vorherrschte. Bei diesen Gesteinsvor-  
kommen sind noch Oligoklase zu finden, die der spät- und  
postmagmatischen Metamorphose widerstanden haben. Ihr an-Ge-  
halt beträgt 19 bis 25 Mol. %.

Die Kalifeldspäte der Einsprenglinge liegen als Sanidine vor  
mit einem  $2V_x$  meistens unter  $30^\circ$ . Inwieweit Sanidine an der  
feinkristallinen Gesteinsgrundmasse beteiligt sind, bleibt  
vorerst offen.

Die Mikrosonden-Analysen brachten folgende Ergebnisse:

In den meisten Vorkommen dominieren sowohl bei den Einspreng-  
lingen als auch in der Grundmasse Na-führende Kalifeldspäte.

Sie enthalten 2,5 - 4,0 Gew. %  $\text{Na}_2\text{O}$  und auch noch bis 0,8 Gew. %  $\text{CaO}$ . In den Kalifeldspäten der Dossenheimer Rhyolithe im Süd-Odenwald ermittelte REIMANN (1977) sogar bis zu 5,0 Gew. %  $\text{Na}_2\text{O}$  (or<sub>53,0</sub> ab 45,3 an 1,7).

In vier verschiedenen, Kalium-betonten Gesteinsvorkommen wurden koexistierende, reine Kalifeldspäte bestimmt:

- Sie liegen im Rhyolith von Düppenweiler als ziemlich stark zersetzte Einsprenglinge vor, während die Na-führenden Kalifeldspäte charakteristische, absolut frische Leisten einer jüngeren Kristallisation in der Grundmasse bilden.
- In den K-reichen Gesteinen im SE-Teil des Kreuznacher Massivs kommen unter den Einsprenglingen zwei morphologisch verschiedene Sanidinarten zusammen vor. Auch hier ist die jüngere, Na-führende Varietät frisch.
- Besonders kontrastreich erscheinen in den verwandten Rhyolithen von Blancrupt und Nompatelize (Vogesen) stark serizitisierte Einsprenglinge neben und innerhalb grösserer, absolut klarer und frischer Phänokristalle. Letztere sind nach SIAT (1974) Na-führend (Ab-Anteil = 20 Mol. %). Beide Varietäten sind - wie auch SIAT feststellte - Sanidine.

Mit den genannten Beispielen sind die Fälle des Zusammenauftretens genetisch verschiedener Kalifeldspäte offenbar nicht erschöpft; eine gezielte Untersuchung würde sicherlich weitere vergleichbare Erscheinungen aufschliessen. Diese Annahme wird durch ähnliche Beobachtungen von REIMANN (1977, S. 17, 18, 79-81) untermauert. Seine Ergebnisse werden knapp zitiert:

"Häufig treten in einem Schriff neben recht gut erhaltenen Kalifeldspat-Einsprenglingen auch extrem serizitisierte oder kaolinitisierte Kristalle auf. Aus den Analysendaten ergibt sich, dass (sie) sehr grosse Unterschiede im Chemismus aufweisen". Es "konnten nebeneinander jeweils reiner K-Feldspat mit  $\text{Ab}_1$  und K-Na-Feldspat mit  $\text{Ab}_{42}$  festgestellt werden". Dabei sind "die reinen K-Feldspäte die am stärksten zersetzten Exemplare". Die K-Na-Feldspäte sind offenbar, wie eine Scan-Aufnahme mit der Mikrosonde zeigte, "auch in sich inhomogen".

In Anbetracht dieser Beobachtungen stellt REIMANN die berechnete Überlegung an: Das Nebeneinander der verschiedenen Kalifeldspat-Einsprenglinge lässt sich - ebenso wie ihre Inhomogenität - "wohl nicht im Rahmen normaler petrogenetischer Prozesse erklären. Man wird vielmehr an die Einwirkung sekundärer Umwandlungen auf die Feldspat-Einsprenglinge denken müssen."

#### Amphibole und Pyroxene.

Die Amphibole und Pyroxene waren wichtige Bestandteile der untersuchten Rhyolithe. Sie sind aber niemals in ihrem primären Zustand erhalten geblieben. Lediglich Pseudomorphosen zeugen von ihrer ehemaligen Existenz und bei mehreren Vorkommen auch von der starken Verbreitung dieser mafischen Minerale, deren Bedeutung erstmals in dieser Arbeit zum Ausdruck gebracht wird. Bisher wurden von früheren Bearbeitern nur die unverkennbaren Pseudomorphosen nach Pyroxen in den Ignimbriten der Nordvogesen (s. unten) beschrieben.

In Kapitel 2.1.2.1.2., S. 26ff, wurde die Problematik der Erkennung der Pseudomorphosen und der Interpretation des primären Minerals ausführlich diskutiert. Ihr Anteil, insbesondere in der Gesteinsgrundmasse, ist wegen des schlechten Erhaltungszustandes in sehr wenigen Fällen und auch dann nur annähernd messbar.

Einige Zahlenangaben sollen eine grobe Vorstellung über die quantitative Beteiligung der ehemaligen Pyroxene oder Amphibole vermitteln: in dem Gestein von Kirchheimbolanden konnten 14 Vol. %, in dem von Waldböckelheim 6 % (nur als Einsprenglinge) ehemalige Amphibole ausgemacht werden. Ein Anteil um die 10 Vol. % Amphibole ( $\frac{1}{2}$  Pyroxene) scheint in den SNP-Rhyolithen häufig vorgekommen zu sein (z.B. im Nohfeldener Rhyolith A und im Kreuznacher Massiv). Bemerkenswert ist der Anteil der Pinit-Pseudomorphosen nach Pyroxen im  $\text{SiO}_2$ -reichen Rhyolith von Baden-Baden, der in einem günstigen Fall (in einer Probe mit ziemlich gut erhaltenen Pseudomorphosen auch

in der Grundmasse) mit 12 Vol. % ermittelt werden konnte. Schliesslich ist die hohe Beteiligung ehemaliger Pyroxene in den Ignimbriten der Nordvogesen hervorzuheben, deren gut erhaltene Pseudomorphosen bis über 15 Vol. % des Gesteins einnehmen. Aus den Beschreibungen der einzelnen Gesteinsvorkommen sind ausserdem folgende Beobachtungen knapp zusammenzustellen:

- Die Amphibole und Pyroxene wurden teilweise bereits im liquid-magmatischen Stadium resorbiert. Sie sind oft von Quarz- und Feldspatmineralen der Gesteinsgrundmasse - die Amphibole auch von Biotit (s. unten) - metasomatisch verdrängt. Zum Teil wurden sie von hydrothermalen Mineralen - vorwiegend "Serizit", sowie Chlorit, manchmal Karbonat und gelegentlich Kaolinit pseudomorphosiert. Die herausgelösten Fe(III)-Oxide haben die Pseudomorphosen durchsetzt, manchmal sogar völlig opazitisiert und dadurch erkennbar gemacht.
- Pseudomorphosen nach Amphibol und/oder Pyroxen wurden in den meisten Rhyolithen - wenn auch nur als einzelne Individuen - beobachtet.
- Sie sind häufiger in den relativ basischen Rhyolithen vorhanden. Das ist jedoch keine Regel. Der Anteil dieser Mafitminerale ist auch bei SiO<sub>2</sub>-reichen Rhyolithen nicht zu unterschätzen (wie oben erwähnt beim Rhyolith von Baden-Baden und im Kreuznacher Massiv). Wenn man davon ausgeht, dass sie zum Teil durch die metasomatische Verdrängung keine erkennbaren Spuren hinterlassen haben oder völlig aufgelöst sind, so ist auch bei den SiO<sub>2</sub>-reichen Rhyolithen des Odenwaldes eine höhere Beteiligung an Pyroxenen anzunehmen als es gegenwärtig durch die erhaltenen Pseudomorphosen den Anschein hat.
- Es scheint oft, dass in ein und demselben Vorkommen die Pyroxene - manchmal auch die Amphibole - von Ort zu Ort in wechselnden Mengen vertreten gewesen sind. Eine ungleichmässige oder haufenartige Verteilung von Pseudomorphosen wurde sogar innerhalb einzelner Proben beobachtet.
- Im SNP-Gebiet sind die Pseudomorphosen nach Amphibol vorherrschend, während im Odenwald, Schwarzwald und in den

Vogesen nur ehemalige Pyroxene beobachtet wurden.

- SAUCIER et al. (1959) und SIAT (1974) machten eine genaue Aussage über die Pseudomorphosen der Ignimbrite der Nordvogesen, indem sie sie als ehemalige Orthopyroxene interpretierten. Sie stützten diese Annahme wahrscheinlich auf die irrtümliche Bestimmung der Umwandlungsminerale als Serpentin und Talk. Die Mikrosondenanalyse ergab hier (im Einklang mit der optischen Beobachtung) dagegen Mg-Chlorit und Fe-Mg-"Serizit". Die Auffassung der obengenannten Bearbeiter ist nur insofern zu unterstützen, als ähnliche Phyllosilikate als Umwandlungsprodukte des Orthopyroxens in intermediären Vulkaniten der Pfalz beobachtet wurden. Dennoch empfiehlt es sich, von einer zusätzlichen Differenzierung derartiger Pseudomorphosen des Pyroxens Abstand zu nehmen. Ihre Zuordnung zum Ortho- oder Klinopyroxen ist spekulativ.
- Schliesslich treten vereinzelt sehr problematische Pseudomorphosen auf, die wegen der eigenartigen morphologischen Merkmale (s. dazu Abb. 11b u. 63e) weder als Pyroxen noch als Amphibol interpretiert werden können. Ihre primäre Natur bleibt also offen. Die mit grosser Zurückhaltung einmal geäusserte Vermutung (s. S. 31), sie könnten ehemalige Granate sein, findet insofern eine Berechtigung, als Granate bei mindestens fünf verschiedenen Rhyolithvorkommen im SNP-Gebiet und im Odenwald gefunden worden sind (s. unten).

### Biotite

Nach der Kristallisationsabfolge sind die Biotite in zwei Gruppen zu unterteilen:

- a) Frühmagmatische Biotite: bilden geschlossene, gradlinig abgrenzbare, idiomorphe Einsprenglinge.
- b) Spätmagmatische Biotite: bilden verfilzte, blättrige Aggregate um die Quarz- und Feldspatkörner der Gesteinsgrundmasse, die häufig mit sekundären Fe(III)-Oxiden verwachsen sind. Die Aggregate können durch gleich orientierte Blättchen zusammengefügt sein, wobei sie im Dünnschliff eine unregelmässige Abgrenzung aufweisen. Eingeschlossene Quarz-

und Feldspat-Körner geben ihnen häufig eine siebartige Erscheinungsform.

Sie sind bei einigen Gesteinsvorkommen durch stärkere metasomatische Verdrängung zu grösseren "einheitlichen" Kristallen entwickelt, die den Eindruck vermitteln, als seien sie frühmagmatische Einsprenglinge und ihre eingebuchtete und zerlappte Form täuscht eine magmatische Korrosion vor. Bei sorgfältiger Beobachtung können hie und da die Nähte der "zusammengeschweissten", gleich orientierten Blättchen erkannt werden. Von der zeitlichen Abfolge her bilden diese Kristalle möglicherweise den Übergang zwischen den unter a) und b) bezeichneten Biotiten.

Biotite mit derartigen strukturellen Merkmalen treten - wenn auch in geringen Mengen - fast in allen untersuchten Rhyolithen auf. Sie wurden allerdings bei der Beschreibung nur derjenigen Vorkommen näher erläutert, in denen sie besonders stark verbreitet sind (Nohfeldener Rhyolith A, Kreuznacher Massiv, Donnersberg, Kirchheimbolanden; s. dazu Abb. 14, 25, 35 und 50).

Die spätmagmatischen (auch postmagmatischen?) Biotite bildeten sich offensichtlich nachdem die Amphibole (und Pyroxene) instabil wurden, und es ist kein Zufall, dass sie sich eher in Gesteinen anhäufen, die einen relativ hohen Anteil an ehemaligen Amphibolen aufweisen. Ausserdem treten sie als Bestandteile von deren Pseudomorphosen hervor.

Die spätgebildeten Biotite innerhalb und ausserhalb der Amphibolpseudomorphosen zeigen in der gleichen Probe annähernd gleiche optische und chemische Eigenschaften. Ihr Chemismus kann aber von Fundstelle zu Fundstelle variieren. Er ist also abhängig von den verfügbaren Stoffen, die aus der Umwandlung mafischer Minerale und den verschiedenartigen metasomatischen Vorgängen herkommen.

Die optischen und chemischen Unterschiede gegenüber den frühmagmatischen Einsprenglingen sind wie folgt zu skizzieren:

- Sie zeigen eine schwächere Farbe, eine niedrigere Brechung und Doppelbrechung.

- Während die Einsprenglinge allesamt im Grenzbereich Lepidomelan/Meroxen liegen, sind die spätgebildeten Biotite durch ein höheres Mg/Fe-Verhältnis gekennzeichnet. Zum Teil weisen sie einen Phlogopit-Chemismus auf. Die Abb. 78 gibt eine vereinfachte Klassifikation aller hier chemisch untersuchter Biotite.

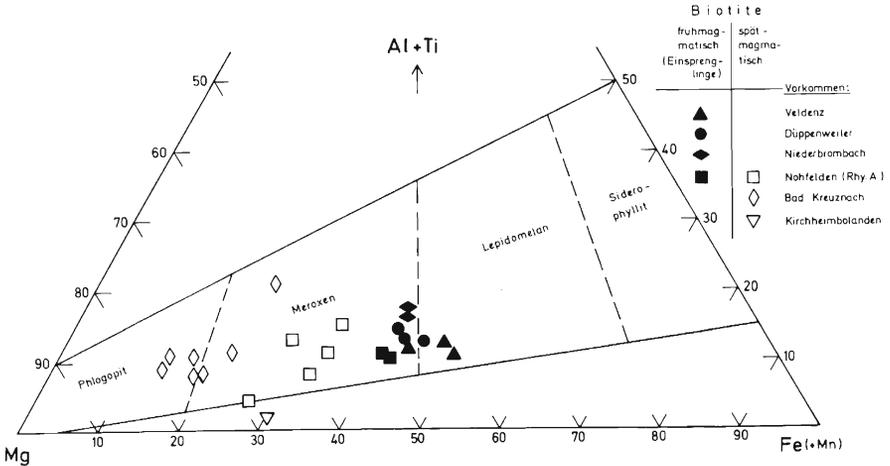


Abb. 78: Klassifikation der Biotite nach FOSTER (1960), modifiziert von TROCHIM (in TRÖGER, 1971, S.107). Die Projektionspunkte beziehen sich auf die Analysen in den Tabellen 2, 7, 12, 17, 19 u. 21. (Da mit der Mikrosonde nur Gesamtisen als FeO gemessen wird, bedeutet hier  $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$ . Wenn - wie üblich bei dieser Klassifikation - das  $Fe^{3+}$  zum Al und Ti zuzuzählen wäre, würden die Projektionspunkte näher zur Mg-Ecke rücken).

### "Eisenoxide"

Unter den in dieser Arbeit benutzten Sammelbegriffen "Fe-Oxide" oder auch "Fe(III)-Oxide" werden sämtliche kristallinen bis amorphen sekundären Verbindungen des aufoxidierten Eisens zusammengefasst (Fe-Oxide, -Hydroxide und -Oxihydroxide). Je nach ihrer Anreicherung ist als braune Pigmentfarbe des Gesteins ausgeprägt.

Diese sekundären Fe-Verbindungen, die fast den ganzen Eisen-Gehalt des Gesteins ausmachen, sind keine zufälligen Produkte und können nicht nur bei der Umwandlung der mengenmässig untergeordneten Magnetite und Biotite ausgeschieden worden sein, wie manchmal in der Literatur beiläufig erwähnt wird. Sie

sind vielmehr Ausscheidungsprodukte der sekundär zersetzten Amphibole und/oder Pyroxene. Die Abb. 9 demonstriert z.B. wie die Verteilung der Fe(III)-Oxide im Gestein mit der fortlaufenden Zersetzung ehemaliger Amphibole zusammenhängt. Unter dem Einfluss der postmagmatischen Hydrothermen kam es teilweise zur Enteisung des Gesteins und zur Verlagerung der mobilisierten Fe-Verbindungen. Daher können die Rhyolithe (oft im Meter- und Zentimeterbereich) unterschiedlich stark pigmentiert sein und ziemlich variable  $Fe_2O_3$ -Gehalte aufweisen.

#### Hydrothermale Phyllosilikate

Serizite: Sie sind die wichtigsten Umwandlungsprodukte der Feldspäte. Oft dominieren sie auch bei den Pseudomorphosen ehemaliger Amphibole und Pyroxene, wobei sie - wie einige Mikrosondenanalysen bestätigen - mehr oder weniger Magnesium und Eisen eingebunden haben. Ein geringer Teil des aus der Umwandlung der mafischen Minerale freigewordenen Magnesiums wird offensichtlich auch von den Seriziten der zersetzten Feldspäte aufgenommen (Mg-Nachweis an serizitisierten Feldspäten durch Testmessungen mit der Mikrosonde).

Kaolinite: Sie sind zwar bei der Umwandlung der Feldspäte mit beteiligt, aber quantitativ den Seriziten fast immer unterlegen. Manchmal hängt eine dominierende Kaolinitisierung mit einer starken Verkieselung des Gesteins zusammen (Königsberg, Niederbrombach). Kaolinite wurden auch als Bestandteil der Pseudomorphosen nach Amphibol beobachtet.

Chlorite kommen gelegentlich neben Serizit in Pseudomorphosen als Umwandlungsprodukte von frühmagmatischen Biotit-Einsprenglingen (Veldenz, Münstertal) und in einigen Fällen (im Kreuznacher Massiv, bei einigen Proben des Nohfeldener Rhyoliths A) auch fein verteilt in der Gesteinsgrundmasse vor.

"Viridite" sind nur in einzelnen Fällen neben Serizit beobachtet worden (Königsberg, Herrmannsberg). Sie unterscheiden sich durch ihre braune Farbe und ziemlich hohe Doppelbrechung. Wahrscheinlich handelt es sich um Fe-Mg-Montmorillonite (Näheres darüber s. Fussnote, S. 107).

### Die Akzessorien: Apatit, Zirkon und Rutil

Die Apatite bilden gewöhnlich körnige, oft idiomorph stengelige, farblose, klar durchsichtige Kristalle. Im Nohfeldener Rhyolith A koexistieren durch Fe(III)-Oxide bräunlich gefärbte, korrodierte "Xenoapatite" mit angeschmolzenem Reaktionssaum. Nach der Oberflächenbeschaffenheit der Kristalle im Dünnschliff sind vergleichbare Apatite in mehreren Vorkommen zu finden (z.B. Ignimbrite von Nideck und Schmelz, Rhyolithe von Schweighausen und Lahr im S-Schwarzwald). Stark korrodierte Apatite wurden auch im Ignimbrit vom Münstertal beobachtet.

Die Rutilkörner sind oft mit den sekundären Fe(III)-Oxiden vergesellschaftet. Diese sind durch die Umwandlung mafischer Minerale (Amphibol, Pyroxen, Magnetit) ausgeschieden.

Die relativen Unterschiede der Zirkon-Gehalte in den verschiedenen Gesteinen lassen sich durch die graphischen Darstellungen der Zr-Konzentrationen veranschaulichen (z.B. Abb. 84b und 85b).

Alle drei Akzessorien sind generell in den basischeren Rhyolithen stärker vertreten.

### Granate

Die wichtigsten granatführenden Vorkommen sind der Ignimbrit von Schmelz und der 6 km südwestlich liegende Rhyolith von Düppenweiler. Die almandinbetonten Granate (Almandin-Anteil 62 - 64 Mol.%) sind Relikte aufgeschmolzener, metamorpher Gesteine. Sie sind in beiden Vorkommen strukturell, morphologisch und chemisch identisch und deuten zusätzlich auf die gemeinsame Herkunft der anatektisch geprägten Liefermagmen hin.

Granatfunde sind ferner aus den Rhyolithen des Norddodenwaldes zu melden:

- EBERLE (1967) beobachtete Granate am Steinbruch "Emmischer Loch" bei Schaafheim, die mit denen von Düppenweiler und Schmelz gemeinsame Merkmale (abgerundete Kristallform mit radialstrahligen Rissen) aufweisen. Er deutet sie ebenfalls als Relikte metamorpher Gesteine.

- VOGEL (1891) fand Granat-Bruchstücke in rhyolithischen Brekzien und
- der Autor in einer Rhyolith-Probe des Ziegelwaldes.

## 6.5. Chemismus

### 6.5.1. Hauptelemente

Für eine übersichtliche, knappe Zusammenstellung der geochemischen Ergebnisse werden die Konzentrationen und die wichtigsten Beziehungen der Elemente untereinander graphisch dargestellt. In den folgenden Variationsdiagrammen lassen sich durch die Projektionspunkte der Analysenwerte aller untersuchten Gesteine die Konzentrationshäufigkeiten und die Gesamtkorrelationen überschauen. Aus Gründen der Übersicht sind die Variationsbereiche der einzelnen Vorkommen gesondert eingezeichnet. Die Zugehörigkeit zu den Grossgebieten (SNP-Gebiet, Odenwald, Schwarzwald, Vogesen) ist durch unterschiedliche Linien erkennbar. Die Namen der Vorkommen sind mit wenigen (oft zwei) Buchstaben abgekürzt. Eine Erläuterung darüber wird gesondert auf der nächsten Seite gegeben.

### SiO<sub>2</sub>

Aufgrund der SiO<sub>2</sub>-Gehalte können die untersuchten Gesteine grobschematisch in drei Gruppen unterteilt werden:

SiO<sub>2</sub> 65 - 70 Gew. %. In diesen Konzentrationsbereich gehören folgende Vorkommen aus dem SNP-Gebiet: Nohfeldener Rhyolith A (zum Teil), Kirchheim-Bolandern, Schmelz (Ignimbrit), Düppenweiler (zum Teil); aus dem Schwarzwald: Münstertal (Ignimbrit), Schweighausen, Lahr und aus den Vogesen die Ignimbrite der Nideck-Wisches-Donon-Region.

Wenn man in der Klassifikation von PECCERILLO & TAYLOR (1976) die Einteilung nach dem SiO<sub>2</sub> zu Grunde legt, so liegen eigentlich die obengenannten Gesteine im Dacit/Rhyodacit-Bereich, wobei einige von ihnen ungewöhnlich hohe K<sub>2</sub>O-Konzentrationen (s. unten) aufweisen. Sie werden im Text dieser Arbeit manchmal zur Vereinfachung als "basische Rhyolithe" bezeichnet.

Bedeutung der benutzten Zeichen und Abkürzungen in den Abbildungen 79,80 und 82 bis 86

Vorkommen des SNP-GEBIETES, mit \_\_\_\_\_ gekennzeichnet

|          |   |
|----------|---|
| NO/A     | Nohfelden: Rhyolith A   |
| NO/A (K) | K-reiche Varietät   |
| NO/B     | Nohfelden: Rhyolith B   |
| NO/C     | Nohfelden: Rhyolith C   |
| KR       | Kreuznacher Massiv: alle Gesteinsvarietäten (Andesite, Dacite, Rhyolithe)   |
| KR (K)   | K-reiche Rhyolithvarietäten   |
| WB       | Waldböckelheim  |
| VE/1     | Veldenz: grobkörniger Rhyolith  |
| VE/2     | Veldenz: feinkörniger, SiO <sub>2</sub> -reicher und sekundär zusätzlich verkieselter Rhyolith im Kontaktbereich; nur in wenigen Diagrammen berücksichtigt. |
| DO       | Donnersberg   |
| DO (K)   | K-reiche Varietät   |
| KÖ       | Königsberg  |
| KÖ (K)   | K-reiche Proben   |
| HE       | Herrmannsberg   |
| BS       | Beilstein   |
| NB       | Niederbrombach  |
| KB       | Kirchheimbolanden   |
| S        | Schmelz   |
| DÜ       | Düppenweiler  |

Vorkommen des ODENWALDES, mit ----- gekennzeichnet

|      |   |
|------|---|
| DH   | Dossenheim (+Ziegelhausen): alle Rhyolithe. Wegen unterschiedlicher Zr-Gehalte wird in den Abb. 84b und 85b differenziert:                                  |
| DH/1 | einsprenglingsarm   |
| DH/2 | einsprenglingsreich   |
| WH   | Weinheim: alle Rhyolithe der Umgebung von Weinheim. Wegen der abweichenden Zr-Gehalte werden in den Abb. 84b und 85b die einzelnen Vorkommen differenziert: |
| WA   | Wachenberg  |
| DA/1 | Daumberg, einsprenglingsarm   |
| DA/2 | Daumberg, einsprenglingsreich   |
| RA   | Raubschlößchen  |
| GU   | Groß-Umstadt: alle Rhyolithe der Umgebung von Groß Umstadt  |

Vorkommen des SCHWARZWALDES, mit - · - · - · - · - · gekennzeichnet

|        |   |
|--------|---|
| MÜ     | Münstertal (+ Marzell): Ignimbrite  |
| SH     | Schweighausen   |
| LA     | Lahr  |
| N-SCHW | Nördlicher Teil des Schwarzwaldes: alle Rhyolithe   |
| BB(Ig) | Baden-Baden: Ignimbrit; wegen des abweichenden Na/K-Verhältnisses wird er in den Abb. 79b, 80b, 82b und 83b gesondert gekennzeichnet. |

Vorkommen der VOGESEN mit ..... gekennzeichnet

|         |  |
|---------|--|
| NI      | Ignimbrite zwischen Nideck, Wisches und Donon  |
| NI (K)  | einzelne, sehr K-reiche Proben   |
| BL      | Blancrupt  |
| NT      | Nompattelitz   |
| NI (Tu) | Tuffbrekzien bei Nideck  |
| VI (Tu) | Tuffe des Beckens von Villé  |
|         | } Beide sind sekundär stark verkieselt. Sie werden nur im K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O-Diagramm der Abb. 79 aufgenommen. |

SiO<sub>2</sub> 70 - 72 Gew. %. Hierher zählen verhältnismässig wenige Rhyolithe des SNP-Gebietes: Veldenz, Beilstein, Waldböckelheim und ein Teil der Proben des Nohfeldener "Rhyoliths A".

SiO<sub>2</sub> 72 - 76 Gew. %. Zu der dominierenden Gruppe der in dieser Arbeit oft genannten "SiO<sub>2</sub>-reichen Rhyolithe" gehören mehrere Vorkommen des SNP-Gebietes (Nohfeldener Rhyolithe B und C, Donnersberg, Königsberg, Herrmannsberg, Niederbrombach), alle Rhyolithe des Odenwaldes und des nördlichen Schwarzwaldes und die Vorkommen von Blancrupt und Nompatelize der Nordvogesen.

Die verschiedenen, miteinander innig vergesellschafteten Gesteine des Kreuznacher Massivs decken das ganze SiO<sub>2</sub>-Variationsspektrum lückenlos ab und erweitern es sogar zusätzlich durch basischere Glieder (Andesite).

Schliesslich ist der hydrothermale Einfluss auf die SiO<sub>2</sub>-Gehalte knapp anzusprechen: Unter den basischen Rhyolithen ist selten eine nennenswerte postmagmatische SiO<sub>2</sub>-Anreicherung zu verzeichnen (bei den Ignimbriten der Nordvogesen bis zu 3 - 4 Gew. %). Eine sichtbar starke, sekundäre Quarzbildung durch pneumatolytisch-hydrothermale Kieselsäurezufuhr ist häufig bei SiO<sub>2</sub>-reichen Rhyolithen anzutreffen. In der Regel sind die über 76 Gew. % hinausgehenden SiO<sub>2</sub>-Gehalte der autohydro-metamorphen Kieselsäurezufuhr zuzurechnen. Die Proben mit über 77 Gew. % SiO<sub>2</sub> wurden bei geochemischen Auswertungen weggelassen.

### Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Das Aluminium ist fast ausschliesslich an die Feldspäte gebunden. Es ist gegen postmagmatische Metamorphosen sehr resistent. Der aus der Umwandlung der Feldspäte stammende Al-Anteil verblieb also im Gestein und wurde in die hydrothermalen Phyllosilikate (Serizit, Kaolinit) eingebaut. Da bei der Umwandlung der Feldspäte Na, K und Ca abgeführt wurden, ergibt sich in der klassischen CIPW-Berechnung ein Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Überschuss (= normativer Corund), dessen Werte den relativen Umwandlungsgrad in einer Gesteinsserie sehr gut ausdrücken.

Die Standfestigkeit des Aluminiums erlaubt - unter bestimmten Voraussetzungen - die primären Feldspatanteile und Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-Konzentrationen im Gestein annäherungsweise zurückzurechnen.

### Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und FeO

Die FeO-Gehalte der meisten Rhyolithe liegen unter 0,5 und steigen selten über 1,0 Gew. % an, so, wenn im Gestein unter den Umwandlungsprodukten Chlorite dominieren (z.B. in den intermediären Gesteinsvarietäten des Kreuznacher Massivs) oder ein überdurchschnittlicher Biotit-Anteil vorliegt (z.B. im grobkörnigen Rhyolith von Veldenz: FeO bis 1,5 Gew. %).

Fast immer wird der grösste Teil des Gesamteisens vom Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vertreten, das gewöhnlich bis 3 und in einigen Fällen bis über 5 Gew. % beträgt. Die Herleitung des aufoxidierten Eisens, seine Mobilität, Verlagerung und Verteilung im Gestein wurde schon behandelt (s. oben, S. 202 u. 203).

### MgO

Die MgO-Gehalte liegen meistens - auch bei basischen Rhyolithen - unter 1,5 Gew. %. Nach den mineralogisch-chemischen Zusammenhängen zu urteilen, scheint häufig das Magnesium mehr in postmagmatischen Umwandlungsprodukten als in dem Biotit gebunden zu sein. Diese Annahme ist auch dadurch zu begründen, dass die weit verbreiteten Serizite mehr oder weniger Mg-haltig sind (s. S.203). Möglicherweise haben auch limonitische Ausscheidungsprodukte Magnesium eingebunden.

Höhere MgO-Konzentrationen weisen jedenfalls die Gesteine aus, die einen hohen Anteil an Mg-reichen Phyllosilikaten enthalten:

- Ein Teil der Ignimbritproben von Nideck und Wisches (MgO bis 3,9 Gew. %) mit Mg-Montmorilloniten als Entglasungsprodukt und Mg-reichem Chlorit und "Serizit" in den zahlreichen Pseudomorphosen ehemaliger Pyroxene.
- Der Ignimbrit und Rhyolith von Baden-Baden (MgO bis 2,1 %) mit Mg-führendem Serizit sowie Chlorit und/oder Serpentin in den sog. "Pinit-Pseudomorphosen".
- Die Chlorit-führenden dacitischen Gesteinsvarietäten (MgO bis 2,5 %) im Kreuznacher Massiv und in dem Nohfeldener Rhyolith A (Fundstelle 3).

In Anbetracht der fortlaufenden Gesteinsveränderungen ist folgende Schlussfolgerung vorwegzuziehen: Bei den liquid- und postmagmatischen Metasomatosen, die zur Resorption und Umwand-

lung der mafischen Minerale führten, wurden beträchtliche Mengen an Magnesium - und Eisen - aus dem Gestein abgeführt, und nur ein Bruchteil davon wurde in den sekundären Umwandlungsprodukten eingebunden (Diskussion darüber s. S. 217).

#### CaO

Die CaO-Gehalte sind gewöhnlich unterrepräsentiert (unter 0,5 Gew. %), weil die Plagioklase grösstenteils oder auch vollständig als Albite vorliegen. Bei wenigen Proben einiger Vorkommen (Donnersberg, Bad Kreuznach, Veldenz, Münstertal), bei denen ein massgebender Teil der Oligoklase von der spät- und postmagmatischen Albitisierung nicht erfasst wurde, sind CaO-Werte bis 1,5 Gew. % ermittelt worden.

Die hydrothermale Karbonatbildung ist generell unbedeutend und nur selten (z.B. im Kreuznacher Massiv) sind dem Gestein dadurch nennenswerte CaO-Gehalte zugeführt worden.

#### Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O. Postmagmatische Einflüsse.

In der Abb. 79 bis 81 sind die Konzentrationen der Alkalien und ihre Beziehungen zueinander dargestellt, sowie nach einzelnen Vorkommen aufgeschlüsselt.

Folgende Ergebnisse sind zusammenzufassen:

- Prinzipiell liegt eine weitgehend kontinuierliche Alternation zwischen den K<sub>2</sub>O- und Na<sub>2</sub>O-Gehalten vor. Der hyperbä-artige Verlauf der negativen Korrelation (Abb. 79) ist auf die Alkalienverluste infolge der hydrothermalen Umwandlung der Feldspäte zurückzuführen. Die korrigierten\*) Analysenwerte zeigen wie erwartet einen ziemlich linear verlaufenden Trend (Abb. 80).

\*) Zur Korrektur der chemischen Gesteinsanalysen und der CIPW-Norm wurden in Kap. 1.4. die Grundüberlegungen unterbreitet und in Kap. 2.1.4.5. die den mineralogisch-chemischen Gegebenheiten entsprechend ausgewählten Berechnungsverfahren präzisiert. Eine diesbezügliche Erläuterung erübrigt sich also hier. Es soll hier nur daran erinnert werden, dass die Analysen der hydrothermal sehr stark umgewandelten Proben von der Korrektur ausgenommen wurden (s. dazu S. 50). In den graphischen Darstellungen treten deshalb die Projektionspunkte der korrigierten gegenüber denen der Originalanalysenwerte in einer geringeren Zahl auf.



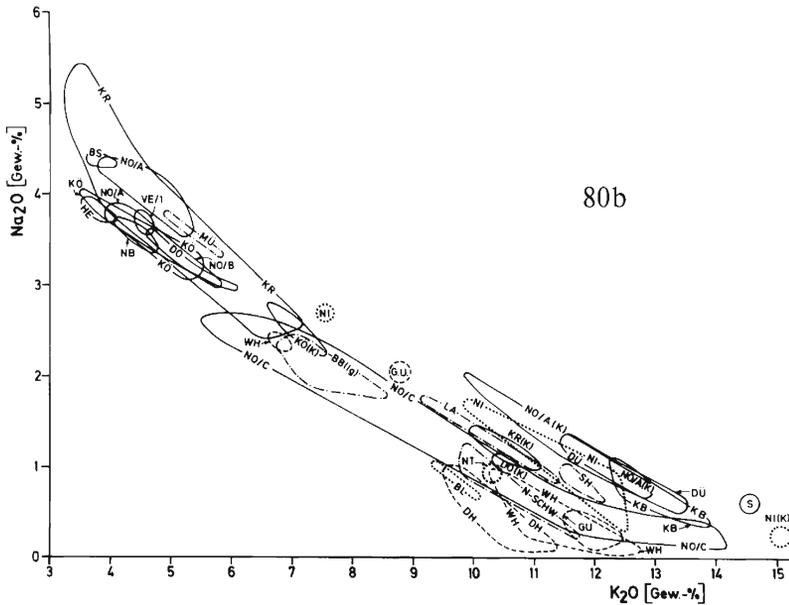
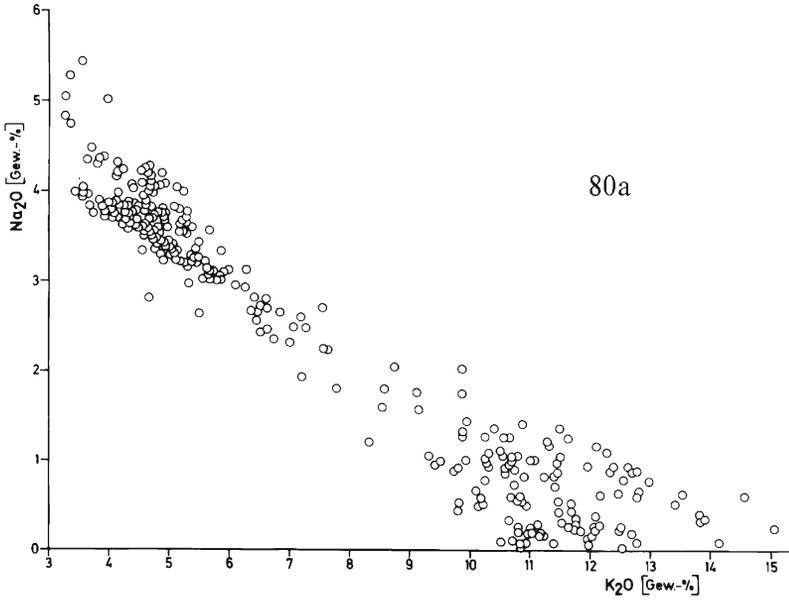


Abb. 80a: Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O-Variationsdiagramm nach den korrigierten Analysenwerten.

b: Variationsbereiche der einzelnen Gesteinsvorkommen.

- Im grossen und ganzen können die Rhyolithe bezüglich der Alkalien in zwei Gruppen unterteilt werden. (Zwischen ihnen sind Übergänge durch relativ wenige Gesteinsvorkommen bzw. Proben vertreten).
  - a) Rhyolithe (und Ignimbrite) mit intermediären  $K_2O$ - $Na_2O$ -Gehalten: Die hydrothermale Umwandlung bewirkte bei diesen Gesteinen erhebliche Na-Verluste. Das Kalium blieb dagegen durch die Serizitisierung der Feldspäte (es wurden überwiegend die Plagioklase serizitisiert) mehr oder weniger im Gestein zurück. Unter Berücksichtigung der korrigierten Analysenwerte liegt der Schwankungsbereich vom  $K_2O$  etwa zwischen 3,5 und 5 (bis 6) Gew. %, der vom  $Na_2O$  zwischen 3 und 4,5 Gew. % (die Proben mit über 4,5 %  $Na_2O$  gehören den intermediären Gesteinsvarietäten des Kreuznacher Massivs an).
  - b)  $K_2O$ -reiche Rhyolithe (und Ignimbrite): Ein grosser Teil von ihnen enthält schon im gegenwärtigen Erhaltungszustand 8 bis über 12 Gew. %  $K_2O$ . Die  $Na_2O$ -Gehalte liegen gewöhnlich unter 2 Gew. %. Sie sind bei extrem K-reichen Gesteinen bis auf ein gerade noch messbares Minimum vertreten. Da die Plagioklase gegenüber den Kalifeldspäten anteilig unterrepräsentiert sind, wurden dementsprechend geringe Natrium-Mengen hydrothermal abgeführt, wohingegen oft beträchtliche K-Verluste zu verzeichnen sind.
- Bei der Darstellung der Gesamtalkalien gegen Kalium in der Abb. 81 häufen sich die Projektionspunkte der unter a) angeführten Rhyolithe bei 7 bis 9 Gew. %  $Na_2O + K_2O$  an (die unter der 7 %-Grenze liegenden Punkte gehören zu den Proben mit hohen Na- (K)-Verlusten). Die korrigierten Analysenwerte (schwarze Projektionspunkte) präzisieren den Variationsbereich der Gesamtalkalien, die - wie auch die von den Originalanalysen - mit zunehmendem  $K_2O$  linear ansteigen.
- Der Wechsel im  $K_2O/Na_2O$ -Verhältnis ist unabhängig vom  $SiO_2$ -Gehalt der Gesteine.
- In diesem Zusammenhang ist schliesslich die sprunghafte Verschiebung im Verhältnis der Alkalien innerhalb mehrerer Vorkommen, manchmal auch im begrenzten Raum eines Aufschlusses,

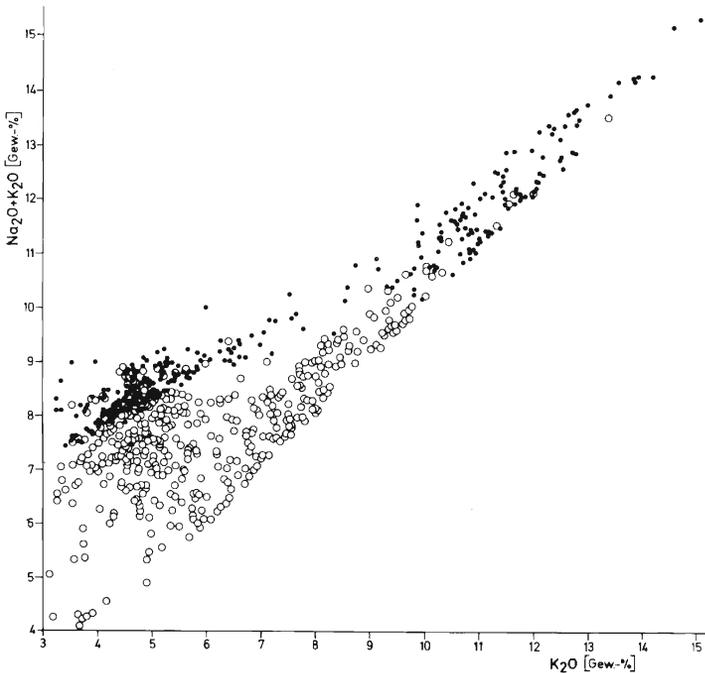


Abb. 81: Korrelation zwischen  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$   
o Original-, • korrigierte Analysenwerte.

hervorzuheben. Die Besonderheit besteht nämlich auch darin, dass alle anderen Haupt- und Spurenelemente, sogar die üblichen kaliumdiadochen Elemente Rb und Ba, dabei unverändert bleiben. Derartige Beispiele sind in allen Grossgebieten anzutreffen:

- Im SNP-Gebiet tritt innerhalb mehrerer Rhyolithmassive (Nohfelden, Bad Kreuznach, Donnersberg, Königsberg) stellenweise nur eine sprunghafte Erhöhung des  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisses auf.
- Im Odenwald befinden sich innerhalb der K-reichen Rhyolithe am Wachenberg und bei Gross-Umstadt hie und da Gesteine mit intermediären  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalten.

- Im Schwarzwald unterscheiden sich die Ignimbrite von den Rhyolithen bei Baden-Baden nur durch ein höheres  $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis, und im Steinbruch 1,5 km SE Ottenhöfen ist innerhalb des K-reichen Rhyoliths eine kleine Intrusion mit intermediären  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalten aufgeschlossen.
- In den Nordvogesen wurden in lang andauernden Förderungsprozessen der Ignimbrite im Gebiet zwischen Nideck, Wisches und Donon an einigen Stellen extrem K-reiche Teilschmelzen abgesetzt.

#### 6.5.2. CIPW-Norm und Klassifikation

Aus Abb. 82 ist die Stellung der untersuchten Gesteine in der Klassifikation von PECCERILLO & TAYLOR (1976) gemäss des  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ -Verhältnisses ersichtlich.

Die ins Rhyolith-Feld fallenden Proben sind im grossen und ganzen bei etwa 6 Gew. %  $\text{K}_2\text{O}$  in zwei Gruppen zu unterteilen:  
a) plagioklasreiche bzw.  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ -intermediäre (s. S.212) und  
b) K-reiche Rhyolithe.

Viele Proben fallen ins Dacit-Feld, die meisten von ihnen weisen sehr hohe  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte auf. Das kommt noch deutlicher zur Geltung - wie bei den unter b) erläuterten Rhyolithen - wenn die hydrothermalen Kaliumverluste berücksichtigt werden (Abb. 82a). Diese können zwar zum Teil etwas zu hoch berechnet sein (s. dazu S. 47), aber selbst im gegenwärtigen Erhaltungszustand fallen die  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte der Gesteine mit 6 bis 12 (in einem Fall über 13) Gew. % wohl aus dem Rahmen der für Kalkalkali-Gesteinsserien geltenden Klassifikation von PECCERILLO & TAYLOR. (Die Abgrenzung der einzelnen Vorkommen erfolgte in der Abb. 82b nur nach den Originalanalysewerten).

Die basischeren Glieder im Kreuznacher Massiv sind schliesslich als K-reiche Andesite anzusehen.

Eine zuverlässige, mikroskopische Bestimmung der Mineralanteile ist wegen der Feinkörnigkeit der Grundmasse unmöglich, zumal die meisten Gesteinsvorkommen einsprenglingsarm bis -frei sind. Für die Aufschlüsselung der untersuchten Gesteine gemäss der Klassifikation von STRECKEISEN (1967) wird daher





die CIPW-Norm herangezogen (Abb. 83).

Es empfiehlt sich gerade hier die korrigierte CIPW-Norm in Betracht zu ziehen (s. Kap. 1.4. und 2.1.4.5.), was selbstverständlich nicht bedeutet, dass dadurch die Mineral-Verhältnisse vor Eintritt der spät- und postmagmatischen Umwandlung der Gesteine exakt wiedergegeben sind. Nach wie vor können bei einer pauschalen Normmineralberechnung nicht alle spezifischen und von Gestein zu Gestein wechselnden Mineralbestände erfasst werden. Ein allgemeines Problem bedarf hier einer näheren Erläuterung:

Oft besteht nämlich eine Diskrepanz zwischen der in der CIPW-Norm erscheinenden Mafitenzahl und dem Modal-Anteil der ehemaligen Amphibole und Pyroxene. Da diese Minerale bereits im liquidmagmatischen Stadium resorbiert, von Quarz und Feldspat metasomatisch verdrängt und/oder hydrothermal zum Teil von Serizit ersetzt wurden, ergeben die im Gestein verbliebenen Mg- und Fe-Gehalte nur eine geringe Mafitenzahl bei der CIPW-Berechnung. Auch Gesteine mit augenscheinlich hoher Beteiligung ehemaliger Pyroxene und/oder Amphibole bis über 10 - 15 % (s. S.198), weisen in der CIPW-Norm nur 2 - 5 %  $en+he+mt+ilm+ru$  auf, wovon noch ein Teil dem primären Erz und Biotit zuzuschreiben ist.

Abgesehen von wenigen intermediären Gesteinsvarietäten des Kreuznacher Massivs bilden nur einige, relativ gut erhaltene Proben des Ignimbrits von Nideck und Wisches eine Ausnahme, indem der Anteil der ehemaligen Pyroxene (jetzt als gut geprägte, von Fe(III)-Oxiden umhüllte Chloritpseudomorphosen vorliegend) in der CIPW-Norm annähernd wiedergegeben ist:  $en+he$  bis 13,0 %.

Die normativen Minerale:  $qz + or + ab + an$  bilden also fast immer eine Summe um bzw. über 95 %, wobei durch die Zusammenstellung aller untersuchten Gesteine (Abb. 83) ein weites Variationsspektrum im Verhältnis  $or : pl (= ab + an)$  zum Ausdruck gebracht wird.

Die in Anlehnung an die Klassifikation von PECCERILLO & TAYLOR oben bezeichneten "Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-intermediären Rhyolithe" drücken in der CIPW-Norm hohe  $pl/or$ -Verhältnisse aus:  $pl_{50} or_{50}$  bis

pl<sub>70</sub> or<sub>30</sub>. Sie bilden somit in der Gesteinseinteilung von STRECKEISEN eine Anhäufung am Übergangsbereich vom Rhyodacit-zum Dacit-Feld.

Bei etwa gleichbleibendem bis schwach abnehmendem Quarz/Feldspat-Verhältnis zeigt sich die Zugehörigkeit einer Gesteinsreihe zum eigentlichen Rhyolith nur durch Anreicherung der or-Gehalte. Die meisten Vorkommen dieser Art häufen sich im Rhyolith/Alkalirhyolith-Bereich. Es sind die gleichen Gesteine, die oben nach dem K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub>-Verhältnis als "K-reiche Rhyolithe" bezeichnet wurden.

Insgesamt betrachtet sind die Felder des Dacits / Rhyodacits, Rhyoliths und Alkalirhyoliths von den untersuchten Gesteinen ausschliesslich in der unteren, feldspatbetonten Hälfte besetzt. Das Verhältnis Quarz:Feldspat ist generell unter 35:65 und sinkt bei stark ansteigenden or-Gehalten bis auf 5:95. Eine Reihe von relativ quarzarmen und kalifeldspatreichen Gesteinen, die in Anlehnung an die Klassifikation von PECCERILLO & TAYLOR als "extrem K-reiche Dacite" zu bezeichnen sind, lassen sich im STRECKEISEN-Dreieck dem Trachyt und Alkalitrachyit zuordnen.

Die "K-reichen Andesit"-Varietäten des Kreuznacher Massivs schliesslich fallen ins Latitandesit-Feld.

### 6.5.3. Spurenelemente

#### Phosphor, Titan und Zirkonium.

Die Gehalte an den Elementen Phosphor und Zirkonium sind ein Mass für die Relationen der Apatit- und Zirkon-Gehalte in den verschiedenen Vorkommen. Der grösste Teil des Titans ist in dem primären und sekundären Erz gebunden, insbesondere in den Rutilkörnern, die aus der Umwandlung ehemaliger mafischer Minerale hervorgegangen sind. Die wechselnden Biotitanteile haben scheinbar einen geringeren Einfluss auf die für jedes Vorkommen charakteristischen Ti-Gehalte.

Alle drei Elemente sind gegenüber hydrothermalen Gesteinsveränderungen resistent und eignen sich sehr gut - insbesondere Zr - zur Überprüfung der Homogenität oder zur Differenzierung von Gesteinskörpern oder -komplexen.

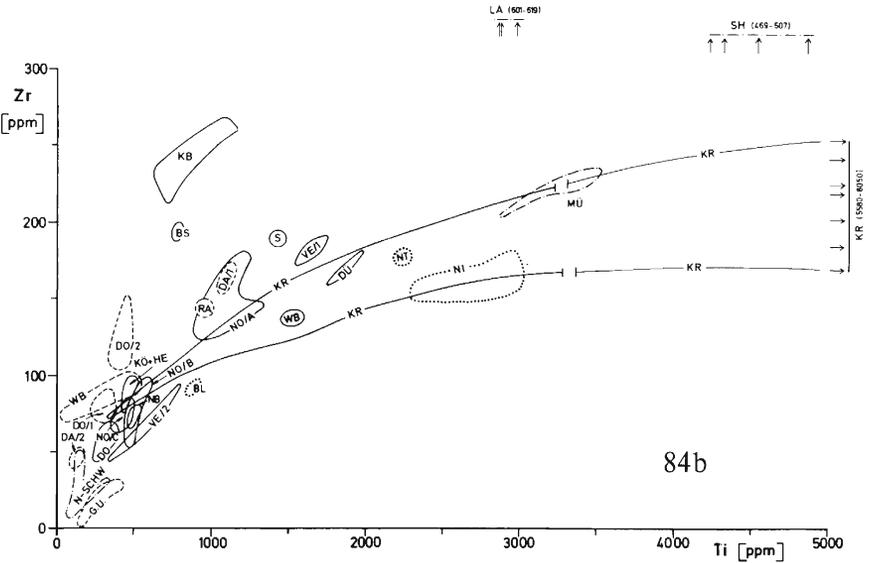
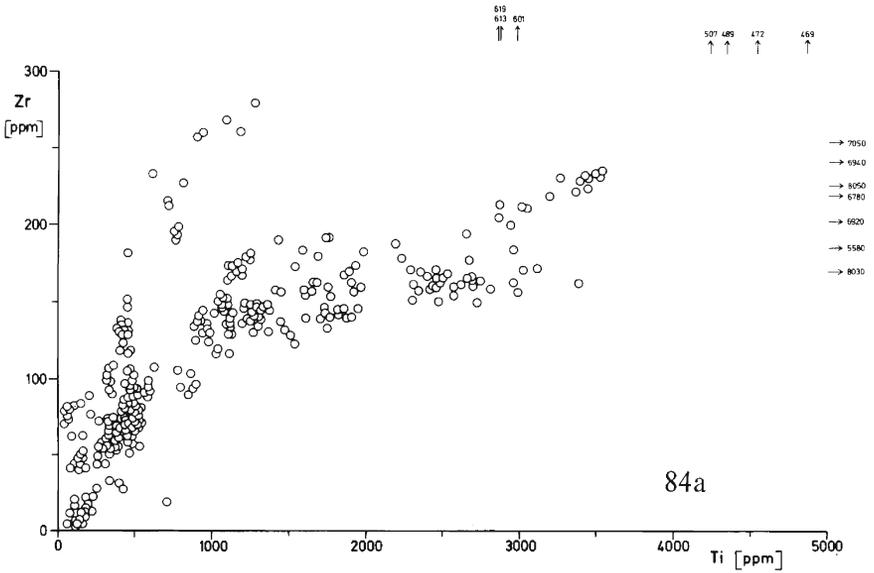


Abb. 84a: Korrelation zwischen Zr und Ti.

b: Variationsbereiche der einzelnen Gesteinsvorkommen.

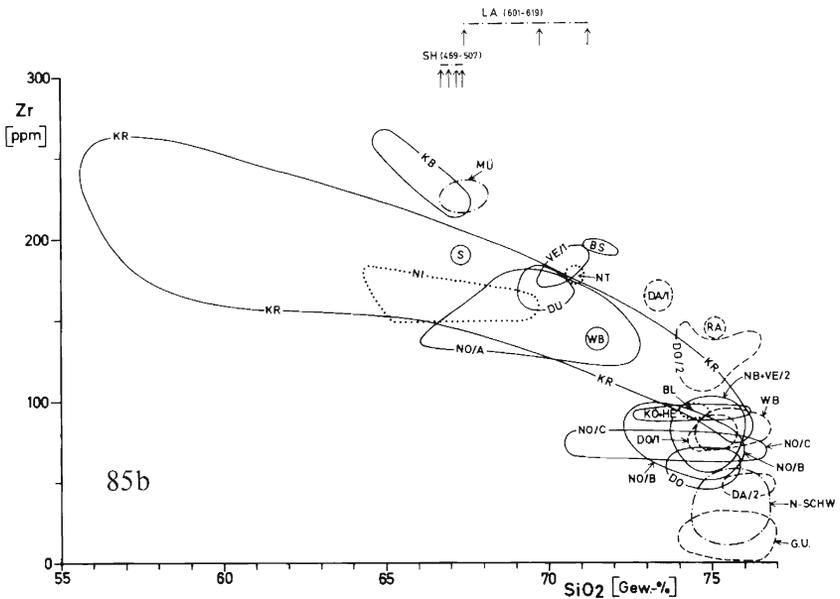
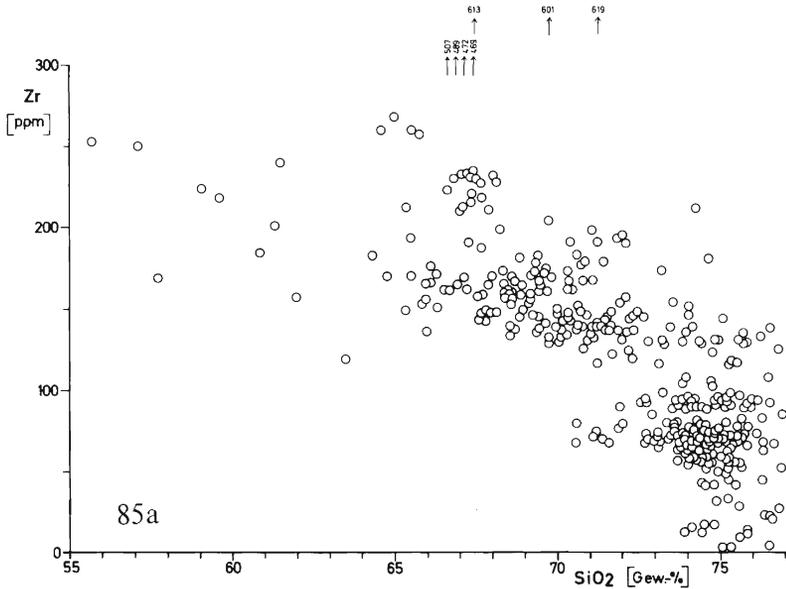


Abb. 85a: Zr/SiO<sub>2</sub>-Variationsdiagramm.

b: Variationsbereiche der einzelnen Gesteinsvorkommen.

Ti, Zr und P sind miteinander gekoppelt. Aus dem Variationsdiagramm der Abb. 84 sind die Zr-Ti-Konzentrationen zu entnehmen, die allesamt eine positive Korrelation aufweisen. (Ähnlich ist die Beziehung des Phosphors zu Titan und Zirkon).

Bei ansteigenden  $\text{SiO}_2$ -Gehalten nehmen die Zr-, P- und Ti-Gehalte ab. Im Zr/ $\text{SiO}_2$ -Verhältnis zeichnet sich insgesamt eine negative Korrelation ab (Abb. 85). Dennoch zeigen die Rhyolithe des Odenwaldes voneinander signifikante Unterschiede im Zr-Gehalt (Abb. 85b), obschon sie dem Hauptchemismus nach ( $\text{SiO}_2$ , Alkalien usw.) gleich sind. Markante Zr-Unterschiede liegen hier auch im engbegrenzten Raum bei getrennt geförderten, einsprenglingsarmen und -reichen Rhyolithen (bei Dossenheim, im Daunberg) vor. In diesem Zusammenhang sind schliesslich die Vorkommen von Schweighausen und Lahr im Südschwarzwald zu erwähnen, deren hohe Zr-Gehalte weit über den Durchschnitt hinausgehen.

#### Rubidium

Die Rb-Gehalte im SNP-Gebiet liegen in einem ziemlich engen Konzentrationsbereich zwischen etwa 150 und 250 ppm. Davon weichen mit 250 - 350 ppm nur die Intrusion des Donnersberges und ein geringer Teil der Gesteine aus dem Kreuznacher Massiv ab. In der gleichen Grössenordnung liegen auch die Rb-Werte der Ignimbrite der Nordvogesen und der Vorkommen des Südschwarzwalde: Münstertal, Schweighausen, Lahr (Abb.86).

Demgegenüber sind die Rhyolithe des nördlichen Schwarzwalde Rb-reich (450 bis über 1000 ppm). In den Teilgebieten des Odenwaldes sind ebenso hohe aber unterschiedliche Rb-Konzentrationen zu verzeichnen: Im Süden bei Dossenheim 300 bis 600 ppm und im Norden bei Gross-Umstadt 900 bis über 1600 ppm. Die Vorkommen von Weinheim liegen dazwischen.

Die Rb-Gehalte stehen also im Zusammenhang mit regionalen und lokalen magmabildenden Prozessen und nicht mit geochemischen Diadochie-Gesetzen. Sie korrespondieren auch nicht mit den stark wechselnden Kalium-Gehalten. Zwar lässt sich bei den SNP-Rhyolithen eine positive Korrelation im niedrigen  $\text{K}_2\text{O}$ -Konzentrationsbereich gerade noch wahrnehmen; insgesamt herrscht aber eine Stagnation z.T. sogar eine leichte Abnahme



des Rb, bei einem  $K_2O$ -Anstieg von 4 bis zu 12 Gew. % (Abb. 86a, b). Abnehmende Tendenzen des Rb bei ansteigendem  $K_2O$  lassen sich auch unter den weit gestreuten Projektionspunkten der Rhyolithe des Nordschwarzwaldes und des Odenwaldes erkennen.

Die "Ungültigkeit" der üblichen Diadochie-Beziehung zwischen Kalium und Rubidium ist also ein gemeinsames Charakteristikum des permischen Rhyolithvulkanismus sowohl im SNP-Gebiet als auch im Odenwald, Schwarzwald und in den Vogesen. Diese Erscheinung ist besonders ausdrucksvoll, wenn starke K-Veränderungen auf begrenztem Raum vorliegen und dabei das Rb absolut indifferent bleibt. Derartige Beispiele kommen in allen oben genannten Gebieten vor (s. dazu S.212 - 214).

Ein gleiches Verhalten von K und Rb ist nur dann zu beobachten, wenn - in wenigen Fällen - durch sehr starke hydrothermale Umwandlung (Verkieselung, Kaolinitisierung) beide Elemente, dazu auch Ba, abgeführt werden (z.B. bei einzelnen Proben des Königsberges und des Herrmannsberges, s. dazu Abb. 43).

### Barium

Betrachtet man alle Rhyolithe zusammen, so ergibt sich ein Ba-Variationsspektrum von unter 100 bis über 1300 ppm. Die Proben innerhalb einzelner Vorkommen weisen zwar einen ziemlich breiten Variationsbereich auf, dieser ist aber oft auf etwa 200 bis 300 ppm einzugrenzen. Die Stellung der untersuchten Gesteine bei einer Aufgliederung der Ba-Konzentrationen auf 200 ppm ist grobschematisch in der Abb. 87 skizziert.

In den Konzentrationsbereich unter 300 ppm gehören ausschliesslich  $SiO_2$ -reiche Vorkommen, es folgen die basischen Rhyolithe mit über 400 ppm. Hohe Ba-Gehalte enthalten aber auch mehrere  $SiO_2$ -reiche Rhyolithe: Königsberg, Herrmannsberg, Nohfelden u.a. Im Kreuznacher Massiv kommt es zu einer wirren Überschneidung der Ba-Gehalte in den vom Andesit bis zum  $SiO_2$ -reichen Rhyolith variierten Gesteinen.

Folgende allgemeingültige Beobachtungen sind zusammenzufassen:

- Der unregelmässige Wechsel der Ba-Gehalte zeigt keinen signifikanten Zusammenhang mit anderen chemischen Merkmalen.

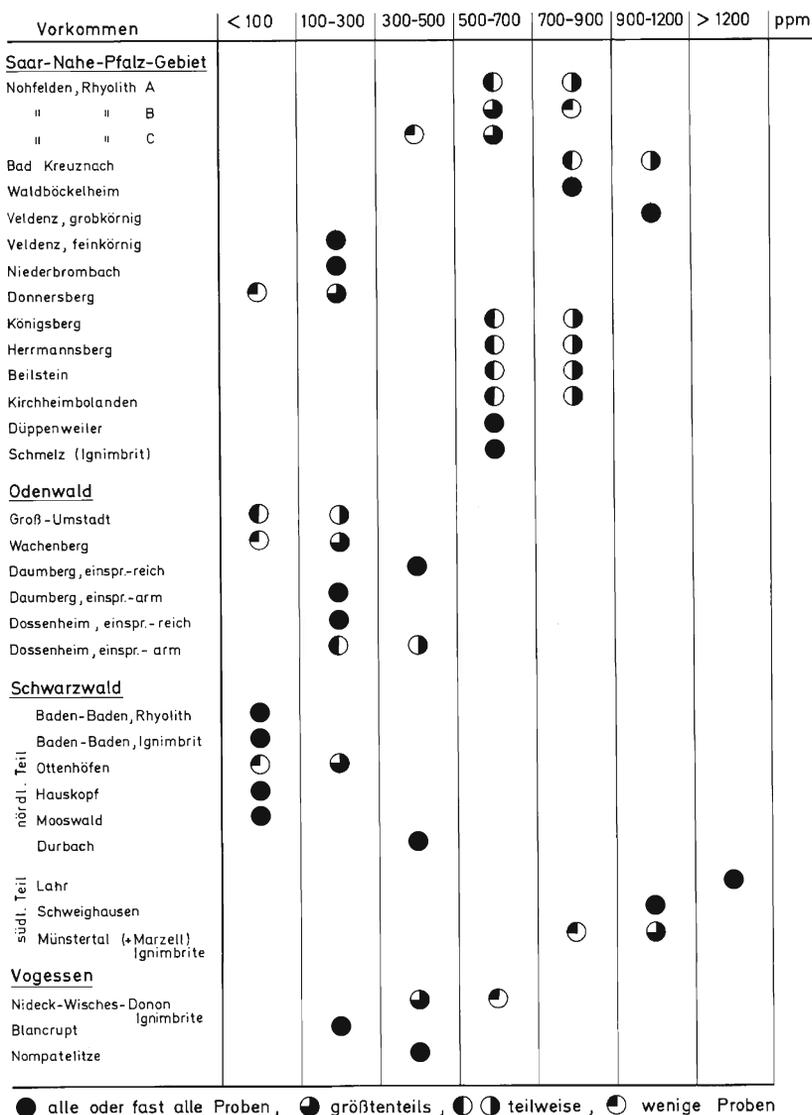


Abb. 87: Grobschematische Darstellung der Ba-Konzentrationen in den einzelnen Rhyolithvorkommen.

- Die Ba-Konzentrationen haben oft nur lokale und regionale Bedeutung.
- Sie zeigen im Gegensatz zu den üblichen Erwartungen keinerlei diadoche Beziehung mit dem Kalium.

In diesen drei Punkten ist also ein analoges Verhalten mit dem Rubidium festzustellen. Zwischen beiden Elementen besteht sogar in einigen Fällen eine - wohl untypische - Beziehung, indem ansteigende Rb-Konzentrationen mit abnehmenden Ba-Gehalten verknüpft sind. Dies ist insbesondere in der Intrusion des Donnersberges (s. dazu Abb. 36) und unter den Rhyolithen des Schwarzwaldes und Odenwaldes (s. dazu Abb. 66) erkennbar.

#### Strontium

Das Sr ist fast in allen untersuchten Gesteinsvorkommen - oft sogar innerhalb einer Fundstelle stark variabel und für geochemische Vergleiche meistens ungeeignet.

Die niedrigsten Sr-Gehalte mit 0 - 30 ppm wurden in den Rhyolithen des Nordschwarzwaldes und des Odenwaldes gemessen. Die höchsten Werte gehen bis 250 ppm, selten bis über 300 ppm.

Die Zusammenhänge des Sr mit anderen chemischen Eigenschaften sind - noch mehr als bei Ba - undeutlich. Auch die übliche Diadochie mit Calcium ist so gut wie nicht vorhanden. Manchmal ist eine gewisse Beziehung zum Barium festzustellen (Erhöhung des Sr bei ansteigendem Ba).

#### Lanthan, Cerium und Neodym.

Die seltenen Erden La, Ce und Nd sind zwar ziemlich variabel, ihren Konzentrationen sind in den einzelnen Vorkommen trotzdem Grenzen gesetzt, so dass sie für den Vergleich der Gesteine herangezogen werden können.

Aus der schematischen Graphik der Abb. 88 gehen trotz Schwankungen folgende Beobachtungen hervor:

- Das Verhalten von La, Ce und Nd ist ähnlich; der Wechsel ihrer Konzentrationen von Vorkommen zu Vorkommen ist gleichgerichtet.
- Bei der Zusammenstellung aller Gesteine deutet sich eine Abreicherung (insbesondere von Ce und Nd) mit ansteigenden  $\text{SiO}_2$ -Gehalten an (vgl. dazu Abb. 95-97).

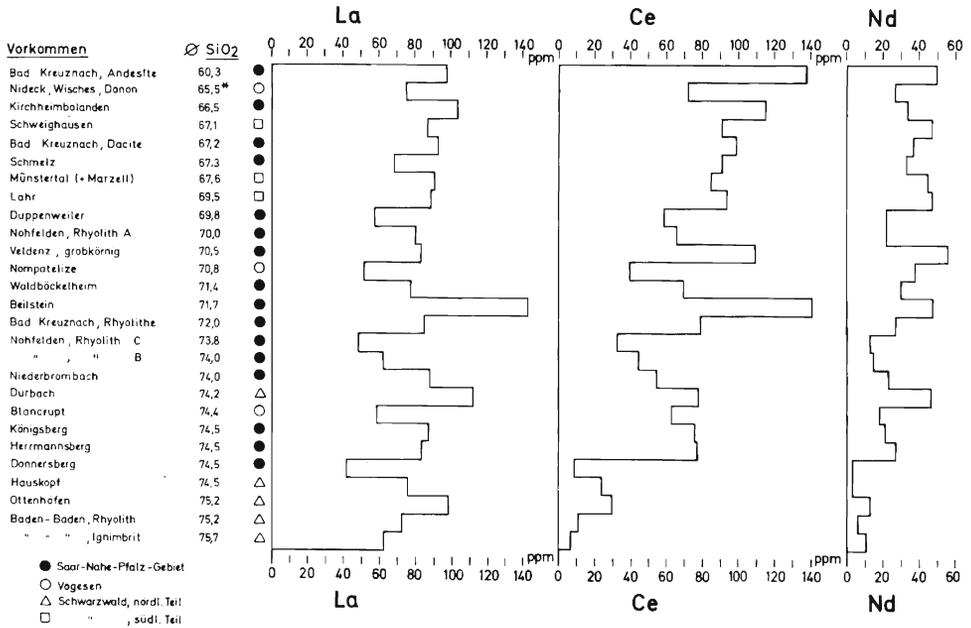


Abb. 88: Die La-Ce-Nd-Konzentrationen (Durchschnittswerte) in den einzelnen Gesteinsvorkommen, die von oben nach unten mit ansteigenden SiO<sub>2</sub>-Gehalten (Durchschnittswerte) angeordnet sind.  
 \*) Von den Ignimbriten von Nideck/Wisches/Donon wurden die Proben mit der geringsten sekundären Verkieselung berücksichtigt (6 Proben).

### Chrom, Nickel und Vanadium

Die weitaus meisten Rhyolithe enthalten 5 - 25 ppm Cr, 0 - 10 ppm Ni und 0 - 25 ppm V. Davon weichen mit höheren Konzentrationen nur einige basische Rhyolithe/Ignimbrite und die intermediären Varietäten des Kreuznacher Massivs ab:

- Ignimbrite der Nordvogesen: Cr 25-40, Ni 10-20, V 40-80 ppm,
- Ignimbrite vom Münstertal: Cr 40-60, Ni um 20, V 40-60 ppm,
- Rhyolith von Schweighausen: V 40 - 70 ppm,
- Intermediäre Gesteine des Kreuznacher Massivs: Cr bis 30,  
Ni bis 30 und V bis 180 ppm.

## 7. PETROGENESE

Bei der Beschreibung der einzelnen Rhyolithvorkommen wurden jeweils bereits petrogenetische Hinweise gegeben, die unmittelbar aus der mineralogisch-petrographischen und chemischen Untersuchung des jeweiligen Gesteins hervorgegangen waren. Zum Abschluss der vorliegenden Arbeit werden die allgemeinen petrologischen und genetischen Zusammenhänge erörtert, wobei auch die basischen und intermediären Magmatite des Perms in die Diskussion mit einbezogen werden.

### 7.1. Geochemische Vergleiche mit den basischen und intermediären Magmatiten des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes.

Die geochemischen Vergleiche mit den basischen und intermediären Magmatiten des SNP-Gebietes geben Aufschluss über die petrologische und genetische Stellung der Rhyolithe im permischen Vulkanismus. (Im Schwarzwald und in den Vogesen sind basische und intermediäre Magmatite des Perms so gut wie nicht vertreten. Von den sog. "Melaphyren" des Nordodенwaldes fehlen geochemische Daten).

Die basischen und intermediären Vulkanite im SNP-Gebiet lassen sich anhand der bisher vorliegenden Arbeiten (Literaturangaben s. Kapitel 1.1. "Stand der Forschung") sehr knapp wie folgt skizzieren:

Sie erfassen ein basaltisches ( $\text{SiO}_2$ : ab 47 Gew. %) bis dacitisches Spektrum. Die Mineralparagenese wird in den basischen Gesteinen vorherrschend von Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen (oft Pigeonit), Magnetit und Plagioklas geprägt. Im intermediären Bereich beteiligen sich in der Mesostasis bzw. Grundmasse zunehmend Kalifeldspat und Quarz. Die Grundmasse von porphyrischen Gesteinen ist manchmal glasführend. Bemerkenswert ist das Zusammentreten von Amphibol ( $\pm$  Biotit), Klinopyroxen, Orthopyroxen und Olivin (!) in Daciten der Umgebung von Sobernheim (die mineralogischen Besonderheiten dieser Gesteine werden im nächsten Kapitel näher beschrieben).

Die basischen und intermediären Magmatite des SNP-Gebietes sind immer sekundär mehr oder weniger umgewandelt. Die Olivine

und Orthopyroxene, häufig auch die Augite, sind zu hydrothermalen, olivgrünen bis braunen "Viriditen" umgewandelt (s. Fußnote, S. 107), die gewöhnlich den Mg-Fe-Montmorilloniten entsprechen (ARIKAS, 1973, 1977, in Vorbereitung).

Einer tiefgreifenden hochthermalen Hydrometamorphose sind andesitische Gesteinsserien, die sog. "Kuselite" unterworfen (KOCH, 1937; VETTER & JUNG, 1971; O.-K. LORENZ, 1983). Diese Gesteine bestehen aus einer fest konsolidierten sekundären Mineralparagenese, in der Quarz, Albit, Chlorit und Karbonat dominieren. Durch eine Albitisierung der Plagioklase sind auch die obengenannten Dacite bei Sobernheim gekennzeichnet (O.-K. LORENZ, 1983).

Die Petrogenese der basischen bis intermediären Vulkanite ist problematisch, weil komplexe und regional wechselnde magmatische Prozesse mitgewirkt haben. Hier sollen die wichtigsten, aussagekräftigsten Ergebnisse von aktuellen petrographisch-geochemischen Forschungsarbeiten stark zusammengefasst werden.

- Allgemeine Übereinstimmung herrscht darüber, dass die basischen bis intermediären Magmatite im SNP-Gebiet eine kalkalkalische Differentiationsreihe bilden.
- Was die Entwicklung mehrerer "Palatinit"-Vorkommen betrifft, "begann die Differentiation wohl schon vor der Intrusion in tieferen Teilen der Erdkruste, da, wo die gabbrodioritischen Magmen bereitgestellt wurden" (JUNG, 1967, S. 109). Auf Grund von mineral- und gesteinschemischen Untersuchungen zusätzlicher Vorkommen durch WOLFF (1973) "müssen die Magmen aus grösseren Tiefen aufgedrungen sein" (S. 110) und die Ähnlichkeit der primitivsten Gesteine mit tholeiitischen Olivinbasalten "lässt auf ein primäres, aus dem oberen Mantel stammendes Muttermagma schliessen" (S. 111). Auf eine subkrustale Herkunft der basaltischen und der daraus differenzierten andesitischen Magmen führen auch ABO-DALO (1978), CAMPE (1981) und O.-K. LORENZ (1983) die Gesteine des Naheberglandes, der Prims-Mulde und der Umgebung von Sobernheim zurück.

- Diese weitgehend übereinstimmenden Aussagen gehen konform mit folgenden Ergebnissen: NICHOLLS & V. LORENZ (1973) vermuten, nach der experimentellen Reproduzierung der mafischen Minerale zweier Basalte aus dem SNP-Gebiet eine Tiefe der Magmagenese bei ca. 32 km. MURAWSKI (1975) und AHORNER & MURAWSKI (1975) ermittelten geophysikalisch die Mächtigkeit der heutigen Kruste im Nahe-Gebiet mit etwa 30 km. Schliesslich vertritt ECKHARDT (1972) die Auffassung - nach einer geochemischen Untersuchung an mitteleuropäischen Perm-Magmatiten - dass die entsprechenden "Schmelzen aus dem Bereich untere Kruste/oberer Mantel abzuleiten sind" (S. 270).
  
- Vom geochemischen Standpunkt her gesehen dominieren die bei der fraktionierten Differentiation kalkalkalischer Magmatite charakteristischen Trends: Mit ansteigendem  $\text{SiO}_2$  werden die Alkalien und die inkompatiblen Elemente: Rb, Zr, La, Ce, Nd, Nb, Pb und Th angereichert. Dagegen nehmen Mg, Fe, Ca, Cr, Ni, V und Sc ab. Ferner sind die üblichen Diadochie-Beziehungen zwischen Kalium und Rubidium bzw. Barium sowie zwischen Calcium und Strontium erfüllt. (Die wichtigsten geochemischen Korrelationen sind in den Abbildungen 89 bis 97 ersichtlich. Für Detailinformationen ist auf die im Folgenden zitierten Arbeiten zu verweisen).
  
- Bei der Entwicklung basischer Magmen zu intermediären Derivaten im SNP-Gebiet hat auch eine konvergente "Assimilation von  $\text{SiO}_2$ - und wahrscheinlich auch  $\text{H}_2\text{O}$ -reichem Nebengestein" (WOLF, 1973, S. 111) mitgewirkt (VINX, 1974; ABO-DALO, 1978; O.-K. LORENZ, 1983). Bei der Konsolidierung mitteleuropäischer Perm-Magmatite misst ebenso ECKHARDT (1972) "der Veränderung des Chemismus der Schmelzen durch Assimilation" (S. 270) eine besondere Bedeutung bei.

Der allgemeine Begriff "Assimilation" ist aber ungenügend differenziert. Die Erklärung, welche magmatischen Prozesse im einzelnen darin einbegriffen sind und welche Stoffverlagerungen sie ausgelöst haben, bedarf weiterer gezielter Untersuchungen (s. auch S.258f.).

Für den geochemischen Vergleich wurden die Analysendaten der basischen und intermediären Magmatite aus der Literatur übernommen. Dabei wurden die Arbeiten berücksichtigt, deren Ergebnisse mit einer grossen Zahl von vollständigen Gesteinsanalysen - nämlich Haupt- und Spurenelemente - belegt sind. Sie werden unten knapp erläutert (Bearbeiter, untersuchte Gesteine, Zahl der Analysen):

JUNG (1958): Tholeyit des Schaumberges bei Tholey. 8 veröffentlichte Hauptelement-Analysen. Die Spurenelemente von 5 Proben davon wurden nachgemessen\*.

JUNG (1967): "Palatinite": mehrere Gesteinsvorkommen der Pfalz mit gabbrodioritischer und dioritischer Zusammensetzung. 22 neu veröffentlichte Hauptelement-Analysen. Die Spurenelemente der gleichen Proben (ausgenommen 5 Proben) wurden nachgemessen\*.

VINX (1974, Dissertation): Intrusion des Lembergs: Andesite bis Rhyodacite (bis Rhyolithe) und Einschlüsse basischer Magmatite. 19 Analysen. Als Spurenelemente liegen vor: Sr, Rb und Zr (bei einigen Proben auch Cr, Ni und Cu).

ABO-DALO (1978, Dissertation): Intrusionen bei Kirn und umgebende effusive Gesteine der "Grenzlagergruppe": basaltische Andesite - Andesite. 57 Hauptanalysen, ergänzt durch Ba, Sr, Rb und Zr. Die restlichen Spurenelemente der gleichen Proben wurden nachgemessen\*.

CAMPE (1981, Diplomarbeit): Vulkanite der Prims-Mulde: Basalte bis Andesite. 21 vollständige Analysen (Haupt- und Spurenelemente).

LORENZ (1983, Diplomarbeit): Vulkanite der Umgebung von Söbbernhaim: Basalte, Andesite, Dacite und "Kuselite". 44 vollständige Analysen (Haupt- und Spurenelemente).

---

\* Herrn Prof. D. Jung danke ich für die Überlassung der Daten von den in letzter Zeit nachgemessenen (noch nicht veröffentlichten) Spurenelementen.

In einer Reihe von graphischen Darstellungen (Abb. 89 bis 97) werden die für die untersuchten Rhyolithe wichtigsten chemischen Komponenten herangezogen. Die Literaturdaten der basisch-intermediären Gesteine des SNP-Gebietes werden einheitlich mit gefüllten Kreisen gekennzeichnet. Für einen differenzierten Vergleich werden die Rhyolithe des SNP-Gebietes mit leeren Kreisen und die der übrigen Gebiete: Odenwald, Schwarzwald und Vogesen mit leeren Dreiecken dargestellt.

Zu den Erläuterungen der Variationsdiagramme ist zunächst folgende Bemerkung voranzuschicken: In der "Gruppe der Rhyolithe" gehören die Projektionspunkte mit  $\text{SiO}_2$  unter 63 Gew.% zu den andesitischen Gesteinsrelikten des Kreuznacher Rhyolithmassivs. Diese liegen daher im Variationsbereich analoger Gesteine aus der "Gruppe der basisch-intermediären Magmatite".

Abb. 89: Im  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ -Diagramm bilden die basisch-intermediären Magmatite eine deutlich positive Korrelation, die bei den weitgestreuten Projektionspunkten der untersuchten Rhyolithe nicht mehr erkennbar ist. Im Gegenteil, sie zeigen eher eine abnehmende  $\text{K}_2\text{O}$ -Tendenz mit steigendem  $\text{SiO}_2$ . Ausserdem fallen die  $\text{K}_2\text{O}$ -reichen Gesteine aus dem Rahmen. Dieses käme deutlicher zum Ausdruck, wenn die hydrothermalen K-Verluste hinzugezählt würden (s. S. 214 und Abb. 82a).

Abb. 90: Ein ähnliches Bild ergibt sich zwischen Gesamtalkalien und  $\text{SiO}_2$ . Auffällig ist dabei, dass die K-reichen Rhyolithe von den Kalkalkali-Gesteinen erheblich abweichen und einen Alkali-Charakter annehmen. (Hier Einteilung nach RITTMANN 1960. Die Grenze zwischen Kalkalkali- und Alkali-Gesteinen ist nach IRVINE & BARAGAR, 1971 ähnlich; sie fällt mit dem RITTMANN'schen "Sigma 4" zusammen.

Bei dieser graphischen Darstellung wurden die korrigierten  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Werte herangezogen, weil zusätzlich der hydrothermalen Na-Verluste die Summen der Alkalien in den Original-Analysen zu stark herabgesetzt und für derartige Vergleichszwecke nicht mehr akzeptabel sind.

- Abb. 91: Die Diadochie-Beziehung zwischen  $K_2O$  und Rb ist bei den basisch-intermediären Magmatiten durch eine lineare positive Korrelation sehr gut erfüllt. Diese kommt bei den Rhyolithen so gut wie nicht zur Geltung. Die Rb-Gehalte der Rhyolithe weichen vom Trend der basisch-intermediären Magmatite erheblich ab, indem sie einerseits im SNP-Gebiet, im Südschwarzwald und in den Vogesen trotz des  $K_2O$ -Anstiegs von 4 bis 12 (13) Gew. % in einem ziemlich engen Konzentrationsbereich stagnieren, und andererseits im Odenwald und im Nordschwarzwald - unabhängig vom Kalium - hohe bzw. extrem hohe Konzentrationen aufweisen.
- Abb. 92: Die Diskrepanz zwischen den basisch-intermediären Magmatiten und den Rhyolithen kommt bei der Gegenüberstellung des Ba zum  $K_2O$  deutlicher zum Ausdruck. Der Trend bei ersteren (deutliche positive Korrelation) verläuft neben dem durch wirr gestreute Projektionspunkte abgebildeten Variationsfeld der Rhyolithe.
- Abb. 93: Diese Diskrepanz wird noch einmal durch das Rb/Ba-Verhältnis deutlich. Der Trend der basisch-intermediären Vulkanite (wie erwartet, positive Korrelation) nähert sich dem Variationsspektrum der Rhyolithe (deutet sogar eine negative Korrelation an) nur im hohen Ba-Konzentrationsbereich.
- Abb. 94: Im Zr/ $SiO_2$ -Diagramm sind die Trends gegensätzlich. Dem Anstieg des Zr mit steigendem  $SiO_2$  bei den basisch-intermediären Gesteinen steht eine negative Korrelation der Rhyolith-Serie gegenüber.
- Abb. 95: Das Verhalten der Seltenen Erden: La, Ce und Nd zum  
Abb. 96:  $SiO_2$  ist ähnlich. Trotz Schwankungen ihrer Konzentrationen zeigen sie - ähnlich wie Zr - in der Differenzierungsreihe der basisch intermediären Vulkanite einen ansteigenden Trend, der bei der Rhyolithserie steil in die entgegengesetzte Richtung umschlägt.  
Abb. 97:

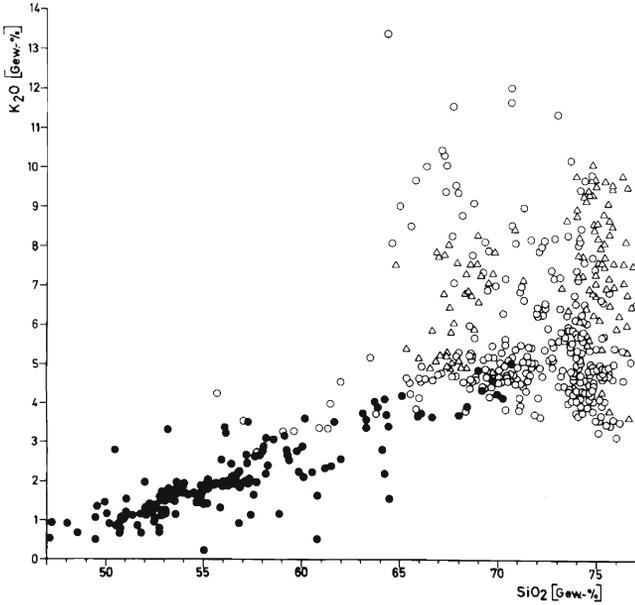


Abb. 89:  
 $K_2O/SiO_2$ -  
Diagramm

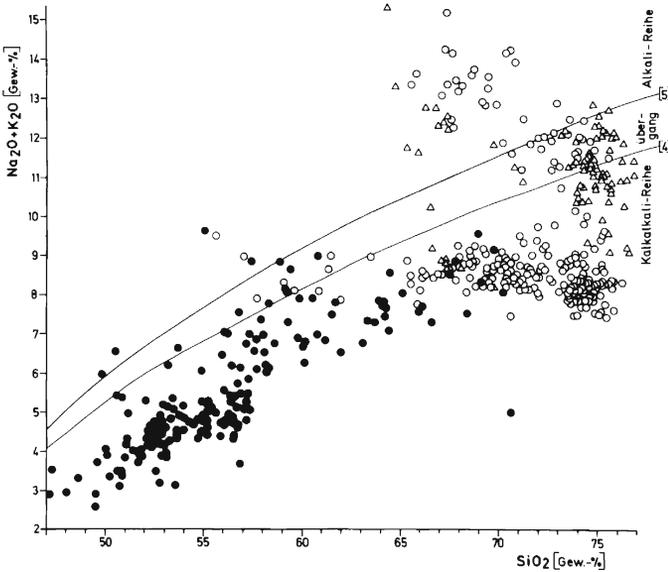


Abb. 90:  
 $Na_2O+K_2O/SiO_2$ -  
Diagramm

Erläuterung der Signaturen zu den Abb.  
89 bis 97 s. S. 231/232



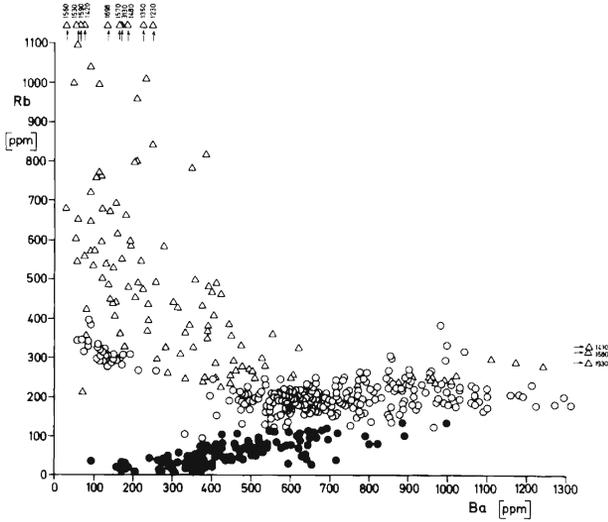


Abb. 93:  
Rb/Ba-  
Diagramm

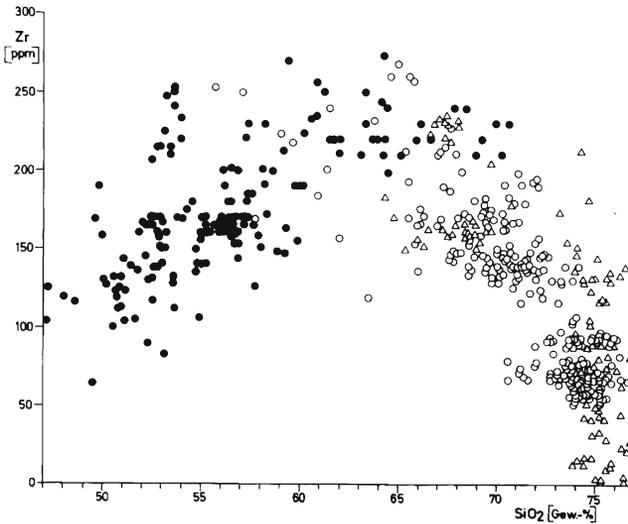


Abb. 94:  
Zr/SiO<sub>2</sub>-  
Diagramm

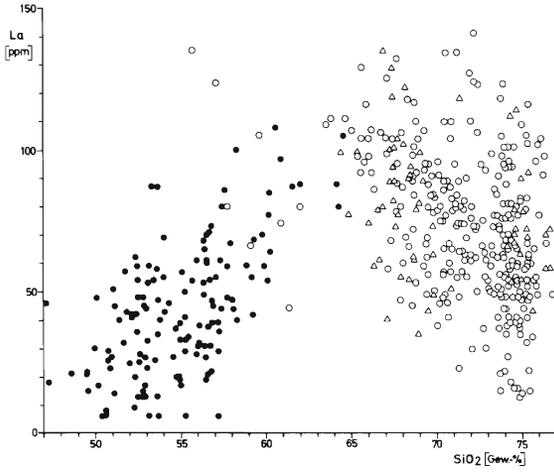


Abb. 95:  
La/SiO<sub>2</sub>-  
Diagramm

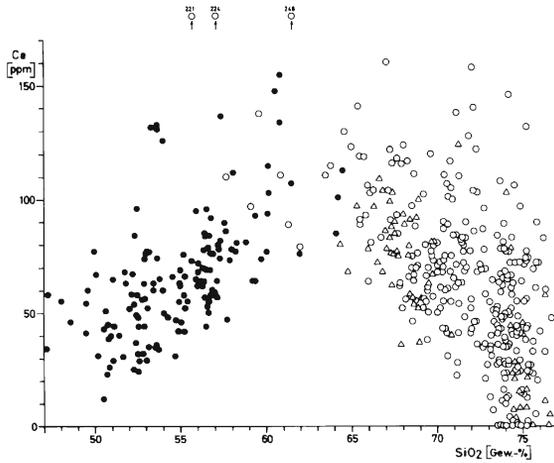


Abb. 96:  
Ce/SiO<sub>2</sub>-  
Diagramm

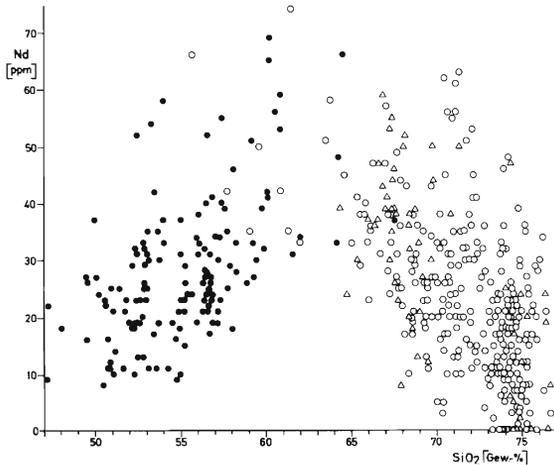


Abb. 97:  
Nd/SiO<sub>2</sub>-  
Diagramm

Aus den obigen Ausführungen lassen sich zusammenfassend folgende Schlussfolgerungen ziehen:

- Im permischen Vulkanismus Südwestdeutschlands und der Vogesen sind die Rhyolithe, vom geochemischen Standpunkt her gesehen, nicht unmittelbar verbunden mit der Differentiationsreihe der basisch-intermediären Magmatite.
- Zwischen den zwei "magmatischen Komplexen" sind aber auch "geochemische Berührungspunkte" festzustellen. Die Übergangsgesteine, deren Projektionspunkte in den obigen Diagrammen zusammenfallen, gehören einerseits den Andesit/Dacit-Gesteinen der basisch-intermediären Serie, andererseits den basischen Gliedern des Rhyolithvulkanismus an. Im folgenden Kapitel wird ein Vertreter aus den erst genannten Gesteinen beschrieben.

## 7.2. Mineralparagenetische Vergleiche mit andesitisch-dacitischen Gesteinen der Umgebung von Sobernheim.

Durch die Beschreibung einer Gesteinsgruppe aus dem sauersten Bereich der basisch-intermediären Differentiationsreihe werden mineralogisch-petrographische Übergänge zu den basischen Gliedern des Rhyolithvulkanismus aufgezeigt. Hierfür werden Vulkanite des Sobernheimer Stadtwaldes (südlich Sobernheim, etwa 15 km SW-Bad Kreuznach) herangezogen, die kürzlich im Rahmen einer Diplomarbeit von O.-K. LORENZ (1983) untersucht worden sind.

Sie haben eine dacitisch-andesitische Zusammensetzung. Die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte der 8 von 10 chemisch analysierten Proben betragen 60,5 bis 64,5 Gew. %. Nach der Normierung der Analysen auf  $\text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{CO}_2$ -freie Substanz fallen sie ins Dacit-Feld der Klassifikation von PECCERILLO & TAYLOR (1976). Unter Berücksichtigung der CIPW-Mineralnorm liegen sie im Übergangsbereich Dacit/Latitandesit der STRECKEISEN-Klassifikation. Diese Vulkanite werden hier zur Vereinfachung als Dacite bezeichnet.

Bezüglich ihrer Zusammensetzung folgen Ausschnitte aus der Arbeit von O.-K. LORENZ (1983, S. 63-70).

- Die Dacite zeigen im Handstück überwiegend rötliche Färbungen. Die Eisenmobilisation führte zu einer Bleichung der Gesteine.
- Die Förderprodukte dieser Gesteine sind nicht homogen. Sie zeigen sich im Mineralbestand variabel.
- Alle diese Vulkanite sind holokristallin. Die Grundmasse zeigt deutliches Fluidalgefüge, was in der Einregelung der im wesentlichen am Aufbau der Matrix beteiligten Feldspatmikrolithe zum Ausdruck kommt. Die Feldspatmikrolithe, Quarz und feinverteilter Erzstaub sind dicht verfilzt. Die Durchstäubung mit Erz ist in manchen Proben ungleichmässig und zeigt knotenartige Verdichtungen, die der Grundmasse ein fleckiges Aussehen verleihen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um Ausscheidungsreste bereits aufgearbeiteter Mafitminerale.
- Als Einsprenglingsminerale treten neben umgewandelten Mafiten hauptsächlich saure Plagioklase auf. Die durch die Mikrosonde analysierten Kristalle sind alle reine Albite. Die Albitisierung erfolgte wahrscheinlich bereits in der Schmelze, obwohl auch eine postmagmatische Albitisierung ehemals basischer Plagioklase denkbar ist.
- Zu den Einsprenglingen zählen Pseudomorphosen ehemaliger Amphibole und Pyroxene. Anhand der Mafit-Pseudomorphosen (z.B. wechselnden Mengenproportionen) kommt die Heterogenität der dacitischen Vulkanite zum Ausdruck. Die Identifizierung und Unterscheidung der Pseudomorphosen ist in den stärker umgewandelten Gesteinen nicht immer sicher möglich. Sie zeigen durch die magmatische Korrosion und durch ihren frühen Zerfall deformierte Umriss, die nicht mehr auf das Primärmineral schliessen lassen. Im allgemeinen besitzen die Amphibol-Pseudomorphosen breitere Opazitsäume. Seltener werden die zerfallenen Pyroxene von Erzausscheidungen umsäumt. Sie bilden oft grössere Körnerhaufen und bestehen überwiegend aus Kalzit und Chlorit.
- In mafitreichen Dacitproben erinnern die Umriss einiger Pseudomorphosen an den prismatischen Habitus der Olivine.
- Biotite treten stets im Zusammenhang mit umgewandelten Amphibolen auf und sind auch Produkte ihrer Pseudomorphosen.

Die Biotitbildung zeugt von einem ausreichenden Kaliumangebot aus der Schmelze bei der Umwandlung der Amphibole.

- Die Apatite erreichen manchmal mit bis 0,8 mm langen Kristallen Einsprenglingsgrösse, wobei neben kantengerundeten Exemplaren auch stärker korrodierte Körner auftreten. Sie treten in zwei Modifikationen hervor. Neben farblosen fallen häufig bräunlich pigmentierte Apatite auf. Letztere weisen einen farblosen Saum auf.

Viele der oben zitierten Eigenschaften sind mit denen einiger basischer Varietäten des Rhyolith-Gesteinsverbandes (z.B. Nohfeldener Rhyolith A, Dacit-Varietäten im Kreuznacher Rhyolithmassiv) ähnlich oder gleich. Eine Durchsicht der Dünnschliffe der LORENZschen Arbeit ergab Folgendes:

- Die Pseudomorphosen der ehemaligen Amphibole sind der Morphologie und den Umwandlungserscheinungen (Opazitisierung, Serizitisierung, Biotitbildung) nach verblüffend ähnlich denen der Rhyolithe.
- Die Pyroxene dieser Dacite lassen sich durch sorgfältigen Vergleich der Ausbildungsformen und ihrer Umwandlungsminerale näher definieren: Es kommen nebeneinander Klino- und Orthopyroxene vor. Die Orthopyroxene sind immer zum olivgrünen "Viridit" (manchmal zu einem farblosen, offensichtlich Mg-reichen Chlorit) umgewandelt. Im Fall einer Pseudomorphosierung der Klinopyroxene entstehen häufig grünliche Seladonite.
- Die Vermutung von O.-K. LORENZ, dass einige Pseudomorphosen ehemaligen Olivinen entsprechen, konnte eindeutig bestätigt werden. Durch die Morphologie und den sekundären Mineralbestand lassen sich ihre Pseudomorphosen von denen der Amphibole und der Pyroxene in günstigen Fällen gut unterscheiden (Abb. 98 und 99). Dabei sind Resorptionserscheinungen von ehemaligen Olivin-Megakristallen beobachtet worden (Abb. 99).
- Die mit der Umwandlung der Amphibole zusammenhängenden Biotite sind morphologisch und optisch mit "spätmagmatischen Biotiten" einiger Rhyolithe ähnlich. Die von LORENZ chemisch analysierten Kristalle (auf S. 68 drei Mikrosondenanalysen)

zeigen nahezu identischen Chemismus mit den spätgebildeten Biotiten (Grenzbereich Meroxen/Phlogopit) der Kreuznacher Dacite/Rhyolithe.

- Schliesslich ist auf die analoge Erscheinung zu mehreren Rhyolithen bezüglich der Koexistenz von zwei Apatit-Varietäten hinzuweisen.

Alle oben genannten Minerale können in ein und derselben Probe koexistieren. Diese Dacite sind also durch eine breite, abnorme Mineralparagenese gekennzeichnet: Quarz und Kalifeldspat in der Grundmasse (normativer Qz bis 19,1 %, normativer Or bis 16,7 %), Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Amphibol, † Biotit und zwei Apatit-Varietäten.

Diese Mineralzusammensetzung lässt sich gut erklären, wenn man die im Dacit häufig vorkommenden magmatischen Einschlüsse in die Untersuchung einbezieht:

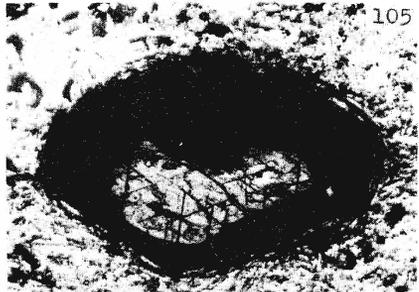
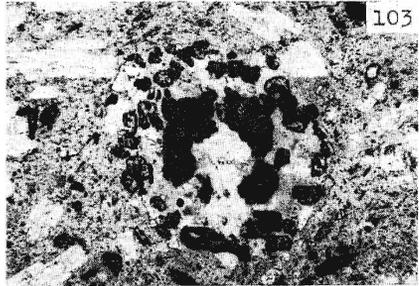
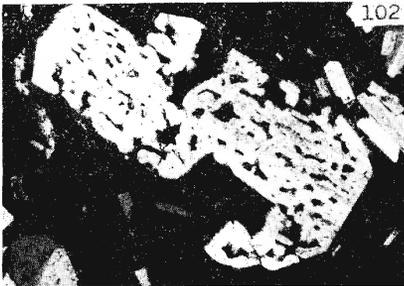
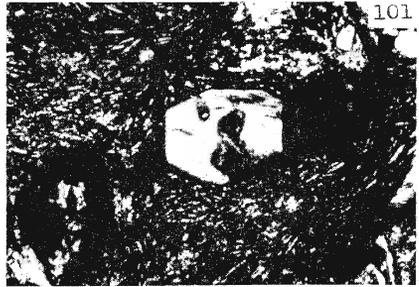
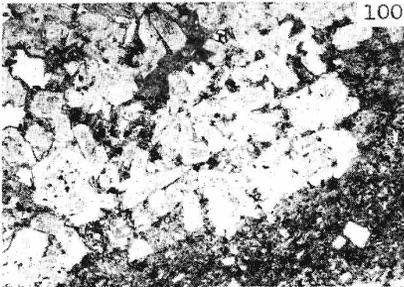
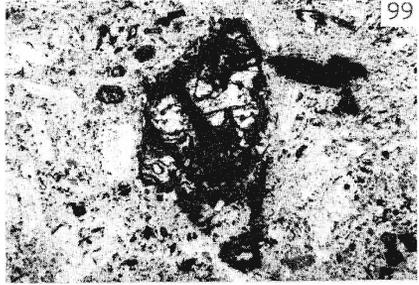
Der Gesteinscharakter der Xenolithe ist wegen der fortgeschrittenen Umwandlungen nicht eindeutig. Sie sind im allgemeinen grobkristallin und deutlich basischer als die dacitischen Wirtsgesteine. Vom Erscheinungsbild des Gefüges könnte man sie zum Teil mit den "Palatiniten" vergleichen, jenen Gesteinen mit gabbrodioritischer Zusammensetzung (JUNG, 1967).

Neben albitisierten Plagioklasen führen sie Pseudomorphosen ehemaliger Klino- und Orthopyroxene. Die Klinopyroxene liegen in einzelnen Xenolithen im frischen Zustand vor. Die Bestimmung von ehemaligen Olivinen ist unsicher, weil ihre Pseudomorphosen vom Mineralbestand her (meistens Viridit) mit denen des Orthopyroxens zu verwechseln sind. Letztere sind allerdings eher durch einen idiomorphen, prismatischen Habitus gekennzeichnet. Schliesslich gehören zum Bestandteil einiger Xenolithe mehrere und grosse Kristalle der obenerwähnten bräunlichen Apatitvarietät.

Die magmatischen Gesteinsrelikte besitzen keine scharfe Grenze, sondern zerfranste Umrisse. Die Feldspäte und die Mafite wurden vom Rande gelöst und die dacitische Schmelze ist in den aufgelockerten Bereich eingedrungen (Abb. 100). Es lässt

sich deutlich erkennen, wie die Minerale aus dem Verband des Xenoliths abgelöst werden und als "Einsprenglinge" vom Dacit übernommen werden.

- Was die Pyroxene angeht, liegen sie im Dacit in gleichem Zustand wie im Xenolith vor. Dies ist besonders deutlich, wenn im Xenolith und im Wirtsgestein frische Klinopyroxene und Viridit-Pseudomorphosen nach Orthopyroxenen vorkommen. Der Vergleich bezüglich ehemaliger Olivine ist nach wie vor mit Unsicherheiten verbunden.
- In der gleichen Art und Weise wurden die bräunlichen Apatite der Gesteinseinschlüsse zum Bestandteil der Dacite, wobei sie zum Teil korrodiert wurden (Abb. 101).
- Inwiefern die Plagioklas-Einsprenglinge dem Dacit selbst angehören oder aus den aufgenommenen Magmatiten stammen, ist schwierig auseinanderzuhalten. In allen Fällen (auch in den Einschlüssen) sind nämlich die Plagioklase sekundär albitisiert. Ein Teil der Plagioklase, die "von schlauchartigen Korrosionsbuchten (Abb. 102) durchsetzt sind" (O.-K. LORENZ, S.64), deuten jedenfalls ein Ungleichgewicht mit der dacitischen Schmelze an.  
In diesem Zusammenhang lässt sich feststellen, dass die Plagioklase von der dacitischen Schmelze bevorzugt einverleibt - und zum Teil völlig resorbiert wurden. Übrig blieben dabei Mafitminerale (z.B. Pyroxene), deren Pseudomorphosen gegenwärtig manchmal haufenartige Ruinen bilden (Abb. 103).
- Die Amphibole sind nicht Bestandteile der Xenolithe. Sie sind als Einzelkristalle nur im Dacit-Bereich verbreitet. Alles spricht eher dafür, dass die Amphibole in der dacitischen Schmelze erst nach der Aufnahme und Resorption des relativ basischen Magmatits entstanden sind. Der Amphibol liegt in einer Probe auch als Zwickelfüllung des hier eingeschlossenen Xenoliths (Abb. 104) vor, ein Zeichen dafür, dass er nachträglich, offensichtlich aber gleichzeitig mit den idiomorphen Amphibolen des Dacits gebildet wurde (Abb. 105). Beide Varietäten sind optisch identisch.



Erläuterungen zu den Abbildungen 98 bis 105 s. nächste Seite

Erläuterungen der Abbildungen 98 bis 105: Minerale und Gesteins-  
einschlüsse in den Daciten von Sobernheim.

Abb. 98: Viridit-Karbonat-Pseudomorphose nach Olivin, dessen Idiomorphie ausgesprochen gut erhalten ist. 30x, o.N.

Abb. 99: Serpentin-Pseudomorphose (z.T. opazitisiert) nach einem grossen, stark resorbierten Olivin (Resorptionen sind besonders im unteren Teil des ehemaligen Olivins zu erkennen). 20x, o.N.

Abb. 100: "Palatinitischer " Gesteinseinschluss im Dacit mit markanten Auflösungserscheinungen (nähere Erläuterung s. Text). 10x, o.N.

Abb. 101: Stark korrodierter Kristall der bräunlich pigmentierten Apatitvarietät. 110x, o.N.

Abb. 102: Stark korrodierter Plagioklas-Einsprengling. 20x, o.N.

Abb. 103: Anhäufung von Seladonit-Pseudomorphosen (z.T. stark opazitisiert) nach Klinopyroxen (nähere Erläuterungen s. Text). 20x, o.N.

Abb. 104: Spätgebildeter Amphibol als Zwickelfüllung in einem "palatinischen" Xenolith. 10x, o.N.

Abb. 105: Idiomorpher Amphibol (randlich opazitisiert, im Kern frisch) als Einsprengling des Dacits in der gleichen Probe (er ist optisch ähnlich mit dem Zwickelamphibol des Xenoliths). 70x, o.N.

Zur Petrogenese der Dacite bei Sobernheim ist einleitend eine Anmerkung von O.-K. LORENZ bezüglich der Auflösungserscheinungen eines Xenoliths voranzustellen: Es wird der Eindruck erweckt, dass der Xenolith "nicht vollständig fest war, als er von der dacitischen Schmelze einverleibt wurde. .... Er stammt aus einem eigenständigen Magmatitkörper, der beim Aufstieg der dacitischen Schmelze durchwandert wurde" (S. 74).

In Anbetracht aller mineralogischen und strukturellen Zusammenhänge kann diese Anmerkung von LORENZ zur petrogenetischen Deutung dieser Gesteine wohl verallgemeinert werden: Offensichtlich haben also hybride Prozesse und damit verknüpfte "Assimilationen" von noch nicht abgekühlten basischen Magmatiten die Zusammensetzung von relativ sauren Schmelzen maßgebend verändert, so dass sie letztlich einen dacitischen (bis andesitischen) Charakter bekamen.

Die für hybride Prozesse allgemein geltenden Indizien sind zusammenfassend wie folgt zu skizzieren:

- Reste magmatischer Gesteine mit charakteristischen Auflösungs- und Resorptionserscheinungen und Beteiligung ihrer, z.T. korrodierten Minerale an dem Bestand des hybriden Magmas (PE, 1974; ANDERSON, 1976; BACON & METZ, 1984).
- Die aus der Hybridisierung hervorgegangenen Gesteine zeigen lediglich eine bimodale Zusammensetzung mit einem breiten Spektrum an mafischen und hellen Mineralen (EICHELBERGER, 1975; BROOK & PRINZLAU, 1978; SAKUYAMA, 1978, 1979). In den Daciten von Sobernheim koexistieren - bei reichlichen Quarzgehalten - neben Amphibol und  $\pm$  Biotit die Mafite der basischen Gesteinsreste: Klino- und Orthopyroxene, sogar auch Olivine. Charakteristisch sind ferner die wechselnden Mengenverhältnisse der Phänokristalle, ein Zeichen für die unterschiedlichen Proportionen der in der Hybridisierung beteiligten Teilschmelzen. Schliesslich ist die flecken- und knotenartige Erzdurchstäubung in der Grundmasse wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass diese Ausscheidungsreste bereits aufgearbeiteter Mafitminerale (LORENZ, S.70, s. oben) in der Schmelze noch nicht vollständig homogenisiert wurden.

- Eine abnorme magmatische Entwicklung ist unter anderem am Gesteinschemismus dadurch erkennbar, dass gleichzeitig hohe Konzentrationen an inkompatiblen und kompatiblen Spurenelementen auftreten (TAYLOR, 1966, 1969; RHODES et al., 1979; GILL, 1981).

Bei einigen der untersuchten Proben von O.-K. LORENZ beträgt das Cr bis 240 und das Ni bis 115 ppm, Konzentrationen also, die mit den basischen Magmatiten des SNP-Gebietes zu vereinbaren sind.

Die oben ausgeführten petrogenetischen Schlussfolgerungen werden durch die Untersuchung von NICKEL (1981) untermauert. Er machte nämlich für die Zusammensetzung der benachbarten Dacite, östlich von Sobernheim ebenso Magmamischungen verantwortlich. Neben einigen mineralogischen Erscheinungen führt er als ein wichtiges Argument<sup>\*)</sup> dafür die ungewöhnlich hohen Konzentrationen sowohl an Ni und Cr als auch an Rb, Sr, Zr und Nb an.

Schliesslich ist auf die besonders starken Umwandlungen der Dacite bei Sobernheim einzugehen. Diese sind wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass die Prozesse der Hybridisierung (d.h. die Veränderungen der Zusammensetzung und damit auch des physiko-chemischen Gleichgewichtes der Schmelzen) zu verstärkten Metasomatosen geführt haben, die sich bis hin zum hydrothermalen Stadium auswirkten. Die wechselnden Stabilitätsbedingungen haben tiefgreifende spät- und postmagmatische Mineralumbildungen hervorgerufen: Albitisierung der Plagioklasse, völlige Umwandlung der mafischen Minerale.

---

\*)Die von NICKEL demonstrierten linearen Korrelationen zwischen  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  sind aber in Frage zu stellen, weil die zu Grunde gelegten 9 eigenen und 9 Literaturanalysen aus mehreren Gesteinskomplexen a) die behandelten Gesteine nicht genügend repräsentieren und b) weil die übernommenen Daten (z.B. von JUNG, 1967 und VINX, 1974) nur einen willkürlich ausgewählten Bruchteil grösserer Analysen-Serien darstellen.

### 7.3. Schlussfolgerungen zur petrogenetischen Entwicklung der Rhyolithe.

Die permischen Rhyolithe in SW-Deutschland und in den Vogesen gehören im weiteren Sinne einem eigenständigen magmatischen Zyklus an, in dem sich vielfältige Prozesse abgespielt haben. Die untersuchten Gesteinsvorkommen lassen sich trotz Variationen durch gemeinsame mineralogisch-geochemische Eigenschaften miteinander gut vergleichen.

Bevor weitere petrogenetische Aspekte diskutiert werden, soll auf die Zusammenhänge innerhalb der Gesteine des Rhyolith-vulkanismus hingewiesen werden.

Es liess sich zunächst nachweisen, dass viele, räumlich voneinander getrennte Gesteinsvorkommen petrologisch sehr verwandt oder nahezu identisch sind. Beispiele:

- Der Ignimbrit von Schmelz und der 6 km weit entfernte Rhyolith von Düppenweiler stammen aus dem gleichen Magma. Die Gesteine zeigen nicht nur ähnlichen Chemismus; sie enthalten auch morphologisch und chemisch die gleichen anatektischen Granat-Relikte.
- Die Ignimbrite von Nideck, NE-Wisches und NE des Donon in den Nordvogesen sind Produkte gleicher Schmelzen, die in einer langandauernden explosiven Phase gefördert wurden.
- Die Rhyolithe des Odenwaldes und der nördlichen Hälfte des Schwarzwaldes stimmen mineralogisch-geochemisch sehr gut überein. In dieser Region wurden also immer wieder die gleichen oder sehr verwandte Schmelzen gefördert (unabhängig davon, ob die Gesteine gegenwärtig intrusiv oder effusiv sind). An dieser Auffassung ändern auch gewisse chemische Abweichungen einzelner Vorkommen nichts. Die aus dem gleichen Magma stammenden Teilschmelzen des Ignimbrits und des angrenzenden Rhyoliths von Baden-Baden wurden beispielsweise von der wechselseitigen K-Na-Metasomatose unterschiedlich beeinflusst.

Eine exakte Übereinstimmung aller Eigenschaften ist allerdings selten erfüllt, da jedes Vorkommen im Laufe seiner magmatogenen Entwicklung von vielfältigen, sekundären Prozessen

unterschiedlich beeinflusst wurde und daher die eine oder andere mineralogisch-chemische Eigenständigkeit aufweist.

So konnten innerhalb einiger in sich geschlossener Vorkommen mehrere Gesteinsvariationen - die oft mit Gefügeänderungen verknüpft sind - festgestellt werden. Dies liefert den Beweis a) dass diese Vorkommen nicht durch eine einzige Eruption entstanden sind und b) dass die gefördertsten Teilschmelzen sekundär unterschiedlich verändert und zum Teil bei wechselnden Kristallisationsbedingungen erstarrt sind. Beispiele:

- Das Nohfeldener Massiv besteht aus vier Gesteinsvarietäten.
- Im Donnersberg lässt sich durch eine schrittweise Veränderung bestimmter chemischer Komponenten eine Zonierung des mächtigen Intrusivkörpers erkennen.
- Im Königsberg wurde eine unregelmässige Konzentrationsverteilung der Alkalien festgestellt.
- Im Kreuznacher Massiv erfassen die Gesteinsinhomogenitäten eine Assoziation vom Andesit bis hin zum  $\text{SiO}_2$ -reichen Rhyolith (darunter auch K-reiche Varietäten).
- Detailbeobachtungen lassen charakteristische Unterschiede im Chemismus und Gefüge auch innerhalb kleiner Rhyolithvorkommen erkennen, z.B. in der Schlotfüllung bei Veldenz, in den Dossenheimer Ergüssen und in der Intrusion des Daumbergs (Odenwald).

Zum Vergleich der Rhyolithe müssen aber alle mineralogisch-petrographischen und chemischen Zusammenhänge zugrunde gelegt werden. Durch eine kettenartige Verbindung gemeinsamer Eigenschaften lassen sich Verwandtschaften auf das ganze Gesteinsspektrum des Rhyolithvulkanismus übertragen. Beispiele:

- Die Gesteine des Nohfeldener und Kreuznacher Massivs, deren gemeinsame Eigenschaften und genetische Verwandtschaft ausgiebig diskutiert wurden (Kap. 2.1.4.6. und 2.2.5.) erfassen nahezu das ganze Variationsspektrum aller untersuchten Gesteine (s. dazu Abb. 80 bis 86).
- Greift man einen Gesteinstyp davon, z.B. die K-reiche Varietät des Nohfeldener Rhyoliths A heraus, so stellt man

eine analoge Zusammensetzung mit dem Vorkommen von Kirchheimbolanden fest, das wiederum dem Ignimbrit von Schmelz nähersteht. Der Vergleich kann weitergeführt werden, wobei in den Kreis der  $K_2O$ -reichen aber  $SiO_2$ -armen Typen auch Gesteine des Südschwarzwalds (Schweighausen, Lahr) und der Vogesen (Ignimbrit-Teile des Schieferberges und NW des Donn) einbezogen werden können.

- Die  $SiO_2$ - und  $K_2O$ -reichen Rhyolithe am SE-Teil des Kreuznacher Massivs sind ihrerseits mehr oder weniger mit Gesteinsvarietäten anderer Massive des SNP-Gebietes (Donnersberg, Nohfelden: Rhyolith C) und mit den Rhyolithen des Nordschwarzwaldes und Odenwaldes verwandt.

Für die "Zusammengehörigkeit" der permischen Rhyolithe von SW-Deutschland und von den Vogesen sprechen schliesslich:

- viele gemeinsame mineralogisch-chemische Eigenschaften
- häufig auftretende spezifische Charakteristika
- charakteristische, geochemische Gesamttrends
- ähnliche Umwandlungserscheinungen.

Beispiele dafür sind aus den zusammenfassenden Ausführungen des Kapitels 6 (S. 192 bis 226) zu entnehmen.

Die Rhyolithe sind keine Differentiate basischer Magmen. Differentiationen im Sinne einer fraktionierten Kristallisation sind in der Gesteinsassoziation des Rhyolithvulkanismus nicht festzustellen.

Eine kontinuierliche petrologische Entwicklung der rhyolithischen Gesteine aus den basisch-intermediären Magmatiten des Perms ist auszuschliessen. In den in Kap. 7.1. ausgeführten Vergleichen sind die geochemischen Diskrepanzen aufgezeigt; wiederholt bilden die Rhyolithe gegenüber der basisch intermediären Differentiationsreihe sogar gegensätzliche Trends.

In einem fundierten Beitrag zu den Problemen des permischen Vulkanismus stellte bereits BEDERKE (1959) fest: "Dass die riesigen Massen von Quarzporphyr nicht durch Differentiation aus basischem Magma hervorgegangen sind, gilt heute wohl

allgemein als gesichert" (S. 14). Diese Auffassung wird durch die vorliegende Untersuchung untermauert. Die Ansicht von VINX (1974), dass ein Teil der Rhyolithe im SNP-Gebiet im Sinne einer fraktionierten Kristallisation als Derivat primär andesitischer Schmelzen zu deuten ist, kann hier nicht bestätigt werden.

Betrachtet man nun die untersuchten Rhyolithe und die mit ihnen unmittelbar vergesellschafteten "intermediären" Gesteine für sich allein, so sind auch unter ihnen keine Differenzierungserscheinungen festzustellen. Fraktionierte Kristallisationen in viskosen, sauren Magmen sind ziemlich unwahrscheinlich (RITTMANN, 1981). Die Möglichkeit derartiger Prozesse ist allerdings in einer vom Dacit bis zum  $\text{SiO}_2$ -reichen Rhyolith übergehenden Gesteinsserie nicht ungeprüft auszuschließen. Die geochemischen Untersuchungen bieten aber keine Hinweise auf fraktionierte Differentiationen in der Gesteinsassoziation des Rhyolithvulkanismus. Die in diesem Sinne erwarteten Trends mit zunehmend saurem Gesteinscharakter (z.B. TAYLOR 1965/68; BAUMANN et al. 1968; KELLER et al. 1977; REZWANI KHORASANI, 1982): Anstieg des Kaliums bzw. der Gesamtalkalien und der inkompatiblen Spurenelemente sowie diadoche Beziehungen zwischen K, Rb, Ba und zwischen Ca und Sr usw.), sind weder lokal (in geschlossenen Rhyolithgebieten wie z.B. im Kreuznacher und Nohfeldener Massiv) noch regional realisiert.

#### Die rhyolithischen Magmen wurden ursprünglich durch krustale Anatexis mobilisiert.

Die von den basischen Vulkaniten unabhängige, lithogene Herkunft der Rhyolithe im Perm brachte BEDERKE (1959) - in Anlehnung an STILLE (1950) - in die Diskussion. JUNG (1961) konkretisierte die anatektische Entstehung rhyolithischer Magmen im SNP-Gebiet anhand von metamorphen Granat-Relikten des Ignimbrit-Vorkommens von Schmelz. Derartige Granat-Relikte scheinen keine Seltenheit zu sein; vier weitere Funde in Rhyolithen des SNP-Gebietes und des Odenwaldes sind bereits bekannt (s. S. 204, 205). Dies rechtfertigt die Vermutung, dass in einigen Gesteinsvorkommen bei der Umwandlung der Mafit-Mineralen auch Granate zum Opfer gefallen sein könnten (morpholo-

gische Merkmale einiger Pseudomorphosen bestärken diese Vermutung). Schliesslich sprechen sich THEUERJAHR (1973), REIMANN (1977) und AMME (1977) für die anatektische Entstehung der Rhyolithe im SNP-Gebiet und im Odenwald aus.

Die Anwesenheit von Granaten sowie anderen resistenten Mineral- und Gesteins-Relikten gelten als Indizien für krustale Anatexis (PICHLER & ZEIL, 1969/1972; WHITE & CHAPPELL, 1977; GILL, 1981). Möglicherweise gehören teilweise auch Zirkone und Apatite (manchmal korrodiert) zu den direkten Produkten der aufgeschmolzenen Gesteine (JUNG, 1961). Die Frage, ob die korrodierten Quarz-Phänokristalle regenerierte Bestandteile der anatektischen Edukte sind (RITTMANN, 1981) bleibt hier offen, weil die Erklärung der üblichen Quarzresorptionen in dacitischen und rhyolithischen Vulkaniten umstritten ist.

Die untersuchten Rhyolithe zeigen zwar viele mineralogische und geochemische Abnormitäten. Diese sind aber auch auf andere magmatische Prozesse - sie werden in den folgenden Kapiteln diskutiert - zurückzuführen, so dass es schwierig ist, die reinen anatektischen Charakteristika abzugrenzen.

Die Ansicht von BEDERKE (1959, S. 14): die für die "Rheomorphose der Krustengesteine ... erforderliche Wärme könnte von dem hypogenen Magma stammen, das die 'Melaphyre' geliefert hat", ist im Einklang mit den vorausgegangenen Ausführungen in Kapitel 7.1 so zu konkretisieren: An einem erhöhten Wärmefluss hat der zur gleichen Zeit bereits aktive subkrustale basische Magmatismus<sup>\*)</sup> mitgewirkt. Dies korrespondiert mit der

---

\*) Es wird im Folgenden die berechnete Frage entstehen, ob sich die petrogenetischen Rückschlüsse, die mit dem basischen Magmatismus verknüpft sind, auch auf die Rhyolithe der Vogesen und des Schwarzwalds übertragen lassen. In diesen Gebieten fehlen nämlich im gegenwärtigen Erosionsniveau die basischen Vulkanite des Perms bzw. sie sind weit unterrepräsentiert. Es wurde aber wiederholt deutlich gemacht, dass diese Rhyolithe mit den des SNP-Gebietes trotz regional bedingter Unterschiede charakteristische mineralogisch-chemische Verwandtschaften aufweisen. Ihre Zusammensetzung ist ferner etwa auf die gleiche Art und Weise durch basischere Magmen beeinflusst. Ein hypogener basischer Magmatismus zu Beginn des Perms ist also auch im Schwarzwald und in den Vogesen ziemlich wahrscheinlich.

Ansicht von AHORNER & MURAWSKI (1975), wonach am S-Rand des Hunsrücks eine überaus hohe geothermische Tiefenstufe im Paläozoikum geherrscht haben soll (s. auch unten).

Die Angaben über die Magmatemperaturen sind unterschiedlich. Im allgemeinen werden als Temperaturen saurer Schmelzen  $750^{\circ}$  bis  $950^{\circ}$  genannt. Nach RITTMANN (1981) könnte eine partielle Anatexis unter Bildung einer intergranularen Rhyolithschmelze bereits bei etwa  $700^{\circ}$  beginnen. Dies entspricht etwa dem Schmelztemperaturminimum:  $640^{\circ}$  -  $700^{\circ}$  im Granitsystem der experimentellen Arbeiten von TUTTLE & BOWEN (1958), PLATEN (1965) und WINKLER (1979).

Die Schmelztemperaturen sind allerdings abhängig vom Wassergehalt, vom Quarz-Plagioklas-Alkalifeldspat- $H_2O$ -Verhältnis und vom Albit-Anorthit-Verhältnis der Plagioklase. Diese Parameter sind aber in dem gegenwärtigen Zustand der Rhyolithe - wegen ihres polymetamorphen Charakters - nicht berechenbar. Die Anwendung von Gesetzen der experimentellen Petrologie ist daher problematisch (s. auch unten, S.263). So hat THEUERJAHR (1973) gemäss der Qz-Or-Ab-Verhältnisse (bezogen auf die experimentellen Arbeiten von PLATEN & HÖLLER, 1966 und LUTH et al., 1964) für die Entstehung der rhyolithischen Magmen im SNP-Gebiet offensichtlich zu hohe Drücke (12 kb) abgeleitet. Die für die "anatektische Schmelzbildung ... im unteren Krustenbereich" (THEUERJAHR, S. 80) angegebene hohe Erdtiefe von etwa 40 km lässt sich auch nicht mit den Ergebnissen der in dieser Region geführten geophysikalischen Untersuchungen (s. unten) vereinbaren.

Zur anatektischen Mobilisierung der rhyolithischen Magmen sind also folgende Vorstellungen auszuführen:

- Es wird allgemein vorausgesetzt, dass rhyolithische Schmelzen, die die Erdoberfläche erreichen - also einen langen Intrusionsweg durchlaufen, "überhitzt" sein müssen. Die krustalen Temperaturen erreichten vermutlich die zur "vollständigen" Anatexis und Mobilisierung der rhyolithischen Magmen benötigten höchsten Werte.
- Den bereits obenerwähnten hohen geothermischen Gradient am S-Rand des Hunsrücks schätzen AHORNER & MURAWSKI (1975) mit  $100^{\circ}$  pro km. Das würde bedeuten, dass die rhyolithischen

Schmelzen im oberen krustalen Bereich bei weniger als 10 km Tiefe mobilisiert werden könnten. Derartig extrem hohe geothermische Gradienten können aber nur lokal, z.B. unmittelbar in der Nähe hypogener Magmen entstehen (WINKLER, 1979).

- In Anbetracht der oben erläuterten Zusammenhänge ist ein weiträumiger, über den "normalen" geothermischen Gradienten (etwa  $30^{\circ}$  C/1 km) hinausgehender Wärmefluss von  $40^{\circ}$  bis  $60^{\circ}$  C pro km und die Mobilisierung der rhyolithischen Magmen durch partielle bis vollständige Aufschmelzung von unterkrustalem Material bei Tiefen von 15 bis 25 km eher vorstellbar. \*) Nach AHORNER et al. (1972) liegt die Grenze zwischen oberer und unterer Kruste in den umliegenden Gebieten entlang des Rheins im grossen und ganzen 15 bis 20 km tief. Gezielte geophysikalische Messungen (SCHULZ, 1957; MURAWSKI, 1975) im Rheinischen Schiefergebirge, im Pfälzer Bergland und in der Saar-Nahe-Senke ergaben eine Tiefenlage der Conrad-Diskontinuität bei 13 - 15 km. Die Grenze Mantel/Kruste liegt in allen genannten Gebieten etwa 30 km tief. Zwar sind andere krustale Mächtigkeiten zur Zeit des Perms denkbar, die oben formulierte Vorstellung zum Entstehungsort der anatektischen Rhyolithmagmen steht aber möglicherweise mit dem geophysikalischen Befund von MURAWSKI (1975) in Verbindung, wonach unterhalb der Conrad-Diskontinuität die seismischen Reflektoren in der Saar-Nahe-Senke gegenüber denen des Rheinischen Schiefergebirges verschwommen sind. Sie gibt evtl. eine Antwort auf die von MURAWSKI (S. 59) gestellte "Frage, ob vielleicht die Mobilisation lithogener Magmen, wie sie mit Beginn des Rotliegenden im Saar-Nahe-Trog aufstiegen, in diesem Bereich das wahrscheinlich vorher ebenso klar entwickelte Laminarsystem verwischt hat."

---

\*) Dies ist konform zu der Auffassung mehrerer Autoren, die anatektische Magmen aus ziemlich grossen Tiefen, oft sogar aus dem untersten Bereich der Kruste, herleiten (z.B. PICHLER & ZEIL, 1968; GILL, 1981; RITTMANN, 1981). Nach einer graphischen Darstellung von WATTERS (1978) - in Anlehnung an BROWN & FYFE (1970) - ist bei einem geothermischen Gradienten von  $40^{\circ}$  C/1 km die Entstehung von wasserarmen anatektischen sauren Schmelzen bei Temperaturen zwischen  $750^{\circ}$  und  $950^{\circ}$ , Tiefen von 18 bis 24 km und etwa 5-7 kb zu extrapolieren.

Die Zusammensetzung der anatektischen Rhyolith-Schmelzen wurde durch Vermischung (Hybridisierung) mit intermediären Differentiaten des subkrustalen basischen Magmatismus mehr oder weniger verändert.

Die untersuchten Rhyolithe enthalten in unterschiedlichem Maße Bestandteile relativ basischerer Gesteine und/oder zeigen mineralogisch-chemische Abnormitäten, die auf sekundäre magmatische Prozesse zurückzuführen sind.

Ein grosser Teil der am Rhyolithvulkanismus beteiligten Gesteine weist sogar intermediären Charakter (dacitisch) auf. Es ist zwar nicht auszuschliessen, dass bei der partiellen Aufschmelzung neben sauren Metamorphiten auch relativ basische Gesteine, wie Amphibolite, Diorite u.a. miterfasst wurden (RITTMANN, 1981), dennoch, es überwiegen mineralogische und chemische Charakteristiken, die auf einen genetischen Zusammenhang mit den basisch-intermediären Perm-Magmatiten hinweisen.

Geht man also davon aus, dass zu Beginn des Perms - gleichzeitig mit der anatektischen Mobilisierung der rhyolithischen Magmen - die subkrustalen Basaltschmelzen und ihre intermediären Derivate in der Kruste grosse Reservoirs bildeten, so müssen Magmamischungen unumgänglich gewesen sein, vor allem dann, wenn die zwei Liquidsysteme in einem relativ begrenzten Raum koexistieren.

Im SNP-Gebiet stehen nämlich Rhyolithe und basaltische Andesite (bzw. Basalte) nebeneinander. Der Wechsel im relativen Alter der Förderungen spricht für einen in sich geschlossenen Zeitraum der Eruptionsphasen in dieser Region. Es ist also nicht verwunderlich, dass der Versuch vieler Autoren, den basischen vom sauren Vulkanismus zeitlich abzugrenzen, gescheitert ist bzw. zu gegensätzlichen Auffassungen geführt hat (s. Diskussionsbeitrag darüber in V. LORENZ, 1973, S. 140-143). Schliesslich deuten LIPPOLT & HESS (1983) ein annähernd gleiches Alter<sup>\*)</sup> der magmatischen Ereignisse im SNP-Gebiet an.

\*) Die Streitfrage, ob der Magmatismus an der Wende Karbon/Perm (ORLIAC & SCHÄFER, 1969; LIPPOLT et al., 1981; LIPPOLT & HESS, 1983) oder (wie üblich) im Perm einzuordnen ist, gehört nicht zur Thematik der vorliegenden Arbeit.

Übergangsgesteine, wie dacitische Andesite und Dacite/Rhyodacite wurden bereits an der Nahe um Sobernheim bekannt: im Lemberg, 7 km W-Sobernheim durch VINX (1974), unmittelbar nördlich davon durch NICKEL (1981) und im Sobernheimer Stadtwald durch O.-K. LORENZ (1983), ergänzt durch den Autor (S. 237 ff.). In den letzten beiden Fällen sind Prozesse der Hybridisierung nachgewiesen.

Im Umfeld des oben erwähnten Gebietes sind im Kreuznacher Rhyolithmassiv (z.B. bei Traisen) Gesteinsinhomogenitäten aufgeschlossen (gestreifte, schlierige, geflammte und wellige Texturen, sowie Reste des einverleibten Andesitmaterials mit typischen Resorptionserscheinungen, s.S. 66 ff.), die als Indizien hybrider Prozesse gelten (z.B. YODER 1973, BROOKS 1977, GOLDIE 1978, GAMBLE 1979, RITTMANN 1981, BACON & METZ 1984). In den verwandten Gesteinen des Nohfeldener Massivs - so im "Rhyolith A" - sind zwar Inhomogenitäten selten im Gelände anzutreffen, wohl aber enthält das bis zum "Dacit" entwickelte Gestein mikroskopisch sichtbare Rückstände von relativ basischeren Magmatiten. Die Abbildungen 106 und 107 geben - stellvertretend für vergleichbare Erscheinungen bei mehreren Rhyolithen - zwei Beispiele gerade noch wahrnehmbarer Reste von resorbiertem magmatischem Material.

Die Gesteinsvarietäten dieser zwei Rhyolithmassive spielen für die Deutung petrogenetischer Probleme eine grundlegende Rolle, weil sie nahezu alle untersuchten Gesteinstypen und ihre mineralogischen und chemischen Eigenschaften - auch Abnormitäten - vertreten (s. auch unten).

Im Folgenden werden einige, für die Prozesse der Hybridisierung bezeichnete Charakteristika ausgeführt. Hierzu sollen die mineralogischen Beobachtungen an den in Kapitel 7.2. beschriebenen Sobernheimer Dacite und die daraus zu ziehenden Schlussfolgerungen berücksichtigt werden:

- Die Beteiligung von Pyroxenen und Amphibolen befindet sich oft im Widerspruch zur Acidität der Rhyolithe (Näheres darüber s. S.198f). Weitere Hinweise für eine abnorme Magmentwicklung sind: Die unregelmässige Verteilung dieser Mafitminerale im Gestein (S. 25, 67,199, 238, 241 ) und ihre Verdrängung, oft völlige Weglösung, durch die Quarz-Feldspat-Kristallisation.

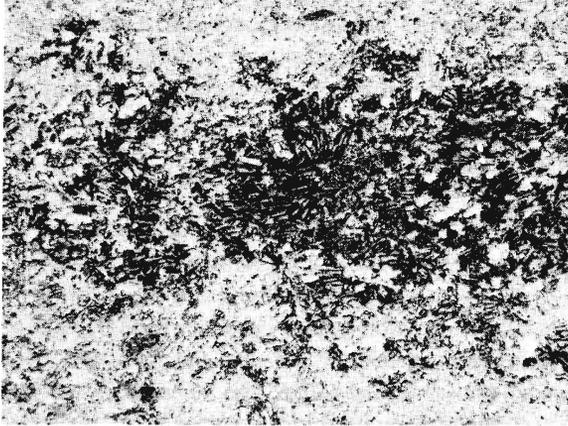


Abb. 106: "Dacitisch/andesitische" Rückstände im Nohfeldener "Rhyolith A". Sie bestehen aus feinen Plagioklasleisten. Der Raum zwischen ihnen ist mit Fe-Oxiden imprägniert. Sie sind weitgehend aufgelöst und gehen diffus durch Vergrößerung der Feldspatumkristallisation und durch Quarzanreicherung in den Rhyolith über. 35x, o.N.

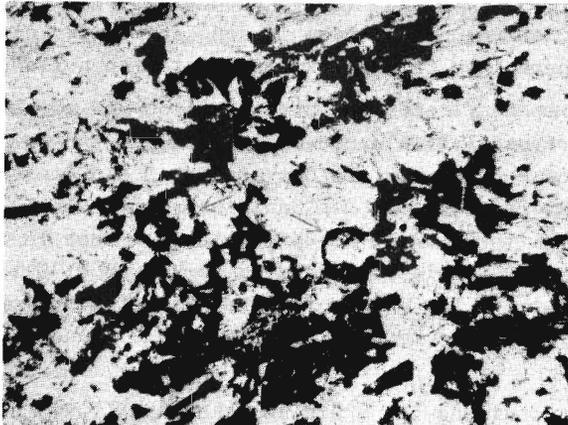


Abb. 107: Sekundäre Erz-Anreicherung im Nohfeldener "Rhyolith A". Es handelt sich wahrscheinlich um Ausscheidungsprodukte ehemaliger Mafitminerale, die von Quarz und Feldspat (im Bild hell) metasomatisch verdrängt wurden. Die mit Pfeil gekennzeichneten Gebilde deuten geschlossene Umrisse der ehemaligen Mafite an (Pyroxen?). 160x, o.N.

Berücksichtigt man die Mineralerscheinungen der Sobernheimer Dacite, so ist zur Herkunft der Pyroxene und Amphibole folgende Vermutung anzustellen: erstere entstammen den basisch-intermediären Magmatiten, die Amphibole können Produkte der hybriden Magmen sein. Auch im Kreuznacher Massiv sind Pseudomorphosen des Amphibols eher in den dacitischen Gesteinsvarietäten als in den darin eingeschlossenen Andesit-Restiten anzutreffen (S. 67).

Diese Mafit-Mineralerale sind leider niemals erhalten geblieben, so dass die Interpretation ihres primären Charakters anhand der oft schlecht erhaltenen Pseudomorphosen mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden ist. Es ist nämlich denkbar, dass - wie in den Sobernheimer Daciten - neben Amphibolen und Pyroxenen hie und da auch Olivine beteiligt waren. Allerdings ist deren Erhaltung in einer rhyolithischen Mineralparagenese unwahrscheinlich. Es wäre ferner interessant zu wissen, ob ein Teil der Pyroxen-Pseudomorphosen dem Orthopyroxen entspricht. Aussagen über den ehemaligen Charakter des Pyroxens anhand der sekundären Phyllosilikate sind zwar spekulativ (s. S. 200), jedoch könnte z.B. die Vermutung von MIHARA (1935) und SIAT (1974) berechtigt sein, wonach die zahlreichen Pseudomorphosen in den Ignimbriten der Nordvogesen ehemaligen Orthopyroxenen entstammen sollen.

- Das Zusammenauftreten von zwei chemisch und morphologisch verschiedenen Kalifeldspäten, nämlich Na- und Ca-führende und reine K-Feldspäte, beide Varietäten als Einsprenglinge der Hochtemperaturform des Sanidins, kommen in Kalium-reichen Rhyolithen sowohl im SNP-Gebiet als auch in den Vogesen und im Odenwald vor (Näheres darüber S. 197). In allen Fällen ist die Na- und Ca-führende Varietät jünger als der reine K-Feldspat und beherrscht auch die Grundmasse der Gesteine.

Diese Erscheinung ist - wie auch REIMANN (1977) bemerkte - nicht mit einer "normalen" Magmaentwicklung zu erklären. Vielmehr ist anzunehmen, dass Kalium-reiche Schmelzen mit bereits ausgeschiedenen K-Sanidinen in einem frühen liquiden Stadium mit Na-Ca-haltigen Schmelzen vermischt wurden. Der Chemismus der nachfolgenden Feldspatkrystallisation (zu-

nächst noch als Einsprenglinge und weiterhin als Bestand der Grundmasse) wurde entsprechend beeinflusst.

- Das Zusammenauftreten von zwei verschiedenen, a) farblosen und b) durch Fe(III)-Oxide mehr oder weniger bräunlich gefärbten Apatiten (manchmal korrodiert) ist ein weiterer Hinweis auf Vermengung zweier verschiedener Magmen. Der unter b) bezeichnete Apatit ist Bestandteil basischerer Magmatite bzw. deren Resorptionsreste in den untersuchten Gesteinen (z.B. im Ignimbrit von Nideck, s.S. 176 und in den Sobernheimer Daciten, s.S. 240). Er findet sich folglich eher in den durch die Hybridisierung stärker veränderten, bis hin zum "Dacit" entwickelten Gesteinsgliedern der Rhyolith-Serie: Nohfelden (Rhyolith A), Schmelz, Schweighausen, Lahr, Ignimbrite der Nordvogesen.
- Die resistenten Akzessorien: Apatit, Rutil (Umwandlungsprodukt mafischer Minerale) und Zirkon sind in den basischen Rhyolithen stärker vertreten und erreichen dabei annähernd gleiche Gehalte wie diejenigen der andesitisch-dacitischen Glieder der basisch-intermediären Magmatitserie. Die Relationen dieser Minerale in den verschiedenen Gesteinen kommen durch die Elemente Ti, P und - am empfindlichsten - durch Zr (s. unten) zum Ausdruck.

Die verschiedenartigen magmatischen Prozesse sind geochemisch schwer abzugrenzen, zumal der Chemismus der Gesteine durch die lokal und regional wechselnde Zusammensetzung der anatektischen Edukte mitgeprägt ist (z.B. eigenständige Rb-, Ba-, Sr- und z.T. Zr-Konzentrationen in den Rhyolithen des Schwarzwaldes und Odenwaldes) und durch sekundäre Metasomatosen (s. unten) unterschiedlich verändert wurde. Unter diesen Umständen lassen sich die mit der Hybridisierung zusammenhängenden Auswirkungen auf den Chemismus der untersuchten Gesteine nur bedingt interpretieren, zum Beispiel:

- Die Magmamischungen im Kreuznacher Massiv kommen auch durch die Kontinuität der chemischen Veränderungen (BROOKS 1977, GAMBLE 1979, BACON & METZ 1984) zwischen den Gesteinsendgliedern (Andesit und SiO<sub>2</sub>-reicher Rhyolith) trotz sekundärer Umwandlungen gut zum Ausdruck.

- Die chemischen Variationen und Trends der Gesteine des Kreuznacher Massivs decken zusammen mit den genetisch verwandten Gesteinen des Nohfeldener Massivs nahezu die ganze Variationsbreite des permischen Rhyolithvulkanismus von SW-Deutschland und den Vogesen ab (s. dazu Abb. 79 bis 86).

Aufschlussreich ist das Verhalten einiger Spurenelemente. Zr, wie auch La, Ce und Nd sind in den basischeren Rhyolithen stärker angereichert. Die Zr, La, Ce, Nd/SiO<sub>2</sub>-Variationsspektren (s. Abb. 94 bis 97, S. 235/236 und Erläuterungen dazu S.232) der Rhyolithserie enden im andesitisch-dacitischen Bereich der gegensätzlich verlaufenden Trends der basisch-intermediären Differentiationsreihe. (Einen ähnlichen "Knick" des Trends in der Zr/SiO<sub>2</sub>-Beziehung beobachtete VINX, 1974. Er versuchte dies in Anlehnung an RINGWOOD, 1955, mit der Zr-Löslichkeit bei silikatischen Schmelzen in Abhängigkeit vom Alkaliengehalt zu erklären. Derartige Zusammenhänge wurden hier nicht festgestellt; zwischen Alkalien- und Zirkonium-Konzentrationen bestehen in den untersuchten Gesteinen keinerlei Beziehungen).

Unter Berücksichtigung dieser Gegebenheiten und anderer "geochemischer Berührungspunkte" (s. S. 237) lässt sich vermuten, dass die rhyolithischen Magmen überwiegend mit intermediären Differentiaten des subkrustalen basischen Magmatismus vermischt wurden.

Was die Gesteinsassoziation des basischen Magmatismus angeht, so ist es zweckmässig, an dieser Stelle einige, mit der Petrogenese der Rhyolithe vergleichbare Aspekte in die Diskussion miteinzubeziehen.

Viele Autoren vertreten die berechnete Auffassung, dass die Entstehung der intermediären Derivate (Andesite/Dacite) nicht allein durch Differentiation zu erklären ist. Für diese Entwicklung, wie auch für örtlich stark wechselnde Gesteinsvariationen, wurden allerdings bisher Assimilationen von krustalen Nebengesteinen mitverantwortlich gemacht (s. S. 229).

Der bisher pauschal formulierte Begriff "Assimilation" bedarf bei zukünftigen Forschungsarbeiten einer eingehenden Differenzierung, weil vermutlich darin weitere magmatische Prozesse einbezogen sind. Unterdessen geht aus dem Inhalt zahlreicher

Literaturangaben hervor, dass auch in der basisch-intermediären Differentiationsreihe möglicherweise hybride Prozesse bei der Gesteinsentwicklung mit einer Rolle gespielt haben.

- Die Andesit/Dacit-Gesteine bei Sobernheim sind vermutlich nicht die einzigen Gesteine im SNP-Gebiet, bei denen Magmamischungen nachzuweisen sind.
- Gesteinsinhomogenitäten und Reste einverleibter Magmatite sind keine Raritäten in den intermediären Vulkaniten dieser Region (s. unten).
- Unter den abnormen Mineralparagenesen ist z.B. das häufige Vorkommen von korrodierten Olivinen in  $\text{SiO}_2$ -gesättigten, sogar in dacitischen Gesteinen (CAMPE, 1981; K.-O. LORENZ, 1983) zu nennen.
- Inhomogenitäten in Gesteinsgläsern oder Glaseinschlüssen mit atypischer Zusammensetzung können sichere Hinweise für hybride Prozesse liefern (ANDERSON, 1976; DUNCAN & RHODES, 1978; MASSEY, 1980; GILL, 1981). In diesem Zusammenhang sind zwei Beispiele zu erwähnen: CAMPE (1981) beobachtete im braunen Glas basischer Andesite der Prims-Mulde tropfenartige, gelbe, isotrope Körper, die er - in Anlehnung an PHILPPOTTS (1978) - als "eine zweite, durch 'liquid immiscibility' entstandene Glasphase" (S. 41) deutet. LORENZ (1983) beschreibt runde, farblose, nahezu Mg- und Fe-freie Glaseinschlüsse in Olivinen eines basaltischen Andesits bei Sobernheim mit einem unerwartet sauren Chemismus, und er deutet diese als nicht mischbare Tröpfchen salischer Schmelzen.
- Bei der Auswertung der chemischen Literaturanalysen in der vorliegenden Arbeit wurden bei mehreren Andesit/Dacit-Analysen hohe Gehalte sowohl an inkompatiblen als auch an kompatiblen Spurenelementen festgestellt.
- Örtlich auftretende hohe Alkaliengehalte sind offensichtlich auf sekundäre magmatische Prozesse zurückzuführen. Wahrscheinlich haben einige intermediäre Gesteine dadurch einen Alkalicharakter erhalten. (Dies ist bei vielen Vorkommen der Rhyolith-Serie besonders stark ausgeprägt; s. unten). Dass ein Teil der Andesite im SNP-Gebiet - "ohne im petrographischen Sinne Alkaligesteine zu sein - eine merkliche Erhöhung

der Alkaligehalte zeigt" haben bereits JUNG & VINX (1973, S. 199) hervorgehoben.

Eine Schlüsselposition für die Erklärung petrogenetischer Probleme haben offensichtlich die sog. "Kuselite", jene alkalibetonten Gesteine, die in der Endphase ihrer Entwicklung starken pneumatolytischen und hydrothermalen Metamorphosen unterworfen sind (KOCH, 1937; VETTER & JUNG, 1971).

Die im SNP-Gebiet weit verbreiteten Kuselite "bilden eine, dem Aussehen und der Zusammensetzung nach sehr heterogene Gruppe von Gesteinen, die bereits in einem Vorkommen nach Farbe, Korngrösse, Gefüge und Mineralbestand starken Schwankungen unterliegen..... Es treten neben den als 'Kuselite' charakterisierten Gesteinen, mit diesen durch kontinuierliche Übergänge verbunden, auch 'diabasische' Gesteine auf, mit einem völlig anderen Mineralbestand und Gefüge". (VETTER & JUNG, 1971, S. 42, 44). ARIKAS (1973) beobachtete "kuselitische Gesteinsvariationen" im Tholeyit bei Tholey. Auch hier bestehen zwischen den Gesteinen "alle Übergänge, die oft im Meterbereich zu verfolgen sind" (ARIKAS, 1973, S. 85). KOCH (1937) beschreibt verschiedene "saure Differentiate" im Gesteinsverband der Kuselite, die "sowohl ihrer Struktur wie ihrem Mineralbestand nach alle Übergänge zu den Kuseliten selbst" (KOCH, S. 464) aufweisen. Schliesslich nennt KOCH neben sedimentären Xenolithen verschiedene Fragmente magmatischer Gesteine.

Die oben zitierten Charakteristika der Kuselite sprechen eher für Vermischung von Schmelzen verschiedener Zusammensetzung als für schwer vorstellbare Differentiationsvorgänge im Sinne von KOCH (1937). Es soll in diesem Zusammenhang betont werden, dass bereits SCHUSTER (1923) die Entstehung der Kuselite mit der Vermischung von sauren und basischen Schmelzen erklärt hat. Seine Auffassung ist jedoch in Vergessenheit geraten.

Für den eigenartigen Charakter der "Kuselite" sind zwar Assimilationen von H<sub>2</sub>O-reichem Sedimentmaterial wahrscheinlich (VETTER & JUNG, 1971 und mündliche Mitteilung von JUNG). Die metasomatischen Vorgänge, die - bis hin zum postmagmatischen Stadium - tiefgreifende Mineralumwandlungen ausgelöst haben, können zum Teil auch durch Veränderungen des physikochemischen

Gleichgewichts verursacht worden sein infolge hybrider Prozesse (vgl. S. 245). Dabei sind folgende Gemeinsamkeiten mit den in dieser Arbeit untersuchten Gesteinen hervorzuheben: die Albitisierung der Plagioklase und die Instabilität bzw. völlige Umwandlung der Mafitminerale (s. unten).

Die sekundären magmatischen Prozesse und die dadurch wechselnden physikochemischen Stabilitätsbedingungen haben vielfältige chemische Stoffverlagerungen, Metasomatosen und Mineralumbildungen ausgelöst und die pneumatolytisch-hydrothermalen Umwandlungen der Rhyolithe eingeleitet.

Sie verursachten:

- a) die Instabilität der mafischen Minerale und
- b) Alkalien- und  $\text{SiO}_2$ -Metasomatosen.

Zu a).

Bezüglich der liquidmagmatischen Resorption und der pneumatolytisch-hydrothermalen Umwandlung der Mafitminerale: Pyroxene und Amphibole ist auf S. 26 - 29, 198 - 200, 238 - 245 und 254 - 256 zu verweisen.

Zu b).

Sehr unterschiedlich sind in den untersuchten Rhyolithen die wechselseitigen Verhältnisse zwischen Alkalien und Kieselsäure, wodurch letztlich die Hauptmineralzusammensetzung der Gesteine festgelegt wurde. Metasomatische und Diffusionsvorgänge vermochten zwar das chemische Gefälle innerhalb einer Magmacharge auszugleichen, eine vollständige Homogenisierung bei grösseren Förderungen wurde allerdings selten erreicht (z.B. Nohfeldener Rhyolith B).

- Die einzelnen Förderungen - auch innerhalb in sich geschlossener Rhyolithmassive - zeigen individuelle Na/K- und Na+K/Si-Verhältnisse.
- Die Albitisierung basischerer Plagioklase setzte bereits im spätmagmatischen Stadium ein und wurde bei vielen Vorkommen spätestens vor Eintritt des hydrothermalen Stadiums vollzogen (Näheres darüber s. S. 39ff. und 196). Den Gesteinen wurden also vor der Konsolidierung der Hauptkristallisation

erhebliche Ca-Mengen entzogen. Der Verbleib des abgeführten Calciums ist allerdings ungeklärt. Eine hydrothermale Carbonatbildung ist in den meisten Vorkommen so gut wie unbedeutend.

- Sehr rätselhaft sind die übermässig hohen Kalium-Konzentrationen, sowohl bei  $\text{SiO}_2$ -reichen Rhyolithen als auch bei relativ basischeren Gesteinen mit quasi dacitischem Charakter. Mit der Anreicherung des Kaliums ist ein progressiver Anstieg der Gesamtalkalien verbunden und die betreffenden Gesteine fallen dadurch aus dem Rahmen des Kalkalkali-Verbandes heraus. Die Eigenständigkeit des angereicherten Kaliums zeigt sich besonders gut in Teilförderungen innerhalb grösserer Rhyolithmassive (z.B. Nohfelden, Bad Kreuznach, Donnersberg) mit intermediären  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalten.

Die K-Metasomatose setzte in einem frühen magmatischen Stadium ein (die betroffenen Gesteine sind reich an Sanidin-Einsprenglingen) und kann zum Teil durch hybride Prozesse ausgelöst worden sein (vgl. S. 256). Dennoch können auch andere Faktoren für die Herkunft bzw. Mobilisierung des Kaliums, für seine wechselseitige Beziehung mit dem Natrium und für die beherrschende Kalifeldspat-Kristallisation verantwortlich sein. Sie bleiben aber vorläufig ungeklärt; zu diesen Problemen sind gezielte mineralogische Untersuchungen vorgesehen (Mikrosondenanalytik, U-Tisch-Untersuchungen etc.).

- Schliesslich sind die Schwankungen einiger Spurenelemente mit den Stoffverlagerungen bei der Umbildung der Feldspäte zu erklären. Zwar blieb das Rb in ein und derselben Magmaförderung mehr oder weniger konstant, das Ba wurde aber ziemlich unregelmässig verteilt. Grossen Schwankungen (oft im Meterbereich) wurde insbesondere das Sr unterworfen, das bei der Albitisierung der Plagioklase offensichtlich dem abgeführten Ca nicht folgte und bei der Endkristallisation der Gesteine in stark wechselnden Konzentrationen aufgefangen wurde. (Ein Zusammenhang zwischen den starken Sr-Variationen und der hydrothermalen Umwandlung der Gesteine konnte nicht festgestellt werden).

Die Mineralumwandlungen im pneumatolytisch-hydrothermalen Stadium sind eine Fortsetzung der früh- und spätmagmatischen Me-

tamorphosen. In diesem Stadium wurde die Umwandlung der Pyroxene und Amphibole (verbunden mit zusätzlichen Fe- und Mg-Verlusten) und der Prozess der Albitisierung der Plagioklase vollzogen. Ferner wurden einige Rhyolithe stellenweise zusätzlich verkieselt.

Eine dominierende Rolle im mesothermalen Stadium spielte allerdings die Umwandlung der Feldspäte in Serizit und Kaolinit, wodurch beträchtliche Mengen an Alkalien abgeführt wurden. Da die Plagioklase (Albite) von der Hydrometamorphose besonders stark betroffen wurden, sind überaus hohe Na-Verluste zu verzeichnen.

Angesichts der erläuterten sekundären Veränderungen ist die Untersuchung der Rhyolithe mit vielen Schwierigkeiten verbunden. Den petrogenetischen Deutungen sind daher - wie es in der vorliegenden Arbeit oft zum Ausdruck kommt - Grenzen gesetzt. Insbesondere ist bei der Anwendung von Gesetzen der experimentellen Petrologie Vorsicht geboten (s. auch S.251), weil gerade dafür der primäre, intakte Chemismus der Gesteine vorausgesetzt wird. Durch Korrekturen können zwar die chemischen Gesteinsanalysen verbessert, aber nicht alle Veränderungen der vielfältigen Entwicklung der Rhyolithe erfasst werden. Auch die in dieser Arbeit durchgeführten Korrekturen der chemischen Gesteinsanalysen eliminieren nur einen Teil der sekundären Gesteinsumwandlungen (Albitisierung und hydrothermale Umwandlung der Feldspäte).

8. LITERATUR

- ABO-DALO, M. (1978): Die magmatischen Gesteine zwischen Fischbachtal und Langenthal/Nahebergland.- Dissertation Hamburg
- ABU-ABED, I. & FRIEDRICH, G. (1974): Geochemische Dispersionshöfe im Bereich der kupferführenden Porphyre von Imsbach/Rheinpfalz.- Erzmetall, 27, 434 - 438
- AHORNER, L., MURAWSKI, H. (1975): Erdbebenetätigkeit und geologischer Werdegang der Hunsrück-Südrand-Störung.- Z. deutsch. Geol. Ges., 126, 63 - 82
- AHORNER, L., MURAWSKI, H. & SCHNEIDER, G. (1972): Seismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin.- Geol. Rundschau, 61, 915 - 942
- AMME, D. (1977): Petrographie und Geochemie der permischen Rhyolithe von Gross-Umstadt und von Weinheim.- Diplomarbeit, Miner.-Petr.Inst.Univers. Hamburg
- AMMON v., L. & REIS, O.M. (1910): Erläuterungen zu dem Blatt Kusel der Geognostischen Karte des Königreichs Bayern 1:100.000.- 186 S., München
- ANDERSON, A.T. (1976): Magma mixing: petrological process and volcanological tool.- J. Volcanol. Geotherm. Res., 1, 3 - 33
- ANDREAE, A. & OSANN, A. (1896): Erläuterungen zu Blatt Heidelberg der geologischen Spezialkarte des Grossherzogthums Baden
- ARIKAS, K. (1973): Die "Viridite" im Tholeyit von Tholey (Saar).- N.Jb.Mineral.Abh.120, 83 - 97
- ARIKAS, K. (1977): Ein optisch positives Mg-Fe-Montmorillonitmineral.- N.Jb.Mineral.Abh., 131, 179 - 186
- ARIKAS, K. (1981): Subvulkanisch-hydrothermale Mo-Cu-Zn-Pb-Vererzungen, S.E. Rhodopen, Nordgriechenland: Petrographie und Geochemie.- Tschermaks Min.Petr.Mitt., 28, 189 - 205
- ARIKAS, K. (in Vorbereitung): Chemische Untersuchungen an hydrothermalen Phyllosilikaten der basisch-intermediären Magmatite aus dem Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet (vorläufiger Titel)
- ASSEF-POUR-DEZFULI, N. (1972): Zur Petrographie des Weiselbergits (Weiselberg, Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet).- Diplomarbeit, Miner.Inst.Univers.Hamburg
- BACON, C.R. & METZ, J. (1984): Magmatic inclusions in rhyolites, contaminated basalts, and compositional zonation beneath the Coso volcanic field, California.- Contrib.Mineral. Petrol., 85, 346 - 365

- BAMBAUER, H.-U. (1960): Der permische Vulkanismus in der Nahe-  
mulde. I. Lavaserie der Grenzlager Gruppe und Mag-  
matitgänge bei Idar-Oberstein.- N.Jb.Miner.Abh., 95,  
141 - 199
- BAUMANN, L., LANGE, H. & WERNER, C.-D. (1968): Spurenelemente  
zur Lösung petrogenetischer und lagerstättengene-  
tischer Probleme.- Ber. deutsch.Ges.geol.Wiss.,  
B. Miner.Lagerstättenf., 13, 2, 135 - 182, Berlin
- BEDERKE, E. (1959): Probleme des permischen Vulkanismus.-  
Geol. Rundschau, 48, 10 - 18
- BENECKE, E.W. & COHEN, E. (1881): Geognostische Beschreibung der  
Umgebung von Heidelberg.- Strassburg
- BENECKE, E.W. & v. WERVEKE, L. (1890): Über das Rotliegende der  
Vogesen.- Mitt. Geol. L.-Anst. Els.-Lothr., 3, 45-  
103, Strassburg
- BILHARZ, A. (1929): Die Vorkommen des Michelbacher Porphyrs bei  
Baden-Baden.- Bad. geol. Abh., 1, 39 - 43, Karls-  
ruhe
- BOTHE, H.-W. (1962): Abschluss der Uranprospektionsarbeiten im  
Südteil des Nohfeldener Porphyrmassivs.- Unver-  
öffentlicher Bericht d. Saarländischen geol.L.A.,  
58 p.
- BRAWN, G.C. & FYFE, W.S. (1970): The production of granite melts  
during ultrametamorphism.- Contr. Miner.Petrol. 28,  
310 - 318
- BROOKS, C.K. (1977): Example of magma mixing from the Kialineq  
district of East Greenland.- Bull.geol. Soc.Den-  
mark, 26, 77 - 83
- BROSS, H. (1910): Der Dossenheimer Quarzporphyr.- Jh. Ver.Vaterl.  
Naturk. Württ., 66, 64 - 114
- BUBNOFF v., S. (1922): Tektonik und Intrusionsmechanismus im kri-  
stallinen Odenwald.- Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt,  
89, 19 - 38
- BÜLTEMANN, H.W. (1965): Die Uranvorkommen Ellweiler in Rheinland-  
Pfalz und Menzenschwand im Schwarzwald.- Erzmetall,  
18, 79 - 83
- BÜCKING, H. (1890): Das Rotliegende des Breuschthals.- Mittl.  
Geol. L.-Unters. Els.-Lothr., 2, 105 - 109,  
Strassburg
- CAMPE, U. (1981): Mineralogie und Geochemie der Deckenergüsse in  
der Primsmulde, Saarland.- Diplomarbeit, Mineral.  
und Geol. Inst. Universität Hamburg
- CHELIUS, C. & VOGEL, Ch. (1894): Geologische Karte 1:25.000,  
Blatt Gross-Umstadt, hierzu Erläuterungen 52 S.

- CHOUBERT, G. & GARDET, G. (1935): Contribution à l'étude du Permien des Vosges.- Rév. Géogr. phys. Geol.dyn., 8, 325 - 361, Paris
- CZYGAN, W.W. (1964): Das Jung-Paläozoikum an dem Hohengeroldsee östlich Lahr im mittleren Schwarzwald.- Ber.Naturf. Ges. Freiburg i.Br., 54, 87 - 106
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1962): Rock-forming Minerals. Vol. 3: Sheet Silicates.- Longman, London
- DEMUTH, H. (1973): Zur Geologie des Rotliegenden an der SE-Flanke des Nohfeldener Rhyolithmassivs.- Diplomarbeit, Geol. Inst. Universität Saarbrücken
- DONNELLY, T.W. (1963): Genesis of Albite in early orogenic volcanic rocks.- Amer. J. Sci., 261, 957 - 972
- DREYER, G. (1970): Geologische Kartierung der Königsberg-Kuppel bei Wolfstein/Pfalz.- Diplomarbeit, Geol. Inst. Universität Mainz
- DREYER, G. (1975): Die Geologie des Königsberges. - In:Stadt Wolfstein (Hrsg.): Wolfstein, kleine Stadt im Königsland, Teil II, 134 - 167
- DUNGAN, M.A. & RHODES, J.M. (1978): Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence for magma mixing.- Contrib. Mineral. Petrol., 67, 417 - 431
- EBERLE, W. (1967): Neue Beobachtungen an den Quarzporphyren von Gross-Umstadt.- Diplomarbeit, Miner.Inst. Universität Heidelberg
- EBERLE, W. (1968): Neue Beobachtungen an den Quarzporphyren von Gross-Umstadt im nordöstlichen Odenwald. - Geol. Rundschau, 57, S. 199 - 203
- ECK, H. (1884): Geognostische Karte der Umgegend von Lahr mit Profilen und Erläuterungen.- Lahr 1884, 114 S.
- ECK, H. (1892): Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb.- Abh. Kgl. Preuss. Geol. L.-Anst., 6, 686 S.
- ECKHARDT, F.-J. (1972): Vulkanismus im Rotliegenden Mitteleuropas.- In: "Das Unternehmen Erdmantel", DFG-Forschungsbericht, 269 - 270, Franz Steiner Verlag, Wiesbaden
- EHRENBERG, K.-H. (1962): Zur Geologie der Umgebung von Kirchheimbollen.- Diplomarbeit, Geol. Inst. Univ. Mainz
- EHRENBERG, K.-H. (1964): Petrographische Untersuchungen an den Magmatiten des "Grenzlagers" und des "Hochsteiner Lagers" in der Umgebung des Donnersberges.- Dissertation Mainz

- EICHELBERGER, J.C. (1975): Origin of andesite and dacite: Evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes. - Geol. Soc. Amer. Bull. 86, 1381 - 1391
- EMMERMANN, K.-H. (1969): Die Uranführung der Lagerstätte Ellweiler im Nohfeldener Porphyrmassiv.- Erzmetall 22, 315 - 321
- EMMERMANN, K.-H. (1971): Alkalirhyolith.- S. 47 - 48 in: ATZBACH, O. & SCHWAB, K.: Erl. geol.Kte. Rheinland-Pfalz 1:25.000, Bl. 6410 Kusel
- FOSTER, M.D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 354-B, 48 S.
- GAMBLE, J.A. (1979): Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and genesis of hybrid rocks in the Tertiary central complex of Slieve Gulion, Northeast Ireland.- J. Volcanol. Geotherm. Res. 5, 297 - 316
- GEHLEN v., K. (1959): Der rotliegende Deckenporphyr und ein Mandelstein bei Wieden.- N. Jb. Miner. Mh., 55 - 66
- GEIB, K.W. (1973): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 6112 Waldböckelheim.-Mainz
- GEIS, H.-P. (1955): Die Kupferlagerstätten von Imsbach/Rheinpfalz.- Erzmetall, 8, 267 - 275
- GILL, J. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics.- Springer Verlag, Berlin-Heidelberg
- GOLDIE, R. (1978): Magma mixing in the Flavrian pluton, Noranda area, Quebec.- Can. J. Earth Sci., 15, 132 - 144
- GREBE, H. & WEISS, E. (1889): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25.000, Blatt Wahlen
- GREBE, H. & LEPLA, A. (1894): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25.000, Blatt Buhlenberg
- GREBE, H., LEPLA, A. & RÖLLE, F. (1894): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25.000, Blatt Nohfelden
- HELMERS, J.M. (1930): Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes.- Jb. Preuss. Geol. L.-Anst., 50, 751 - 795
- HOENES, D. (1937): Die Gesteine und Erzlagerstätten im Schwarzwälder Grundgebirge zwischen Schauinsland, Untermünstertal und Belchen.- N.Jb.Mineral. Abh., A, 72, 265 - 346

- HOLLINGER, J. (1969): Beiträge zur Gliederung des Deckgebirges der Vogesen.- Z.deutsch.Geol.Ges., 121, 79 - 91
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.- Canad. J. Earth Sci., 8, 523 - 548
- JUNG, D. (1958): Untersuchungen am Tholeytit von Tholey/Saar.- Beitr. Miner. Petr., 6, 147-181
- JUNG, D. (1960): Ein Pechsteinnachschub in den Felsitporphyr von Nohfelden und seine Beziehung zu den benachbarten Gesteinen.- Annales Univ. Saraviensis, Scientia, VIII, 141 - 160
- JUNG, D. (1961): Untersuchungen an Granat in einem Felsitporphyr. Beitrag zur Frage der Herkunft rhyolithischer Schmelzen.- N.Jb. Miner.Petr., Mh., Jg.1961, 1-11
- JUNG, D. (1961): Die Lagerstätten keramischen Rohmaterials zwischen Birkenfeld und Oberthal/Saar.- Keram.Zeitschrift, 13, H. 11, 612 - 617
- JUNG, D. (1967): Die Mineralassoziation der Palatinite und ihrer Aplite.- Annales Univ. Saraviensis, H. 5, 1-130
- JUNG, D. & VINX, R. (1973): Einige Bemerkungen zur Geochemie der Magmatite des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes.- Ann.Sci. Besançon, Geol., 3, Ser. 18, 197 - 202
- KAPP, Ch. R. (1835): Über die Bildung des Donnersberges in Rheinbairn. Deutscher Kalender für 1835, 67 - 72, Kempten 1835
- KARL, F. (1954): Über Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklasen und deren petrologische und geologische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergussgesteine.- Tscherm. Miner. Petr.Mitt., 4, 320 - 328
- KELLER, J., JUNG, D., BURGATH, K. & WOLFF, F. (1977): Geologie und Petrologie des neogenen Kalkalkali-Vulkanismus von Konya (Erenler Dag-Alaca Dag-Massiv, Zentral-Anatolien).- Geol. Jb., B 25, 37 - 117, Hannover
- KROLL, J.M., BORCHERT, W. (1969): Geologisch-petrographische Untersuchungen an westdeutsche Kaolinlagerstätten, V. Kaolinvorkommen im Nohfeldener Porphyr-Massiv.- Ber. Dtsch.Keram.Ges., 46, H.5, 262-265
- KLEINERT, H. (1915): Die Porphyre des Münstertales im badischen Schwarzwald.- Dissertation Tübingen
- KLEMM, G. (1905): Erläuterungen zur geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen, 1:25.000, Blatt Birkenau (Weinheim), Darmstadt
- KOCH, I. (1937): Die Kuselite des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes.- N. Jb.Min.Geol.Paläont., Abt. A, BB, 73, 419 - 493

- LASPEYRES, H. (1867): Kreuznach und Dürkheim a.d.Haardt.- Z. deutsch.geol.Ges., 19, 803 - 922
- LASPEYRES, H. (1872): Die kristallinen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes und die Arbeit von Streng über dieselbe.- N.Jb.Miner., 619 - 628
- LASPEYRES, H. (1883): Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Steinkohlengebirge und Rotliegenden zwischen der Saar und dem Rhein.- Verhand. d.naturhist.Ver-eins d.preuss.Rheinlande u.Westfalens, 40, 375 - 390
- LAUBACHER, G. & v. ELLER, J.-P. (1966): Contribution à l'étude géologique des dépôts Permians du bassin de Villé.- Bull. Serv. Carte géol. Als.Lorr., 19, 2, 163 - 186
- LEPPLA, A. (1894): Die oberpermischen Ergussgesteine im SO - Flügel des pfälzischen Sattels.- Jb. Kgl.Preuss.Geol. L.-A., 134 - 157
- LEPPLA, A. (1901): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Blatt Morbach (6108)
- LIPPOLT, H.J., SCHLEICHER, H. & RACZEK, I. (1981): Rb-Sr-Altersbestimmungen an permischen Quarzporphyren des Schwarzwaldes und die Altersrelation spätorogener Plutonismus - subsequenter Vulkanismus. - Fortschr. Mineral., 59, Beih. 1, 115 - 116
- LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. (1983): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegend volcanism. I.  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  investigations.- N. Jb.Geol.Paläont.Mh., H. 12, 713 - 730
- LOHMEYER, U. (1969): Tektonische und petrographische Untersuchungen am Rhyolith (Quarzporphyr)-Massiv von Bad Kreuznach.- Dissertation Mainz
- LORENZ, O.-K. (1983): Petrographie und Geochemie der permischen Vulkanite und Subvulkanite an der Südost-Flanke der Nahe Mulde im Bereich zwischen Sobernheim und Lauter-ecken (Saar-Nahe-Pfalz).- Diplomarbeit, Miner.Petr. Institut, Universität Hamburg
- LORENZ, V. (1967): Zur Genese neuentdeckter Vulkanschote in der Umgebung des Donnersberges/Pfalz.- Geol.Rundschau, 57, 189 - 198
- LORENZ, V. (1971a): Vulkanische Calderen und Schlotte am Donnersberges/Pfalz.- Oberrh.Geol.Abh., 20, 21 - 41, Karlsruhe
- LORENZ, V. (1971b): Zur Stratigraphie und Tektonik des Oberrotliegenden in der Umgebung von Schweisweiler und Winnweiler/Pfalz.- Abh. Hess.L.-Amt Bodenforsch., 60, 263 - 275, Wiesbaden

- LORENZ, V. (1973): Zur Altersfrage des Kreuznacher Rhyoliths 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. (1981): Zur Geologie des Donnersberges.- In: Gemeinde Dannenfels (Hrsg.): Dannenfels, Chronik eines Dorfes, 136 - 155
- LOSSEN, K.A. (1891): Quarzporphyrgänge an der unteren Nahe.- Z. deutsch.geol. Ges., 43, 535 - 545
- LUTH, W.C., JAHNS, R.H. & TUTTLE, O.F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.- J.Geophys. Res. 69, 759 - 773
- MAAS, R. (1963): Das Vorkommen von "Rotliegendem Deckenporphyr" bei Marzell (südlicher Schwarzwald).- Ber.Naturf. Ges. Freiburg i.Br., 53, 233 - 239
- MAAS, R. (1964): Ergänzende Beobachtungen zum Porphyry von Marzell (südlicher Schwarzwald).- Ber.Naturf.Ges.Freiburg i.Br., 54, 131 - 133
- MARCKS, Ch. (1981): Geochemische und petrographische Variationen in Ignimbriten der nördlichen Wüste Luth (Ost-Iran).- Dissertation Freiburg i.Br.
- MARSHALL, P. (1935): Acid rocks of the Tanpo-Rotorus volcanic district.- Trans and Proc. Royal Soc. New Zealand, 64, 323 - 366
- MASSEY, N.W.D. (1980): Petrographic and geochemical evidence for crustal contamination in some Keweenawan flows and dykes from Mamainse Point, Ontario.- Canad. Miner., 18, 271 - 274
- MAUS, H. (1963): Der Münstertäler Porphyry - Deutung als Ignimbrit.- N. Jb. Geol.Paläont. Abh., 118, 85 - 102.
- MAUS, H. (1965): Petrogenetische Typen der Schwarzwälder Quarzporphyre.- Dissertation Freiburg i.Br.
- MAUS, H. (1967): Spät- und postmagmatische Strukturen in Quarzporphyren des Mittleren Schwarzwaldes.- N.Jb.Miner. Mh., 61 - 70
- MAUS, H. (1967): Sekundäre Minerale in Schwarzwälder Quarzporphyren.- Ber.Naturw.Ges., Freiburg i.Br., 57, 119 - 132
- MIHARA, S. (1935): Etude géologique et petrographique de la région du Nideck.- Mem.Serv.Carte Géol.Als.Lorr., 4, 134 p.
- MIHM, A. (1968): Zur Petrographie und Gliederung der permischen Vulkanite zwischen Birkenfeld und der Nahe.-Dissertation Saarbrücken.

- MIHM, A. (1975): Neue Ergebnisse über das "Grenzlager" östlich Birkenfeld.- Annales Univ. Saraviensis, 12, 20 - 32.
- MILLOT, G. (1945): Le Permien à l'Ouest et au Nord du Donon dans les Vosges septentrionales.- C.R. Somm.Soc.Géol. France, 14, 198 - 200
- MÜLLER, G. (1975): Ein Lavastrom am Leistberg.- Bergbau PSL, Mineralogie, Nr. 8, 67 - 82, Scheidt (Saarland)
- MÜLLER, G. (1976): Probleme des Nohfeldener Rhyolithmassivs.- Bergbau PSL, Mineralogie, Nr. 12, 101 - 120, Scheidt (Saarland)
- MÜLLER, G. (1982): Saarland.- Tagungsheft zur VFMG-Sommertagung 1982 in Oberthal (N-Saarland).- 176 S., herausgegeben von: VFMG in Heidelberg e.V.
- MURAD, E. (1975): Note on the geochemistry of hercynian dykes and volcanics from Münstertal, Black Forest, Germany.- N.Jb.Min., Mh., 57 - 70
- MURAWSKI, H. (1975): Die Grenzzone Hunsrück/Saar-Nahe-Senke als geologisch-geophysikalisches Problem. Ergebnisse reflexionsseismischer Tiefenbohrungen.- Z. deutsch. geol. Ges., 126, 49 - 62
- NEGENDANK, F.W. (1971): Der Paläo-Rhyolith auf dem Leisberg bei Schlossböckelheim und seine geologische Umgebung.- Abh. hess.L.-Amt Bodenforsch., 60, 276 - 282
- NICHOLLS, I.A. & LORENZ, V. (1973): Origin and crystallization history of permian tholeiites from the Saar-Nahe Trough, SW-Germany.- Contr.Min.Petrol., 40, 327-344
- NICKEL, G. (1981): Magma mixing as the probable origin of some permian volcanic rocks of the Saar-Nahe-Basin (SW-Germany).- Geol.Rundschau, 70, 1164 - 1176
- ORLIAC, J. & SCHÄFER, K. (1969): Das Rubidium-Strontium-Alter unterpermischer Rhyolithe des Saar-Nahe-Gebietes.- N. Jb.Geol.Paläont. Mh., 1969, H. 4, 246 - 252
- PE, G.G. (1974): Volcanic rocks of Methana, South Aegean Arc, Greece.- Bull. Vulcanol. 38, 270 - 290
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey.- Contr. Miner.Petrol., 58, 63 - 81
- PETERS, A. (1968): Ein neues Verfahren zur Bestimmung von Eisen-(II)-Oxid in Mineralen und Gesteinen.- N.Jb.Mineral., Mh., 119 - 124
- PHILPOTTS, A.R. (1978): Textural evidence for liquid immiscibility in tholeiites.- Miner.Mag., 42, 417 - 425

- PICHLER, H. & ZEIL, W. (1969): Die quartäre "Andesit"-Formation in der Hochkordillere Nord-Chiles.- Geol.Rundschau, 58, 866 - 903
- PICHLER, H. & ZEIL, W. (1972): The Cenozoik rhyolite-andesite-association of the Chilean Andes.- Bull. volcanol., 35, 424 - 452
- PLATEN v., H. (1965): Kristallisation granitischer Schmelzen.- Beitr. Mineral. Petrogr., 11, 334 - 381
- PLATEN v., H. & HÖLLER, H. (1966): Experimentelle Anatexis des Stanizer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H<sub>2</sub>O-Druck.- N. Jb. Miner. Abh., 106, 106 - 130
- PRIER, H. (1963): Das pyroklastische Rotliegende im südlichen Odenwald.- Jb. Geol. L.-Amt Bad-Württ., 6, 301 - 335, Freiburg i.Br.
- PRIER, H. (1969): Das pyroklastische und sedimentäre Rotliegende im Bereich der Bergstrasse des südlichen Odenwaldes.- Jb. Geol. L.-Amt Bad.Württ., 11, 279 - 298, Freiburg i. Br.
- PRIER, H. (1975): Tuffe und Sedimente des Rotliegenden im Odenwald.- Aufschluss, Sonderband 27 (Odenwald), 258 - 298
- RAASE, P. (1971): Zur Synthese und Stabilität der Albit-Modifikationen.- Tscherm. Miner.Petr.Mittl., 16, 136 - 155
- REIMANN, K. (1977): Petrochemie und Mineralogie des Dossenheimer Rhyoliths.- Diplomarbeit, Mineral.Petrogr.Institut, Universität Hamburg
- REIS, O.M. (1915): Über die gesetzmässige Verteilung der Eruptivgesteine im Inneren des Pfälzer Sattels und über Kennzeichen für die Reihenfolge der Durchbrüche.- Geogn.Jahreshefte, 28, 179 - 194
- REIS, O.M. (1921): Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg der Geognostischen Karte von Bayern 1:100.000, 320 S., München
- REIS, O.M. & AMMON v., L. (1910): Erläuterungen zu dem Blatt Kussel (Nr. XX) der Geognostischen Karte des Königreichs Bayern (1:100.000), München
- REZVANI KHORASANI, R. (1982): Petrographie und Geochemie spätkretazisch-alttertiärer Laven und Subvulkanite der nördlichen Lut, Ost-Iran. - Dissertation Hamburg
- RHODES, J.M., DUNGAN, M.A., BLANCHARD, D.P. & LONG, P.E. (1979): Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from basalts drilled near 22° N on the Mid-Atlantic Ridge.- Tectonophysics 55, 35 - 61

- RINGWOOD, A.E. (1955): The principles governing trace-element behaviour during magmatic crystallization. Part II. The role of complex formation.- *Geochim.Cosmochim. Acta*, 7, 242 - 254
- RITTMANN, A.(1960/81): *Vulkane und ihre Tätigkeit.*- F. Enke Verlag, Stuttgart, 2. Aufl. 1960 und 3. Aufl. 1981
- SANDBERGER, F. (1863): *Geologische Beschreibung der Umgebungen der Renchbäder.*- *Beitr.Stat. Inn.Verw.Grossh.Baden*, 16, Karlsruhe, 53 s.
- SAUCIER, H., MILLOT, G. & JOST, R. (1958): Les coulées rhyolitiques du Nideck (Permien-Vosges) sont-elles des Ignimbrites? - *Geol. Rundschau*, 48, 95 - 99
- SAUCIER, H., MILLOT, G. & JOST, R. (1959): Les ignimbrites Permiennes de la région du Nideck (Vosges-Alsace).- *Bull. Serv.Carte Géol.Als.Lorr.*, 12, 2, 33 - 48
- SAUER, A. (1893): *Porphyrstudien.*- *Mittl. Grossh. Bad.Geol. L.-Anstalt*, 22, 795 - 836, Heidelberg
- SCHALCH, F. (1895): *Erläuterungen zum Blatt Petersthal-Reichenbach der Geologischen Spezialkarte des Grossherzogthums Baden.*- Heidelberg 1895
- SCHLÖMER, H. (1962): Hydrothermal gemeinsame Kristallisation von Orthoklas und Quarz.- *Radex Rundschau: I. Teil*, H.3, 133 - 156; *II. Teil*, H. 4, 177 - 193
- SCHMIDT, A. (1887): *Geologie des Münstertals im badischen Schwarzwald.*- Teil II, Heidelberg, 172 S.
- SCHRÖDER, E. (1929): *Über Alter und Aufbau des Blauenmassivs im südlichen Schwarzwald.*- *Mitt. Bad.Geol.L.-Anstalt*, 11, 65 - 89, Heidelberg
- SCHRÖDER, E. (1951): *Vulkanismus und Rotliegendgliederung im Saar-Nahe-Bergland.*- *Z. deutsch.geol.Ges.*, 103, 253 - 263
- SCHULZ, G. (1957): *Reflexionen aus dem kristallinen Untergrund im Gebiet des Pfälzer Berglandes.*- *Z. Geophys.* 23, 225 - 235, Würzburg
- SCHUSTER, M. (1913): *Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. III. Die Eruptivgesteine im Gebiet des Blattes Donnersberg (1:100.000).*- *Geogn. Jahreshefte*, 26, 235 - 266, München
- SCHUSTER, M. (1923): *Neue Beiträge der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. V. Vergleichende mikroskopische Untersuchungen an eruptiven Gesteinen aus der oberen Nahemulde. I. Fortsetzung: Der Palatinit des Lagerganges von Martinstein.*- *Geogn.Jh.* 36, 49-74, München

- SCHUSTER, M. (1933): Ein Überblick über die permischen Eruptivgesteine der Rheinpfalz.- Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., XXII, 27 - 38
- SCHWAB, K. (1965): Petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten in der Umgebung des Donnersbergs/Pfalz.- N. Jb.Miner.Abh., 102, 258 - 290
- SCHWAB, K. (1967): Zur Geologie der Umgebung des Donnersberges.- Mitt. Polichia, III. Reihe, 14, 13 - 55, Bad Dürkheim,
- SCHWAB, K. (1968): Die Verbreitung der effusiven Vulkanite auf der SE-Flanke des Pfälzer Sattels und ihre Stellung im Profil des Oberrotliegenden.- Mz. Naturwiss.Arch., 7, 105 - 119, Mainz
- SCHWAB, K. (1971): Effusivgesteine in: Erl. Geol. Karte Rheinland-Pfalz 1:25.000, Bl. 6410 Kusel, 24 - 39, Mainz
- SIAT, A. (1974): Les roches rhyolitiques permienes à l'ouest et au nord-ouest du Donon (Vosges septentrionales).- Sci.Géol. Bull., 27, 3, 219 - 225
- SIEGERS, A. (1967): Spurenelemente in permischen Magmatiten des Saar-Nahe-Gebietes als Hilfsmittel zur Lösung von stratigraphischen und genetischen Fragen.- Dissertation Berlin
- STEININGER, J. (1840): Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der unteren Saar und dem Rheine.- Trier 1840
- STETS, J. (1957): Das Unterdevon im Raume Veldenz - Burgen - Gornhausen/Mosel (Rheinisches Schiefergebirge).- Diplomarbeit, Geol. Inst. Universität Mainz
- STILLE, H. (1950): Der subsequeute Magmatismus.- Abh. Geotek. 3, Miscellanea Acad. Berolinensia, 95 - 117
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks.- N. Jb.Miner.Abh., 107, 144 - 240
- TAYLOR, S.R. (1965): The application of trace element data to problems in Petrology.- Phys.Chem.Earth, 6, 133-212
- TAYLOR, S.R. (1968): Geochemistry of Andesites. In AHRENS, L.H. (ed.): Origin and distribution of the Elements.- Internat. Ser.Monogr.Earth Sci. 30, 559 - 583
- TAYLOR, S.R. (1969): Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks.- Proceedings of the Andesite Conference, Editor: McBIRNEY, A.R., Bull. State of Oregon, Dept. Geol.Miner.Ind. 65, 43 - 63
- THEUERJAHR, A.-K. (1973): Geochemisch-petrologische Untersuchungen an jungpaläozoischen Rhyolithen des Saar-Nahe-Gebietes.-Dissertation Mainz

- THÜRACH, H. (1918): Erläuterungen der geologischen Spezialkarte des Grossherzogtums Baden, Blatt Heidelberg, 3. neubearbeitete Auflage
- TRÖGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Teil 1: Tabellenbuch.-Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale, Teil II: Textband.-Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  -  $\text{SiO}_2$  -  $\text{H}_2\text{O}$ .-Geol.Soc.Am.Mem., 74
- VELAIN, Ch. (1885): Le Permien dans la Région des Vosges.- Bull. Soc. Géol. France, 7, 536 - 564
- VETTER, U. & JUNG, D. (1971): Kuselite.- In: ATZBACH, O. & SCHWAB, K.: Erl. geol. Kte. 1:25.000, Bl. 6410, Kusel, S. 42 - 46, Mainz
- VINX, R. (1974): Die Gesteine der Lembergintrusion/Nahebergland. Ein Beitrag zum Verständnis des permischen Vulkanismus des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland).- Dissertation Hamburg
- VOELCKER, I. (1926): Die Ausbruchsstellen der Heidelberger Porphyre.- Zbl. Miner.Geol.Paläont., Abt. A, 257 - 259
- VOELCKER, I. (1927): Untersuchung über die Klüfte und Fluidaltexturen der Porphyre im östlichen Odenwald und im mittleren Schwarzwald.- Zbl. Miner.Geol.Paläont., Abt.B, 251 - 263
- VOGEL, Ch. (1891): Die Quarzporphyre der Umgegend von Gross-Umstadt. Abh.hess.geol.L.-Anst., Darmstadt, 1891, 55 S.
- WAGNER, W. (1926): Erläuterungen zur geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen, 1:25.000, Blatt Wöllstein-Kreuznach, Darmstadt
- WALGER, E. (1958): Über die postmagmatischen Umwandlungserscheinungen an den Melaphyren des Pfälzer Berglandes.- Dissertation Freiburg i.Br.
- WATERS, B.R. (1978): Petrogenesis of the felsic rock units of the late-Precambrian Sinclair Group, South West Africa.- Geol. Rundschau, 67, 743 - 773
- WEYL, R. (1938): Die Entwicklung des rotliegenden Vulkanismus im Schwarzwald.- Z. deutsch.Geol.Ges., 90, 367 - 380
- WEYL, R. (1938): Die weissen Porphyre des Schwarzwaldes.- Zbl. Miner. Abt. A, 193 - 201
- WEYL, R. (1940): Bewegungsspuren in Schwarzwälder Quarzporphyren.- Oberrh. Geol. Abh., 11, 79 - 92

- WEYL, R. (1961): Mittelamerikanische Ignimbrite.- N.Jb.Geol. Paläont., 113, 23 - 46
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis.- Tectonophysics 43, 7 - 22
- WINKLER, H.G.F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine.- Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks.- Springer-Verlag, New York
- WOLFF, F. (1973): Geochemie und Mineralogie mafischer Minerale in ausgewählten Magmatiten des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes. Ein Beitrag zur Petrogenese der Rotliegendevulkanite.- Dissertation Hamburg
- YODER, H.S. (1973): Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas.- Amer.Miner., 58, 153 - 171
- ZWETSCH, A. (1970): Vom Abbau eines Birkenfelder Feldspates. Ein Beitrag zur Frage der Gleichmäßigkeit keramischer Rohstoffe.- Ber.Dt.Keram.Ges., 47, H. 4 229-233
- ZWETSCH, A. & JUNG, D. (1956): Untersuchungen an Birkenfelder Feldspat.- Tonindustrie-Zeitung u.Keram.Rundschau, 80, H. 5/6, 65 - 69 und H.7/8, 104 - 112

#### Benutzte Geologische Karten

Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland, 1:600.000. Herausgegeben vom Geologischen Landesamt in Baden-Württemberg, 1955

Geologische Karte des Saarlandes, 1:100.000. Herausgegeben vom Geologischen Institut der Universität Saarbrücken, 1964

Geognostische Karte des Königreichs Bayern, 1:100.000. von O.M. REIS & L. v. AMMON, 1909  
-Blatt Kusel, Nr. XX  
-Blatt Donnersberg, Nr. XXI

Carte géologique des Vosges hercyniennes 1:200.000 von J. JUNG, 1926, publiziert in: Serv.Carte géol.Als.Lorr, 1928

Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25.000. Herausgegeben: Kgl. Preuss.Geolog. Landesanstalt  
- Blatt Buhlenberg (jetzt Birkenfeld-West, Nr. 6308), von H. GREBE & A. LEPPLA, 1894  
- Blatt Birkenfeld (jetzt Birkenfeld-Ost, Nr. 6309), von H. GREBE & A. LEPPLA, 1893  
- Blatt Nohfelden (6408) von F. ROLLE, H. GREBE & A. LEPPLA, 1893  
- Blatt Freisen (6409) von F. ROLLE, H. GREBE & A. LEPPLA, 1893  
- Blatt Idar-Oberstein (6209), von A. LEPPLA, 1898  
- Blatt Wahlen (jetzt Reimsbach Nr. 6506) von H. GREBE 1887

Geologische Karte des Grossherzogthums Hessen, 1:25.000. Herausgegeben durch das Grossherzogliche Ministerium des Innern.  
- Blatt Wöllstein-Kreuznach (jetzt Bad Kreuznach, Nr. 6113) von W. WAGNER, Darmstadt 1926

- Blatt Fürfeld (jetzt Kriegsfeld, Nr. 6213) von H. SCHOPP,  
Darmstadt 1911

Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25.000. Herausgegeben  
vom Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz.

- Blatt 6112 Waldböckelheim, von K.W. GEIB, Mainz 1973

Carte géologique de la France, 1:50.000

- Blatt Cirey-sur-Vezouze

- Blatt Molsheim

- Blatt Rambervillers

- Blatt St.Dié

Carte géologique du socle Vosgien, partie septentrionale,  
1:50.000, von J.P. v. ELLER, J.G. BLAWALT, J. HAMEUR & J. HOLLINGER.  
In: Bull. Serv. Carte Géol. Als.Lorr. 23, 1, 1970

Carte géologique des Vosges moyens, partie centrale et partie orient-  
tale, 1:50.000, von J.P. v. ELLER, P. FLUCK & J. HAMEUR. - In: Bull.  
Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 23, 1, 1970

Aus folgenden (oben zitierten) Arbeiten wurden ferner geologische  
Karten benutzt: MIHARA (1935), STETS (1957), EHRENBERG (1962/64)  
und DREYER (1975)

A N H A N G

Tabellen der Gesteinsanalysen

Erläuterungen zur Durchführung und Darstellung der Analysen werden in S. 6 bis 8 gegeben.

Tab. 27: Nonfeldener Massiv: Rhyolith A  
 Probenfundstellen s. Abb. 5, S. 17 (vgl. Abb. 17, S. 52)

| Fundstelle                     | 1      |       |       |        | 2      |        |       |        | 3      |        |       |        |        |        |        |  |
|--------------------------------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--|
|                                | 402    | 403   | 404   | 405    | 411    | 412    | 413   | 414    | 416    | 418    | 420   | 424a*  | 424b*  | 428a*  | 428b*  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 69,98  | 70,13 | 69,39 | 72,19  | 70,06  | 70,14  | 68,55 | 69,74  | 70,54  | 70,39  | 68,58 | 65,97  | 70,72  | 70,00  | 70,36  |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,62  | 15,42 | 15,39 | 15,42  | 15,31  | 15,41  | 15,24 | 15,35  | 15,54  | 15,35  | 15,34 | 14,72  | 15,44  | 15,31  | 15,46  |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,76   | 1,46  | 2,42  | 0,89   | 2,28   | 1,95   | 3,40  | 2,19   | 1,55   | 1,89   | 1,48  | 1,17   | 0,60   | 2,25   | 0,55   |  |
| FeO                            | 0,25   | 0,14  | 0,21  | 0,12   | 0,79   | 0,37   | 0,28  | 0,16   | 0,27   | 0,20   | 0,29  | 2,38   | 0,53   | 0,29   | 0,28   |  |
| MgO                            | 0,85   | 0,82  | 0,77  | 0,45   | 0,76   | 0,88   | 0,59  | 0,89   | 0,91   | 0,77   | 0,87  | 1,89   | 0,79   | 0,75   | 0,68   |  |
| CaO                            | 0,31   | 0,27  | 0,35  | 0,29   | 0,49   | 0,27   | 0,27  | 0,29   | 0,29   | 0,40   | 1,69  | 1,38   | 0,64   | 0,99   | 1,37   |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,06   | 4,19  | 3,90  | 3,95   | 2,11   | 2,76   | 2,65  | 3,77   | 3,21   | 3,75   | 3,41  | 2,06   | 2,28   | 3,54   | 3,76   |  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,67   | 4,53  | 4,67  | 4,67   | 5,04   | 5,28   | 5,27  | 4,65   | 4,74   | 4,68   | 4,60  | 4,62   | 5,17   | 4,51   | 4,54   |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,19   | 0,19  | 0,19  | 0,17   | 0,20   | 0,20   | 0,20  | 0,20   | 0,19   | 0,19   | 0,19  | 0,18   | 0,19   | 0,18   | 0,19   |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09   | 0,07  | 0,08  | 0,08   | 0,09   | 0,09   | 0,08  | 0,08   | 0,08   | 0,07   | 0,09  | 0,07   | 0,09   | 0,08   | 0,09   |  |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,76   | 1,83  | 1,92  | 1,86   | 2,54   | 2,54   | 2,47  | 2,10   | 2,34   | 1,91   | 1,29  | 3,51   | 2,51   | 2,01   | 2,01   |  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,61   | 0,58  | 0,45  | 0,61   | 0,93   | 0,70   | 0,71  | 0,77   | 0,72   | 0,56   | 0,39  | 0,54   | 0,53   | 0,51   | 0,41   |  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,02   | 0,02  | 0,01  | 0,02   | 0,31   | 0,02   | 0,03  | 0,03   | 0,01   | 0,08   | 1,10  | 1,66   | 0,58   | 0,61   | 0,90   |  |
|                                | 100,17 | 99,65 | 99,75 | 100,72 | 100,97 | 100,61 | 99,74 | 100,22 | 100,49 | 100,24 | 99,32 | 100,15 | 100,07 | 101,03 | 100,60 |  |
| C                              | 3,58   | 3,35  | 3,50  | 3,58   | 6,19   | 4,93   | 4,95  | 3,85   | 4,82   | 3,74   | 4,44  | 5,91   | 5,81   | 4,41   | 4,17   |  |
| Ba                             | 617    | 620   | 687   | 546    | 444    | 594    | 477   | 552    | 599    | 759    | 636   | 593    | 566    | 628    | 636    |  |
| Ce                             | 50     | 72    | 66    | 46     | 71     | 61     | 46    | 57     | 61     | 73     | 55    | 64     | 68     | 68     | 55     |  |
| Cr                             | 14     | 15    | 10    | 12     | 18     | 19     | 15    | 14     | 12     | 5      | 9     | 8      | 8      | 10     | 7      |  |
| La                             | 38     | 46    | 69    | 62     | 91     | 80     | 89    | 83     | 60     | 110    | 91    | 98     | 87     | 96     | 65     |  |
| Mn                             | 130    | 101   | 103   | 140    | 205    | 218    | 83    | 116    | 232    | 504    | 338   | 738    | 323    | 255    | 333    |  |
| Nd                             | 26     | 38    | 26    | 14     | 20     | 32     | 17    | 30     | 22     | 33     | 19    | 23     | 20     | 5      | 5      |  |
| Ni                             | 2      | 0     | 1     | 0      | 4      | 1      | 5     | 3      | 0      | 0      | 1     | 1      | 0      | 3      | 0      |  |
| Rb                             | 171    | 180   | 189   | 161    | 191    | 167    | 209   | 176    | 158    | 172    | 172   | 135    | 150    | 178    | 171    |  |
| Sr                             | 94     | 108   | 128   | 81     | 35     | 33     | 24    | 54     | 77     | 93     | 97    | 30     | 37     | 92     | 89     |  |
| Ti                             | 1120   | 1120  | 1110  | 986    | 1130   | 1130   | 1100  | 1110   | 1080   | 1090   | 1100  | 975    | 1070   | 1050   | 1080   |  |
| V                              | 0      | 5     | 1     | 0      | 11     | 13     | 12    | 10     | 4      | 2      | 0     | 1      | 3      | 0      | 11     |  |
| Zr                             | 139    | 137   | 136   | 124    | 129    | 133    | 133   | 129    | 152    | 143    | 152   | 136    | 148    | 150    | 144    |  |

In dem kleinen Steinbruch der Fundstelle 3 ist teilweise das Gestein durch Chloritverteilung grün gefärbt und enthält relativ hohe FeO- und MgO-Gehalte. (Z.B. Probe 424). Zu den Ausnahmen gehören ferner hier die "hohen" CO<sub>2</sub>-Gehalte.

\*a und b: zwei Analysen aus einem inhomogenen Handstück

Tab. 27: 1. Fortsetzung

| Fundstelle                     | 6     |       | 8     |       |        | 9      | 21    |       |       | 22    | 23    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | 435   | 437   | 442   | 445   | 446    | 448    | 562   | 564   | 566   | 568   | 569   |
| SiO <sub>2</sub>               | 70,01 | 71,67 | 70,45 | 71,12 | 73,23  | 71,04  | 70,61 | 69,44 | 70,95 | 70,81 | 69,21 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,68 | 15,84 | 15,32 | 14,98 | 14,93  | 15,25  | 14,82 | 14,70 | 14,78 | 15,05 | 15,93 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,30  | 0,58  | 1,64  | 1,45  | 0,69   | 1,52   | 1,98  | 2,34  | 0,74  | 1,66* | 1,80* |
| FeO                            | 0,10  | 0,16  | 0,30  | 0,24  | 0,18   | 0,25   | 0,17  | 0,12  | 0,10  |       |       |
| MgO                            | 0,58  | 0,39  | 0,58  | 0,99  | 0,39   | 0,97   | 0,55  | 1,05  | 0,92  | 0,79  | 0,85  |
| CaO                            | 0,39  | 0,17  | 0,38  | 0,27  | 0,33   | 0,25   | 0,31  | 0,33  | 0,48  | 0,20  | 0,27  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,32  | 3,65  | 3,20  | 2,88  | 2,61   | 4,23   | 2,61  | 2,71  | 1,77  | 3,08  | 3,76  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,84  | 4,92  | 5,07  | 4,48  | 4,85   | 4,12   | 4,94  | 5,16  | 4,91  | 5,37  | 5,11  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,19  | 0,20  | 0,18  | 0,17  | 0,17   | 0,16   | 0,16  | 0,16  | 0,16  | 0,16  | 0,21  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,07  | 0,08  | 0,08  | 0,07  | 0,08   | 0,06   | 0,06  | 0,06  | 0,07  | 0,05  | 0,09  |
| H <sub>2</sub> O+              | 2,49  | 1,78  | 1,96  | 2,34  | 2,27   | 1,77   | 2,45  | 2,53  | 2,79  | 1,91  | 1,85  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,62  | 0,29  | 0,81  | 0,72  | 0,63   | 0,45   | 1,28  | 1,03  | 2,09  | 0,65  | 0,62  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,01  | 0,07  | 0,00  | 0,00  | 0,00   | 0,01   | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,0   | 0,0   |
| Summe                          | 99,60 | 99,80 | 99,97 | 99,71 | 100,36 | 100,08 | 99,94 | 99,64 | 99,76 | 99,73 | 99,70 |
| C                              | 4,46  | 4,36  | 4,07  | 5,07  | 4,98   | 3,52   | 4,76  | 4,20  | 5,85  | 3,93  | 3,94  |
| Ba                             | 865   | 815   | 735   | 706   | 741    | 660    | 730   | 770   | 650   | 599   | 707   |
| Ce                             | 81    | 83    | 43    | 22    | 64     | 61     | 89    | 61    | 65    | 75    | 56    |
| Cr                             | 8     | 6     | 7     | 9     | 16     | 7      | 12    | 9     | 7     | 14    | 11    |
| La                             | 79    | 90    | 49    | 84    | 63     | 81     | 89    | 88    | 95    | 110   | 93    |
| Mn                             | 613   | 36    | 43    | 46    | 48     | 178    | 55    | 71    | 57    | 88    | 208   |
| Nd                             | 33    | 32    | 17    | 10    | 23     | 24     | 27    | 23    | 13    | 31    | 19    |
| Ni                             | 0     | 0     | 0     | 0     | 0      | 1      | 0     | 1     | 0     | 2     | 5     |
| Rb                             | 215   | 195   | 249   | 176   | 215    | 168    | 182   | 184   | 158   | 207   | 190   |
| Sr                             | 130   | 116   | 96    | 75    | 79     | 84     | 89    | 53    | 47    | 60    | 119   |
| Ti                             | 1070  | 1110  | 1020  | 986   | 991    | 891    | 934   | 914   | 948   | 899   | 1200  |
| V                              | 0     | 0     | 0     | 5     | 0      | 0      | 4     | 16    | 6     | 1     | 2     |
| Zr                             | 147   | 148   | 142   | 132   | 130    | 134    | 137   | 138   | 130   | 125   | 171   |

\* = Gesamteisen als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Tab. 27: 2. Fortsetzung

| Fundstelle                       | 24     |        | 25     |       | 47    |       | 48    | 49                |                   |       | 50    |       | 53 |  |
|----------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------------------|-------------------|-------|-------|-------|----|--|
|                                  | 571    | 572    | 574    | 627   | 628   | 629   | 631   | 632a <sup>+</sup> | 632b <sup>+</sup> | 633   | 655   | 656   |    |  |
| SiO <sub>2</sub>                 | 68,71  | 69,35  | 69,64  | 68,61 | 71,42 | 68,84 | 70,35 | 68,34             | 71,09             | 69,50 | 69,31 | 69,69 |    |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 15,91  | 16,06  | 15,36  | 15,33 | 15,69 | 15,81 | 15,38 | 15,14             | 15,53             | 15,27 | 15,16 | 14,89 |    |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 2,75   | 1,88   | 1,60   | 4,54  | 1,83  | 3,21  | 2,00  | 4,70              | 0,97              | 2,56  | 2,26  | 2,40  |    |  |
| MgO                              | 1,09   | 0,97   | 1,18   | 1,01  | 0,57  | 0,62  | 1,04  | 0,66              | 0,58              | 0,94  | 1,05  | 1,02  |    |  |
| CaO                              | 0,20   | 0,19   | 0,35   | 0,17  | 0,12  | 0,31  | 0,83  | 1,03              | 0,94              | 0,73  | 1,18  | 1,04  |    |  |
| Na <sub>2</sub> O                | 3,99   | 3,98   | 2,10   | 1,78  | 1,68  | 3,35  | 4,23  | 3,76              | 4,38              | 4,21  | 2,86  | 2,57  |    |  |
| K <sub>2</sub> O                 | 4,57   | 4,85   | 5,46   | 5,12  | 5,21  | 4,67  | 3,82  | 3,78              | 3,92              | 4,13  | 4,38  | 4,58  |    |  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,21   | 0,21   | 0,16   | 0,21  | 0,22  | 0,21  | 0,20  | 0,19              | 0,20              | 0,20  | 0,21  | 0,19  |    |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,07   | 0,07   | 0,05   | 0,08  | 0,07  | 0,09  | 0,08  | 0,09              | 0,08              | 0,09  | 0,08  | 0,07  |    |  |
| H <sub>2</sub> O+                | 1,95   | 1,98   | 2,56   | 2,69  | 2,82  | 2,00  | 1,50  | 1,70              | 1,41              | 1,47  | 1,81  | 2,06  |    |  |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,66   | 0,56   | 1,67   | 0,41  | 0,35  | 0,48  | 0,50  | 0,51              | 0,38              | 0,53  | 1,02  | 0,96  |    |  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,0    | 0,0    | 0,0    | 0,0   | 0,0   | 0,02  | 0,0   | 0,0               | 0,0               | 0,00  | 0,13  | 0,16  |    |  |
| Summe                            | 100,11 | 100,10 | 100,13 | 99,95 | 99,98 | 99,61 | 99,93 | 99,90             | 99,48             | 99,63 | 99,45 | 99,63 |    |  |
| C                                | 4,20   | 4,09   | 5,48   | 6,24  | 7,24  | 4,94  | 2,97  | 3,21              | 2,56              | 2,76  | 4,06  | 4,35  |    |  |
| Ba                               | 612    | 637    | 697    | 375   | 331   | 770   | 672   | 806               | 691               | 736   | 802   | 821   |    |  |
| Ce                               | 55     | 55     | 77     | 64    | 82    | 71    | 90    | 66                | 71                | 50    | 80    | 75    |    |  |
| Cr                               | 20     | 15     | 39     | 13    | 16    | 10    | 11    | 11                | 17                | 14    | 17    | 14    |    |  |
| La                               | 110    | 49     | 84     | 101   | 57    | 104   | 57    | 66                | 80                | 95    | 67    | 84    |    |  |
| Mn                               | 198    | 188    | 66     | 169   | 107   | 112   | 198   | 179               | 145               | 177   | 195   | 256   |    |  |
| Nd                               | 29     | 20     | 34     | 21    | 20    | 36    | 14    | 10                | 20                | 11    | 18    | 20    |    |  |
| Ni                               | 5      | 9      | 6      | 2     | 1     | 1     | 0     | 4                 | 8                 | 4     | 8     | 6     |    |  |
| Rb                               | 185    | 184    | 187    | 94    | 104   | 205   | 161   | 168               | 168               | 172   | 220   | 226   |    |  |
| Sr                               | 95     | 101    | 74     | 22    | 17    | 44    | 146   | 173               | 169               | 147   | 190   | 164   |    |  |
| Ti                               | 1200   | 1240   | 917    | 1170  | 1230  | 1250  | 1150  | 1120              | 1140              | 1110  | 1160  | 1170  |    |  |
| V                                | 13     | 3      | 1      | 0     | 3     | 22    | 0     | 1                 | 2                 | 0     | 16    | 17    |    |  |
| Zr                               | 167    | 178    | 141    | 170   | 179   | 181   | 167   | 173               | 167               | 164   | 173   | 175   |    |  |

+) a und b: zwei Analysen aus einem inhomogenen Handstück

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* = Gesamteisen als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Tab. 28: Nohfeldener Massiv: Rhyolith A(K) = K-reiche  
 Varietät des Rhyoliths A  
 Probenfundstellen s. Abb. 5, S. 17 (vgl. Abb. 17, S. 52)

| K r u l s c h e i d            |       |        |        | M o m - B e r g |        |       |       |        |       |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-----------------|--------|-------|-------|--------|-------|
| Fundstelle                     | 4     | 5      |        | 27              | 28     | 29    | 30    | 31     |       |
| Probe                          | 431   | 433    | 434    | 577             | 578    | 579   | 581   | 582    | 583   |
| SiO <sub>2</sub>               | 67.68 | 70.18  | 68.64  | 69.26           | 67.93  | 68.71 | 67.81 | 68.13  | 67.60 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.40 | 15.88  | 16.03  | 15.81           | 15.60  | 16.01 | 15.55 | 15.60  | 15.24 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.60  | 0.93   | 1.76   | 1.23*           | 2.62*  | 1.18* | 3.06* | 2.62*  | 2.99* |
| FeO                            | 0.46  | 0.33   | 0.17   |                 |        |       |       |        |       |
| MgO                            | 1.09  | 1.13   | 0.88   | 0.68            | 0.60   | 0.46  | 0.38  | 0.76   | 0.76  |
| CaO                            | 0.36  | 0.21   | 0.18   | 0.27            | 0.15   | 0.19  | 0.16  | 0.15   | 0.33  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.30  | 1.96   | 0.76   | 1.20            | 0.99   | 0.75  | 0.69  | 0.81   | 1.08  |
| K <sub>2</sub> O               | 7.04  | 6.27   | 7.77   | 8.10            | 9.32   | 9.07  | 9.50  | 8.75   | 8.24  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.23  | 0.22   | 0.24   | 0.22            | 0.22   | 0.21  | 0.21  | 0.22   | 0.20  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.10  | 0.09   | 0.08   | 0.09            | 0.08   | 0.08  | 0.07  | 0.08   | 0.08  |
| H <sub>2</sub> O*              | 2.74  | 2.60   | 3.01   | 2.14            | 1.85   | 1.86  | 1.59  | 2.04   | 1.91  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0.61  | 0.71   | 0.93   | 0.70            | 0.71   | 0.86  | 0.64  | 0.86   | 1.24  |
| CO <sub>2</sub>                | 0.19  | 0.03   | 0.00   | 0.0             | 0.0    | 0.0   | 0.0   | 0.0    | 0.0   |
|                                | 99.80 | 100.54 | 100.45 | 99.70           | 100.07 | 99.38 | 99.66 | 100.02 | 99.67 |
| c                              | 5.43  | 5.77   | 6.23   | 4.79            | 3.80   | 4.81  | 4.01  | 4.72   | 4.14  |
| Ba                             | 624   | 588    | 713    | 626             | 725    | 543   | 684   | 737    | 745   |
| Ce                             | 85    | 52     | 111    | 60              | 52     | 88    | 63    | 56     | 92    |
| Cr                             | 20    | 16     | 19     | 22              | 16     | 18    | 19    | 16     | 20    |
| La                             | 88    | 75     | 84     | 95              | 87     | 53    | 80    | 69     | 132   |
| Mn                             | 200   | 213    | 127    | 108             | 175    | 129   | 133   | 156    | 144   |
| Nd                             | 26    | 16     | 30     | 26              | 25     | 26    | 36    | 17     | 27    |
| Ni                             | 6     | 2      | 9      | 6               | 10     | 4     | 7     | 7      | 9     |
| Rb                             | 179   | 170    | 228    | 198             | 188    | 180   | 193   | 201    | 198   |
| Sr                             | 18    | 25     | 82     | 56              | 39     | 71    | 151   | 156    | 96    |
| Ti                             | 1340  | 1270   | 1450   | 1310            | 1280   | 1220  | 1220  | 1260   | 1140  |
| V                              | 18    | 14     | 2      | 2               | 10     | 12    | 2     | 7      | 3     |
| Zr                             | 147   | 143    | 156    | 146             | 148    | 137   | 149   | 148    | 143   |

\*) Gesamtisen als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Tab. 29: Nohfeldener Massiv: Rhyolith B  
 Probenfundstellen s. Abb. 5, S. 17 (vgl. Abb.17, S. 52)

| Fundstelle                     | 10    |        |        |       |        |        |        | 11     |        |        | 12    |       |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
|                                | 449   | 450    | 452    | 454   | 457    | 458    | 461    | 462    | 464    | 465    | 466   | 468   |
| SiO <sub>2</sub>               | 72.73 | 73.26  | 72.68  | 71.94 | 73.69  | 72.77  | 73.96  | 73.47  | 73.73  | 75.13  | 73.53 | 73.60 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13.84 | 14.12  | 14.34  | 14.21 | 13.96  | 13.94  | 14.38  | 14.14  | 14.52  | 14.86  | 14.06 | 14.30 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.63  | 1.11   | 1.21   | 1.30  | 0.64   | 1.05   | 0.52   | 1.32   | 1.28   | 0.39   | 0.85  | 0.99  |
| FeO                            | 0.20  | 0.11   | 0.09   | 0.10  | 0.19   | 0.20   | 0.19   | 0.16   | 0.14   | 0.21   | 0.29  | 0.15  |
| MgO                            | 0.87  | 0.85   | 0.82   | 0.90  | 1.11   | 1.18   | 0.66   | 0.37   | 0.36   | 0.14   | 0.40  | 0.53  |
| CaO                            | 0.29  | 0.26   | 0.26   | 0.27  | 0.27   | 0.30   | 0.18   | 0.18   | 0.23   | 0.12   | 0.39  | 0.31  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.91  | 1.38   | 1.26   | 0.82  | 2.23   | 1.05   | 0.54   | 1.06   | 0.43   | 0.51   | 3.71  | 3.43  |
| K <sub>2</sub> O               | 5.11  | 5.61   | 5.56   | 6.24  | 4.78   | 5.44   | 5.74   | 6.22   | 5.51   | 4.96   | 4.33  | 4.29  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.10  | 0.11   | 0.11   | 0.11  | 0.11   | 0.10   | 0.11   | 0.09   | 0.09   | 0.09   | 0.09  | 0.09  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.05  | 0.04   | 0.04   | 0.04  | 0.03   | 0.04   | 0.03   | 0.04   | 0.04   | 0.04   | 0.01  | 0.03  |
| SO <sub>3</sub>                | 0.00  | 0.01   | 0.00   | 0.00  | 0.04   | 0.04   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.01   | 0.00  | 0.01  |
| H <sub>2</sub> O+              | 2.22  | 2.81   | 2.65   | 2.66  | 2.39   | 2.91   | 2.85   | 2.23   | 2.92   | 3.23   | 1.59  | 1.47  |
| H <sub>2</sub> O-              | 1.00  | 1.08   | 1.41   | 1.26  | 0.83   | 1.10   | 1.36   | 0.75   | 1.34   | 0.87   | 0.84  | 0.57  |
| CO <sub>2</sub>                | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  |
|                                | 99.95 | 100.74 | 100.43 | 99.85 | 100.23 | 100.08 | 100.52 | 100.03 | 100.59 | 100.55 | 99.99 | 99.76 |
| c                              | 4.76  | 5.40   | 5.87   | 5.71  | 4.70   | 5.87   | 7.02   | 5.43   | 7.53   | 8.53   | 2.59  | 3.52  |
| Ba                             | 563   | 525    | 524    | 607   | 557    | 492    | 524    | 679    | 590    | 563    | 666   | 659   |
| Ce                             | 78    | 7      | 35     | 56    | 67     | 58     | 21     | 51     | 24     | 74     | 36    | 63    |
| Cr                             | 15    | 11     | 10     | 14    | 15     | 16     | 16     | 6      | 9      | 16     | 6     | 10    |
| La                             | 64    | 73     | 37     | 76    | 49     | 61     | 68     | 77     | 123    | 49     | 52    | 56    |
| Mn                             | 100   | 71     | 78     | 166   | 106    | 104    | 59     | 54     | 62     | 50     | 80    | 78    |
| Nd                             | 36    | 0      | 17     | 19    | 24     | 11     | 5      | 12     | 16     | 35     | 17    | 17    |
| Ni                             | 0     | 1      | 2      | 0     | 0      | 1      | 1      | 0      | 0      | 1      | 0     | 0     |
| Rb                             | 193   | 213    | 209    | 214   | 186    | 196    | 205    | 208    | 203    | 194    | 195   | 197   |
| Sr                             | 103   | 60     | 59     | 89    | 36     | 24     | 58     | 106    | 94     | 125    | 161   | 163   |
| Ti                             | 590   | 593    | 602    | 591   | 610    | 582    | 626    | 464    | 507    | 507    | 501   | 534   |
| V                              | 9     | 9      | 0      | 0     | 9      | 2      | 1      | 7      | 3      | 9      | 0     | 5     |
| Zr                             | 94    | 98     | 92     | 89    | 91     | 92     | 107    | 70     | 71     | 72     | 72    | 79    |

Tab. 29: 1. Fortsetzung

|                                | 13    |        |       | 17*   |       |       |       |       |       | 18*    |        | 19*   |        |       | 20 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|----|
|                                |       |        |       | a     |       |       | b     |       |       |        |        |       |        |       |    |
|                                | 469   | 470    | 471   | 514   | 519   | 520   | 526   | 527   | 529   | 530    | 536    | 537   | 538    | 547   |    |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,16 | 73,92  | 73,61 | 74,37 | 74,81 | 74,81 | 73,53 | 74,18 | 73,38 | 73,55  | 74,65  | 74,65 | 75,87  | 74,60 |    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,01 | 14,20  | 14,22 | 13,84 | 14,13 | 14,28 | 14,06 | 14,05 | 13,92 | 14,13  | 14,46  | 13,92 | 13,84  | 14,07 |    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,03  | 0,91   | 0,60  | 1,36  | 0,48  | 0,44  | 1,07  | 0,48  | 1,04  | 0,62   | 0,82   | 0,93  | 0,28   | 0,67  |    |
| FeO                            | 0,14  | 0,13   | 0,19  | 0,16  | 0,15  | 0,14  | 0,14  | 0,16  | 0,15  | 0,13   | 0,18   | 0,26  | 0,21   | 0,16  |    |
| MgO                            | 0,44  | 0,45   | 0,46  | 0,34  | 0,53  | 0,17  | 0,39  | 0,44  | 0,45  | 0,50   | 0,56   | 0,15  | 0,14   | 0,45  |    |
| CaO                            | 0,28  | 0,29   | 0,26  | 0,22  | 0,20  | 0,16  | 0,22  | 0,21  | 0,29  | 0,33   | 0,21   | 0,14  | 0,14   | 0,20  |    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,65  | 0,38   | 0,73  | 2,40  | 2,07  | 1,78  | 1,49  | 1,52  | 1,62  | 0,93   | 0,61   | 0,82  | 1,17   | 2,81  |    |
| K <sub>2</sub> O               | 5,82  | 5,76   | 5,84  | 4,75  | 4,54  | 4,91  | 5,84  | 5,68  | 5,67  | 5,91   | 5,35   | 4,99  | 5,37   | 4,44  |    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,09  | 0,09   | 0,09  | 0,09  | 0,09  | 0,09  | 0,09  | 0,09  | 0,09  | 0,09   | 0,08   | 0,08  | 0,08   | 0,09  |    |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,04  | 0,04   | 0,04  | 0,04  | 0,03  | 0,04  | 0,03  | 0,04  | 0,04  | 0,04   | 0,02   | 0,03  | 0,04   | 0,03  |    |
| H <sub>2</sub> O+              | 2,42  | 2,86   | 2,53  | 1,73  | 2,17  | 2,14  | 1,90  | 2,00  | 1,93  | 2,56   | 2,99   | 2,64  | 2,36   | 0,70  |    |
| H <sub>2</sub> O-              | 1,39  | 1,43   | 1,23  | 0,69  | 0,71  | 0,64  | 0,84  | 0,81  | 1,15  | 1,40   | 0,77   | 0,58  | 0,55   | 0,47  |    |
| CO <sub>2</sub>                | 0,00  | 0,00   | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00  |    |
|                                | 99,47 | 100,46 | 99,80 | 99,99 | 99,91 | 99,61 | 99,61 | 99,67 | 99,73 | 100,19 | 100,70 | 99,19 | 100,05 | 98,69 |    |
| c                              | 6,23  | 6,91   | 6,32  | 4,45  | 5,52  | 5,87  | 4,98  | 5,14  | 4,69  | 5,70   | 7,33   | 6,99  | 5,94   | 4,35  |    |
| Ba                             | 715   | 645    | 664   | 566   | 607   | 496   | 574   | 603   | 611   | 672    | 545    | 475   | 500    | 665   |    |
| Ce                             | 31    | 48     | 43    | 41    | 24    | 72    | 52    | 36    | 49    | 44     | 41     | 44    | 72     | 33    |    |
| Cr                             | 11    | 13     | 28    | 12    | 8     | 13    | 17    | 8     | 13    | 11     | 11     | 10    | 18     | 3     |    |
| La                             | 66    | 76     | 72    | 61    | 50    | 37    | 91    | 59    | 77    | 76     | 59     | 53    | 77     | 55    |    |
| Mn                             | 75    | 114    | 54    | 88    | 30    | 33    | 56    | 37    | 53    | 36     | 52     | 39    | 48     | 31    |    |
| Nd                             | 11    | 9      | 10    | 25    | 16    | 29    | 23    | 0     | 20    | 21     | 10     | 22    | 28     | 0     |    |
| Ni                             | 2     | 1      | 1     | 0     | 0     | 1     | 0     | 2     | 2     | 0      | 3      | 0     | 0      | 0     |    |
| Rb                             | 245   | 232    | 235   | 206   | 195   | 167   | 248   | 196   | 215   | 210    | 190    | 167   | 188    | 197   |    |
| Sr                             | 85    | 87     | 94    | 123   | 141   | 112   | 133   | 124   | 115   | 108    | 66     | 62    | 66     | 130   |    |
| Tl                             | 483   | 519    | 470   | 429   | 467   | 442   | 506   | 499   | 474   | 489    | 436    | 431   | 460    | 482   |    |
| V                              | 4     | 4      | 0     | 3     | 10    | 9     | 1     | 0     | 1     | 4      | 0      | 0     | 1      | 2     |    |
| Zr                             | 68    | 68     | 77    | 70    | 69    | 74    | 76    | 66    | 79    | 88     | 67     | 74    | 77     | 63    |    |

\* Grosse Abbaustellen für die Porzellanindustrie ("Feldspat"-Gruben)

17: Grube "Kapp" (a. nördliche, b. südliche Bruchwand)

18: Grube "Eichenstangen"

19: Grube "Haumbach"

Tab. 29: 2. Fortsetzung

| Fundstelle                       | 37    | 38     | 39    | 40     | 41     |       |        |        |       |        |       |       |
|----------------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|
| Probe                            | 598   | 599    | 600   | 601    | 602    | 602a  | 603    | 606    | 607   | 608    | 609   | 610   |
| SiO <sub>2</sub>                 | 75.36 | 75.44  | 73.93 | 75.26  | 74.63  | 72.74 | 74.00  | 71.59  | 74.83 | 75.55  | 75.22 | 71.46 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 13.89 | 13.96  | 15.06 | 14.02  | 14.57  | 14.49 | 13.98  | 13.89  | 14.28 | 14.62  | 14.60 | 13.69 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 0.64  | 1.03   | 0.52  | 0.89   | 0.52   | 3.08  | 2.04   | 4.45   | 0.40  | 0.35   | 0.35  | 4.02  |
| MgO                              | 0.64  | 0.33   | 0.31  | 0.68   | 0.56   | 0.13  | 0.27   | 0.58   | 0.61  | 0.13   | 0.09  | 0.69  |
| CaO                              | 0.23  | 0.45   | 0.24  | 0.17   | 0.21   | 0.19  | 0.22   | 0.20   | 0.22  | 0.19   | 0.15  | 0.26  |
| Na <sub>2</sub> O                | 2.93  | 3.20   | 1.15  | 1.94   | 0.82   | 0.41  | 1.67   | 1.73   | 1.90  | 1.36   | 1.44  | 1.66  |
| K <sub>2</sub> O                 | 4.03  | 3.42   | 4.96  | 4.74   | 5.56   | 4.92  | 5.32   | 4.70   | 4.82  | 4.78   | 4.79  | 4.78  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0.09  | 0.09   | 0.09  | 0.09   | 0.09   | 0.09  | 0.08   | 0.09   | 0.09  | 0.09   | 0.09  | 0.09  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0.04  | 0.03   | 0.03  | 0.03   | 0.04   | 0.03  | 0.03   | 0.03   | 0.03  | 0.03   | 0.03  | 0.03  |
| H <sub>2</sub> O+                | 1.79  | 2.02   | 1.87  | 2.16   | 2.90   | 3.10  | 2.05   | 2.23   | 1.76  | 2.67   | 2.65  | 2.50  |
| H <sub>2</sub> O-                | 0.30  | 0.30   | 0.81  | 0.54   | 0.64   | 0.64  | 0.66   | 0.62   | 1.03  | 0.40   | 0.27  | 0.61  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0.0   | 0.0    | 0.0   | 0.0    | 0.0    | 0.0   | 0.0    | 0.0    | 0.0   | 0.0    | 0.0   | 0.0   |
|                                  | 99.94 | 100.27 | 98.97 | 100.59 | 100.54 | 99.82 | 100.32 | 100.11 | 99.97 | 100.17 | 99.68 | 99.67 |
| c                                | 4.39  | 4.25   | 7.44  | 5.46   | 6.92   | 8.22  | 5.15   | 5.67   | 5.61  | 6.94   | 6.85  | 5.48  |
| Ba                               | 589   | 707    | 583   | 645    | 687    | 618   | 645    | 606    | 633   | 717    | 623   | 704   |
| Ce                               | 24    | 27     | 35    | 44     | 8      | 96    | 23     | 48     | 41    | 33     | 132   | 81    |
| Cr                               | 9     | 13     | 4     | 10     | 2      | 16    | 2      | 9      | 1     | 7      | 3     | 9     |
| La                               | 48    | 15     | 55    | 116    | 41     | 55    | 48     | 63     | 40    | 44     | 67    | 64    |
| Mn                               | 83    | 173    | 35    | 54     | 25     | 45    | 37     | 54     | 31    | 32     | 43    | 256   |
| Nd                               | 15    | 8      | 7     | 17     | 7      | 36    | 14     | 30     | 0     | 21     | 16    | 10    |
| Ni                               | 1     | 0      | 0     | 2      | 0      | 1     | 10     | 0      | 4     | 1      | 0     | 0     |
| Rb                               | 186   | 149    | 220   | 199    | 213    | 201   | 224    | 207    | 208   | 211    | 207   | 206   |
| Sr                               | 98    | 87     | 116   | 127    | 109    | 150   | 151    | 115    | 119   | 142    | 84    | 111   |
| Ti                               | 457   | 471    | 516   | 469    | 490    | 467   | 447    | 454    | 449   | 508    | 493   | 468   |
| V                                | 1     | 0      | 1     | 0      | 2      | 0     | 4      | 12     | 0     | 8      | 0     | 0     |
| Zr                               | 63    | 66     | 69    | 51     | 74     | 67    | 66     | 67     | 69    | 68     | 57    | 69    |

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* = Gesamteisen als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Tab. 29: 3. Fortsetzung

| Fundstelle 42                               | 43    |        | 44    | 45     | 46     | 51     | 52    | 54    | 55    | 56    | 57    | 58    |        |
|---|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Probe                                       | 612   | 613    | 614   | 623    | 624    | 626    | 634   | 635   | 657   | 658   | 659   | 1012  | 1013   |
| SiO <sub>2</sub>                            | 74.74 | 75.22  | 74.40 | 74.15  | 74.41  | 74.00  | 72.77 | 73.30 | 74.15 | 73.75 | 74.58 | 74.59 | 75.13  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 14.03 | 13.82  | 13.83 | 14.00  | 14.30  | 14.22  | 14.07 | 14.07 | 13.93 | 13.91 | 14.09 | 14.08 | 14.41  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>#</sup> | 0.94  | 1.06   | 1.07  | 1.23   | 1.18   | 1.22   | 1.46  | 1.36  | 0.91  | 1.00  | 0.73  | 0.68  | 0.83   |
| MgO   | 0.41  | 0.36   | 0.36  | 0.77   | 0.93   | 0.55   | 0.60  | 0.75  | 0.45  | 0.58  | 0.35  | 0.44  | 0.19   |
| CaO   | 0.22  | 0.20   | 0.43  | 0.22   | 0.16   | 0.25   | 0.15  | 0.21  | 0.21  | 0.60  | 0.60  | 0.46  | 1.03   |
| Na <sub>2</sub> O                           | 3.44  | 3.16   | 3.22  | 2.44   | 2.53   | 2.14   | 1.97  | 1.41  | 2.51  | 2.89  | 3.55  | 3.70  | 3.13   |
| K <sub>2</sub> O                            | 4.31  | 3.92   | 4.29  | 5.08   | 4.64   | 4.96   | 5.10  | 5.60  | 5.04  | 4.23  | 4.26  | 4.07  | 4.10   |
| TiO <sub>2</sub>                            | 0.09  | 0.08   | 0.09  | 0.09   | 0.09   | 0.09   | 0.09  | 0.09  | 0.09  | 0.09  | 0.09  | 0.10  | 0.09   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>               | 0.02  | 0.03   | 0.03  | 0.04   | 0.04   | 0.03   | 0.04  | 0.03  | 0.03  | 0.04  | 0.04  | 0.02  | 0.04   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>               | 1.20  | 1.83   | 1.39  | 2.02   | 2.19   | 2.08   | 2.21  | 2.41  | 1.65  | 1.99  | 1.15  | 1.17  | 0.99   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>               | 0.34  | 0.55   | 0.26  | 0.43   | 0.37   | 0.74   | 0.68  | 0.44  | 0.56  | 0.78  | 0.44  | 0.16  | 0.26   |
| CO <sub>2</sub>                             | 0.0   | 0.0    | 0.0   | 0.0    | 0.0    | 0.0    | 0.0   | 0.0   | 0.0   | 0.0   | 0.0   | 0.02  | 0.00   |
|   | 99.82 | 100.23 | 99.37 | 100.47 | 100.84 | 100.28 | 99.14 | 99.53 | 99.51 | 99.86 | 99.88 | 99.49 | 100.20 |
| c   | 3.35  | 4.09   | 3.10  | 4.18   | 4.92   | 4.95   | 5.13  | 5.24  | 4.02  | 3.58  | 2.64  | 2.85  | 3.05   |
| Ba  | 571   | 575    | 634   | 581    | 539    | 597    | 474   | 489   | 581   | 591   | 655   | 635   | 657    |
| Ce  | 16    | 43     | 40    | 13     | 63     | 27     | 36    | 46    | 35    | 48    | 72    | 24    | 30     |
| Cr  | 5     | 11     | 14    | 8      | 10     | 7      | 13    | 6     | 16    | 12    | 15    | 18    | 13     |
| La  | 48    | 52     | 59    | 77     | 70     | 67     | 93    | 49    | 41    | 48    | 70    | 80    | 79     |
| Mn  | 64    | 158    | 131   | 81     | 79     | 66     | 110   | 112   | 114   | 145   | 84    | 143   | 235    |
| Nd  | 1     | 5      | 13    | 11     | 21     | 0      | 14    | 2     | 11    | 0     | 23    | 18    | 8      |
| Ni  | 5     | 0      | 0     | 1      | 0      | 0      | 4     | 2     | 5     | 2     | 4     | 4     | 2      |
| Rb  | 206   | 154    | 211   | 188    | 184    | 201    | 212   | 191   | 205   | 185   | 215   | 187   | 202    |
| Sr  | 108   | 127    | 111   | 138    | 128    | 126    | 107   | 78    | 120   | 152   | 203   | 159   | 238    |
| Ti  | 442   | 448    | 462   | 484    | 530    | 518    | 513   | 466   | 468   | 464   | 496   | 460   | 465    |
| V   | 0     | 0      | 0     | 11     | 2      | 0      | 0     | 0     | 0     | 2     | 9     | 12    | 6      |
| Zr  | 73    | 67     | 78    | 77     | 76     | 71     | 72    | 68    | 68    | 67    | 78    | 66    | 69     |



Tab. 30: Nohfeldener Massiv: Rhyolith C  
 Probenfundstellen s. Abb. 5, S. 17 (vgl. Abb. 17, S. 52)

| Fundstelle                     | 7      |        | 14    |       |        |        |        | 15     |       |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|
|                                | 439    | 440    | 472   | 476   | 478    | 481    | 567    | 483    | 485   |
| SiO <sub>2</sub>               | 75.55  | 73.83  | 74.09 | 74.64 | 72.93  | 74.31  | 73.58  | 73.10  | 75.28 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13.48  | 14.24  | 13.40 | 13.26 | 14.22  | 13.74  | 14.05  | 13.94  | 12.07 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.47   | 0.55   | 0.60  | 0.29  | 0.31   | 0.38   | 0.34   | 1.29   | 0.42  |
| FeO                            | 0.17   | 0.14   | 0.20  | 0.18  | 0.12   | 0.12   | 0.13   | 0.20   | 0.22  |
| MgO                            | 0.30   | 0.49   | 0.00  | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.49   | 0.22  |
| CaO                            | 0.23   | 0.17   | 0.11  | 0.11  | 0.11   | 0.11   | 0.12   | 0.16   | 0.16  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.54   | 0.30   | 0.27  | 0.26  | 0.19   | 0.27   | 0.42   | 1.59   | 1.33  |
| K <sub>2</sub> O               | 6.80   | 6.72   | 9.39  | 9.76  | 11.31  | 9.63   | 10.14  | 6.39   | 6.57  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.08   | 0.08   | 0.08  | 0.08  | 0.08   | 0.08   | 0.08   | 0.08   | 0.07  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.05   | 0.03   | 0.04  | 0.03  | 0.03   | 0.04   | 0.04   | 0.03   | 0.03  |
| H <sub>2</sub> O+              | 2.09   | 2.70   | 1.24  | 1.07  | 0.73   | 1.25   | 1.36   | 1.94   | 1.84  |
| H <sub>2</sub> O-              | 1.07   | 1.06   | 0.36  | 0.31  | 0.28   | 0.51   | 0.28   | 0.84   | 0.68  |
| CO <sub>2</sub>                | 0.00   | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00  |
| Summe                          | 100.83 | 100.31 | 99.78 | 99.99 | 100.31 | 100.44 | 100.54 | 100.05 | 98.89 |
| c                              | 4.93   | 6.24   | 2.69  | 2.14  | 1.54   | 2.77   | 2.26   | 4.19   | 2.55  |
| Ba                             | 523    | 585    | 470   | 508   | 486    | 486    | 494    | 538    | 454   |
| Ce                             | 37     | 11     | 27    | 40    | 27     | 61     | 29     | 35     | 24    |
| Cr                             | 8      | 3      | 8     | 9     | 35     | 8      | 10     | 9      | 13    |
| La                             | 34     | 70     | 27    | 65    | 54     | 68     | 37     | 59     | 47    |
| Mn                             | 52     | 37     | 37    | 28    | 31     | 29     | 33     | 87     | 74    |
| Nd                             | 0      | 0      | 23    | 12    | 9      | 15     | 24     | 19     | 1     |
| Ni                             | 1      | 0      | 0     | 0     | 13     | 0      | 0      | 0      | 0     |
| Rb                             | 209    | 218    | 192   | 192   | 184    | 206    | 207    | 231    | 218   |
| Sr                             | 36     | 47     | 38    | 38    | 38     | 49     | 48     | 53     | 46    |
| Ti                             | 429    | 467    | 422   | 386   | 497    | 439    | 433    | 444    | 363   |
| V                              | 10     | 14     | 1     | 0     | 10     | 0      | 0      | 0      | 0     |
| Zr                             | 77     | 71     | 77    | 69    | 84     | 70     | 77     | 71     | 71    |

7: "Jagdhaus"

14: "Grube Güdesweiler"; grosse Abbaustelle für die Porzellanindustrie

15: "Steinbruch der Gemeinde Oberthal"

Tab. 30: 1. Fortsetzung

| Fundstelle                     | 16     |        |       |        |       |        | b      |       |       |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|
|                                | a      |        |       |        |       |        | 512    | 513   | 513a  |
| Probe                          | 502    | 507    | 507a  | 509    | 510   | 511    |        |       |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,87  | 71,94  | 74,29 | 77,98  | 75,54 | 82,00  | 73,09  | 71,12 | 73,88 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,55  | 14,23  | 13,73 | 11,74  | 12,70 | 9,59   | 13,72  | 14,07 | 13,34 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,09   | 1,35   | 0,36  | 0,27   | 0,84  | 0,28   | 1,30   | 1,35  | 0,44  |
| FeO                            | 0,25   | 0,22   | 0,24  | 0,24   | 0,27  | 0,23   | 0,22   | 0,18  | 0,18  |
| MgO                            | 0,37   | 0,36   | 0,28  | 0,11   | 0,28  | 0,37   | 0,79   | 0,94  | 0,83  |
| CaO                            | 0,29   | 0,46   | 0,62  | 0,16   | 0,71  | 0,21   | 0,29   | 0,31  | 0,28  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,23   | 2,96   | 2,96  | 2,37   | 2,83  | 1,30   | 0,85   | 1,15  | 1,52  |
| K <sub>2</sub> O               | 5,64   | 6,42   | 5,46  | 5,87   | 4,74  | 3,99   | 7,18   | 6,95  | 6,10  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,08   | 0,08   | 0,08  | 0,07   | 0,08  | 0,06   | 0,08   | 0,08  | 0,08  |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03   | 0,04   | 0,04  | 0,03   | 0,04  | 0,03   | 0,03   | 0,03  | 0,03  |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,30   | 1,34   | 1,23  | 0,90   | 1,30  | 1,45   | 2,02   | 2,20  | 2,11  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,37   | 0,73   | 0,60  | 0,36   | 0,46  | 0,51   | 1,12   | 1,42  | 1,05  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,00  |
|                                | 100,07 | 100,13 | 99,89 | 100,10 | 99,79 | 100,02 | 100,69 | 99,80 | 99,84 |
| c                              | 1,68   | 1,67   | 1,92  | 1,27   | 1,72  | 2,82   | 4,09   | 4,16  | 3,80  |
| Ba                             | 740    | 812    | 771   | 569    | 708   | 412    | 573    | 613   | 578   |
| Ce                             | 35     | 41     | 24    | 36     | 21    | 11     | 13     | 28    | 16    |
| Cr                             | 6      | 9      | 8     | 17     | 6     | 11     | 9      | 8     | 13    |
| La                             | 62     | 61     | 39    | 27     | 44    | 26     | 50     | 55    | 62    |
| Mn                             | 50     | 73     | 67    | 137    | 91    | 39     | 110    | 65    | 55    |
| Nd                             | 15     | 15     | 10    | 10     | 17    | 12     | 26     | 18    | 10    |
| Ni                             | 0      | 1      | 7     | 8      | 3     | 0      | 0      | 0     | 0     |
| Rb                             | 213    | 213    | 216   | 195    | 198   | 152    | 214    | 220   | 194   |
| Sr                             | 54     | 90     | 127   | 43     | 136   | 52     | 35     | 41    | 23    |
| Ti                             | 467    | 433    | 436   | 401    | 440   | 298    | 469    | 461   | 443   |
| V                              | 7      | 0      | 0     | 0      | 0     | 0      | 0      | 0     | 0     |
| Zr                             | 67     | 76     | 81    | 68     | 71    | 54     | 73     | 71    | 73    |

16: grosser Steinbruch am Leiß-Bach, 1,7 km westlich Steinberg-Deckenhardt;  
a. SE-Teil, b. NW-Teil des Steinbruchs. Die Proben 509 und 511 sind  
stark verkieselt.

Tab. 30: 2. Fortsetzung

| Fundstelle                       | 26     |       |       |        |        |        | 32    | 33     | 34    |        | 35     | 36     |        |
|----------------------------------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Probe                            | 575    | 576   | 585   | 587    | 587a   | 589    | 590   | 591    | 593   | 594    | 595    | 596    | 597    |
| SiO <sub>2</sub>                 | 75,32  | 71,21 | 76,31 | 79,27  | 80,51  | 76,65  | 72,27 | 74,84  | 79,50 | 70,57  | 70,59  | 72,01  | 72,79  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 13,06  | 15,44 | 13,02 | 10,92  | 10,01  | 12,60  | 14,24 | 13,91  | 10,82 | 15,97  | 15,55  | 13,88  | 14,18  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 0,77   | 0,45  | 0,74  | 1,11   | 1,20   | 0,91   | 1,01  | 0,68   | 0,28  | 0,31   | 0,42   | 1,64   | 0,58   |
| MgO                              | 0,51   | 0,16  | 0,17  | 0,15   | 0,20   | 0,55   | 0,25  | 0,42   | 0,07  | 0,00   | 0,13   | 0,93   | 0,83   |
| CaO                              | 0,40   | 0,14  | 0,95  | 0,14   | 0,14   | 0,35   | 0,16  | 0,64   | 0,12  | 0,11   | 0,07   | 0,22   | 0,24   |
| Na <sub>2</sub> O                | 1,68   | 1,39  | 2,68  | 0,18   | 0,36   | 1,59   | 0,80  | 2,24   | 0,15  | 0,46   | 0,10   | 0,43   | 0,59   |
| K <sub>2</sub> O                 | 5,69   | 8,96  | 4,54  | 6,58   | 5,44   | 5,02   | 8,10  | 4,45   | 7,37  | 11,62  | 11,99  | 7,86   | 8,18   |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,08   | 0,09  | 0,08  | 0,06   | 0,06   | 0,07   | 0,08  | 0,08   | 0,07  | 0,09   | 0,10   | 0,08   | 0,08   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,04   | 0,03  | 0,04  | 0,03   | 0,03   | 0,03   | 0,04  | 0,04   | 0,03  | 0,04   | 0,04   | 0,04   | 0,04   |
| H <sub>2</sub> O+                | 1,42   | 1,40  | 0,85  | 1,30   | 1,56   | 1,87   | 1,90  | 1,75   | 1,20  | 1,09   | 1,10   | 1,91   | 1,99   |
| H <sub>2</sub> O-                | 1,44   | 0,55  | 0,32  | 0,50   | 0,59   | 0,68   | 0,85  | 0,98   | 0,15  | 0,23   | 0,24   | 1,09   | 0,72   |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,0    | 0,0   | 0,0   | 0,0    | 0,0    | 0,0    | 0,0   | 0,0    | 0,0   | 0,0    | 0,0    | 0,0    | 0,0    |
|                                  | 100,41 | 99,82 | 99,70 | 100,24 | 100,10 | 100,32 | 99,70 | 100,03 | 99,76 | 100,49 | 100,33 | 100,09 | 100,22 |
| c                                | 3,51   | 3,27  | 2,07  | 3,32   | 3,35   | 3,39   | 3,96  | 4,34   | 2,45  | 2,53   | 2,38   | 4,36   | 4,02   |
| Ba                               | 625    | 491   | 724   | 404    | 395    | 572    | 641   | 783    | 479   | 514    | 131    | 600    | 563    |
| Ce                               | 27     | 41    | 60    | 20     | 38     | 48     | 46    | 15     | 38    | 41     | 31     | 43     | 21     |
| Cr                               | 11     | 16    | 15    | 14     | 13     | 9      | 5     | 1      | 12    | 8      | 15     | 5      | 2      |
| La                               | 63     | 23    | 67    | 21     | 26     | 49     | 73    | 13     | 32    | 46     | 41     | 30     | 30     |
| Mn                               | 78     | 83    | 132   | 48     | 57     | 76     | 51    | 94     | 39    | 38     | 95     | 66     | 52     |
| Nd                               | 24     | 13    | 21    | 20     | 15     | 3      | 15    | 4      | 5     | 17     | 10     | 11     | 4      |
| Ni                               | 4      | 1     | 1     | 2      | 1      | 1      | 0     | 0      | 3     | 0      | 3      | 0      | 0      |
| Rb                               | 218    | 227   | 190   | 245    | 203    | 190    | 234   | 196    | 189   | 190    | 95     | 220    | 198    |
| Sr                               | 76     | 29    | 204   | 44     | 43     | 56     | 51    | 135    | 39    | 38     | 4      | 28     | 24     |
| Ti                               | 418    | 474   | 421   | 306    | 340    | 391    | 453   | 429    | 371   | 510    | 419    | 505    | 451    |
| V                                | 0      | 0     | 4     | 3      | 1      | 0      | 8     | 0      | 4     | 0      | 0      | 5      | 14     |
| Zr                               | 71     | 74    | 67    | 51     | 50     | 66     | 65    | 72     | 52    | 67     | 79     | 78     | 69     |

26: Felsen an der sog. "Teufelskanzel" und in der unmittelbaren Umgebung. Das Gestein (Rhyolith + Tuff) ist zum Teil stark verkieselt (z.B. Probe 587: Tuff)

34: Probe 593: stark verkieselt

35: Probe 595: Tuff

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* = Gesamtisen als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Tab. 31: Die Gesteine des Kreuznacher Rhyolithmassivs  
 Probenfundstellen s. Abb. 18, S. 56

| Fundstelle                     | 1: Steinbruch bei Traisen |       |       |        |       |       |       |       |        |       |        |     |
|--------------------------------|---------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-----|
|                                | Probe.                    | 668   | 669   | 670    | 671   | 672   | 676   | 677   | 678    | 680   | 681    | 682 |
| SiO <sub>2</sub>               | 71,22                     | 65,49 | 68,53 | 69,43  | 72,31 | 69,74 | 68,54 | 61,98 | 67,99  | 71,97 | 73,84  |     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,10                     | 15,51 | 15,19 | 14,90  | 14,23 | 14,60 | 14,57 | 13,53 | 15,13  | 14,49 | 14,65  |     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,20                      | 1,31  | 0,88  | 0,41   | 0,93  | 2,06  | 2,21  | 1,65  | 2,95   | 1,05  | 0,13   |     |
| FeO                            | 0,71                      | 1,50  | 1,49  | 1,20   | 0,60  | 0,37  | 0,37  | 0,33  | 0,31   | 0,73  | 0,41   |     |
| MgO                            | 0,99                      | 2,17  | 2,00  | 1,27   | 0,71  | 0,74  | 1,02  | 0,90  | 1,15   | 0,63  | 0,56   |     |
| CaO                            | 0,58                      | 1,68  | 0,68  | 1,36   | 0,34  | 0,89  | 1,45  | 6,55  | 0,81   | 1,63  | 0,27   |     |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,96                      | 3,46  | 3,74  | 3,03   | 2,94  | 2,94  | 1,90  | 2,64  | 2,47   | 3,49  | 4,11   |     |
| K <sub>2</sub> O               | 5,06                      | 4,22  | 4,37  | 4,81   | 5,36  | 5,17  | 5,23  | 4,54  | 5,28   | 4,13  | 4,58   |     |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,19                      | 0,46  | 0,35  | 0,34   | 0,18  | 0,30  | 0,32  | 0,27  | 0,40   | 0,26  | 0,24   |     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06                      | 0,16  | 0,11  | 0,11   | 0,06  | 0,09  | 0,09  | 0,16  | 0,13   | 0,09  | 0,09   |     |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,59                      | 2,27  | 1,86  | 1,98   | 1,55  | 1,51  | 2,09  | 4,03  | 2,25   | 0,99  | 1,20   |     |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,81                      | 0,74  | 0,38  | 0,68   | 0,58  | 0,75  | 1,15  | 0,69  | 1,21   | 0,17  | 0,29   |     |
| CO <sub>2</sub>                | 0,22                      | 0,97  | 0,29  | 0,74   | 0,02  | 0,15  | 0,70  | 2,47  | 0,08   | 0,28  | 0,00   |     |
| Summe                          | 99,69                     | 99,94 | 99,87 | 100,26 | 99,81 | 99,31 | 99,64 | 99,74 | 100,16 | 99,91 | 100,37 |     |
| c                              | 3,35                      | 4,83  | 4,01  | 4,21   | 3,16  | 3,11  | 4,99  | 0,00  | 4,38   | 2,18  | 2,66   |     |
| Ba                             | 734                       | 1080  | 855   | 900    | 849   | 858   | 854   | 976   | 992    | 881   | 645    |     |
| Ce                             | 54                        | 89    | 97    | 70     | 36    | 73    | 75    | 79    | 124    | 52    | 89     |     |
| Cr                             | 3                         | 13    | 9     | 2      | 9     | 15    | 8     | 15    | 17     | 13    | 7      |     |
| La                             | 89                        | 92    | 98    | 80     | 50    | 78    | 72    | 80    | 60     | 80    | 101    |     |
| Mn                             | 179                       | 668   | 412   | 449    | 134   | 165   | 272   | 683   | 187    | 352   | 74     |     |
| Nd                             | 14                        | 29    | 28    | 25     | 12    | 27    | 20    | 33    | 22     | 36    | 46     |     |
| Ni                             | 7                         | 12    | 12    | 13     | 8     | 10    | 9     | 11    | 13     | 7     | 7      |     |
| Rb                             | 245                       | 190   | 174   | 245    | 269   | 297   | 305   | 229   | 295    | 220   | 203    |     |
| Sr                             | 101                       | 182   | 184   | 147    | 116   | 208   | 145   | 243   | 215    | 290   | 127    |     |
| Ti                             | 1030                      | 2650  | 1970  | 1950   | 1040  | 1750  | 1880  | 1600  | 2290   | 1480  | 1370   |     |
| V                              | 14                        | 64    | 41    | 22     | 10    | 23    | 49    | 34    | 31     | 24    | 12     |     |
| Zr                             | 116                       | 193   | 159   | 145    | 119   | 132   | 139   | 157   | 170    | 131   | 130    |     |

Tab. 31: 1. Fortsetzung

| Fundstelle                     | 1: Steinbruch bei Treisen (1. Fortsetzung) |        |       |        |        |       |       |       |       |                     |                     |
|--------------------------------|--|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|---------------------|---------------------|
|                                | Probe                                      | 683    | 684   | 685    | 685a   | 686   | 687   | 689   | 1066  | 1131a <sup>*)</sup> | 1131b <sup>*)</sup> |
| SiO <sub>2</sub>               | 70,91                                      | 71,68  | 67,81 | 70,78  | 71,25  | 68,76 | 71,91 | 55,70 | 68,83 | 71,46               |                     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,99                                      | 14,58  | 14,53 | 14,69  | 14,66  | 15,30 | 14,79 | 18,14 | 14,29 | 15,10               |                     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,14                                       | 1,85   | 1,22  | 0,04   | 1,50   | 2,22  | 0,72  | 5,77  | 1,57  | 0,23                |                     |
| FeO                            | 0,31                                       | 0,47   | 0,92  | 0,42   | 0,61   | 0,33  | 0,20  | 0,65  | 0,74  | 0,32                |                     |
| MgO                            | 0,88                                       | 0,56   | 0,90  | 0,35   | 0,73   | 1,08  | 0,89  | 1,97  | 0,76  | 0,34                |                     |
| CaO                            | 0,52                                       | 1,11   | 2,25  | 2,95   | 1,59   | 0,42  | 0,41  | 2,09  | 1,90  | 2,82                |                     |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,75                                       | 3,22   | 3,31  | 3,53   | 3,40   | 2,17  | 0,04  | 3,82  | 3,44  | 3,58                |                     |
| K <sub>2</sub> O               | 4,61                                       | 5,04   | 4,68  | 4,72   | 4,41   | 5,66  | 6,27  | 4,24  | 4,59  | 4,56                |                     |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,30                                       | 0,28   | 0,30  | 0,33   | 0,31   | 0,32  | 0,28  | 1,19  | 0,32  | 0,31                |                     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09                                       | 0,09   | 0,11  | 0,13   | 0,09   | 0,08  | 0,04  | 0,34  | 0,09  | 0,11                |                     |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,66                                       | 1,15   | 1,17  | 0,77   | 1,08   | 2,29  | 2,27  | 3,46  | 1,00  | 0,74                |                     |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,37                                       | 0,31   | 0,32  | 0,29   | 0,25   | 1,11  | 1,22  | 1,25  | 0,21  | 0,24                |                     |
| CO <sub>2</sub>                | 0,14                                       | 0,15   | 1,12  | 1,42   | 0,26   | 0,00  | 0,02  | 0,86  | 0,77  | 1,22                |                     |
| Summe                          | 99,67                                      | 100,49 | 98,64 | 100,42 | 100,14 | 99,74 | 99,06 | 99,48 | 98,51 | 101,03              |                     |
| c                              | 3,43                                       | 2,37   | 2,79  | 2,01   | 2,22   | 5,03  | 7,73  | 6,27  | 2,21  | 2,24                |                     |
| Ba                             | 747  | 707    | 844   | 793    | 742    | 1040  | 979   | 1020  | 785   | 773                 |                     |
| Ce                             | 84   | 70     | 62    | 105    | 54     | 70    | 77    | 221   | 76    | 83                  |                     |
| Cr                             | 12   | 13     | 10    | 12     | 9      | 21    | 9     | 13    | 19    | 24                  |                     |
| La                             | 79   | 55     | 47    | 57     | 74     | 92    | 63    | 135   | 99    | 74                  |                     |
| Mn                             | 169  | 235    | 636   | 580    | 374    | 108   | 71    | 719   | 507   | 522                 |                     |
| Nd                             | 35   | 16     | 25    | 29     | 29     | 31    | 21    | 66    | 36    | 35                  |                     |
| Ni                             | 12   | 7      | 11    | 9      | 7      | 20    | 7     | 28    | 9     | 12                  |                     |
| Rb                             | 214  | 287    | 249   | 262    | 224    | 316   | 385   | 176   | 247   | 238                 |                     |
| Sr                             | 135  | 233    | 281   | 347    | 322    | 175   | 163   | 196   | 312   | 396                 |                     |
| Ti                             | 1730                                       | 1540   | 1740  | 1910   | 1770   | 1890  | 1610  | 7050  | 1860  | 1830                |                     |
| V                              | 28   | 27     | 31    | 41     | 45     | 31    | 20    | 116   | 38    | 36                  |                     |
| Zr                             | 146  | 122    | 142   | 139    | 139    | 169   | 154   | 253   | 145   | 143                 |                     |

\*) a und b: Zwei Analysen aus einem inhomogenen Handstück

Tab. 31: 2. Fortsetzung

| Fundstelle                     | 1: Steinbruch bei Traisen (2. Fortsetzung) |        |       |        |        |        |       |        |       |        |
|--------------------------------|--|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
|                                | Probe                                      | 1132   | 1133a | 1133b  | 1134a  | 1134b  | 1135a | 1135b  | 1137  | 1139a  |
| SiO <sub>2</sub>               | 68,50                                      | 70,45  | 70,73 | 57,09  | 70,32  | 61,47  | 68,61 | 59,62  | 57,72 | 73,30  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,51                                      | 14,62  | 14,57 | 17,80  | 14,74  | 17,19  | 14,75 | 15,97  | 16,34 | 14,58  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,55                                       | 2,86   | 0,04  | 5,23   | 1,58   | 4,44   | 2,13  | 8,22   | 2,44  | 0,30   |
| FeO                            | 0,31                                       | 0,52   | 0,42  | 0,50   | 0,24   | 0,69   | 0,30  | 0,75   | 4,03  | 1,15   |
| MgO                            | 0,97                                       | 0,83   | 0,39  | 1,62   | 0,88   | 1,55   | 1,05  | 1,67   | 3,50  | 0,88   |
| CaO                            | 1,65                                       | 1,18   | 2,89  | 2,86   | 0,91   | 1,40   | 1,35  | 0,89   | 2,46  | 1,41   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,97                                       | 3,20   | 3,37  | 4,65   | 2,65   | 4,30   | 2,92  | 3,17   | 4,52  | 3,55   |
| K <sub>2</sub> O               | 5,98                                       | 4,96   | 4,70  | 3,54   | 5,49   | 3,97   | 5,22  | 3,26   | 2,70  | 4,45   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,29                                       | 0,32   | 0,30  | 1,27   | 0,33   | 1,17   | 0,33  | 1,14   | 1,35  | 0,26   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09                                       | 0,08   | 0,09  | 0,31   | 0,09   | 0,29   | 0,10  | 0,21   | 0,25  | 0,07   |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,93                                       | 1,14   | 0,72  | 2,61   | 1,72   | 2,30   | 1,63  | 3,16   | 2,71  | 0,92   |
| H <sub>2</sub> O-              | 1,26                                       | 0,38   | 0,28  | 1,17   | 0,82   | 1,15   | 0,90  | 2,00   | 0,36  | 0,10   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,91                                       | 0,30   | 1,45  | 1,55   | 0,39   | 0,28   | 0,65  | 0,01   | 0,90  | 0,22   |
| Summe                          | 100,92                                     | 100,84 | 99,94 | 100,20 | 100,16 | 100,20 | 99,94 | 100,07 | 99,28 | 101,19 |
| c                              | 2,48                                       | 2,73   | 2,26  | 5,45   | 3,90   | 4,62   | 3,59  | 6,14   | 4,19  | 2,04   |
| Ba                             | 997  | 901    | 776   | 806    | 1020   | 919    | 852   | 954    | 476   | 683    |
| Ce                             | 70   | 60     | 117   | 224    | 87     | 248    | 138   | 67     | 110   | 51     |
| Cr                             | 31   | 21     | 25    | 17     | 22     | 22     | 16    | 28     | 16    | 14     |
| La                             | 45   | 77     | 104   | 123    | 86     | 163    | 105   | 117    | 80    | 86     |
| Mn                             | 224  | 358    | 609   | 932    | 191    | 649    | 554   | 298    | 2520  | 661    |
| Nd                             | 30   | 26     | 26    | 87     | 23     | 74     | 50    | 38     | 42    | 15     |
| Ni                             | 12   | 8      | 10    | 25     | 13     | 18     | 63    | 16     | 9     | 7      |
| Rb                             | 334  | 270    | 262   | 138    | 261    | 167    | 148   | 262    | 131   | 208    |
| Sr                             | 168  | 253    | 335   | 204    | 153    | 311    | 152   | 206    | 361   | 304    |
| Ti                             | 1680                                       | 1820   | 1710  | 7500   | 1910   | 6940   | 6780  | 1920   | 8030  | 1510   |
| V                              | 38   | 41     | 27    | 126    | 39     | 116    | 144   | 46     | 184   | 34     |
| Zr                             | 162  | 144    | 138   | 250    | 162    | 240    | 218   | 156    | 169   | 128    |

a und b: Zwei Analysen aus einem inhomogenen Handstück

Tab. 31: 3. Fortsetzung

| Fundstelle                     |        | 2: grosser Steinbruch, 1,2 km SW Neu-Bamberg |        |       |       |       |       |        |        |        |  |
|--------------------------------|--------|--|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--|
| Probe                          | 691    | 692  | 693    | 694   | 695   | 696   | 697   | 698    | 699    | 700    |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 71,59  | 73,46  | 74,14  | 70,64 | 71,51 | 71,64 | 72,48 | 72,33  | 70,31  | 71,88  |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,38  | 14,58  | 14,47  | 14,09 | 14,23 | 14,13 | 14,35 | 14,05  | 14,01  | 14,19  |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,97   | 0,78   | 0,10   | 2,00  | 1,30  | 1,83  | 0,55  | 1,85   | 1,90   | 1,39   |  |
| FeO                            | 0,19   | 0,20   | 0,21   | 0,23  | 0,23  | 0,20  | 0,20  | 0,13   | 0,10   | 0,18   |  |
| MgO                            | 0,34   | 0,27   | 0,18   | 0,78  | 1,02  | 0,94  | 0,81  | 0,63   | 1,54   | 1,61   |  |
| CaO                            | 0,26   | 0,24   | 0,24   | 0,33  | 0,56  | 0,40  | 0,42  | 0,41   | 0,82   | 0,52   |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,04   | 0,98   | 1,00   | 1,09  | 3,36  | 2,68  | 2,13  | 1,86   | 2,58   | 2,93   |  |
| K <sub>2</sub> O               | 8,13   | 8,25   | 8,41   | 8,50  | 5,43  | 5,42  | 5,90  | 6,52   | 4,94   | 5,02   |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,22   | 0,23   | 0,23   | 0,23  | 0,23  | 0,24  | 0,23  | 0,22   | 0,23   | 0,23   |  |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06   | 0,05   | 0,05   | 0,08  | 0,07  | 0,09  | 0,08  | 0,06   | 0,07   | 0,06   |  |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,57   | 1,47   | 1,16   | 1,15  | 1,34  | 1,41  | 1,62  | 1,56   | 2,16   | 1,81   |  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,34   | 0,29   | 0,49   | 0,78  | 0,45  | 0,97  | 1,17  | 0,61   | 1,22   | 0,45   |  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,01  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,03   | 0,15   | 0,17   |  |
| Summe                          | 100,09 | 100,80                                       | 100,68 | 99,91 | 99,73 | 99,95 | 99,97 | 100,26 | 100,03 | 100,44 |  |
| c                              | 3,54   | 3,72   | 3,41   | 2,71  | 1,98  | 3,34  | 3,89  | 3,40   | 3,44   | 3,53   |  |
| Ba                             | 934    | 899  | 983    | 868   | 1030  | 1030  | 1010  | 897    | 1100   | 1010   |  |
| Ce                             | 68     | 84   | 146    | 101   | 80    | 90    | 71    | 68     | 43     | 76     |  |
| Cr                             | 14     | 7  | 10     | 12    | 13    | 13    | 13    | 19     | 5      | 28     |  |
| La                             | 61     | 84   | 96     | 67    | 79    | 69    | 95    | 106    | 56     | 110    |  |
| Mn                             | 70     | 70   | 75     | 141   | 273   | 190   | 147   | 90     | 492    | 288    |  |
| Nd                             | 30     | 13   | 48     | 31    | 20    | 51    | 25    | 33     | 3      | 30     |  |
| Ni                             | 10     | 8  | 5      | 15    | 8     | 12    | 7     | 13     | 10     | 14     |  |
| Rb                             | 233    | 233  | 235    | 223   | 221   | 225   | 235   | 227    | 203    | 200    |  |
| Sr                             | 183    | 202  | 238    | 155   | 204   | 181   | 158   | 182    | 139    | 128    |  |
| Ti                             | 1210   | 1240   | 1300   | 1250  | 1220  | 1330  | 1360  | 1250   | 1300   | 1310   |  |
| V                              | 21     | 13   | 12     | 23    | 22    | 14    | 16    | 37     | 16     | 31     |  |
| Zr                             | 137    | 139  | 139    | 140   | 137   | 140   | 148   | 137    | 134    | 137    |  |

Fundpunkte der einzelnen Proben im Steinbruch s. Abb. 26

Tab. 31: 4. Fortsetzung

| Fund-<br>stelle                | 3     | 4      |        |        | 5      | 6      |        |        | 7      |        |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Probe                          | 782   | 783    | 784    | 785    | 786    | 787    | 788    | 789    | 790    | 792    |
| SiO <sub>2</sub>               | 72,13 | 71,11  | 72,25  | 72,33  | 70,32  | 71,24  | 71,04  | 72,79  | 72,65  | 73,11  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,21 | 14,30  | 14,29  | 14,17  | 14,13  | 14,10  | 14,21  | 14,43  | 14,77  | 14,30  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,04  | 1,72   | 2,06   | 1,42   | 1,87   | 1,73   | 2,31   | 0,65   | 0,44   | 1,23   |
| FeO                            | 0,31  | 0,19   | 0,18   | 0,23   | 0,20   | 0,24   | 0,18   | 0,19   | 0,12   | 0,21   |
| MgO                            | 0,53  | 1,09   | 0,53   | 0,66   | 1,23   | 1,17   | 0,83   | 0,68   | 0,58   | 0,86   |
| CaO                            | 0,25  | 0,89   | 0,37   | 0,32   | 1,03   | 0,65   | 0,35   | 0,35   | 0,35   | 0,27   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,04  | 2,68   | 2,06   | 1,90   | 2,57   | 2,06   | 1,43   | 1,31   | 1,03   | 2,46   |
| K <sub>2</sub> O               | 7,97  | 5,48   | 6,25   | 6,41   | 5,61   | 6,62   | 6,84   | 7,17   | 7,36   | 5,59   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,22  | 0,23   | 0,23   | 0,22   | 0,23   | 0,23   | 0,23   | 0,22   | 0,23   | 0,20   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,07  | 0,08   | 0,07   | 0,06   | 0,08   | 0,07   | 0,12   | 0,06   | 0,04   | 0,06   |
| H <sub>2</sub> O               | 1,43  | 1,53   | 1,54   | 1,54   | 1,50   | 1,69   | 1,72   | 1,63   | 1,73   | 1,28   |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,66  | 0,54   | 0,77   | 0,79   | 0,67   | 0,60   | 1,20   | 0,95   | 0,84   | 0,48   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,01  | 0,48   | 0,00   | 0,00   | 0,74   | 0,00   | 0,02   | 0,00   | 0,00   | 0,04   |
| Summe                          | 99,87 | 100,32 | 100,60 | 100,05 | 100,18 | 100,40 | 100,54 | 100,43 | 100,14 | 100,09 |
| c                              | 3,61  | 3,65   | 3,63   | 3,67   | 3,67   | 2,53   | 4,04   | 4,02   | 4,57   | 3,95   |
| Ba                             | 1070  | 974    | 849    | 862    | 914    | 941    | 1210   | 853    | 908    | 859    |
| Ce                             | 86    | 84     | 122    | 103    | 70     | 63     | 211    | 69     | 87     | 34     |
| Cr                             | 7     | 8      | 9      | 8      | 10     | 8      | 15     | 17     | 11     | 4      |
| La                             | 73    | 73     | 72     | 123    | 75     | 48     | 192    | 95     | 75     | 99     |
| Mn                             | 126   | 339    | 147    | 148    | 267    | 233    | 109    | 53     | 124    | 88     |
| Nd                             | 30    | 22     | 41     | 31     | 21     | 13     | 61     | 28     | 32     | 8      |
| Ni                             | 8     | 8      | 10     | 9      | 11     | 9      | 13     | 10     | 4      | 8      |
| Rb                             | 224   | 221    | 223    | 220    | 218    | 212    | 232    | 241    | 239    | 233    |
| Sr                             | 197   | 186    | 184    | 188    | 149    | 162    | 409    | 177    | 167    | 166    |
| Ti                             | 1200  | 1310   | 1320   | 1220   | 1300   | 1270   | 1320   | 1270   | 1300   | 1120   |
| V                              | 28    | 27     | 31     | 24     | 21     | 18     | 18     | 26     | 18     | 16     |
| Zr                             | 136   | 140    | 145    | 146    | 148    | 141    | 139    | 130    | 145    | 116    |

Tab. 31: 5. Fortsetzung

| Fundstelle                     | 8     |        |       |        |       |        |       |       |       |       |       |       |      |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
|                                | Probe | 797a   | 797b  | 794a   | 794b  | 795    | 796   | 797   | 798   | 799   | 800   | 801a  | 801b |
| SiO <sub>2</sub>               | 61,32 | 66,67  | 59,07 | 66,95  | 66,27 | 67,13  | 66,11 | 65,50 | 66,10 | 73,88 | 60,86 | 65,95 |      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,21 | 14,83  | 16,51 | 14,92  | 14,98 | 14,78  | 14,86 | 14,57 | 14,75 | 13,28 | 15,82 | 14,70 |      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,95  | 2,44   | 5,28  | 2,41   | 2,55  | 2,16   | 2,49  | 2,65  | 2,83  | 1,04  | 5,31  | 2,21  |      |
| FeO                            | 0,77  | 0,61   | 0,87  | 0,53   | 0,61  | 0,56   | 0,58  | 0,29  | 0,19  | 0,21  | 0,32  | 0,26  |      |
| MgO                            | 3,75  | 2,57   | 3,64  | 2,29   | 2,41  | 2,19   | 2,24  | 1,73  | 1,66  | 0,65  | 2,36  | 1,12  |      |
| CaO                            | 1,58  | 1,68   | 1,49  | 1,43   | 1,47  | 1,84   | 1,43  | 2,25  | 1,82  | 0,15  | 2,31  | 3,40  |      |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,70  | 2,96   | 3,28  | 2,93   | 2,65  | 2,80   | 2,82  | 2,95  | 2,72  | 1,20  | 3,44  | 3,43  |      |
| K <sub>2</sub> O               | 3,34  | 4,58   | 3,26  | 4,70   | 4,60  | 4,76   | 4,57  | 4,51  | 4,93  | 6,51  | 3,35  | 4,13  |      |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,15  | 0,41   | 1,36  | 0,42   | 0,53  | 0,41   | 0,42  | 0,42  | 0,39  | 0,14  | 0,94  | 0,42  |      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,20  | 0,13   | 0,23  | 0,12   | 0,14  | 0,13   | 0,12  | 0,13  | 0,14  | 0,04  | 0,18  | 0,15  |      |
| H <sub>2</sub> O+              | 3,11  | 1,96   | 3,36  | 2,10   | 2,20  | 1,84   | 2,22  | 1,78  | 1,55  | 1,45  | 2,31  | 1,18  |      |
| H <sub>2</sub> O-              | 1,14  | 0,44   | 1,11  | 0,62   | 0,71  | 0,51   | 0,61  | 0,52  | 0,58  | 0,73  | 0,88  | 0,41  |      |
| CO <sub>2</sub>                | 0,57  | 0,89   | 0,30  | 0,70   | 0,67  | 1,24   | 0,72  | 1,71  | 1,50  | 0,04  | 0,84  | 1,99  |      |
| Summe                          | 99,79 | 100,17 | 99,76 | 100,12 | 99,79 | 100,35 | 99,19 | 99,01 | 99,16 | 99,32 | 98,92 | 99,35 |      |
| c                              | 6,44  | 4,32   | 6,12  | 4,32   | 4,86  | 4,86   | 4,63  | 4,71  | 3,70  | 4,16  | 4,71  | 3,38  |      |
| Ba                             | 856   | 1030   | 849   | 1000   | 1070  | 997    | 1000  | 913   | 1100  | 533   | 767   | 926   |      |
| Ce                             | 89    | 83     | 97    | 104    | 104   | 104    | 81    | 91    | 103   | 78    | 111   | 106   |      |
| Cr                             | 15    | 18     | 9     | 22     | 20    | 20     | 25    | 25    | 21    | 15    | 26    | 22    |      |
| La                             | 44    | 106    | 66    | 104    | 86    | 58     | 107   | 104   | 92    | 76    | 74    | 104   |      |
| Mn                             | 745   | 627    | 892   | 542    | 618   | 583    | 465   | 512   | 683   | 120   | 596   | 806   |      |
| Nd                             | 35    | 31     | 35    | 47     | 47    | 38     | 36    | 38    | 35    | 13    | 42    | 33    |      |
| Ni                             | 10    | 9      | 10    | 14     | 14    | 11     | 12    | 11    | 12    | 3     | 17    | 11    |      |
| Rb                             | 135   | 194    | 152   | 201    | 205   | 213    | 181   | 201   | 222   | 249   | 146   | 180   |      |
| Sr                             | 257   | 253    | 233   | 229    | 232   | 251    | 177   | 266   | 253   | 115   | 255   | 347   |      |
| Ti                             | 6920  | 3380   | 8050  | 2460   | 3110  | 2350   | 2390  | 2450  | 2670  | 779   | 5580  | 2500  |      |
| V                              | 158   | 62     | 191   | 64     | 76    | 61     | 56    | 56    | 61    | 6     | 147   | 62    |      |
| Zr                             | 201   | 161    | 224   | 165    | 171   | 169    | 166   | 170   | 176   | 105   | 184   | 165   |      |

a und b: zwei Analysen aus einem inhomogenen Handstück

Tab. 31: 6. Fortsetzung

| Fund-<br>stelle                | 9      |        | 10     |        | 11     |       |        | 12     |       | 13     |        |        |       |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|
|                                | Probe  | 802    | 811    | 812    | 813    | 816   | 817    | 818    | 819   | 820    | 1141   | 1142   | 1143  |
| SiO <sub>2</sub>               | 72,08  | 75,76  | 76,26  | 63,48  | 67,88  | 67,00 | 68,22  | 65,34  | 67,64 | 65,82  | 70,43  | 69,18  | 71,52 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,83  | 14,09  | 13,39  | 15,33  | 15,94  | 16,04 | 15,78  | 15,81  | 15,40 | 14,18  | 14,70  | 14,60  | 14,25 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,73   | 0,38   | 0,39   | 3,53   | 1,22   | 2,04  | 1,79   | 1,35   | 2,60  | 0,63   | 0,51   | 0,62   | 1,44  |
| FeO                            | 0,29   | 0,29   | 0,32   | 0,17   | 1,35   | 0,51  | 0,40   | 1,18   | 0,22  | 0,80   | 1,47   | 0,77   | 0,25  |
| MgO                            | 0,72   | 0,11   | 0,15   | 1,11   | 1,20   | 1,09  | 1,14   | 0,85   | 1,31  | 0,85   | 1,04   | 0,86   | 0,83  |
| CaO                            | 0,61   | 0,89   | 0,74   | 3,02   | 0,48   | 0,58  | 0,63   | 2,67   | 0,76  | 5,02   | 1,70   | 2,69   | 1,12  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,28   | 3,75   | 2,94   | 2,24   | 3,50   | 3,83  | 3,48   | 3,93   | 3,74  | 3,43   | 2,42   | 3,05   | 2,85  |
| K <sub>2</sub> O               | 4,91   | 4,59   | 5,32   | 5,16   | 5,23   | 4,66  | 4,53   | 4,64   | 4,67  | 3,83   | 4,55   | 4,39   | 5,05  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,25   | 0,07   | 0,10   | 0,48   | 0,52   | 0,52  | 0,50   | 0,49   | 0,39  | 0,30   | 0,30   | 0,29   | 0,25  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,10   | 0,05   | 0,03   | 0,20   | 0,17   | 0,18  | 0,18   | 0,19   | 0,15  | 0,11   | 0,09   | 0,11   | 0,08  |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,15   | 0,40   | 0,62   | 2,21   | 2,03   | 2,08  | 2,34   | 1,66   | 1,70  | 1,56   | 1,87   | 1,42   | 1,33  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,43   | 0,10   | 0,25   | 0,96   | 0,61   | 1,07  | 1,61   | 0,30   | 0,67  | 0,16   | 0,37   | 0,24   | 0,25  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,01   | 0,03   | 0,04   | 2,13   | 0,00   | 0,02  | 0,00   | 1,78   | 0,27  | 3,78   | 1,32   | 2,08   | 0,74  |
| Summe                          | 100,39 | 100,51 | 100,55 | 100,02 | 100,13 | 99,62 | 100,60 | 100,19 | 99,52 | 100,47 | 100,77 | 100,30 | 99,96 |
| c                              | 3,27   | 1,52   | 1,62   | 5,98   | 4,06   | 4,12  | 4,44   | 4,05   | 3,80  | 4,29   | 5,76   | 4,76   | 3,97  |
| Ba                             | 1180   | 88     | 137    | 1060   | 1160   | 1220  | 876    | 1290   | 1270  | 785    | 882    | 976    | 964   |
| Ce                             | 104    | 5      | 33     | 111    | 116    | 160   | 117    | 141    | 118   | 93     | 75     | 102    | 72    |
| Cr                             | 19     | 16     | 17     | 21     | 25     | 26    | 23     | 22     | 25    | 21     | 23     | 22     | 19    |
| La                             | 124    | 52     | 98     | 109    | 106    | 125   | 118    | 98     | 95    | 116    | 134    | 107    | 82    |
| Mn                             | 208    | 684    | 92     | 489    | 75     | 92    | 89     | 497    | 222   | 959    | 372    | 462    | 262   |
| Nd                             | 41     | 20     | 7      | 51     | 44     | 57    | 43     | 41     | 49    | 40     | 45     | 35     | 32    |
| Ni                             | 10     | 7      | 4      | 15     | 16     | 12    | 15     | 11     | 19    | 10     | 13     | 11     | 10    |
| Rb                             | 206    | 396    | 304    | 231    | 206    | 178   | 154    | 201    | 180   | 186    | 216    | 196    | 122   |
| Sr                             | 233    | 29     | 80     | 192    | 160    | 223   | 97     | 315    | 271   | 267    | 115    | 167    | 160   |
| Ti                             | 1420   | 330    | 505    | 2880   | 3010   | 3050  | 2940   | 2870   | 2190  | 1770   | 1670   | 1650   | 1380  |
| V                              | 33     | 0      | 3      | 52     | 103    | 70    | 64     | 81     | 64    | 35     | 24     | 46     | 37    |
| Zr                             | 157    | 72     | 82     | 119    | 211    | 210   | 199    | 212    | 187   | 153    | 162    | 156    | 144   |

Tab. 32: Der Rhyolith von Waldböckelheim

| Probe                          | 822   | 823    |
|--------------------------------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 71,53 | 71,37  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,70 | 14,50  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,73  | 1,03   |
| FeO                            | 0,12  | 0,58   |
| MgO                            | 1,78  | 2,03   |
| CaO                            | 0,59  | 0,33   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,70  | 1,90   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,84  | 4,30   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,26  | 0,28   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09  | 0,09   |
| H <sub>2</sub> O+              | 2,48  | 2,85   |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,83  | 0,75   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,14  | 0,02   |
| Summe                          | 99,79 | 100,03 |
| c                              | 5,13  | 6,38   |
| Ba                             | 702   | 751    |
| Ce                             | 77    | 63     |
| Cr                             | 15    | 19     |
| La                             | 74    | 80     |
| Mn                             | 185   | 122    |
| Nd                             | 35    | 25     |
| Ni                             | 7     | 9      |
| Rb                             | 192   | 127    |
| Sr                             | 82    | 47     |
| Ti                             | 1450  | 1610   |
| V                              | 14    | 25     |
| Zr                             | 137   | 139    |

Steinbruch am Leisberg, 2,5 km ESE Waldböckelheim

Tab. 33: Die Gesteine des Rhyolith-Schlots bei Veldenz  
Probenfundstelle s. Abb. 32, S. 84

|                                | A      |       |       |       |       | A*    | B      |       |        |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|
|                                | 496    | 497   | 498   | 653   | 654   | 500   | 490    | 648   | 649    |
| SiO <sub>2</sub>               | 70,59  | 70,84 | 71,23 | 69,61 | 70,38 | 73,83 | 77,27  | 75,98 | 74,76  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,24  | 14,67 | 14,91 | 14,50 | 14,56 | 14,09 | 11,21  | 13,72 | 14,12  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,34   | 1,03  | 1,91  | 0,60  | 0,61  | 0,94  | 0,69   | 0,50  | 0,77   |
| FeO                            | 0,73   | 1,15  | 0,57  | 1,49  | 1,45  | 0,47  | 0,28   | 0,22  | 0,43   |
| MgO                            | 0,73   | 0,77  | 0,53  | 0,90  | 0,77  | 0,27  | 0,37   | 0,42  | 0,60   |
| CaO                            | 0,32   | 0,43  | 0,22  | 1,22  | 0,86  | 0,11  | 0,20   | 0,21  | 0,27   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,12   | 4,42  | 2,83  | 4,37  | 3,74  | 3,07  | 1,06   | 1,94  | 1,58   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,65   | 4,47  | 4,41  | 4,42  | 4,71  | 4,59  | 3,19   | 3,11  | 3,77   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,27   | 0,28  | 0,30  | 0,27  | 0,30  | 0,15  | 0,06   | 0,14  | 0,10   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03   | 0,11  | 0,08  | 0,10  | 0,11  | 0,04  | 0,23   | 0,04  | 0,04   |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,82   | 1,43  | 2,33  | 1,51  | 1,59  | 1,75  | 3,01   | 2,83  | 3,04   |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,39   | 0,24  | 0,63  | 0,23  | 0,18  | 0,34  | 0,64   | 0,86  | 0,85   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,00   | 0,00  | 0,01  | 0,71  | 0,32  | 0,00  | 0,01   | 0,00  | 0,00   |
| Summe                          | 100,23 | 99,84 | 99,96 | 99,93 | 99,62 | 99,65 | 100,22 | 99,97 | 100,33 |
| c                              | 0,00   | 2,04  | 5,30  | 2,19  | 2,75  | 3,97  | 7,67   | 6,88  | 7,05   |
| Ba                             | 1060   | 1070  | 1090  | 1100  | 1310  | 561   | 128    | 122   | 133    |
| Ce                             | 107    | 100   | 110   | 120   | 111   | 47    | 17     | 42    | 43     |
| Cr                             | 12     | 15    | 14    | 8     | 14    | 9     | 4      | 11    | 25     |
| La                             | 89     | 83    | 64    | 91    | 89    | 54    | 48     | 104   | 38     |
| Mn                             | 255    | 348   | 812   | 677   | 403   | 240   | 66     | 86    | 188    |
| Nd                             | 56     | 55    | 63    | 43    | 62    | 19    | 0      | 30    | 20     |
| Ni                             | 2      | 7     | 5     | 2     | 2     | 2     | 11     | 17    | 10     |
| Rb                             | 187    | 182   | 165   | 172   | 181   | 208   | 122    | 123   | 168    |
| Sr                             | 198    | 255   | 266   | 304   | 240   | 118   | 119    | 119   | 119    |
| Ti                             | 1590   | 1690  | 1750  | 1540  | 1750  | 865   | 308    | 799   | 533    |
| V                              | 15     | 12    | 22    | 13    | 27    | 0     | 5      | 0     | 10     |
| Zr                             | 183    | 179   | 191   | 172   | 191   | 103   | 43     | 94    | 55     |

A) Grobkörnige, einsprenglingsreiche Rhyolithvarietät

A\* Die Probe 500 ist im Vergleich zu a) feinkörniger, einsprenglingsarmer, und ihr Chemismus liegt in etwa zwischen A) und B)

B) SiO<sub>2</sub>-reicher Rhyolith im Kontaktbereich; sehr feinkörnig mit Fließgefüge; hydrothermal stark sericitisiert und mehr oder weniger verkieselt.

Tab. 34: Die Rhyolithe des Donnersberg-Massivs  
 Probenfundstellen s. Abb. 33, S. 89

| Fundstelle                       | 1     |        | 2      |        | 3     |        | 4      |       | 5      |       | 6 |  | 8 |  | 9 |  |
|----------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|---|--|---|--|---|--|
| Probe                            | 660   | 661    | 662    | 663    | 664   | 665    | 667    | 702   | 709    | 713   |   |  |   |  |   |  |
| SiO <sub>2</sub>                 | 74,56 | 75,24  | 75,61  | 75,82  | 74,69 | 74,19  | 73,95  | 74,94 | 75,25  | 74,32 |   |  |   |  |   |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 14,02 | 14,18  | 14,31  | 14,03  | 14,05 | 13,90  | 13,84  | 14,10 | 14,12  | 14,15 |   |  |   |  |   |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 0,89  | 0,85   | 0,79   | 1,03   | 0,92  | 1,07   | 1,31   | 0,35  | 0,47   | 0,46  |   |  |   |  |   |  |
| MgO                              | 0,18  | 0,11   | 0,13   | 0,20   | 0,11  | 0,83   | 0,84   | 0,43  | 0,30   | 0,36  |   |  |   |  |   |  |
| CaO                              | 0,77  | 1,02   | 0,95   | 0,83   | 0,87  | 0,44   | 0,44   | 0,22  | 0,44   | 0,33  |   |  |   |  |   |  |
| Na <sub>2</sub> O                | 3,49  | 3,55   | 3,63   | 3,26   | 3,60  | 2,34   | 2,35   | 2,46  | 2,67   | 2,16  |   |  |   |  |   |  |
| K <sub>2</sub> O                 | 4,74  | 4,69   | 4,69   | 4,97   | 4,76  | 5,25   | 5,16   | 5,38  | 5,67   | 6,08  |   |  |   |  |   |  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,08  | 0,08   | 0,08   | 0,08   | 0,08  | 0,08   | 0,08   | 0,06  | 0,06   | 0,06  |   |  |   |  |   |  |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,04  | 0,04   | 0,04   | 0,03   | 0,04  | 0,03   | 0,04   | 0,03  | 0,03   | 0,03  |   |  |   |  |   |  |
| H <sub>2</sub> O+                | 0,63  | 0,36   | 0,34   | 0,50   | 0,45  | 1,52   | 1,91   | 1,37  | 0,95   | 1,34  |   |  |   |  |   |  |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,17  | 0,20   | 0,19   | 0,29   | 0,22  | 0,31   | 0,32   | 0,54  | 0,21   | 0,32  |   |  |   |  |   |  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,02  | 0,0    | 0,06   | 0,0    | 0,03  | 0,43   | 0,42   | 0,0   | 0,0    | 0,0   |   |  |   |  |   |  |
|                                  | 99,59 | 100,32 | 100,82 | 101,04 | 99,82 | 100,39 | 100,66 | 99,88 | 100,17 | 99,61 |   |  |   |  |   |  |
| FeO                              | 0,36  |        |        | 0,37   |       |        | 0,89   |       |        |       |   |  |   |  |   |  |
| c                                | 1,89  | 1,77   | 1,51   | 1,85   | 1,63  | 4,14   | 4,17   | 3,90  | 2,66   | 3,49  |   |  |   |  |   |  |
| Ba                               | 154   | 135    | 117    | 160    | 144   | 213    | 259    | 58    | 70     | 93    |   |  |   |  |   |  |
| Ce                               | 0     | 0      | 23     | 20     | 26    | 0      | 0      | 0     | 12     | 52    |   |  |   |  |   |  |
| Cr                               | 2     | 9      | 7      | 3      | 10    | 6      | 10     | 5     | 9      | 3     |   |  |   |  |   |  |
| La                               | 66    | 32     | 54     | 49     | 60    | 52     | 22     | 14    | 59     | 18    |   |  |   |  |   |  |
| Mn                               | 275   | 192    | 204    | 206    | 403   | 198    | 168    | 90    | 244    | 261   |   |  |   |  |   |  |
| Nd                               | 0     | 0      | 0      | 0      | 39    | 0      | 0      | 7     | 0      | 0     |   |  |   |  |   |  |
| Ni                               | 3     | 6      | 5      | 4      | 6     | 5      | 9      | 6     | 4      | 4     |   |  |   |  |   |  |
| Rb                               | 289   | 278    | 290    | 292    | 287   | 267    | 265    | 345   | 346    | 384   |   |  |   |  |   |  |
| Sr                               | 117   | 120    | 93     | 120    | 123   | 58     | 55     | 36    | 45     | 35    |   |  |   |  |   |  |
| Ti                               | 387   | 373    | 365    | 387    | 371   | 383    | 399    | 263   | 258    | 259   |   |  |   |  |   |  |
| V                                | 0     | 0      | 0      | 0      | 0     | 5      | 0      | 5     | 0      | 0     |   |  |   |  |   |  |
| Zr                               | 63    | 57     | 55     | 65     | 65    | 56     | 61     | 49    | 49     | 44    |   |  |   |  |   |  |

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* = Gesamteisen als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. FeO wurde nur bei einigen Stichproben bestimmt.

Tab. 34: 1. Fortsetzung

| Fundstelle                       | 10    |       | b      |        | 11    | 12     | 13     | 14    |        | 15    | 16     | 17     | 18     |
|----------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
|                                  | a     |       |        |        |       |        |        |       |        |       |        |        |        |
| Probe                            | 746   | 749   | 750    | 750a   | 751   | 753    | 754    | 755   | 756    | 757   | 758    | 759    | 760    |
| SiO <sub>2</sub>                 | 74,16 | 74,79 | 75,22  | 75,45  | 74,56 | 75,26  | 74,28  | 74,66 | 75,24  | 74,94 | 75,31  | 75,02  | 73,71  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 14,02 | 14,04 | 14,07  | 13,99  | 14,25 | 14,13  | 13,99  | 14,10 | 14,13  | 14,12 | 14,13  | 14,08  | 14,21  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 0,81  | 0,83  | 0,66   | 0,62   | 0,86  | 0,68   | 1,04   | 1,01  | 0,92   | 0,74  | 0,75   | 0,86   | 1,04   |
| MgO                              | 0,37  | 0,36  | 0,31   | 0,19   | 0,16  | 0,31   | 0,39   | 0,08  | 0,14   | 0,08  | 0,17   | 0,10   | 0,99   |
| CaO                              | 0,38  | 0,20  | 0,46   | 0,51   | 0,63  | 0,39   | 0,26   | 0,98  | 0,90   | 1,04  | 0,73   | 1,11   | 0,13   |
| Na <sub>2</sub> O                | 3,20  | 3,38  | 3,35   | 3,59   | 3,19  | 3,33   | 1,69   | 3,55  | 3,45   | 3,59  | 3,63   | 3,39   | 1,46   |
| K <sub>2</sub> O                 | 5,03  | 4,95  | 4,88   | 4,87   | 4,81  | 4,88   | 5,78   | 4,68  | 4,71   | 4,67  | 4,62   | 4,86   | 5,84   |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,08  | 0,08  | 0,08   | 0,08   | 0,08  | 0,08   | 0,08   | 0,08  | 0,07   | 0,08  | 0,08   | 0,08   | 0,07   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,03  | 0,04  | 0,04   | 0,04   | 0,05  | 0,04   | 0,04   | 0,04  | 0,04   | 0,04  | 0,04   | 0,04   | 0,03   |
| H <sub>2</sub> O+                | 0,94  | 1,03  | 0,96   | 0,75   | 0,74  | 0,92   | 1,74   | 0,45  | 0,46   | 0,36  | 0,57   | 0,31   | 2,10   |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,54  | 0,26  | 0,24   | 0,33   | 0,42  | 0,30   | 0,78   | 0,21  | 0,20   | 0,15  | 0,17   | 0,14   | 0,83   |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,03  | 0,01  | 0,00   | 0,02   | 0,0   | 0,0    | 0,0    | 0,03  | 0,03   | 0,00  | 0,02   | 0,01   | 0,01   |
|                                  | 99,59 | 99,97 | 100,27 | 100,44 | 99,75 | 100,33 | 100,07 | 99,87 | 100,29 | 99,81 | 100,22 | 100,00 | 100,42 |
| FeO                              | 0,33  |       |        |        |       |        | 0,23   |       |        |       |        |        | 0,23   |
| c                                | 2,76  | 2,88  | 2,54   | 2,03   | 2,65  | 2,76   | 4,58   | 1,58  | 1,89   | 1,37  | 1,97   | 1,34   | 5,35   |
| Ba                               | 192   | 127   | 133    | 151    | 174   | 153    | 122    | 113   | 108    | 113   | 119    | 171    | 118    |
| Ce                               | 29    | 0     | 0      | 0      | 25    | 0      | 4      | 1     | 0      | 16    | 2      | 14     | 0      |
| Cr                               | 6     | 5     | 0      | 7      | 13    | 0      | 5      | 0     | 11     | 6     | 2      | 6      | 6      |
| La                               | 54    | 38    | 60     | 60     | 16    | 41     | 38     | 54    | 54     | 47    | 62     | 44     | 15     |
| Mn                               | 180   | 297   | 159    | 175    | 203   | 208    | 53     | 230   | 200    | 185   | 196    | 200    | 104    |
| Nd                               | 9     | 3     | 0      | 3      | 7     | 0      | 20     | 0     | 12     | 6     | 0      | 12     | 6      |
| Ni                               | 2     | 4     | 3      | 3      | 5     | 4      | 2      | 3     | 3      | 4     | 7      | 5      | 7      |
| Rb                               | 308   | 289   | 304    | 293    | 306   | 308    | 313    | 296   | 297    | 288   | 292    | 281    | 304    |
| Sr                               | 82    | 69    | 95     | 95     | 103   | 83     | 69     | 100   | 95     | 122   | 97     | 126    | 60     |
| Tl                               | 375   | 350   | 370    | 378    | 384   | 360    | 355    | 358   | 378    | 339   | 362    | 387    | 362    |
| V                                | 11    | 0     | 5      | 0      | 0     | 5      | 2      | 0     | 0      | 0     | 0      | 8      | 0      |
| Zr                               | 56    | 60    | 62     | 55     | 63    | 56     | 67     | 54    | 60     | 66    | 53     | 58     | 63     |

Tab. 34: 2. Fortsetzung

| Fundstelle                       | 19    |        |        |        | 20    |        | 21    |        | 22     | 23    | 24    | 25    |
|----------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|
|                                  | a     | b      |        |        | a     | b      |       |        |        |       |       |       |
| Probe                            | 761   | 762    | 763    | 764    | 765   | 766    | 767   | 768    | 769    | 770   | 771   | 772   |
| SiO <sub>2</sub>                 | 74,06 | 74,70  | 74,47  | 74,01  | 74,03 | 74,85  | 74,36 | 73,99  | 74,21  | 74,40 | 73,92 | 73,68 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 13,93 | 13,93  | 14,19  | 14,11  | 13,82 | 14,15  | 13,76 | 14,19  | 14,04  | 14,01 | 13,99 | 13,85 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 0,82  | 0,27   | 0,80   | 0,49   | 1,05  | 0,27   | 0,78  | 0,96   | 0,60   | 0,89  | 0,89  | 0,89  |
| MgO                              | 0,47  | 0,48   | 0,64   | 0,89   | 0,38  | 0,35   | 0,71  | 0,34   | 0,68   | 0,38  | 0,54  | 0,46  |
| CaO                              | 0,10  | 0,12   | 0,20   | 0,21   | 0,11  | 0,10   | 0,16  | 0,12   | 0,14   | 0,21  | 0,12  | 0,72  |
| Na <sub>2</sub> O                | 0,98  | 1,22   | 1,93   | 1,69   | 1,02  | 1,03   | 1,45  | 1,13   | 1,32   | 2,39  | 1,03  | 2,81  |
| K <sub>2</sub> O                 | 8,05  | 7,70   | 6,00   | 5,70   | 8,00  | 7,38   | 6,48  | 7,12   | 6,25   | 5,66  | 7,34  | 5,30  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,07  | 0,07   | 0,07   | 0,07   | 0,06  | 0,07   | 0,07  | 0,07   | 0,07   | 0,07  | 0,07  | 0,08  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,03  | 0,03   | 0,02   | 0,02   | 0,04  | 0,03   | 0,03  | 0,03   | 0,03   | 0,03  | 0,03  | 0,04  |
| H <sub>2</sub> O+                | 1,26  | 1,27   | 1,65   | 2,02   | 1,25  | 1,47   | 1,58  | 1,62   | 1,92   | 1,33  | 1,54  | 1,14  |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,22  | 0,27   | 0,46   | 0,83   | 0,20  | 0,44   | 0,60  | 0,49   | 0,77   | 0,43  | 0,42  | 0,23  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,0   | 0,03   | 0,0    | 0,00   | 0,0   | 0,01   | 0,00  | 0,03   | 0,01   | 0,0   | 0,06  | 0,50  |
| Summe                            | 99,99 | 100,09 | 100,43 | 100,04 | 99,96 | 100,15 | 99,98 | 100,09 | 100,04 | 99,80 | 99,95 | 99,70 |
| FeO                              | 0,27  |        |        |        | 0,39  |        |       |        |        | 0,34  |       |       |
| c                                | 3,50  | 3,51   | 4,21   | 4,83   | 3,38  | 4,38   | 4,14  | 4,55   | 4,94   | 3,64  | 4,34  | 3,44  |
| Ba                               | 111   | 119    | 86     | 72     | 86    | 114    | 125   | 120    | 130    | 111   | 113   | 169   |
| Ce                               | 12    | 1      | 2      | 38     | 0     | 0      | 7     | 10     | 0      | 0     | 23    | 0     |
| Cr                               | 8     | 10     | 14     | 8      | 7     | 3      | 2     | 9      | 25     | 2     | 9     | 8     |
| La                               | 38    | 16     | 53     | 35     | 56    | 35     | 39    | 44     | 53     | 48    | 44    | 21    |
| Mn                               | 259   | 103    | 144    | 74     | 247   | 40     | 120   | 178    | 47     | 149   | 150   | 228   |
| Nd                               | 0     | 4      | 0      | 0      | 0     | 0      | 3     | 0      | 0      | 8     | 0     | 0     |
| Ni                               | 3     | 5      | 4      | 8      | 3     | 5      | 5     | 6      | 18     | 2     | 10    | 5     |
| Rb                               | 327   | 321    | 332    | 315    | 344   | 290    | 318   | 328    | 323    | 333   | 325   | 298   |
| Sr                               | 53    | 49     | 57     | 53     | 44    | 67     | 76    | 65     | 61     | 61    | 44    | 83    |
| Ti                               | 335   | 318    | 328    | 312    | 265   | 338    | 329   | 337    | 361    | 309   | 307   | 388   |
| V                                | 0     | 1      | 3      | 4      | 0     | 6      | 2     | 3      | 0      | 11    | 1     | 0     |
| Zr                               | 57    | 57     | 58     | 53     | 55    | 70     | 62    | 62     | 57     | 55    | 52    | 56    |

Tab. 35: Die Rhyolithe des Königsberges  
 Probenfundstellen s. Abb. 41, S. 103

| K ö n i g s b e r g              |       |       |        |        |       |       |       |        |       |       |       |
|----------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| Fundstelle                       | 1     | 2     |        |        | 3     |       | 4     | 5      | 6     |       | 7     |
| Probe                            | 719   | a     | b      | c      | d     | 728   | 733   | 734    | 735   | 736   | 737   |
| SiO <sub>2</sub>                 | 73,84 | 73,74 | 75,16  | 73,65  | 74,12 | 74,15 | 75,82 | 74,82  | 74,27 | 75,75 | 74,30 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 13,85 | 14,11 | 14,32  | 14,50  | 14,14 | 13,93 | 14,24 | 14,13  | 13,75 | 14,38 | 13,93 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 1,56  | 1,49  | 1,06   | 2,06   | 1,43  | 1,65  | 0,70  | 1,12   | 1,78  | 0,36  | 1,38  |
| MgO                              | 0,68  | 0,44  | 0,12   | 0,19   | 0,33  | 0,23  | 0,14  | 0,27   | 0,21  | 0,12  | 0,12  |
| CaO                              | 0,21  | 0,12  | 0,07   | 0,17   | 0,13  | 0,29  | 0,15  | 0,28   | 0,21  | 0,06  | 0,08  |
| Na <sub>2</sub> O                | 2,95  | 2,86  | 0,31   | 1,27   | 2,88  | 3,48  | 2,81  | 3,64   | 1,90  | 1,51  | 0,07  |
| K <sub>2</sub> O                 | 4,26  | 4,67  | 6,59   | 5,43   | 4,53  | 3,91  | 3,55  | 4,03   | 5,54  | 4,78  | 7,56  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,10  | 0,10  | 0,10   | 0,10   | 0,09  | 0,10  | 0,10  | 0,10   | 0,10  | 0,10  | 0,09  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,05  | 0,05  | 0,05   | 0,05   | 0,05  | 0,06  | 0,04  | 0,04   | 0,04  | 0,05  | 0,05  |
| H <sub>2</sub> O+                | 1,26  | 1,43  | 2,08   | 2,23   | 1,52  | 1,42  | 1,70  | 1,20   | 1,50  | 2,11  | 1,74  |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,67  | 0,70  | 0,52   | 0,59   | 0,44  | 0,58  | 0,35  | 0,46   | 0,60  | 0,40  | 0,24  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,04  | 0,0   | 0,03   | 0,00   | 0,0   | 0,00  | 0,0   | 0,06   | 0,0   | 0,02  | 0,00  |
|                                  | 99,47 | 99,71 | 100,41 | 100,24 | 99,66 | 99,80 | 99,60 | 100,15 | 99,90 | 99,64 | 99,56 |
| FeO                              | 0,69  | 0,48  |        | 0,16   |       | 0,49  | 0,12  |        |       |       |       |
| c                                | 4,22  | 4,25  | 6,62   | 6,34   | 4,38  | 3,59  | 5,50  | 3,51   | 4,34  | 6,67  | 5,61  |
| Ba                               | 777   | 667   | 665    | 688    | 740   | 684   | 604   | 733    | 754   | 655   | 726   |
| Ce                               | 81    | 78    | 56     | 108    | 66    | 77    | 72    | 97     | 72    | 90    | 83    |
| Cr                               | 8     | 12    | 8      | 16     | 18    | 13    | 16    | 12     | 11    | 16    | 18    |
| La                               | 95    | 98    | 105    | 118    | 65    | 94    | 102   | 82     | 81    | 55    | 76    |
| Mn                               | 237   | 159   | 53     | 72     | 154   | 166   | 51    | 98     | 53    | 43    | 52    |
| Nd                               | 36    | 28    | 16     | 31     | 18    | 17    | 16    | 30     | 12    | 20    | 23    |
| Ni                               | 2     | 2     | 7      | 4      | 4     | 4     | 4     | 3      | 6     | 3     | 8     |
| Rb                               | 182   | 165   | 193    | 200    | 176   | 173   | 164   | 184    | 192   | 176   | 175   |
| Sr                               | 66    | 85    | 53     | 125    | 105   | 86    | 72    | 125    | 92    | 138   | 150   |
| Ti                               | 477   | 496   | 491    | 498    | 520   | 480   | 500   | 495    | 488   | 508   | 482   |
| V                                | 7     | 0     | 13     | 0      | 0     | 7     | 0     | 15     | 0     | 3     | 11    |
| Zr                               | 94    | 90    | 89     | 93     | 92    | 89    | 91    | 93     | 89    | 89    | 94    |

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* = Gesamteisen als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>  
 FeO wurde nur bei einigen Stichproben bestimmt.

Tab. 35: Fortsetzung

| K ö n i g s b e r g (Fortsetzung) |        |        |        |        |        |       |       |        |       |       |
|-----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|
| Fundstelle                        | 8      |        | 9      |        | 10     |       | 11    |        | 12    |       |
| Probe                             | 738    | 739    | 740    | 741    | 742    | 743   | 745   | 773    | 774   | 775   |
| SiO <sub>2</sub>                  | 81,38  | 83,17  | 75,59  | 75,23  | 72,58  | 75,32 | 74,34 | 74,91  | 75,06 | 76,14 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>    | 12,73  | 11,59  | 13,58  | 14,11  | 14,04  | 14,19 | 13,94 | 14,03  | 14,25 | 14,58 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *  | 0,65   | 0,67   | 1,49   | 0,29   | 2,93   | 0,44  | 1,21  | 1,13   | 2,20  | 0,41  |
| MgO                               | 0,08   | 0,14   | 0,11   | 0,41   | 0,12   | 0,12  | 0,28  | 0,26   | 0,16  | 0,14  |
| CaO                               | 0,08   | 0,08   | 0,12   | 0,14   | 0,07   | 0,08  | 0,20  | 0,29   | 0,17  | 0,12  |
| Na <sub>2</sub> O                 | 0,06   | 0,05   | 2,44   | 2,57   | 2,43   | 1,94  | 3,48  | 3,52   | 0,13  | 0,10  |
| K <sub>2</sub> O                  | 1,27   | 1,78   | 4,89   | 5,44   | 5,10   | 5,31  | 4,57  | 3,55   | 3,22  | 3,50  |
| TiO <sub>2</sub>                  | 0,09   | 0,09   | 0,09   | 0,10   | 0,10   | 0,10  | 0,10  | 0,10   | 0,10  | 0,10  |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>     | 0,05   | 0,04   | 0,04   | 0,04   | 0,03   | 0,04  | 0,04  | 0,05   | 0,04  | 0,04  |
| H <sub>2</sub> O+                 | 3,70   | 2,77   | 1,34   | 1,33   | 2,21   | 1,85  | 1,14  | 1,44   | 3,66  | 3,61  |
| H <sub>2</sub> O-                 | 0,24   | 0,18   | 0,40   | 0,40   | 0,54   | 0,37  | 0,32  | 0,67   | 0,74  | 0,72  |
| CO <sub>2</sub>                   | 0,0    | 0,03   | 0,01   | 0,0    | 0,03   | 0,00  | 0,0   | 0,06   | 0,06  | 0,02  |
|                                   | 100,33 | 100,59 | 100,10 | 100,06 | 100,18 | 99,76 | 99,62 | 100,01 | 99,79 | 99,48 |
| FeO                               |        |        | 0,20   |        | 0,13   |       |       |        | 0,18  |       |
| c                                 | 11,23  | 9,51   | 4,17   | 3,84   | 4,47   | 5,20  | 3,01  | 4,13   | 10,48 | 10,55 |
| Ba                                | 80     | 152    | 972    | 831    | 1190   | 1900  | 909   | 634    | 556   | 557   |
| Ce                                | 64     | 53     | 69     | 73     | 69     | 74    | 58    | 64     | 55    | 83    |
| Cr                                | 20     | 19     | 8      | 9      | 13     | 11    | 11    | 11     | 11    | 15    |
| La                                | 70     | 115    | 65     | 102    | 66     | 22    | 94    | 109    | 144   | 91    |
| Mn                                | 91     | 52     | 56     | 66     | 44     | 36    | 308   | 111    | 48    | 72    |
| Nd                                | 14     | 14     | 22     | 11     | 27     | 25    | 18    | 21     | 8     | 34    |
| Ni                                | 4      | 6      | 6      | 7      | 7      | 8     | 4     | 2      | 4     | 3     |
| Rb                                | 60     | 71     | 186    | 198    | 202    | 196   | 182   | 153    | 122   | 136   |
| Sr                                | 96     | 83     | 160    | 120    | 115    | 140   | 119   | 153    | 81    | 81    |
| Ti                                | 428    | 426    | 436    | 479    | 476    | 486   | 469   | 498    | 511   | 517   |
| V                                 | 0      | 0      | 0      | 0      | 4      | 4     | 0     | 11     | 5     | 0     |
| Zr                                | 76     | 83     | 96     | 93     | 92     | 98    | 89    | 96     | 93    | 93    |

Hydrothermal stark umgewandelte Proben:

8: beide Proben verkiegelt, serizitisiert und kaolinitisiert

12: Pr. 774 serizitisiert; Pr. 775 serizitisiert und verkiegelt

Tab. 36: Die Rhyolithe des Herrmannsberges und Beilsteins  
Probenfundstellen s. Abb. 41, S. 103

| Herrmannsberg                    |       |       |       |       |       |       |       | Beilstein |       |       |       |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------|-------|-------|-------|
| Fundstelle                       | 1     |       | 2     | 3     | 4     |       |       | 1         |       | 2     |       |
| Probe                            | 766   | 777   | 780   | 781   | 824   | 825   | 826   | 827       | 828   | 829   | 830   |
| SiO <sub>2</sub>                 | 73,99 | 77,63 | 74,45 | 73,95 | 74,13 | 75,20 | 75,09 | 72,08     | 71,82 | 71,98 | 71,05 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 13,83 | 13,65 | 14,02 | 13,71 | 14,07 | 14,15 | 14,01 | 15,11     | 15,52 | 15,58 | 15,25 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 1,84  | 2,07  | 1,73  | 1,68  | 1,45  | 1,09  | 0,68  | 2,28      | 1,81  | 1,93  | 3,26  |
| MgO                              | 0,16  | 0,07  | 0,07  | 0,17  | 0,23  | 0,15  | 0,16  | 0,14      | 0,12  | 0,24  | 0,15  |
| CaO                              | 0,22  | 0,09  | 0,13  | 0,19  | 0,21  | 0,16  | 0,16  | 0,12      | 0,08  | 0,16  | 0,17  |
| Na <sub>2</sub> O                | 3,90  | 0,06  | 3,09  | 3,48  | 3,00  | 3,10  | 3,94  | 3,10      | 3,44  | 2,58  | 3,25  |
| K <sub>2</sub> O                 | 3,66  | 0,60  | 3,87  | 3,72  | 4,10  | 3,64  | 3,55  | 3,62      | 3,70  | 4,13  | 3,81  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,10  | 0,09  | 0,10  | 0,09  | 0,10  | 0,10  | 0,10  | 0,14      | 0,15  | 0,15  | 0,15  |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,04  | 0,04  | 0,05  | 0,05  | 0,05  | 0,05  | 0,05  | 0,08      | 0,07  | 0,09  | 0,09  |
| H <sub>2</sub> O+                | 1,25  | 4,69  | 1,53  | 1,46  | 1,61  | 0,98  | 1,11  | 1,80      | 1,68  | 2,14  | 1,61  |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,25  | 0,33  | 0,21  | 0,54  | 0,37  | 0,26  | 0,21  | 0,51      | 0,50  | 0,52  | 0,50  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,08  | 0,02  | 0,0   | 0,02  | 0,0   | 0,03  | 0,07  | 0,03      | 0,03  | 0,05  | 0,05  |
|                                  | 99,32 | 99,34 | 99,25 | 99,06 | 99,32 | 98,91 | 99,13 | 99,01     | 98,92 | 99,55 | 99,34 |
| FeO                              |       | 0,23  | 0,16  |       | 0,53  |       |       | 0,16      |       |       | 0,30  |
| c                                | 3,33  | 12,88 | 4,63  | 3,78  | 4,44  | 5,01  | 3,68  | 5,94      | 5,78  | 6,69  | 5,78  |
| Ba                               | 789   | 70    | 774   | 652   | 675   | 702   | 780   | 588       | 716   | 784   | 708   |
| Ce                               | 77    | 57    | 106   | 68    | 65    | 77    | 71    | 140       | 128   | 158   | 138   |
| Cr                               | 15    | 13    | 14    | 14    | 10    | 13    | 20    | 18        | 12    | 14    | 20    |
| La                               | 88    | 105   | 101   | 68    | 101   | 83    | 58    | 141       | 127   | 171   | 134   |
| Mn                               | 310   | 79    | 616   | 138   | 278   | 91    | 155   | 357       | 455   | 178   | 93    |
| Nd                               | 32    | 8     | 24    | 21    | 22    | 27    | 36    | 45        | 38    | 53    | 56    |
| Ni                               | 3     | 8     | 5     | 9     | 6     | 3     | 10    | 23        | 8     | 8     | 5     |
| Rb                               | 159   | 31    | 162   | 162   | 176   | 158   | 157   | 125       | 153   | 153   | 147   |
| Sr                               | 159   | 133   | 118   | 110   | 131   | 99    | 111   | 108       | 69    | 83    | 70    |
| Ti                               | 503   | 456   | 497   | 475   | 502   | 472   | 477   | 777       | 781   | 760   | 783   |
| V                                | 0     | 7     | 11    | 7     | 0     | 5     | 5     | 0         | 0     | 9     | 3     |
| Zr                               | 94    | 84    | 89    | 88    | 93    | 95    | 92    | 190       | 193   | 195   | 198   |

Probe 1/777 Übermäßig stark umgewandelt: verkieselte, serizitisiert und kaolinitisiert.

Tab. 37: Der Rhyolith von Niederbrombach  
 Probenfundstellen s. Abb. 47, S. 113

| Fundstelle                     | 1     |        | 2     |       | 3      | 4      |        |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
|                                | 615   | 616    | 617   | 618   | 620    | 621    | 622    |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,93 | 73,82  | 74,21 | 73,71 | 74,30  | 78,07  | 75,71  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,83 | 13,73  | 14,14 | 13,97 | 14,29  | 14,31  | 14,56  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,41  | 1,29   | 1,42  | 1,75  | 0,48   | 1,41   | 1,64   |
| FeO                            | 0,25  | 0,14   | 0,37  | 0,35  | 0,42   | 0,22   | 0,25   |
| MgO                            | 0,80  | 0,92   | 0,42  | 0,53  | 0,76   | 0,29   | 0,18   |
| CaO                            | 0,16  | 0,22   | 0,10  | 0,09  | 0,19   | 0,07   | 0,08   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,82  | 1,67   | 2,18  | 2,21  | 2,30   | 0,00   | 0,00   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,30  | 4,75   | 3,73  | 4,05  | 4,45   | 0,13   | 3,42   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,09  | 0,09   | 0,09  | 0,09  | 0,09   | 0,09   | 0,09   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,04  | 0,04   | 0,05  | 0,05  | 0,05   | 0,05   | 0,05   |
| H <sub>2</sub> O+              | 2,41  | 2,63   | 2,40  | 2,52  | 2,41   | 5,16   | 3,95   |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,85  | 0,74   | 0,46  | 0,34  | 0,39   | 0,38   | 0,18   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,00  | 0,00   | 0,01  | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00   |
| Summe                          | 99,89 | 100,04 | 99,58 | 99,66 | 100,13 | 100,18 | 100,11 |
| c                              | 5,99  | 5,54   | 6,48  | 5,91  | 5,46   | 14,16  | 10,83  |
| Ba                             | 572   | 539    | 536   | 549   | 642    | 186    | 37     |
| Ce                             | 39    | 62     | 50    | 59    | 66     | 58     | 61     |
| Cr                             | 6     | 11     | 16    | 15    | 9      | 10     | 7      |
| La                             | 94    | 81     | 81    | 105   | 81     | 109    | 96     |
| Mn                             | 53    | 52     | 230   | 145   | 140    | 68     | 74     |
| Nd                             | 5     | 32     | 20    | 33    | 26     | 16     | 29     |
| Ni                             | 0     | 0      | 1     | 1     | 1      | 2      | 2      |
| Rb                             | 185   | 163    | 130   | 146   | 164    | 115    | 29     |
| Sr                             | 143   | 119    | 134   | 132   | 147    | 176    | 215    |
| Ti                             | 476   | 467    | 478   | 539   | 482    | 483    | 475    |
| V                              | 3     | 1      | 2     | 0     | 1      | 0      | 0      |
| Zr                             | 72    | 76     | 75    | 80    | 65     | 71     | 70     |

Das Gestein in der Fundstelle 4 ist hydrothermal überaus stark umgewandelt (hohe Alkalienverluste), die Probe 621 vollständig verkieselt und kaolinitisiert.

Tab. 38: Der Rhyolith von Kirchheimbolanden  
 Probenfundstellen s. Abb. 33, S. 89

| Fund-<br>stelle<br>Probe       | 1     |       | 2     |       | 3     | 4     | 5     |       |  |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
|                                | 805   | 807   | 808   | 809   | 810   | 831   | 832   | 834   |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 67,23 | 67,36 | 67,10 | 67,63 | 65,53 | 65,75 | 64,98 | 64,58 |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,94 | 15,36 | 15,09 | 15,83 | 16,08 | 16,07 | 16,62 | 17,29 |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,47  | 3,57  | 3,48  | 1,91  | 3,67  | 3,48  | 3,64  | 3,95  |  |
| FeO                            | 0,13  | 0,34  | 0,14  | 0,20  | 0,32  | 0,26  | 0,14  | 0,19  |  |
| MgO                            | 0,17  | 0,26  | 0,18  | 0,16  | 0,80  | 0,44  | 0,59  | 0,41  |  |
| CaO                            | 0,11  | 0,19  | 0,19  | 0,11  | 0,39  | 0,23  | 0,31  | 0,26  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,34  | 0,66  | 0,78  | 0,37  | 0,95  | 0,96  | 0,89  | 0,07  |  |
| K <sub>2</sub> O               | 10,30 | 10,02 | 10,42 | 11,53 | 8,47  | 9,65  | 8,99  | 8,04  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,12  | 0,13  | 0,13  | 0,15  | 0,21  | 0,16  | 0,19  | 0,17  |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06  | 0,07  | 0,07  | 0,06  | 0,12  | 0,08  | 0,08  | 0,07  |  |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,57  | 1,40  | 0,97  | 1,06  | 2,25  | 1,74  | 2,05  | 2,38  |  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,28  | 0,38  | 0,27  | 0,35  | 1,01  | 0,50  | 0,70  | 1,00  |  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,04  | 0,02  | 0,05  | 0,04  | 0,02  | 0,04  | 0,05  | 0,06  |  |
| Summe                          | 99,76 | 99,76 | 98,87 | 99,40 | 99,82 | 99,36 | 99,23 | 98,47 |  |
| c                              | 4,13  | 3,30  | 2,47  | 2,63  | 4,97  | 3,91  | 5,17  | 8,31  |  |
| Ba                             | 520   | 659   | 790   | 555   | 662   | 902   | 956   | 894   |  |
| Ce                             | 122   | 116   | 99    | 93    | 119   | 119   | 123   | 130   |  |
| Cr                             | 5     | 11    | 4     | 3     | 8     | 4     | 12    | 12    |  |
| La                             | 104   | 104   | 99    | 78    | 129   | 96    | 107   | 111   |  |
| Mn                             | 425   | 692   | 622   | 112   | 152   | 225   | 202   | 190   |  |
| Nd                             | 24    | 38    | 28    | 31    | 38    | 38    | 33    | 45    |  |
| Ni                             | 3     | 9     | 3     | 8     | 11    | 8     | 10    | 10    |  |
| Rb                             | 194   | 225   | 240   | 210   | 251   | 255   | 266   | 252   |  |
| Sr                             | 498   | 189   | 238   | 152   | 189   | 222   | 209   | 202   |  |
| Ti                             | 615   | 717   | 719   | 814   | 1180  | 905   | 1090  | 936   |  |
| V                              | 7     | 7     | 8     | 12    | 34    | 22    | 19    | 14    |  |
| Zr                             | 233   | 215   | 212   | 227   | 260   | 257   | 268   | 260   |  |

Tab. 39: Rhyolith von Düppenweiler (Probenfundstellen s. Abb. 52, S. 122) und Ignimbrit von Schmelz (Lokalität: Stbr. "Gottesbelohnung")

| Fundstelle                     | D ü p p e n w e i l e r |       |       |       |       |       | Schmelz |
|--------------------------------|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
|                                | 1                       |       | 2     |       | 3     |       | 4       |
| Probe                          | 638                     | 639   | 640   | 641   | 644   | 645   | 1150    |
| SiO <sub>2</sub>               | 70,78                   | 69,44 | 69,38 | 69,82 | 70,30 | 69,17 | 67,27   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,81                   | 16,05 | 16,05 | 15,92 | 16,27 | 15,37 | 17,29   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,30                    | 0,26  | 0,75  | 0,42  | 0,36  | 0,74  | 1,93    |
| FeO                            | 0,56                    | 0,88  | 0,20  | 0,29  | 0,27  | 1,02  | 0,55    |
| MgO                            | 0,33                    | 0,97  | 0,60  | 0,75  | 0,50  | 1,00  | 0,48    |
| CaO                            | 0,10                    | 0,18  | 0,27  | 0,41  | 0,25  | 0,32  | 0,32    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,37                    | 0,87  | 0,89  | 1,03  | 0,44  | 0,74  | 0,41    |
| K <sub>2</sub> O               | 8,07                    | 7,86  | 6,87  | 6,98  | 7,17  | 7,31  | 9,35    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,31                    | 0,31  | 0,33  | 0,32  | 0,32  | 0,30  | 0,25    |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,08                    | 0,11  | 0,11  | 0,13  | 0,13  | 0,13  | 0,11    |
| H <sub>2</sub> O+              | 2,38                    | 2,17  | 3,19  | 2,57  | 2,72  | 2,52  | 2,34    |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,34                    | 0,39  | 0,78  | 1,16  | 0,75  | 0,96  | 0,60    |
| CO <sub>2</sub>                | 0,00                    | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00    |
| Summe                          | 99,43                   | 99,79 | 99,42 | 99,80 | 99,48 | 99,58 | 100,90  |
| c                              | 6,29                    | 6,05  | 6,92  | 6,24  | 7,64  | 5,97  | 6,18    |
| Ba                             | 671                     | 889   | 5990* | 990   | 887   | 671   | 799     |
| Ce                             | 55                      | 60    | 38    | 80    | 68    | 52    | 91      |
| Cr                             | 11                      | 10    | 0     | 10    | 13    | 8     | 13      |
| La                             | 65                      | 56    | 62    | 50    | 48    | 59    | 68      |
| Mn                             | 58                      | 134   | 17    | 66    | 132   | 114   | 100     |
| Nd                             | 24                      | 23    | 13    | 27    | 21    | 23    | 33      |
| Ni                             | 2                       | 2     | 7     | 3     | 4     | 4     | 1       |
| Rb                             | 173                     | 187   | 174   | 186   | 185   | 179   | 185     |
| Sr                             | 84                      | 86    | 152   | 133   | 127   | 90    | 31      |
| Ti                             | 1860                    | 1830  | 1980  | 1890  | 1930  | 1750  | 1430    |
| V                              | 15                      | 6     | 63    | 19    | 10    | 5     | 14      |
| Zr                             | 167                     | 167   | 182   | 169   | 173   | 159   | 190     |

Düppenweiler: 1,3 u. 4 Waldwegböschungen; 2 aufgelassener Steinbruch

Schmelz: die Probe stammt vom Steinbruch "Gottesbelohnung".

\* Die hohen Ba-Gehalte der Probe 640 sind durch die Bildung von hydrothermaletem Baryt entstanden.

Tab. 40: Die Rhyolithe von Dossenheim und Ziegelhausen (Odenwald). Die Analysen sind von REIMANN (1977) übernommen. Ba und Ti (in ppm) wurden im Rahmen dieser Arbeit nachgemessen. Lage der Probenfundpunkte (zusätzlich Hoch- und Rechtswerte) siehe Arbeit von REIMANN

| D o s s e n h e i m : Einsprenglingsarme Rhyolithe |        |       |        |       |       |       |       |        |       |       |       |        |        |
|--|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Probe  | 1      | 6     | 7      | 8     | 11    | 17    | 22    | 25     | 27    | 28    | 36    | 42     | 51     |
| SiO <sub>2</sub>                                   | 74,64  | 76,24 | 75,75  | 74,04 | 75,73 | 77,63 | 79,78 | 79,36  | 79,64 | 74,75 | 77,54 | 75,27  | 74,92  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                     | 12,52  | 11,84 | 11,86  | 11,82 | 11,60 | 11,25 | 9,50  | 10,04  | 9,67  | 12,41 | 10,95 | 12,36  | 12,49  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                     | 1,62   | 0,00  | 1,60   | 0,91  | 1,46  | 0,00  | 0,77  | 0,94   | 0,98  | 1,21  | 0,93  | 1,15   | 1,39   |
| FeO  | 0,28   | 0,25  | 0,28   | 0,43  | 0,19  | 0,34  | 0,38  | 0,38   | 0,34  | 0,35  | 0,32  | 0,32   | 0,31   |
| MgO  | 0,19   | 0,09  | 0,12   | 0,10  | 0,10  | 0,04  | 0,03  | 0,01   | 0,06  | 0,13  | 0,03  | 0,23   | 0,15   |
| CaO  | 0,06   | 0,04  | 0,04   | 0,13  | 0,03  | 0,04  | 0,06  | 0,05   | 0,06  | 0,06  | 0,07  | 0,07   | 0,05   |
| Na <sub>2</sub> O                                  | 0,08   | 0,06  | 0,15   | 1,24  | 0,07  | 0,05  | 0,19  | 0,32   | 0,07  | 0,24  | 0,47  | 0,40   | 0,20   |
| K <sub>2</sub> O                                   | 9,68   | 9,73  | 9,42   | 8,18  | 9,49  | 9,20  | 7,77  | 7,95   | 7,82  | 9,26  | 8,48  | 8,77   | 9,47   |
| TiO <sub>2</sub>                                   | 0,09   | 0,08  | 0,09   | 0,08  | 0,08  | 0,07  | 0,07  | 0,07   | 0,07  | 0,08  | 0,08  | 0,09   | 0,09   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                      | 0,03   | 0,03  | 0,03   | 0,04  | 0,02  | 0,03  | 0,02  | 0,03   | 0,04  | 0,04  | 0,04  | 0,04   | 0,03   |
| H <sub>2</sub> O+                                  | 0,95   | 0,74  | 0,79   | 1,01  | 0,83  | 0,98  | 0,84  | 0,86   | 0,82  | 0,99  | 0,71  | 1,14   | 1,04   |
| H <sub>2</sub> O-                                  | 0,35   | 0,30  | 0,32   | 0,29  | 0,27  | 0,24  | 0,12  | 0,16   | 0,19  | 0,31  | 0,19  | 0,32   | 0,14   |
| Summe  | 100,49 | 99,40 | 100,45 | 99,27 | 99,87 | 99,87 | 99,53 | 100,17 | 99,76 | 99,83 | 99,81 | 100,16 | 100,28 |
| c  | 1,87   | 1,21  | 1,42   | 1,79  | 1,21  | 1,21  | 0,72  | 0,89   | 1,08  | 1,98  | 0,97  | 2,18   | 1,89   |
| Ba   | 444    | 262   | 390    | 278   | 320   | 315   | 237   | 189    | 239   | 403   | 220   | 257    | 283    |
| Rb   | 386    | 297   | 350    | 582   | 311   | 432   | 436   | 481    | 395   | 469   | 548   | 493    | 327    |
| Sr   | 86     | 0     | 0      | 8     | 0     | 3     | 57    | 13     | 8     | 20    | 29    | 0      | 0      |
| Ti   | 459    | 380   | 455    | 453   | 414   | 341   | 322   | 320    | 321   | 426   | 365   | 457    | 480    |
| Zr   | 181    | 133   | 129    | 151   | 129   | 98    | 99    | 99     | 102   | 123   | 108   | 116    | 96     |

| Probe                          | 54    | 63a   | 63g    | 65     | 72     | 77    | 79     | 81    | 85    | 86    | 90     | 93    |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 75,51 | 75,56 | 79,64  | 74,72  | 74,87  | 74,36 | 74,84  | 73,88 | 78,90 | 75,35 | 75,70  | 76,51 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,19 | 11,97 | 10,08  | 12,49  | 12,77  | 12,37 | 13,07  | 12,51 | 9,87  | 12,00 | 12,34  | 11,87 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,78  | 0,86  | 0,85   | 1,18   | 0,94   | 1,10  | 0,99   | 1,64  | 0,82  | 0,60  | 0,84   | 0,06  |
| FeO                            | 0,36  | 0,31  | 0,29   | 0,21   | 0,26   | 0,32  | 0,30   | 0,26  | 0,32  | 0,31  | 0,35   | 0,26  |
| MgO                            | 0,20  | 0,17  | 0,02   | 0,09   | 0,14   | 0,21  | 0,23   | 0,19  | 0,07  | 0,09  | 0,22   | 0,12  |
| CaO                            | 0,05  | 0,10  | 0,06   | 0,04   | 0,05   | 0,06  | 0,10   | 0,05  | 0,04  | 0,05  | 0,08   | 0,05  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,19  | 0,67  | 0,40   | 0,19   | 0,24   | 0,24  | 0,94   | 0,22  | 0,10  | 0,08  | 0,62   | 0,07  |
| K <sub>2</sub> O               | 9,03  | 8,63  | 7,74   | 10,02  | 9,65   | 9,36  | 8,53   | 9,73  | 8,01  | 9,61  | 8,46   | 9,45  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,09  | 0,08  | 0,07   | 0,08   | 0,09   | 0,08  | 0,09   | 0,09  | 0,07  | 0,08  | 0,08   | 0,08  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03  | 0,04  | 0,04   | 0,03   | 0,03   | 0,04  | 0,03   | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,04   | 0,03  |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,09  | 0,91  | 0,78   | 0,75   | 1,01   | 1,01  | 1,03   | 0,90  | 0,79  | 0,94  | 1,08   | 1,02  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,31  | 0,21  | 0,18   | 0,37   | 0,21   | 0,26  | 0,27   | 0,27  | 0,19  | 0,25  | 0,41   | 0,28  |
| Summe                          | 99,83 | 99,51 | 100,15 | 100,17 | 100,26 | 99,41 | 100,42 | 99,77 | 99,21 | 99,39 | 100,22 | 99,80 |
| c                              | 2,08  | 1,44  | 1,03   | 1,33   | 1,91   | 1,83  | 2,18   | 1,60  | 1,04  | 1,45  | 2,11   | 1,51  |
| Ba                             | 406   | 192   | 132    | 377    | 392    | 412   | 197    | 354   | 334   | 345   | 160    | 358   |
| Rb                             | 408   | 598   | 540    | 433    | 484    | 491   | 589    | 327   | 365   | 385   | 616    | 499   |
| Sr                             | 13    | 18    | 13     | 0      | 18     | 13    | 0      | 12    | 6     | 4     | 8      | 46    |
| Ti                             | 472   | 408   | 339    | 456    | 385    | 441   | 439    | 465   | 333   | 408   | 422    | 412   |
| Zr                             | 117   | 131   | 92     | 105    | 131    | 130   | 131    | 106   | 107   | 118   | 135    | 138   |

Die Proben mit SiO<sub>2</sub> > 76 Gew. % sind mehr oder weniger hydrothermal verkieselt.

Tab. 40: Fortsetzung

| D o s s e n h e i m            |              |               |              |              |              | Z i e g e l h a u s e n      |              |              |
|--------------------------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|------------------------------|--------------|--------------|
| einsprenglingsreiche Rhyolithe |              |               |              |              |              | einsprenglingsarmer Rhyolith |              |              |
| Probe                          | 44           | 45            | 100          | 102          | 113          | 103                          | 107          | 110          |
| SiO <sub>2</sub>               | 74,29        | 75,58         | 75,32        | 77,01        | 74,95        | 74,01                        | 74,39        | 73,94        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,52        | 12,51         | 12,36        | 11,17        | 12,27        | 12,79                        | 12,53        | 12,58        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,23         | 0,85          | 0,61         | 0,95         | 1,51         | 1,43                         | 1,49         | 1,85         |
| FeO                            | 0,35         | 0,39          | 0,24         | 0,32         | 0,30         | 0,25                         | 0,23         | 0,23         |
| MgO                            | 0,22         | 0,31          | 0,60         | 0,23         | 0,21         | 0,34                         | 0,28         | 0,32         |
| CaO                            | 0,05         | 0,07          | 0,06         | 0,05         | 0,07         | 0,10                         | 0,07         | 0,04         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,30         | 0,70          | 0,28         | 0,32         | 0,62         | 1,03                         | 0,17         | 0,22         |
| K <sub>2</sub> O               | 9,24         | 8,25          | 7,68         | 8,16         | 8,54         | 7,73                         | 9,13         | 8,74         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,06         | 0,07          | 0,07         | 0,04         | 0,05         | 0,09                         | 0,08         | 0,09         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03         | 0,03          | 0,04         | 0,03         | 0,04         | 0,04                         | 0,04         | 0,03         |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,14         | 1,34          | 1,60         | 1,33         | 1,01         | 1,25                         | 1,06         | 1,19         |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,28         | 0,16          | 0,53         | 0,23         | 0,27         | 0,24                         | 0,26         | 0,31         |
| <b>Summe</b>                   | <b>99,71</b> | <b>100,26</b> | <b>99,39</b> | <b>99,84</b> | <b>99,84</b> | <b>99,30</b>                 | <b>99,73</b> | <b>99,54</b> |
| c                              | 2,01         | 2,37          | 3,57         | 1,79         | 1,98         | 2,64                         | 2,34         | 2,76         |
| Ba                             | 137          | 149           | 237          | 73           | 122          | 98                           | 154          | 302          |
| Rb                             | 487          | 441           | 370          | 210          | 504          | 535                          | 407          | 443          |
| Sr                             | 2            | 12            | 4            | 8            | 1            | 0                            | 3            | 11           |
| Tl                             | 272          | 361           | 355          | 162          | 218          | 458                          | 423          | 465          |
| Zr                             | 72           | 74            | 90           | 62           | 76           | 146                          | 129          | 136          |

Tab. 41: Die Rhyolithe der Umgebung von Weinheim (Odenwald).  
Die Analysen sind von AMME (1977) übernommen. Das Ti (in ppm) wurde im Rahmen dieser Arbeit nachgemessen. Lage der Probenfundpunkte (zusätzlich Hoch- und Rechts- werte) siehe Arbeit von AMME

| <u>W a c h e n b e r g</u>     |        |        |        |       |       |       |        |        |       |        |        |       |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|
| Probe                          | 43     | 46     | 49     | 50    | 54    | 55    | 58     | 60     | 62    | 64     | 67     | 70    |
| SiO <sub>2</sub>               | 74,74  | 76,76  | 74,59  | 76,10 | 77,93 | 78,18 | 75,63  | 74,90  | 74,49 | 75,95  | 75,16  | 78,61 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,01  | 13,40  | 13,48  | 14,51 | 12,07 | 11,80 | 13,88  | 13,62  | 13,50 | 13,34  | 14,26  | 11,90 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,36   | 0,41   | 0,99   | 0,56  | 1,13  | 0,95  | 0,56   | 0,62   | 0,91  | 0,64   | 0,49   | 0,73  |
| FeO                            | 0,18   | 0,25   | 0,35   | 0,14  | 0,32  | 0,29  | 0,26   | 0,44   | 0,34  | 0,29   | 0,46   | 0,41  |
| MgO                            | 0,45   | 0,41   | 0,14   | 0,58  | 0,34  | 0,25  | 0,36   | 0,52   | 0,21  | 0,66   | 0,46   | 0,21  |
| CaO                            | 0,07   | 0,08   | 0,44   | 0,07  | 0,05  | 0,06  | 0,07   | 0,07   | 0,44  | 0,05   | 0,03   | 0,05  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,06   | 0,06   | 2,81   | 0,01  | 0,01  | 0,00  | 0,72   | 0,96   | 2,49  | 0,15   | 0,15   | 0,03  |
| K <sub>2</sub> O               | 6,81   | 6,43   | 5,58   | 6,21  | 4,90  | 6,38  | 6,46   | 6,74   | 5,68  | 5,86   | 7,96   | 5,89  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,10   | 0,03   | 0,05   | 0,03  | 0,04  | 0,02  | 0,03   | 0,02   | 0,03  | 0,10   | 0,02   | 0,05  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,05   | 0,04   | 0,04   | 0,03  | 0,03  | 0,04  | 0,03   | 0,03   | 0,03  | 0,03   | 0,01   | 0,03  |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,97   | 2,18   | 1,43   | 1,99  | 2,10  | 1,54  | 1,95   | 1,70   | 1,49  | 2,51   | 1,83   | 1,82  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,38   | 0,42   | 0,27   | 0,67  | 0,43  | 0,38  | 0,47   | 0,38   | 0,33  | 0,46   | 0,40   | 0,26  |
| Summe                          | 100,18 | 100,47 | 100,17 | 99,90 | 99,35 | 99,89 | 100,42 | 100,00 | 99,94 | 100,04 | 101,23 | 99,79 |
| c                              | 6,53   | 6,29   | 2,60   | 6,72  | 6,73  | 4,88  | 5,65   | 4,69   | 2,53  | 6,73   | 5,37   | 5,46  |
| Ba                             | 141    | 113    | 156    | 182   | 83    | 142   | 118    | 249    | 92    | 148    | 349    | 206   |
| Rb                             | 671    | 771    | 694    | 663   | 353   | 449   | 760    | 843    | 722   | 530    | 732    | 454   |
| Sr                             | 51     | 15     | 42     | 2     | 41    | 7     | 9      | 9      | 15    | 23     | 5      | 28    |
| Ti                             | 500    | 61     | 210    | 73    | 150   | 54    | 108    | 45     | 71    | 532    | 74     | 230   |
| Zr                             | 102    | 81     | 88     | 73    | 83    | 79    | 82     | 70     | 75    | 89     | 80     | 74    |

| Probe                          | <u>D a u m b e r g</u> |       |        |        | <u>Raub-</u><br><u>schlösschen</u> |
|--------------------------------|------------------------|-------|--------|--------|------------------------------------|
|                                | 83                     | 87    | 82     | 85     | 71                                 |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,17                  | 73,53 | 75,46  | 76,86  | 73,08                              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,59                  | 13,07 | 13,35  | 12,22  | 13,60                              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,79                   | 1,81  | 0,96   | 1,07   | 1,52                               |
| FeO                            | 0,29                   | 0,26  | 0,11   | 0,20   | 0,33                               |
| MgO                            | 0,91                   | 0,84  | 1,22   | 0,50   | 0,38                               |
| CaO                            | 0,06                   | 0,14  | 0,03   | 0,08   | 0,04                               |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,31                   | 0,48  | 0,11   | 0,16   | 0,00                               |
| K <sub>2</sub> O               | 6,93                   | 6,34  | 6,90   | 6,47   | 6,09                               |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,20                   | 0,19  | 0,03   | 0,04   | 0,17                               |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,04                   | 0,06  | 0,01   | 0,04   | 0,02                               |
| H <sub>2</sub> O+              | 2,22                   | 2,38  | 2,19   | 1,98   | 2,10                               |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,57                   | 0,78  | 0,61   | 0,40   | 0,33                               |
| Summe                          | 100,08                 | 99,88 | 100,98 | 100,02 | 99,66                              |
| c                              | 5,57                   | 5,31  | 5,67   | 4,90   | 6,98                               |
| Ba                             | 390                    | 450   | 119    | 167    | 179                                |
| Rb                             | 368                    | 359   | 332    | 361    | 327                                |
| Sr                             | 18                     | 8     | 5      | 4      | 57                                 |
| Ti                             | 1140                   | 1060  | 91     | 166    | 947                                |
| Zr                             | 173                    | 154   | 41     | 52     | 144                                |

Daumberg:  
83 u. 87: einsprenglingsarmer,  
82 u. 85: einsprenglingsreicher Rhyolith

Raubschlösschen:  
71: einsprenglingsreicher Rhyolith

Tab. 42: Die Rhyolithe bei Gross-Umstadt (Odenwald).  
Die Analysen sind von AMME (1977) übernommen.  
Das Ti (in ppm) wurde im Rahmen dieser Arbeit  
nachgemessen. Lage der Probenfundpunkte (zusätz-  
lich Hoch- und Rechtswerte) siehe Arbeit von AMME.

G r o ß - U m s t a d t : e i n s p r e n g l i n g s r e i c h e R h y o l i t h e

| Probe                          | 9     | 12    | 13     | 17     | 18     | 25    | 28    |                   |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 74,89 | 76,50 | 76,79  | 74,12  | 75,57  | 76,37 | 73,89 |                   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,02 | 13,28 | 12,30  | 14,71  | 14,08  | 11,71 | 13,50 |                   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,35  | 0,11  | 0,98   | 0,44   | 0,30   | 0,78  | 0,72  | 9: Rauwald        |
| FeO                            | 0,58  | 0,56  | 0,32   | 0,34   | 0,64   | 0,29  | 0,38  | 12: Rauwald       |
| MgO                            | 0,15  | 0,14  | 0,28   | 0,12   | 0,03   | 0,15  | 0,15  | 13: Rauwald       |
| CaO                            | 0,10  | 0,04  | 0,06   | 0,21   | 0,06   | 0,06  | 0,06  | 17: Steinerwald   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,19  | 0,02  | 0,17   | 2,08   | 0,10   | 0,53  | 0,50  | 18: Steinerwald   |
| K <sub>2</sub> O               | 7,02  | 6,72  | 7,48   | 6,07   | 7,15   | 8,07  | 8,89  | 20: Ohlig         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,08  | 0,03  | 0,09   | 0,04   | 0,04   | 0,04  | 0,04  | 28: Hainrichsberg |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,07  | 0,02  | 0,04   | 0,06   | 0,04   | 0,03  | 0,04  |                   |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,96  | 1,90  | 1,45   | 1,69   | 1,74   | 0,97  | 1,15  |                   |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,49  | 0,41  | 0,30   | 0,30   | 0,46   | 0,29  | 0,29  |                   |
| Summe                          | 99,50 | 99,73 | 100,26 | 100,18 | 100,21 | 99,29 | 99,61 |                   |
| c                              | 5,70  | 5,95  | 3,91   | 4,48   | 6,16   | 2,07  | 3,04  |                   |
| Ba                             | 50    | 58    | 231    | 77     | 185    | 208   | 251   |                   |
| Rb                             | 999   | 1530  | 1010   | 1420   | 1480   | 800   | 1230  |                   |
| Sr                             | 40    | 241   | 68     | 176    | 30     | 60    | 30    |                   |
| Ti                             | 406   | 172   | 428    | 189    | 184    | 236   | 187   |                   |
| Zr                             | 31    | 1     | 27     | 15     | 9      | 23    | 12    |                   |

G r o ß - U m s t a d t : e i n s p r e n g l i n g s a r m e R h y o l i t h e

| Probe                          | 32    | 33    | 40     | 42    | 77    | 79    | 14    | 1     |                 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 76,48 | 75,28 | 75,81  | 73,06 | 75,82 | 77,22 | 73,37 | 75,31 |                 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,20 | 13,10 | 13,75  | 13,68 | 13,34 | 13,19 | 13,94 | 13,40 |                 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,66  | 0,40  | 0,60   | 0,20  | 0,61  | 0,60  | 0,79  | 0,45  | 32: Knosberg    |
| FeO                            | 0,46  | 0,46  | 0,36   | 0,54  | 0,33  | 0,16  | 0,54  | 0,46  | 33: Knosberg    |
| MgO                            | 0,15  | 0,07  | 0,12   | 0,11  | 0,21  | 0,12  | 0,13  | 0,15  | 40: Knosberg    |
| CaO                            | 0,11  | 0,06  | 0,08   | 0,05  | 0,10  | 0,08  | 0,07  | 0,07  | 42: Knosberg    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,13  | 0,05  | 0,40   | 0,23  | 0,12  | 0,05  | 0,58  | 0,14  | 77: Ziegelwald  |
| K <sub>2</sub> O               | 5,96  | 8,03  | 7,52   | 7,56  | 6,94  | 5,69  | 8,61  | 7,46  | 79: Ziegelwald  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,03  | 0,04  | 0,04   | 0,04  | 0,05  | 0,04  | 0,04  | 0,04  | 14: Stachelberg |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03  | 0,04  | 0,04   | 0,03  | 0,03  | 0,04  | 0,05  | 0,05  | 1: Richen       |
| H <sub>2</sub> O+              | 2,23  | 1,55  | 1,87   | 1,83  | 1,89  | 1,90  | 1,45  | 1,68  |                 |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,48  | 0,32  | 0,33   | 0,38  | 0,35  | 0,32  | 0,17  | 0,39  |                 |
| Summe                          | 99,92 | 99,40 | 100,92 | 99,71 | 99,79 | 99,41 | 99,74 | 99,60 |                 |
| c                              | 6,41  | 4,31  | 4,90   | 5,10  | 5,52  | 6,90  | 3,66  | 5,15  |                 |
| Ba                             | 224   | 136   | 65     | 32    | 209   | 60    | 158   | 156   |                 |
| Rb                             | 1350  | 1690  | 1590   | 1560  | 960   | 1100  | 3130  | 1570  |                 |
| Sr                             | 28    | 96    | 24     | 37    | 17    | 15    | 48    | 174   |                 |
| Ti                             | 151   | 132   | 158    | 131   | 228   | 132   | 191   | 139   |                 |
| Zr                             | 4     | 0     | 12     | 3     | 13    | 4     | 0     | 3     |                 |

Tab. 43: Die Ignimbrite vom Münstertal und von Marzell  
(Schwarzwald)

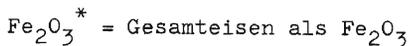
| Vorkommen<br>Fund-<br>stelle     | M ü n s t e r t a l |       |       |       |        |       |       |       |       |      | M a r z e l l |       |
|----------------------------------|---------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|------|---------------|-------|
|                                  | 1                   | 2     | 3     | 4     | a      |       | 5     | b     |       | 6    | 1             | 2     |
|                                  | Probe               | 1101  | 1102  | 1103  | 1104   | 1105  | 1106  | 1109  | 1110  | 1107 | 1118          | 1120  |
| SiO <sub>2</sub>                 | 67,35               | 67,07 | 67,40 | 68,09 | 67,65  | 67,49 | 66,81 | 67,35 | 69,71 |      | 66,61         | 68,02 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 14,98               | 15,08 | 14,98 | 15,03 | 14,90  | 15,04 | 14,73 | 15,08 | 13,93 |      | 14,88         | 14,62 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 2,78                | 3,17  | 2,91  | 3,14  | 2,85   | 2,97  | 2,84  | 3,06  | 2,34  |      | 3,09          | 3,07  |
| MgO                              | 1,54                | 1,55  | 1,50  | 1,25  | 1,39   | 1,63  | 1,24  | 1,65  | 1,08  |      | 1,73          | 1,38  |
| CaO                              | 1,38                | 1,48  | 1,65  | 1,59  | 1,86   | 1,44  | 1,96  | 1,12  | 1,67  |      | 1,17          | 1,84  |
| Na <sub>2</sub> O                | 2,83                | 3,17  | 2,72  | 2,87  | 1,92   | 2,96  | 2,18  | 3,02  | 2,20  |      | 2,01          | 1,36  |
| K <sub>2</sub> O                 | 5,18                | 5,20  | 4,92  | 4,91  | 5,01   | 4,89  | 5,06  | 5,28  | 4,78  |      | 5,84          | 5,06  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,60                | 0,60  | 0,61  | 0,58  | 0,55   | 0,59  | 0,55  | 0,57  | 0,49  |      | 0,58          | 0,58  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,20                | 0,24  | 0,22  | 0,23  | 0,22   | 0,24  | 0,22  | 0,21  | 0,23  |      | 0,22          | 0,21  |
| H <sub>2</sub> O+                | 1,62                | 1,59  | 1,66  | 1,63  | 2,20   | 1,81  | 2,07  | 1,77  | 1,99  |      | 2,03          | 2,10  |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,28                | 0,27  | 0,59  | 0,35  | 0,58   | 0,31  | 0,50  | 0,48  | 0,30  |      | 0,24          | 0,20  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,29                | 0,35  | 0,02  | 0,19  | 1,08   | 0,32  | 1,14  | 0,36  | 1,00  |      | 0,88          | 0,86  |
| Summe                            | 99,03               | 99,77 | 99,18 | 99,86 | 100,21 | 99,69 | 99,30 | 99,95 | 99,64 |      | 99,28         | 99,30 |
| c                                | 3,36                | 2,93  | 2,75  | 3,09  | 5,97   | 3,58  | 5,27  | 3,70  | 4,97  |      | 5,16          | 6,06  |
| Ba                               | 988                 | 957   | 895   | 896   | 958    | 876   | 954   | 903   | 772   |      | 1230          | 1010  |
| Ce                               | 62                  | 78    | 103   | 89    | 77     | 90    | 68    | 88    | 81    |      | 109           | 93    |
| Cr                               | 47                  | 47    | 53    | 57    | 60     | 62    | 41    | 49    | 53    |      | 50            | 54    |
| La                               | 129                 | 40    | 82    | 122   | 104    | 89    | 80    | 119   | 73    |      | 61            | 102   |
| Mn                               | 387                 | 375   | 374   | 427   | 369    | 452   | 382   | 502   | 382   |      | 525           | 448   |
| Nd                               | 35                  | 41    | 44    | 52    | 38     | 39    | 43    | 55    | 50    |      | 47            | 50    |
| Ni                               | 17                  | 17    | 20    | 21    | 21     | 21    | 19    | 21    | 19    |      | 19            | 12    |
| Rb                               | 240                 | 239   | 231   | 227   | 241    | 232   | 246   | 246   | 233   |      | 280           | 238   |
| Sr                               | 193                 | 156   | 181   | 176   | 109    | 171   | 124   | 170   | 124   |      | 133           | 153   |
| Ti                               | 3520                | 3490  | 3530  | 3390  | 3190   | 3450  | 3260  | 3360  | 2860  |      | 3440          | 3420  |
| V                                | 55                  | 55    | 55    | 47    | 39     | 41    | 41    | 45    | 42    |      | 62            | 37    |
| Zr                               | 231                 | 233   | 235   | 228   | 218    | 230   | 230   | 221   | 204   |      | 223           | 232   |

Ignimbrit vom Münstertal. Alle Probenfundstellen im Bl. 8113 Todtnau

- 1: <sup>34</sup>14640 <sup>53</sup>02420 kleiner Steinbruch am Laien (NN 970 m)  
 2: 14890 03410 bei Hüttenköpfe (NN 980 m)  
 3: 14850 02960 Köpfe (NN 1050 m)  
 4: 14780 03540 Hüttenköpfe ( NN 980 mm)  
 5a: 14540 03740 Strassengabelung am SE-Hang des Scharfenstein (NN 795 m)  
 bb: 14770 03720 am gleichen Strasseneinschnitt, 60 m ESE vom Punkt 5a (NN 795 m)  
 5c: 14420 03850 am Gipfel des Scharfensteins, oberhalb vom Punkt 5a u. b (NN 910 m)  
 6: 14040 03400 am Stampfbächle (NN 710 m)

Ignimbrit von Marzell.

- 1: <sup>34</sup>03820 <sup>52</sup>94830 WNW-Hang des Stockberges  
 2: 04110 93760 am E-Fuss des Knillberges

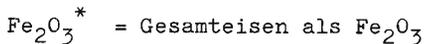


Tab. 44: Die Rhyolithe von Schweighausen und Lahr  
(Schwarzwald)

| Vorkommen                        | Schweighausen |       |       |        | Lahr  |       |       |
|----------------------------------|---------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
|                                  | 1             | 2     | 3     |        | 1     | 2     |       |
| Fund-<br>stelle                  |               |       |       |        |       |       |       |
| Probe                            | 1070          | 1071  | 1072  | 1074   | 1111  | 1113  | 1116  |
| SiO <sub>2</sub>                 | 66,82         | 66,96 | 67,23 | 67,39  | 71,23 | 67,46 | 69,75 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 14,72         | 14,61 | 14,85 | 15,11  | 15,52 | 14,47 | 14,65 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 4,34          | 4,07  | 4,14  | 4,08   | 1,28  | 3,64  | 2,31  |
| MgO                              | 1,03          | 1,06  | 1,14  | 1,01   | 0,68  | 1,13  | 0,70  |
| CaO                              | 0,40          | 0,38  | 0,41  | 0,52   | 0,42  | 0,91  | 0,44  |
| Na <sub>2</sub> O                | 0,48          | 0,83  | 0,93  | 0,86   | 1,88  | 0,70  | 1,17  |
| K <sub>2</sub> O                 | 7,82          | 7,74  | 7,79  | 7,69   | 7,12  | 8,02  | 7,83  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,72          | 0,73  | 0,78  | 0,82   | 0,49  | 0,49  | 0,51  |
| F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,21          | 0,23  | 0,23  | 0,24   | 0,13  | 0,13  | 0,14  |
| H <sub>2</sub> O+                | 1,95          | 1,79  | 1,72  | 1,79   | 1,36  | 2,05  | 1,83  |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,53          | 0,70  | 0,64  | 0,69   | 0,46  | 0,55  | 0,40  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,00          | 0,00  | 0,02  | 0,00   | 0,00  | 0,43  | 0,00  |
| Summe                            | 99,02         | 99,10 | 99,88 | 100,20 | 99,47 | 99,98 | 99,73 |
| c                                | 5,24          | 4,73  | 4,74  | 5,00   | 3,17  | 4,29  | 3,79  |
| Ba                               | 969           | 1110  | 1170  | 1020   | 1930  | 1410  | 1680  |
| Ce                               | 104           | 86    | 99    | 76     | 124   | 76    | 81    |
| Cr                               | 12            | 17    | 17    | 10     | 14    | 12    | 10    |
| La                               | 135           | 32    | 89    | 94     | 118   | 101   | 49    |
| Mn                               | 95            | 104   | 92    | 53     | 61    | 123   | 173   |
| Nd                               | 59            | 39    | 53    | 39     | 50    | 46    | 44    |
| Ni                               | 8             | 8     | 5     | 8      | 6     | 3     | 7     |
| Rb                               | 234           | 295   | 287   | 257    | 288   | 335   | 319   |
| Sr                               | 273           | 284   | 121   | 183    | 64    | 47    | 85    |
| Ti                               | 4230          | 4320  | 4540  | 4860   | 2860  | 2860  | 2970  |
| V                                | 41            | 44    | 68    | 43     | 28    | 18    | 19    |
| Zr                               | 507           | 489   | 472   | 469    | 619   | 613   | 601   |

Rhyolith von Schweighausen. Probenfundstellen im Blatt 7713 Schweighausen  
 1: <sup>34</sup>25010 <sup>53</sup>44820 Lindenrain  
 2: 25440 44440 Hoher Geisberg  
 3: 24310 43840 Steinbruch am S-Hang von Weissmoos (bei Vorder Geissberg)

Rhyolith von Lahr. Probenfundstellen im Blatt 7613 Lahr  
 1: <sup>34</sup>24890 <sup>53</sup>54420 Steinbruch am Rebio  
 2: 24470 55460 Burgruine Hohengeroldseck



Tab. 45: Die Rhyolithe von: Durbach, Mooswald, Hauskopf und Ottenhöfen (Schwarzwald)

| Vor-<br>kommen                   | Dur-<br>bach | Moos-<br>wald | Hauskopf |       | O t t e n h ö f e n |       |        |        |       |       |
|----------------------------------|--------------|---------------|----------|-------|---------------------|-------|--------|--------|-------|-------|
|                                  |              |               |          |       | 1                   |       | 2      |        | 3     |       |
| Fundstelle                       |              |               |          |       |                     |       |        |        |       |       |
| Probe                            | 1091         | 1098          | 1097a    | 1097b | 1087                | 1088  | 1089   | 1093   | 1094  | 1096  |
| SiO <sub>2</sub>                 | 74,25        | 78,96         | 74,55    | 74,49 | 74,83               | 75,20 | 74,58  | 76,30  | 74,97 | 75,26 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 12,84        | 11,30         | 13,11    | 13,25 | 13,11               | 13,30 | 14,35  | 13,12  | 13,31 | 13,74 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 2,43         | 0,39          | 0,76     | 0,85  | 0,88                | 0,75  | 1,19   | 1,04   | 1,08  | 1,19  |
| MgO                              | 0,61         | 0,06          | 0,10     | 0,12  | 0,26                | 0,26  | 0,21   | 0,44   | 0,33  | 0,28  |
| CaO                              | 0,14         | 0,21          | 0,14     | 0,13  | 0,11                | 0,14  | 0,13   | 0,13   | 0,14  | 0,17  |
| Na <sub>2</sub> O                | 0,96         | 0,19          | 0,65     | 0,72  | 0,54                | 1,10  | 1,25   | 0,49   | 0,17  | 2,46  |
| K <sub>2</sub> O                 | 7,22         | 8,23          | 9,29     | 9,37  | 8,38                | 7,58  | 6,88   | 7,52   | 8,15  | 5,43  |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,18         | 0,02          | 0,04     | 0,04  | 0,04                | 0,04  | 0,04   | 0,04   | 0,04  | 0,04  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,04         | 0,11          | 0,04     | 0,04  | 0,04                | 0,05  | 0,04   | 0,03   | 0,05  | 0,03  |
| H <sub>2</sub> O+                | 1,28         | 0,95          | 0,69     | 0,76  | 1,22                | 1,25  | 1,34   | 1,30   | 1,22  | 1,11  |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,34         | 0,07          | 0,10     | 0,09  | 0,20                | 0,17  | 0,46   | 0,35   | 0,30  | 0,24  |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,00         | 0,00          | 0,00     | 0,00  | 0,01                | 0,00  | 0,01   | 0,01   | 0,00  | 0,00  |
| Summe                            | 100,29       | 100,49        | 99,47    | 99,86 | 99,62               | 99,84 | 100,48 | 100,77 | 99,76 | 99,95 |
| c                                | 3,29         | 1,96          | 1,83     | 1,78  | 3,07                | 3,15  | 4,73   | 4,03   | 4,07  | 3,58  |
| Ba                               | 425          | 86            | 93       | 112   | 383                 | 206   | 108    | 119    | 171   | 59    |
| Ce                               | 78           | 16            | 28       | 21    | 8                   | 16    | 3      | 58     | 45    | 21    |
| Cr                               | 24           | 13            | 13       | 15    | 15                  | 14    | 9      | 11     | 13    | 14    |
| La                               | 112          | 50            | 72       | 79    | 63                  | 72    | 114    | 70     | 78    | 92    |
| Mn                               | 163          | 403           | 163      | 214   | 269                 | 262   | 179    | 233    | 65    | 356   |
| Nd                               | 47           | 5             | 0        | 5     | 0                   | 11    | 0      | 24     | 12    | 20    |
| Ni                               | 7            | 6             | 7        | 9     | 7                   | 10    | 5      | 4      | 5     | 9     |
| Rb                               | 463          | 1210          | 1040     | 996   | 817                 | 799   | 760    | 595    | 553   | 652   |
| Sr                               | 19           | 4             | 26       | 32    | 3                   | 3     | 0      | 17     | 15    | 16    |
| Ti                               | 1070         | 61            | 181      | 130   | 137                 | 155   | 153    | 135    | 141   | 147   |
| V                                | 8            | 0             | 2        | 0     | 0                   | 7     | 3      | 0      | 2     | 0     |
| Zr                               | 212          | 5             | 41       | 42    | 41                  | 48    | 51     | 44     | 49    | 44    |

Rhyolith von Durbach

<sup>34</sup>30330 <sup>53</sup>72190 800 m NW-Wolfkapelle; Blatt 7514 Gengenbach

Rhyolith vom Mooswald

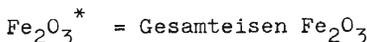
<sup>34</sup>31920 <sup>53</sup>66480 Steinbruch etwa 6 km NE-Gengenbach; genau 1 km S der kleinen Siedlung Mooshof. Blatt 7514 Gengenbach

Rhyolith vom Hauskopf

<sup>34</sup>39360 <sup>53</sup>73530 Steinbruch am Hauskopf, 2,5 km NNE Oppnau; Blatt 7515 Oppenau

Rhyolith von Ottenhöfen

- 1: <sup>34</sup>35590 <sup>53</sup>79400 Felsen "Rappenschroffen", 2,8 km SW-Ottenhofen; Blatt 7414 Oberkirch  
 2: <sup>35</sup>810 <sup>79</sup>780 350 m NNE der obigen Fundstelle  
 3: <sup>38</sup>250 <sup>80</sup>700 Steinbruch, 1,5 km SE-Ottenhöfen; Blatt 7415 Seebach



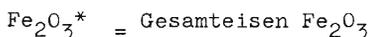
Tab. 46: Der Rhyolith und Ignimbrit von Baden-Baden  
(Schwarzwald)

| Vor-<br>kommen                   | Baden-Baden:Rhyolith |        |       | Baden-Baden: Ignimbrit |            |       |        |        |         |      |
|----------------------------------|----------------------|--------|-------|------------------------|------------|-------|--------|--------|---------|------|
|                                  | Fund-<br>stelle      | 1      | 2     | 3                      | Steinbruch |       |        |        | "Peter" |      |
|                                  |                      | 1084   | 1085  | 1086                   | 1078       | 1080  | 1082   | 1083   | 1079    | 1081 |
| SiO <sub>2</sub>                 | 76,33                | 74,83  | 74,45 | 74,51                  | 76,60      | 76,54 | 80,50  | 75,23  | 75,59   |      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 13,28                | 13,94  | 13,64 | 13,90                  | 13,31      | 12,75 | 10,79  | 14,01  | 13,99   |      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 0,96                 | 0,82   | 0,84  | 0,87                   | 0,65       | 0,57  | 1,12   | 0,91   | 0,71    |      |
| MgO                              | 0,37                 | 0,87   | 1,15  | 0,74                   | 1,10       | 0,40  | 0,62   | 1,06   | 1,08    |      |
| CaO                              | 0,16                 | 0,19   | 0,22  | 0,52                   | 0,30       | 0,21  | 0,22   | 0,30   | 0,30    |      |
| Na <sub>2</sub> O                | 0,21                 | 1,10   | 0,64  | 1,62                   | 1,75       | 2,09  | 1,13   | 1,77   | 1,86    |      |
| K <sub>2</sub> O                 | 7,05                 | 6,21   | 6,39  | 5,45                   | 3,58       | 5,26  | 3,10   | 4,23   | 3,75    |      |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0,03                 | 0,03   | 0,03  | 0,04                   | 0,03       | 0,04  | 0,13   | 0,06   | 0,05    |      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,06                 | 0,05   | 0,06  | 0,09                   | 0,09       | 0,09  | 0,05   | 0,10   | 0,10    |      |
| H <sub>2</sub> O+                | 1,51                 | 1,81   | 2,00  | 1,57                   | 2,09       | 1,59  | 2,17   | 2,17   | 2,18    |      |
| H <sub>2</sub> O-                | 0,36                 | 0,36   | 0,36  | 0,54                   | 0,47       | 0,23  | 0,40   | 0,50   | 0,41    |      |
| CO <sub>2</sub>                  | 0,00                 | 0,00   | 0,00  | 0,20                   | 0,00       | 0,00  | 0,00   | 0,20   | 0,00    |      |
|                                  | 100,32               | 100,21 | 99,78 | 100,05                 | 99,57      | 99,77 | 100,23 | 100,36 | 100,02  |      |
| c                                | 5,16                 | 5,18   | 5,41  | 5,07                   | 6,23       | 3,45  | 5,30   | 6,26   | 6,57    |      |
| Ba                               | 83                   | 90     | 29    | 121                    | 58         | 77    | 55     | 102    | 92      |      |
| Ce                               | 11                   | 15     | 7     | 24                     | 5          | 0     | 21     | 8      | 0       |      |
| Cr                               | 20                   | 25     | 14    | 22                     | 9          | 24    | 33     | 14     | 18      |      |
| La                               | 58                   | 90     | 67    | 70                     | 58         | 72    | 68     | 69     | 43      |      |
| Mn                               | 189                  | 237    | 415   | 463                    | 387        | 318   | 138    | 491    | 457     |      |
| Nd                               | 19                   | 2      | 0     | 17                     | 8          | 0     | 8      | 0      | 0       |      |
| Ni                               | 8                    | 10     | 5     | 12                     | 5          | 8     | 11     | 7      | 9       |      |
| Rb                               | 423                  | 646    | 680   | 676                    | 546        | 559   | 604    | 573    | 572     |      |
| Sr                               | 28                   | 4      | 11    | 16                     | 10         | 16    | 1      | 17     | 15      |      |
| Ti                               | 93                   | 111    | 80    | 198                    | 112        | 184   | 711    | 340    | 258     |      |
| V                                | 0                    | 4      | 0     | 0                      | 5          | 0     | 30     | 0      | 0       |      |
| Zr                               | 62                   | 17     | 12    | 17                     | 21         | 22    | 19     | 33     | 28      |      |

Rhyolith und Ignimbrit von Baden-Baden. Alle Fundstellen im Blatt 7215 Baden-Baden.

Rhyolith 1: <sup>34</sup>41380 <sup>53</sup>99570 Unterhalb der Burg vom Iberg  
 2: <sup>34</sup>45280 <sup>54</sup>99440 Steinbruch bei Geroldsau  
 3: <sup>34</sup>45030 <sup>54</sup>00360 Steinbruch SW-Lichtental

Ignimbrit a: <sup>34</sup>41970 <sup>54</sup>00430 Östliche Wand des Steinbruchs "Peter", etwa 80 m hoch.  
 Proben von unten nach oben: 1078 grobkörnig rot, 1080  
 grobkörnig grau, 1082 mittelkörnig grau, 1083 feinkörnig  
 grau.  
 b: 41860 00370 Westliche Seite des gleichen Steinbruchs. Probe 1079  
 entspricht 1078, Probe 1081 entspricht 1080.



Tab. 47: Die Ignimbrite der Umgebung von Nideck und vom Schieferberg (Vogesen)

Probenfundstellen s. Abb. 69, S. 167

| Fund-<br>stelle                | P r o f i l " N i d e c k " |       |       |        |        |       |       |       |        | P r o f i l " S c h i e f e r b e r g " |        |        |       |
|--------------------------------|-----------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|---|--------|--------|-------|
|                                | 1                           | 2     | 3     | 4      | 5      | 6     | 7     | 8     | 9      | 1                                       | 2      | 3      | 4     |
| Probe                          | 953                         | 952   | 951   | 950    | 948    | 947   | 946   | 943   | 942    | 1126                                    | 1125   | 1124   | 1123  |
| SiO <sub>2</sub>               | 65,97                       | 66,52 | 67,55 | 68,35  | 68,36  | 69,13 | 67,88 | 68,88 | 68,56  | 64,77                                   | 69,46  | 68,91  | 64,31 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,15                       | 15,10 | 14,59 | 14,75  | 14,98  | 14,22 | 14,33 | 13,93 | 14,67  | 15,79                                   | 14,43  | 14,58  | 16,90 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,19                        | 3,07  | 2,95  | 2,97   | 3,15   | 3,41  | 3,49  | 3,28  | 2,81   | 3,31                                    | 3,13   | 2,60   | 3,27  |
| FeO                            | 0,32                        | 0,23  | 0,24  | 0,24   | 0,21   | 0,13  | 0,14  | 0,18  | 0,24   | 0,20                                    | 0,16   | 0,26   | 0,36  |
| MgO                            | 3,89                        | 2,90  | 2,54  | 2,35   | 1,80   | 1,66  | 1,78  | 1,66  | 1,88   | 2,28                                    | 1,60   | 1,50   | 0,31  |
| CaO                            | 0,48                        | 0,51  | 0,40  | 0,37   | 0,13   | 0,30  | 0,23  | 0,31  | 0,30   | 0,36                                    | 0,31   | 0,13   | 0,18  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,18                        | 2,38  | 0,77  | 0,60   | 0,28   | 0,31  | 0,21  | 0,26  | 0,41   | 0,69                                    | 0,56   | 0,27   | 0,14  |
| K <sub>2</sub> O               | 5,15                        | 4,88  | 5,79  | 6,82   | 7,29   | 7,25  | 7,57  | 7,53  | 7,53   | 7,51                                    | 7,05   | 8,26   | 13,35 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,52                        | 0,51  | 0,47  | 0,46   | 0,47   | 0,44  | 0,45  | 0,44  | 0,46   | 0,51                                    | 0,45   | 0,45   | 0,50  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,15                        | 0,15  | 0,14  | 0,16   | 0,13   | 0,16  | 0,13  | 0,16  | 0,15   | 0,14                                    | 0,14   | 0,13   | 0,14  |
| H <sub>2</sub> O+              | 3,54                        | 2,84  | 3,01  | 2,72   | 2,63   | 2,24  | 2,39  | 2,26  | 2,63   | 2,97                                    | 2,07   | 2,27   | 1,01  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,70                        | 0,45  | 0,72  | 0,55   | 0,66   | 0,55  | 0,55  | 0,51  | 0,59   | 0,84                                    | 0,77   | 0,57   | 0,30  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,05                        | 0,0   | 0,0   | 0,0    | 0,0    | 0,11  | 0,0   | 0,0   | 0,0    | 0,0                                     | 0,0    | 0,0    | 0,0   |
| Summe                          | 100,29                      | 99,54 | 99,17 | 100,34 | 100,09 | 99,91 | 99,15 | 99,34 | 100,23 | 99,37                                   | 100,13 | 100,77 | 99,35 |
| c                              | 7,24                        | 5,34  | 6,66  | 6,09   | 6,39   | 5,57  | 5,68  | 5,17  | 5,66   | 6,21                                    | 5,65   | 4,96   | 1,89  |
| Ba                             | 447                         | 600   | 462   | 498    | 288    | 333   | 408   | 383   | 535    | 455                                     | 527    | 380    | 476   |
| Ce                             | 78                          | 72    | 85    | 75     | 79     | 56    | 36    | 52    | 57     | 68                                      | 63     | 100    | 80    |
| Cr                             | 42                          | 42    | 35    | 27     | 35     | 29    | 23    | 31    | 27     | 40                                      | 30     | 26     | 28    |
| La                             | 74                          | 79    | 73    | 90     | 54     | 89    | 55    | 35    | 62     | 77                                      | 43     | 81     | 99    |
| Mn                             | 206                         | 232   | 213   | 226    | 171    | 205   | 187   | 208   | 196    | 153                                     | 302    | 150    | 159   |
| Nd                             | 37                          | 37    | 26    | 20     | 36     | 27    | 8     | 13    | 18     | 24                                      | 12     | 33     | 39    |
| Ni                             | 18                          | 17    | 11    | 11     | 27     | 10    | 12    | 13    | 16     | 15                                      | 16     | 17     | 7     |
| Rb                             | 236                         | 248   | 267   | 270    | 261    | 247   | 247   | 250   | 280    | 292                                     | 300    | 241    | 333   |
| Sr                             | 44                          | 69    | 84    | 118    | 30     | 53    | 19    | 16    | 392    | 50                                      | 60     | 60     | 77    |
| Ti                             | 2990                        | 2960  | 2810  | 2690   | 2740   | 2570  | 2690  | 2570  | 2700   | 3020                                    | 2620   | 2660   | 2960  |
| V                              | 67                          | 71    | 46    | 79     | 58     | 43    | 38    | 54    | 50     | 59                                      | 58     | 69     | 37    |
| Zr                             | 156                         | 162   | 158   | 166    | 163    | 154   | 165   | 159   | 160    | 170                                     | 161    | 165    | 183   |

In den Proben 1/953, 2/952, 3/951 des Profils "Nideck" und in der Probe 1/1126 sind die Ignimbrit-Texturen ziemlich gut erhalten; sie stammen aus dem untersten Bereich der Decke. Die restlichen Proben sind pneumatolytisch-hydrothermal stark beeinflusst.

Die Probe 4/1123 am nördlichen Rücken des Schieferbergs ist extrem K<sub>2</sub>O-reich.

Tab. 48: Die Ignimbrite NW-Wisches und NW des Donon (Vogesen)  
Probenfundstellen s. Abb. 68, S. 166

| Fund-<br>stelle                | N W - W i s c h e s |        |       |       |       |       |        |       |        | N W - D o n o n |  |
|--------------------------------|---------------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-----------------|--|
|                                | 1                   |        |       | 2     |       | 3     | 4      | 5     | 1      | 2               |  |
| Pr.Nr.                         | 925                 | 927    | 932   | 928   | 929   | 931   | 934    | 991   | 935    | 941             |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 68,96               | 68,63  | 67,23 | 65,34 | 67,72 | 68,42 | 69,70  | 68,42 | 68,75  | 66,31           |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,59               | 14,87  | 14,91 | 14,73 | 14,93 | 14,94 | 14,66  | 14,38 | 14,90  | 14,19           |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,52                | 3,06   | 3,07  | 3,86  | 3,21  | 2,71  | 2,50   | 2,80  | 3,10   | 2,80            |  |
| FeO                            | 0,18                | 0,21   | 0,20  | 0,21  | 0,25  | 0,34  | 0,19   | 0,17  | 0,12   | 0,19            |  |
| MgO                            | 1,56                | 1,72   | 1,85  | 3,50  | 2,13  | 1,58  | 1,88   | 2,18  | 2,28   | 1,06            |  |
| CaO                            | 0,35                | 0,40   | 0,13  | 0,40  | 0,20  | 0,40  | 0,20   | 0,36  | 0,30   | 1,08            |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,60                | 0,88   | 0,71  | 0,86  | 0,47  | 2,78  | 0,47   | 0,83  | 0,66   | 0,74            |  |
| K <sub>2</sub> O               | 6,56                | 6,74   | 6,78  | 5,37  | 6,02  | 4,89  | 7,29   | 6,84  | 5,87   | 10,02           |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,42                | 0,42   | 0,42  | 0,46  | 0,42  | 0,43  | 0,40   | 0,40  | 0,44   | 0,40            |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,13                | 0,14   | 0,10  | 0,14  | 0,14  | 0,14  | 0,13   | 0,14  | 0,14   | 0,14            |  |
| H <sub>2</sub> O+              | 2,43                | 2,40   | 2,49  | 3,59  | 3,10  | 1,93  | 2,48   | 2,61  | 2,99   | 1,19            |  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,73                | 0,70   | 0,80  | 0,91  | 0,80  | 0,74  | 0,67   | 0,67  | 0,91   | 0,26            |  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,0                 | 0,0    | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0    | 0,0   | 0,0    | 0,99            |  |
| Summe                          | 100,03              | 100,17 | 98,69 | 99,37 | 99,39 | 99,30 | 100,57 | 99,80 | 100,46 | 99,37           |  |
| c                              | 6,18                | 5,74   | 6,17  | 7,11  | 7,61  | 4,68  | 5,94   | 5,29  | 7,25   | 1,64            |  |
| Ba                             | 478                 | 619    | 503   | 448   | 424   | 606   | 411    | 554   | 509    | 509             |  |
| Ce                             | 37                  | 54     | 83    | 97    | 75    | 58    | 67     | 91    | 92     | 97              |  |
| Cr                             | 30                  | 27     | 35    | 36    | 22    | 27    | 28     | 28    | 36     | 27              |  |
| La                             | 99                  | 61     | 100   | 99    | 77    | 94    | 63     | 91    | 79     | 59              |  |
| Mn                             | 276                 | 258    | 202   | 214   | 236   | 149   | 180    | 245   | 205    | 325             |  |
| Nd                             | 21                  | 21     | 30    | 30    | 23    | 38    | 30     | 32    | 39     | 36              |  |
| Ni                             | 10                  | 18     | 11    | 15    | 15    | 12    | 8      | 14    | 13     | 12              |  |
| Rb                             | 278                 | 327    | 266   | 254   | 224   | 258   | 289    | 362   | 249    | 248             |  |
| Sr                             | 49                  | 94     | 80    | 56    | 58    | 86    | 85     | 137   | 127    | 61              |  |
| Ti                             | 2470                | 2420   | 2485  | 2720  | 2460  | 2440  | 2310   | 2340  | 2530   | 2300            |  |
| V                              | 40                  | 41     | 64    | 61    | 39    | 61    | 38     | 44    | 54     | 45              |  |
| Zr                             | 150                 | 159    | 162   | 149   | 159   | 160   | 161    | 157   | 168    | 151             |  |

In der Probe 2/928 (NW-Wisches) ist der Ignimbrit-Charakter ziemlich gut erhalten.  
Die restlichen Proben sind pneumatolytisch-hydrothermal stark beeinflusst.

Die Probe 2/941 (NW-Donon) ist ziemlich K<sub>2</sub>O-reich und mit der Probe 4/1123 des Schieferberges gut vergleichbar.

Tab. 49: Rhyolithische Tuffbrekzien der sog. "Unteren Formation" in der Umgebung Nideck/Schieferberg (Vogesen). Probenfundstellen s. Abb. 69, S. 167

| Fund-<br>stelle                | 1T    | 2T     | 3T    | 4T     |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|
| Probe                          | 957   | 958    | 959   | 1127   |
| SiO <sub>2</sub>               | 82,89 | 83,18  | 82,66 | 83,68  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,88  | 8,89   | 8,75  | 8,81   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,85  | 0,43   | 0,37  | 0,53   |
| FeO                            | 0,23  | 0,24   | 0,17  | 0,19   |
| MgO                            | 0,00  | 0,26   | 0,36  | 0,06   |
| CaO                            | 0,09  | 0,08   | 0,08  | 0,10   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,30  | 0,16   | 0,29  | 0,37   |
| K <sub>2</sub> O               | 5,93  | 6,47   | 5,78  | 6,40   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,05  | 0,05   | 0,04  | 0,05   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03  | 0,01   | 0,03  | 0,01   |
| H <sub>2</sub> O+              | 0,57  | 0,71   | 0,86  | 0,96   |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,17  | 0,18   | 0,28  | 0,21   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,0   | 0,0    | 0,0   | 0,0    |
| Summe                          | 98,99 | 100,66 | 99,67 | 101,37 |
| c                              | 0,88  | 1,50   | 1,94  | 1,12   |
| Ba                             | 84    | 87     | 76    | 107    |
| Ce                             | 45    | 61     | 18    | 62     |
| Cr                             | 11    | 13     | 15    | 21     |
| La                             | 80    | 94     | 72    | 70     |
| Mn                             | 95    | 116    | 105   | 149    |
| Nd                             | 18    | 17     | 8     | 19     |
| Ni                             | 3     | 5      | 6     | 5      |
| Rb                             | 257   | 216    | 335   | 328    |
| Sr                             | 22    | 28     | 26    | 37     |
| Ti                             | 191   | 250    | 177   | 248    |
| V                              | 1     | 1      | 0     | 0      |
| Zr                             | 60    | 74     | 45    | 67     |

Tab. 50: Rhyolithische Tuffe des Beckens von Villé (Vogesen)  
 Probenfundstellen s. Abb. 73, S. 183

| Fund-<br>stelle                | 1     |        |       | 2      |        | 3     |        |       |       | 4      | 5     |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|
|                                | a     | b      | c     | a      | b      | a     |        | b     |       |        |       |
| Probe                          | 900   | 901    | 903   | 905    | 911    | 912   | 913    | 914   | 915   | 923    | 960   |
| SiO <sub>2</sub>               | 76,48 | 80,63  | 75,68 | 76,79  | 81,20  | 77,75 | 77,34  | 79,37 | 77,75 | 76,54  | 78,35 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,85 | 10,88  | 12,08 | 11,85  | 10,02  | 11,32 | 11,68  | 10,41 | 11,26 | 12,43  | 10,92 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,32  | 0,47   | 0,83  | 1,28   | 0,46   | 1,16  | 1,23   | 1,08  | 1,19  | 1,26   | 0,97  |
| FeO                            | 0,46  | 0,22   | 0,42  | 0,21   | 0,11   | 0,15  | 0,17   | 0,15  | 0,13  | 0,31   | 0,33  |
| MgO                            | 1,07  | 1,10   | 1,22  | 1,56   | 0,72   | 1,04  | 1,08   | 0,82  | 1,03  | 1,06   | 0,90  |
| CaO                            | 0,67  | 0,18   | 0,33  | 0,22   | 0,11   | 0,29  | 0,17   | 0,20  | 0,23  | 0,14   | 0,23  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,02  | 0,66   | 0,64  | 0,62   | 0,37   | 0,45  | 0,36   | 0,41  | 0,41  | 0,48   | 0,70  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,95  | 2,88   | 3,65  | 3,30   | 4,17   | 3,81  | 5,18   | 3,68  | 3,91  | 3,75   | 3,26  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,41  | 0,03   | 0,28  | 0,40   | 0,03   | 0,29  | 0,11   | 0,30  | 0,38  | 0,42   | 0,39  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,37  | 0,09   | 0,18  | 0,17   | 0,03   | 0,13  | 0,04   | 0,09  | 0,05  | 0,05   | 0,14  |
| H <sub>2</sub> O+              | 2,59  | 2,33   | 2,73  | 2,83   | 2,12   | 2,55  | 2,20   | 2,37  | 2,48  | 2,94   | 2,38  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,98  | 0,76   | 0,95  | 0,99   | 0,67   | 0,92  | 0,74   | 0,70  | 0,74  | 0,93   | 0,72  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,0   | 0,0    | 0,0   | 0,0    | 0,0    | 0,0   | 0,0    | 0,0   | 0,0   | 0,0    | 0,0   |
| Summe                          | 99,12 | 100,24 | 98,99 | 100,23 | 100,01 | 99,86 | 100,30 | 99,58 | 99,56 | 100,32 | 99,29 |
| c                              | 5,65  | 6,57   | 6,70  | 6,86   | 4,77   | 6,24  | 5,27   | 5,60  | 6,06  | 7,45   | 6,16  |
| Ba                             | 158   | 203    | 128   | 128    | 66     | 125   | 118    | 145   | 181   | 181    | 147   |
| Ce                             | 51    | 3      | 118   | 53     | 3      | 87    | 44     | 72    | 46    | 68     | 49    |
| Cr                             | 55    | 8      | 47    | 51     | 18     | 52    | 16     | 45    | 49    | 69     | 55    |
| La                             | 92    | 51     | 82    | 121    | 68     | 100   | 100    | 64    | 105   | 124    | 60    |
| Mn                             | 189   | 41     | 155   | 157    | 45     | 121   | 89     | 127   | 166   | 129    | 150   |
| Nd                             | 14    | 0      | 9     | 0      | 6      | 18    | 28     | 23    | 20    | 18     | 14    |
| Ni                             | 21    | 6      | 14    | 13     | 8      | 19    | 8      | 14    | 18    | 21     | 17    |
| Rb                             | 649   | 337    | 669   | 492    | 347    | 528   | 521    | 520   | 551   | 545    | 399   |
| Sr                             | 32    | 7      | 22    | 34     | 15     | 49    | 55     | 68    | 41    | 44     | 27    |
| Ti                             | 2410  | 120    | 1600  | 2410   | 85     | 1690  | 581    | 1800  | 2310  | 2460   | 2250  |
| V                              | 48    | 3      | 38    | 36     | 0      | 26    | 0      | 21    | 39    | 54     | 98    |
| Zr                             | 108   | 23     | 52    | 125    | 19     | 71    | 73     | 77    | 77    | 92     | 119   |

Bei der Fundstelle 3a, an der Autostraße von Triembach nach Hohwarth (400 m vor der Orts-  
 einfahrt) stammt die Probe 913 aus einem 1 - 1,5 m mächtigen, ziegelroten Ignimbrit-Horiz-  
 zont, der zwischen feinkörnigen, grünen Tuff (Pr. 912 unten und Pr. 914 oben) eingeschalt-  
 et ist. Der Ignimbrit unterscheidet sich von dem Tuff durch charakteristisch niedrigere  
 Ti-, V-, Cr- und Ni-Gehalte.

Bei den restlichen Proben handelt es sich um Tuffe, Tuffaschen (Cinerite) und ignimbritische Tuffe.

Tab. 51: Der Rhyolith von Blancrupt (Fundstellen s. Abb. 68, S. 166) und von Nompatelize (Vogesen)

| Fundstelle<br>Probe            | Blancrupt |          |          | Nompate-<br>lize |
|--------------------------------|-----------|----------|----------|------------------|
|                                | 1<br>936  | 2<br>939 | 2<br>940 | 916              |
| SiO <sub>2</sub>               | 74,28     | 74,88    | 74,02    | 70,78            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,60     | 12,60    | 12,76    | 13,56            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,09      | 1,59     | 1,09     | 2,21             |
| FeO                            | 0,39      | 0,20     | 0,49     | 0,39             |
| MgO                            | 0,64      | 0,85     | 0,73     | 0,84             |
| CaO                            | 0,17      | 0,12     | 0,15     | 0,37             |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,10      | 0,67     | 1,18     | 0,97             |
| K <sub>2</sub> O               | 7,72      | 7,24     | 7,19     | 8,39             |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,16      | 0,16     | 0,16     | 0,38             |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06      | 0,05     | 0,06     | 0,13             |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,02      | 1,42     | 1,20     | 1,30             |
| H <sub>2</sub> O-              | 0,30      | 0,35     | 0,30     | 0,42             |
| CO <sub>2</sub>                | 0,00      | 0,00     | 0,00     | 0,00             |
| Summe                          | 99,53     | 100,13   | 99,33    | 99,74            |
| c                              | 2,27      | 3,56     | 2,91     | 2,52             |
| Ba                             | 225       | 156      | 213      | 391              |
| Ce                             | 44        | 41       | 103      | 40               |
| Cr                             | 12        | 17       | 24       | 17               |
| La                             | 53        | 54       | 66       | 51               |
| Mn                             | 313       | 350      | 249      | 176              |
| Nd                             | 6         | 24       | 25       | 38               |
| Ni                             | 5         | 8        | 15       | 9                |
| Rb                             | 476       | 444      | 492      | 381              |
| Sr                             | 53        | 63       | 61       | 54               |
| Ti                             | 885       | 851      | 904      | 2230             |
| V                              | 6         | 17       | 17       | 34               |
| Zr                             | 94        | 90       | 96       | 178              |

Blancrupt

1: Steinbruch an der Nationalstrasse 393

2: 400 m südlich vom Punkt 1

Nompatelize

Steinbruch bei La Salle, etwa 1,5 km WSW-Nompatelize

Adresse des Verfassers:  
Priv. Doz. Dr. Kyriakos Arikas  
Mineralogisch-Petrographisches  
Institut der Universität Hamburg  
Grindelallee 48  
2000 Hamburg 13

Zweitveröffentlichung: November 2019 ([www.geosaarmueller.de](http://www.geosaarmueller.de)).  
Mit freundlicher Genehmigung des Verfassers.