

# Der saure permische Vulkanismus im N-Saarland

Von Gerhard Müller, Saarbrücken

## 1. Die räumliche Verbreitung des sauren Vulkanismus

Als sauer werden magmatische Gesteine bezeichnet, die aus Schmelzen mit hohem  $\text{SiO}_2$ -Gehalten entstanden sind. In Analogie zu wässrigen Systemen in der Chemie, bei denen aus Säuren und Basen Salze entstehen, bilden sich aus Säureanhydriden und Basenanhydriden in Schmelzen ebenfalls Salze.  $\text{SiO}_2$  ist chemisch ein Säureanhydrid (in der Schmelze also eine "Säure"), sodaß von daher eine Schmelze, die viel  $\text{SiO}_2$  enthält, mit Recht als sauer bezeichnet werden kann.

Die wichtigsten sauren Ergußgesteine stellen die Rhyolithe und Alkali-rhyolithe (nach heutiger Namensgebung) dar. Im Vergleich zu den basischen und intermediären Magmen unseres permischen Vulkanismus ist ihr Auftreten räumlich und zeitlich stärker begrenzt.

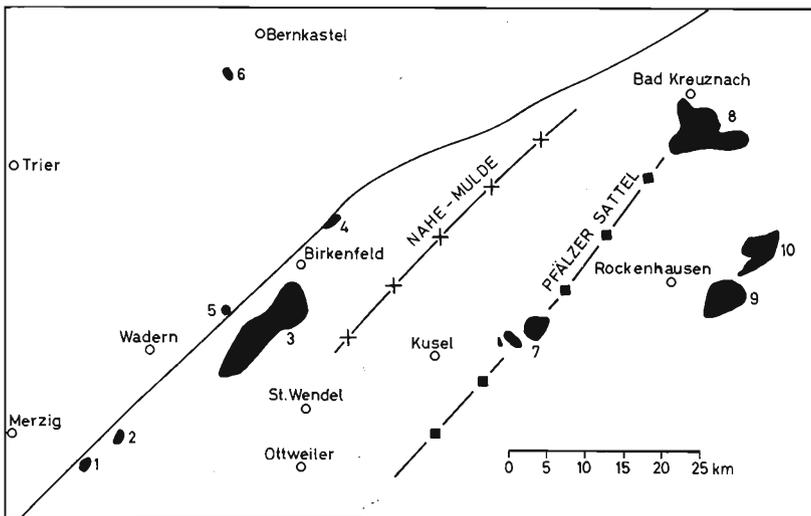


Abb. 1

Schematisierte Übersichtskarte der Verbreitung der Rhyolithvorkommen.

- |                                  |                   |               |
|----------------------------------|-------------------|---------------|
| 1 = Düppenweiler                 | 2 = Schmelz       | 3 = Nohfelden |
| 4 = Wilzenberg                   | 5 = Söterberg     | 6 = Veldenz   |
| 7 = Herrmannsberg und Königsberg | 8 = Bad Kreuznach |               |
| 9 = Donnersberg                  |                   |               |

Im Saarland konzentrieren sich die Rhyolithvorkommen auf zwei Gebiete.

- a) Bereich Düppenweiler - Schmelz,
- b) Bereich Birkenfeld bis Oberthal mit Nohfelden als wichtigstem Ort und westlich daran anschließend die Prims-Mulde, vor allem zwischen Kastel, Schwarzenbach und Sötern.

Das nächste Vorkommen in Rheinland-Pfalz ist das Rhyolithvorkommen von Wilzenberg, NE von Birkenfeld.

In schon beträchtlicher Entfernung (32 km von Nohfelden) liegt im Hunsrück bei Veldenz ein völlig isolierter Rhyolith.

Die Pfalz kennt eine ganze Reihe bedeutender Rhyolithvorkommen, von denen hier nur das nächstgelegene am Herrmannsberg in einer Entfernung von 30 km von Nohfelden genannt sei.

Ein erster, sehr wesentlicher Zusammenhang ergibt sich daraus, daß die saarländischen Vorkommen zusammen mit dem von Wilzenberg direkt an oder unweit der wichtigsten tektonischen Linie unseres Raumes, der Hunsrück-randstörungszone liegen. Südöstlich dieser Zone ist im Saarland kein Rhyolithvorkommen bekannt. Wohl aber muß betont werden, daß schon die Ausbruchsstelle der Vorkommen in der Prims-Mulde auf dem durch jüngere Sedimente verdeckten Hunsrück liegt, und wie noch zu beweisen sein wird, sich der saure Vulkanismus auch noch weiter in den Hunsrück hinein erstreckt haben muß.

## 2. Bisheriger Kenntnisstand

Abgesehen von den älteren Erwähnungen bei SCHMIDT und STEININGER, beginnt die Untersuchung der saarländischen Rhyolithe erst mit den Bearbeitern der geologischen Spezialkarte von Preußen. In Anbetracht der äußerst umfangreichen und schwierigen Arbeit dieser Erstkartierungen, darf es nicht verwundern, wenn in den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte gelegentlich Irrtümer bezüglich der Genese auftreten, z.B. werden die Tuffe der Prims-Mulde zunächst als Abtragungsprodukte verstanden, oder wenn in den Karten die Abgrenzung des Nohfelder Rhyoliths zu seinen Abtragungsprodukten fehlerhaft ist.

Im Rahmen einer umfassenden Arbeit über permische Magmatite befasst sich dann HELLMERS mit unseren Gesteinen, mehr nebenbei auch SCHRÖDER. Teile des Problemkreises bearbeitete intensiver DUIS. Von JUNG (z.T. zusammen mit ZWETSCH) stammt die jüngste und umfassendste Darstellung.

Das Interesse galt vor allem dem Nohfelder Rhyolithmassiv, das als Einheit gesehen wurde mit einer ursprünglichen Intrusion im N als späterem Ausbruchszentrum für die südlich davon befindlichen Lavaströme. Ein erster Ansatz zur Differenzierung dieses Bildes stammt von D.JUNG (1970).

Es bleiben hier unerwähnt eine Reihe von Arbeiten, die am Rande oder nur in Teilaspekten auf das Nohfelder Rhyolithmassiv eingegangen sind.

## 3. Der Aufbau des Nohfelder Rhyolithmassivs

Die Kombination verschiedener Merkmale, über die noch in späteren Kapiteln berichtet wird, lässt heute eine grobe Untergliederung des gesamten Nohfelder Rhyolithmassivs in vier große Komplexe zu, von denen zumindest einer mit Sicherheit noch weiter zu gliedern sein muß.

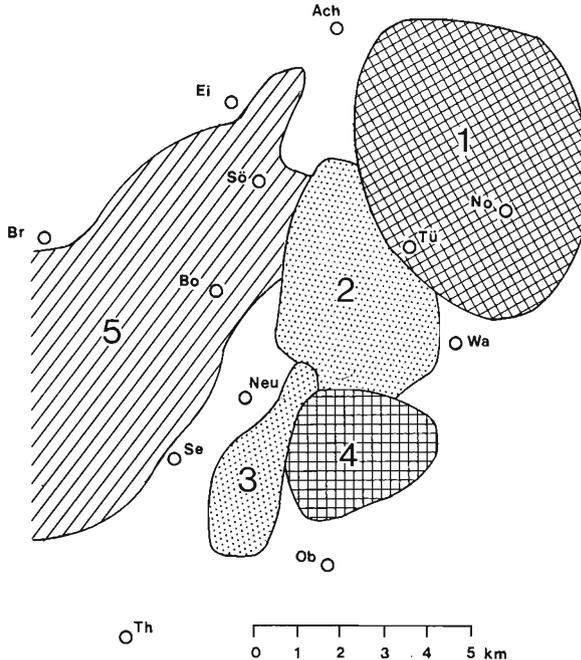


Abb. 2

Schematische Gliederung des Nohfelder Rhyolithmassivs nach G. MÜLLER (1975). Nach dem heutigen Stand ist der SE-Teil des Massivs 3 als Massiv 5 auszugliedern. Die Ziffer 5 der Zeichnung entspricht den Rhyolithtuffen der Prismsulde (Söterberg-Vulkan).

Ach = Achtelsbach	Bo = Bosen	Br = Braunshausen	Ei = Eisen
Neu = Neunkirchen	No = Nohfelden	Ob = Oberthal	Se = Selbach
Sö = Sötern	Th = Theley	Tü = Türkismühle	Wa = Walhausen

In Anlehnung an frühere Arbeiten unterscheide ich:

- Massiv 1 eine Intrusion mit dem Zentrum Nohfelden,
- Massive 2/3 Vulkanbauten, die schlecht von einander zu trennen sind, und die eventuell auch aus einer größeren Zahl von Vulkanbauten als zwei bestehen können,
- Massiv 4 ein gut abgegrenzter Vulkanbau, der in einer ganzen Reihe von Eigenschaften von den anderen abweicht,
- Massiv 5 ein erst neuerdings auf Grund des Chemismus von dem Massiv 3 abgegrenzter Vulkanbau ( Mommsberg, Losenberg und Krulscheid).

Mit dem Nohfelder Rhyolithmassiv verknüpft sind teils gesichert, teils wahrscheinlich, mehrere Tuffvorkommen. Es ist damit ferner verbunden das Rhyolithfanglomerat um die Intrusion (Massiv 1).

Streng vom Nohfelder Rhyolithmassiv zu trennen sind die Rhyolithtuffe der Prims-Mulde.

#### 4. Die Tektonik im Bereich des Nohfelder Rhyolithmassivs

Schon früh ist erkannt worden, daß die Sedimentgesteine in der Umgebung des Nohfelder Rhyolithmassivs einer Tektonik unterlegen sind, die älter ist als die tektonische Hauptbeanspruchung am Ende des Oberrotliegenden. Diese Tektonik wurde weitgehend als Folge der Intrusion des Massivs I verstanden.

Ohne Zweifel liegt ein zeitlicher und örtlicher Zusammenhang zwischen Tektonik und Vulkanismus vor. Es darf aber zumindest die Frage gestellt werden, ob nicht tektonische Erscheinungen etwa im Bereich des Hunsrückrandbruchfeldes zu einem Teil altersgleich sein können. Zum andern muß bei allen tektonischen Erscheinungen im Bereich des Nohfelder Rhyolithmassivs auch gefragt werden, ob sie wirklich in diese ältere Phase gehören.

Diese Fragen hier zu stellen, rührt daher, daß die tektonischen Erscheinungen keineswegs einer einfachen Intrusionsmechanik entsprechen, die rings um die Intrusion die Schichten im Gesamtverband aufgerichtet hätte. Wohl ist am direkten Kontakt der Intrusion eine völlige Steilstellung zu beobachten, die sich aber meist nur auf Entfernungen von Zehner-Metern bemerkbar macht.

In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß die Mechanik der Intrusion selbst noch ungeklärt ist.

Gute Aufschlüsse in den Sedimenten des hier angesprochenen Gebietes sind selten. Aussagen sind daher stark spekulativ. Ich möchte mich auf wenige Feststellungen beschränken.

- a) Diese älteste tektonische Phase ist nicht die reine Folge der Intrusion von Massiv I und besteht nicht oder nicht nur aus einer Schrägstellung der Schichten um die Intrusion.
- b) Eine Folge dieser Tektonik ist ein deutliches Relief, das aber im Einzelnen so gut wie ungeklärt ist.
- c) Eine Folge der Abtragung, die das Relief ausgestaltet hat, ist das Fehlen von ursprünglich wahrscheinlich abgelagerten Gesteinen der Tholeyer und Lebacher Gruppe an manchen Stellen.

Bei diesem Problem ergeben sich im Einzelnen besondere Schwierigkeiten dadurch, daß der lokale Kenntnisstand in diesem stratigraphischen Bereich nicht ausreicht (Problem einer Lebacher Fazies innerhalb der Tholeyer Gruppe, wie von Blatt Kusel bekannt). Im Prinzip aber erscheint mir eine solche Abtragung noch vor oder gerade zu Beginn des Rhyolithvulkanismus gesichert.

#### 5. Der Chemismus der Rhyolithe

Für Gesteine, deren wirklicher Mineralbestand infolge zu geringer Kristallgröße oder der Bildung von Glas nicht quantitativ zu ermitteln ist, kann nur nach festgelegten Regeln aus der chemischen Zusammensetzung eine Mineralzusammensetzung (normativer Bestand) errechnet werden. Die Eintragung in einem Doppeldreieckdiagramm (Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Foide) führt zur Bezeichnung des Gesteins.

Fast alle Analysendaten aus dem Untersuchungsgebiet fallen in das Feld der Alkalirhyolithe. Nur ganz wenige Proben kommen in das Feld der Rhyolithe.

Die Gesteine des betrachteten Gebietes sind vielfach deutlich zersetzt und können nur noch in wenigen Fällen als einigermaßen frisch bezeich-

net werden. Da nun gerade die Plagioklase am ehesten zersetzt werden, kann gegebenenfalls Calcium besonders schnell abgeführt werden. Umgekehrt kann auch sekundär etwas Calcit auftreten. Die Calciumgehalte sind nun prinzipiell sehr klein. Die Verrechnungsvorschriften für das Verhältnis Alkalifeldspat : Plagioklas reagieren sehr empfindlich auf geringe Änderungen im Ca-Gehalt. Somit lässt ein wenig neugebildeter Calcit aus einem Alkalirhyolith schnell einen Rhyolith werden, umgekehrt kann aus einem Rhyolith durch die Zersetzung ein Alkalirhyolith werden.

Nach der Gesamtzahl der Daten dürfte es einigermaßen berechtigt sein, die Gesteine in ihrer Gesamtheit als Alkalirhyolithe zu bezeichnen.

Für den Rahmen dieser Arbeit belasse ich es bei dem Namen "Rhyolith", gewissermaßen als feldgeologische Bezeichnung. Anfügen darf ich noch ältere Benennungen wie "Thonsteinporphyr" (STEININGER) und "Felsitporphyr" (zahlreiche ältere Autoren).

Das Q-A-P-F-Diagramm liefert leider keine Unterscheidung zwischen den Gesteinen der verschiedenen, von der Geologie her gut zu unterscheidenen Einheiten. Auf eine Darstellung wird daher verzichtet.

In den Analysen spielt Calcium fast keine Rolle, sehr wichtig sind jedoch Kalium und Natrium. Die normative Verrechnung von Kalium und Natrium führt nun aber beim Mangel an Calcium nur zu einer Phase, dem Sanidin. So wird durch den Berechnungsgang der wichtigste Unterschied in den Analysen nicht genutzt.

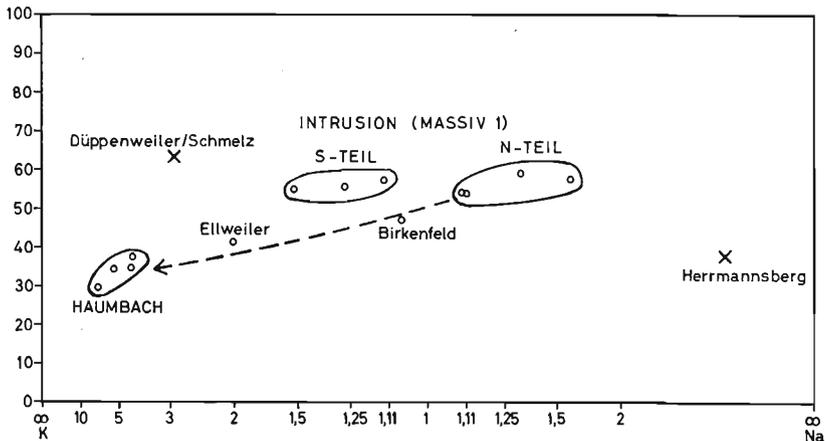


Abb. 3

Variationsdiagramm Gesamtfeldspatgehalt in Masse-% (Hochachse) gegen molares Verhältnis K:-Na-Feldspat (Rechtsachse) für die Intrusion (Massiv I).

Birkenfeld bezeichnet die Analyse eines recht frischen Gerölls aus dem Rhyolithfanglomerat, Ellweiler eine Probe aus dem Bereich der Uranmineralisation am Bühlskopf. Haumbach steht für Material, das als keramischer Rohstoff gewonnen wird. Der gestrichelte Pfeil kennzeichnet die Veränderung der Zusammensetzung bei zunehmender Abfuhr des ursprünglichen Plagioklasanteils.

Ich habe daher zunächst eine andere Dreiecksdarstellung bevorzugt mit den Bestandteilen Quarz, Kalifeldspat und Natriumfeldspat (+ Calciumfeldspat). Diese Darstellung ließ dann, was durchaus zu erwarten war, Unterschiede in den Gesteinen verschiedener Herkunft erkennen und war dazu verwendbar, Veränderungen im Chemismus durch Zersetzungsprozesse nachzuweisen.

Solche Unterschiede im Chemismus hat ansonsten bereits D. JUNG (1960) in einem Dreiecksdiagramm Quarz, Kaolinit und Feldspat dargestellt.

Alle bisher genannten Darstellungen basieren auf Vollanalysen und nachfolgenden, teilweise komplizierten Rechengängen. Nachdem nun aber klar geworden war, daß die für Unterscheidungen wirklich wichtigen Elemente lediglich Kalium und Natrium sind, ergab sich die Frage, ob nicht lediglich mit diesen Analysenwerten allein brauchbare Aussagen gewonnen werden konnten. Dabei stand mit im Raum, daß die Routineanalysen der keramischen Rohstoffbetriebe nur wenige Elemente umfassen, und somit für die bislang genannten Betrachtungen nicht verwendbar waren.

Ich habe daher die Rhyolithe vereinfacht betrachtet als Gesteine, die lediglich aus Kalium- und Natriumfeldspat und Quarz bestehen. Die Mengen der beiden Feldspäte werden dabei direkt durch die Kalium- und Natriumgehalte der Analysen bestimmt. Der Quarzgehalt ergibt sich aus den Feldspatgehalten als der verbleibende Rest des Gesteins. Das heißt in der Praxis, wenn man den prozentualen Gehalt des Gesteins an Feldspäten darstellt, kann man sich die Darstellung des Quarzes ersparen, da er lediglich die Differenz zu 100% darstellt. Damit ergibt sich eine Darstellungsmöglichkeit in einem Diagramm mit lediglich zwei veränderlichen Größen, die beide aus den Analysenwerten von Kalium und Natrium ableitbar sind. Als Rechtsachse des Diagramms erscheint das mo-

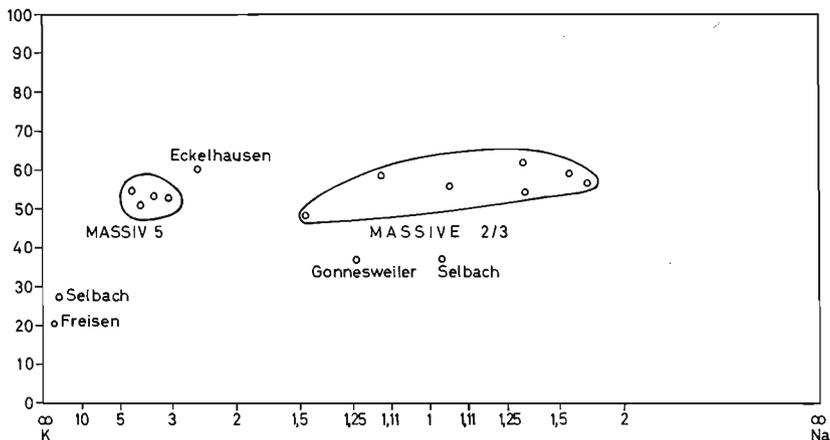


Abb. 4

Variationsdiagramm wie Abb. 3 von den Massiven 2, 3 und 5.

Eckelhausen steht für eine Analyse aus der Literatur. Alle anderen Ortsbezeichnungen stehen für Lavauffüge, bei Gonnesweiler und Selbach in direktem Zusammenhang mit Lavaströmen, bei Selbach und Freisen innerhalb normaler Sedimentfolgen.

lare Verhältnis von Kaliumfeldspat zu Natriumfeldspat, die Hochachse entspricht der Summe von Kaliumfeldspat- und Natriumfeldspatgehalt und stellt damit letztlich den Gesamtfeldspatgehalt des Gesteins dar.

In der dargestellten Weise wurden nun alle verfügbaren Analysen (Literatur und eigene) neu berechnet und dargestellt. Die beiden verschiedenen Diagramme sind direkt vergleichbar, wenn man in der Dreiecksdarstellung die Quarzecke aufspreizt bis zur Breite der Basis, wodurch aus dem Dreieck ein Rechteck wird, und dieses so erhaltene Rechteck an der Rechtsachse spiegelt. Es ergab sich, daß die beiden Darstellungen einander voll und ganz entsprachen, womit gezeigt ist, daß für feldgeologische Untersuchungen die Kenntnis lediglich der Analysenwerte von Kalium und Natrium ausreicht.

Aufgrund der Darstellungen lassen sich bislang folgende Schlüsse ableiten:

- a) Die Hauptmasse der Teile des Nohfelder Rhyolithmassivs, nämlich die Massive 1, 2, 3 und 4 zeigen ungefähr den gleichen Chemismus. Es hat den Anschein, daß Differenzierungen zwischen einzelnen Teilen vorliegen, dies könnte aber nur durch eine große Zahl von Analysen gesichert werden.
- b) Wenn man davon ausgeht, was ziemlich gesichert ist, daß die Zersetzung das Verhältnis von K und Na zugunsten des K verschiebt, so sind die ursprünglichen Magmen etwas Na-betont. Da aber mit einer schwachen Differentiation gerechnet werden muß, ist es nicht angängig, etwa die Na-reichsten Analysendaten als Ausgangszusammensetzung zu interpretieren.

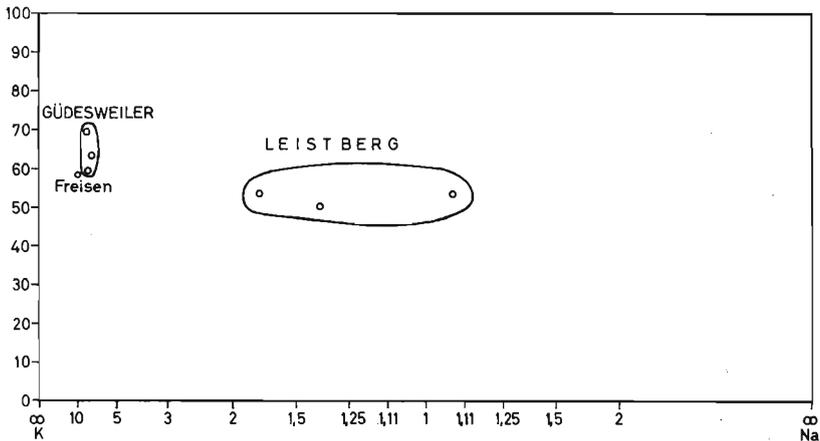


Abb. 5

Variationsdiagramm wie Abb. 3 vom Leistberg-Massiv (Massiv 4).

Güdesweiler bezeichnet Literaturdaten von keramischen Rohmassen. Freisen steht für die Analyse eines sehr stark fließtexturierten Rhyolithgerröls von Freisen, das von hierher bezogen werden könnte.

- c) Nicht zu diesem verbreiteten Chemismus passen die Gesteine von Massiv 5 (sowie eine einzelne Analyse HELLMERS von Eckelhausen). Sie sind stark K-betont.
- d) Rhyolith einschlüsse der Tuffe der Prims-Mulde sowie Gerölle vom diesbezüglichen Vulkanbau sind ähnlich, z.T. noch stärker K-betont.
- e) Vergleich mit benachbarten Rhyolithvorkommen:

Wilzenberg kann in das Nohfelder Rhyolithmassiv einbezogen werden.

Der Rhyolith des Herrmannsberges ist stärker Na-betont als die Natriumreichsten Teile des Nohfelder Rhyolithmassivs (es ist auffallend, daß der Feldspatgehalt des Gesteins niedriger ist als in unzersetzten Gesteinen des Arbeitsgebietes; Analyse aus Erläut. zu Blatt Kusel).

Die Rhyolithe von Düppenweiler sind ähnlich K-betont wie die Rhyolithtuffe der Prims-Mulde.

- f) Die K-reichen Sanidine sind offensichtlich stabiler gegen zersetzende Einflüsse als die Plagioklase. Dies führt zu einer starken Abfuhr von Natrium neben einer nur schwachen Abfuhr von Kalium. Die Berechnung einer solchen Abfuhr (von ausschließlich Natrium) führt zu einer Kurve im Diagramm, der sowohl Abtragungsprodukte wie Tuffe wie auch die wirtschaftlich bedeutsamen zersetzten Gesteine zugeordnet werden können. Einer Verschiebung des K:Na-Verhältnisses zugunsten des K geht einher eine Abnahme des Gesamtfeldspatgehaltes.

Daher lässt sich wenigstens grob eine Aussage darüber machen, ob bei stark K-betonten Gesteinen eine ursprüngliche Zusammensetzung des Gesteins oder ein Zersetzungsprodukt vorliegt.

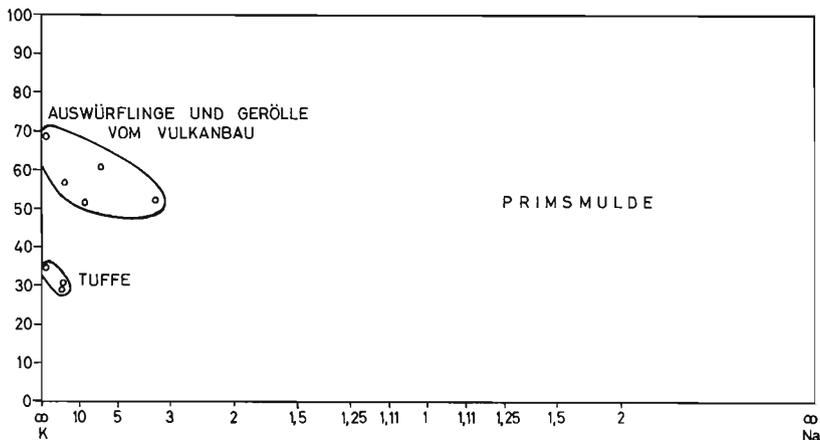


Abb. 6

Variationsdiagramm wie Abb. 3 von den Produkten des Söterberg-Vulkans in der Primsulde.

## 6. Der Mineralbestand der Rhyolithe

Der Mineralbestand aller Rhyolithe ist sehr einfach:

- a) Sanidin
- b) Plagioklas
- c) Quarz
- d) Biotit.

Nur in einem einzigen Handstück aus der Nähe der Nohmühle sind Pseudomorphosen nach stengeligen Kristallen bekannt, die als ursprüngliche Hornblende gedeutet werden können.

Granat und eventuell Diopsid/Augit, die im Südteil von Massiv 1 vorkommen, sind keine normalen Bestandteile des Rhyoliths.

Trotz der geringen Zahl der auftretenden Mineralien lassen sich Unterschiede aufzeigen, die für einzelne Massive kennzeichnend sind.

Allgemein gilt zunächst einmal, daß generell die größeren Einsprenglingsfeldspäte Plagioklase sind, wenn auch wohl immer saure. Völlig reine Einsprenglinge aus dem Steinbruch Huppert bei Gudesweiler ergaben eine Zusammensetzung von  $Ab_{68}Or_{4}An_{28}$  (Analyse: H. Hemmer). Die letztgebildeten Feldspäte der Grundmasse sind dagegen Sanidine. Eine Möglichkeit, die Feldspäte zur Unterscheidung der Gesteine heranzuziehen, sehe ich darin, die Größenverteilung der Einsprenglinge im Dünnschliff zu ermitteln. Über Ansätze bin ich dabei nicht hinausgekommen.

Der Biotit kann in gleicher Weise untersucht werden.

Das einzige Mineral, das deutliche Unterschiede zu machen erlaubt, ist der Quarz. Die Massive 2, 3 und 5 sind absolut frei von Quarzeinsprenglingen. Dagegen treten in Massiv 1 Quarzeinsprenglinge vergleichsweise selten, im Massiv 4 dagegen ziemlich häufig auf.

In einer Großprobe von zersetztem Rhyolith aus dem Steinbruch Bier (Massiv 4), die sich aufbereiten ließ, konnte in der Fraktion größer 1,2 mm 0,03 % (1,8 g auf 5,9 kg) an Quarzeinsprenglingen isoliert werden. Das erscheint zwar wenig, ist aber genügend, um in jedem Handstück die Einsprenglinge erkennen zu können. Dadurch läßt sich das Massiv 4 am einfachsten von den anderen abgrenzen.

## 7. Die Strukturen der Rhyolithe

Es ist nicht Sinn dieses Abschnitts eine petrologische Beschreibung der Strukturen zu geben, die meist als felsitisch oder porphyrisch gekennzeichnet werden. Ich möchte hier lediglich auf eine bestimmte Ausbildung hinweisen, die so auffallend und charakteristisch ist, daß sie auch zur felddmäßigen Identifizierung der Gesteine herangezogen werden kann.

Praktisch in jedem Handstück aus dem Massiv 1 läßt sich, besonders gut bei etwas angewitterten Stücken erkennen, daß das ganze Gestein aus kleinen Kügelchen (Größenordnung 1-2 mm) zusammengesetzt ist. Diese Kügelchen zeigen sich unter dem Mikroskop als Verwachsungen von Quarz und Sanidin, die auf der Außenbegrenzung durchaus Fortwachsungen mit Kristallflächen besitzen können. Es handelt sich also keineswegs um radialstrahlige Aggregate, die aus ursprünglichem Glas entstanden sind, weshalb es falsch wäre, sie mit dem Ausdruck Sphärolithen zu belegen, der vom Wort her (Kugel) zwar passen würde, aber mit einer genetischen Deutung belastet ist, die hier nicht zutrifft. Ich verwende daher den wohl veralteten Ausdruck globulitisch, der vom Wort her (Kugel) identisch ist, aber nicht mit einer genetischen Vorstellung behaftet ist.

Diese Kügelchen können völlig dicht gepackt sein. In solchen Fällen ist es am schwierigsten, sie im Handstück zu erkennen. Vielfach aber ist noch genügend Grundmasse dazwischen, sodaß sie isoliert in Erscheinung treten können. Es gibt aus dem ursprünglichen Dach des Massivs I Stücke, die durch Gasentwicklung schaumig wurden. Auch in ihnen treten die Kügelchen auf und zeigen damit, ebenso wie durch Fließsonderungen, daß sie bereits im Magma vor dem endgültigen Erstarren existiert haben.

Diese stark globulitische Struktur ist ausschließlich beschränkt auf das Massiv I sowie einen kleinen Lavaström zwischen Türkismühle und Walhausen, der also gleichen Ursprung haben könnte. Da die gleiche Struktur nun auch in allen Gesteinsstücken der Rhyolithfanglomerate auftaucht, auch in völlig zersetzten Stücken, lassen sich Massiv I und diese Fanglomerate einwandfrei aufeinander beziehen. Umgekehrt lässt sich für viele isoliert in Sandsteinen der Tholeyer Fazies auftretende Stücke zeigen, daß diese nicht vom Massiv I abstammen, zum Beispiel Stücke von Freisen (wo aber auch das normale Rhyolithfanglomerat auftritt).

#### Abb. 7 (nebenstehend)

Streichlinien und Einfallswerte der Fließflächen im Steinbruch Bier am Leistberg.

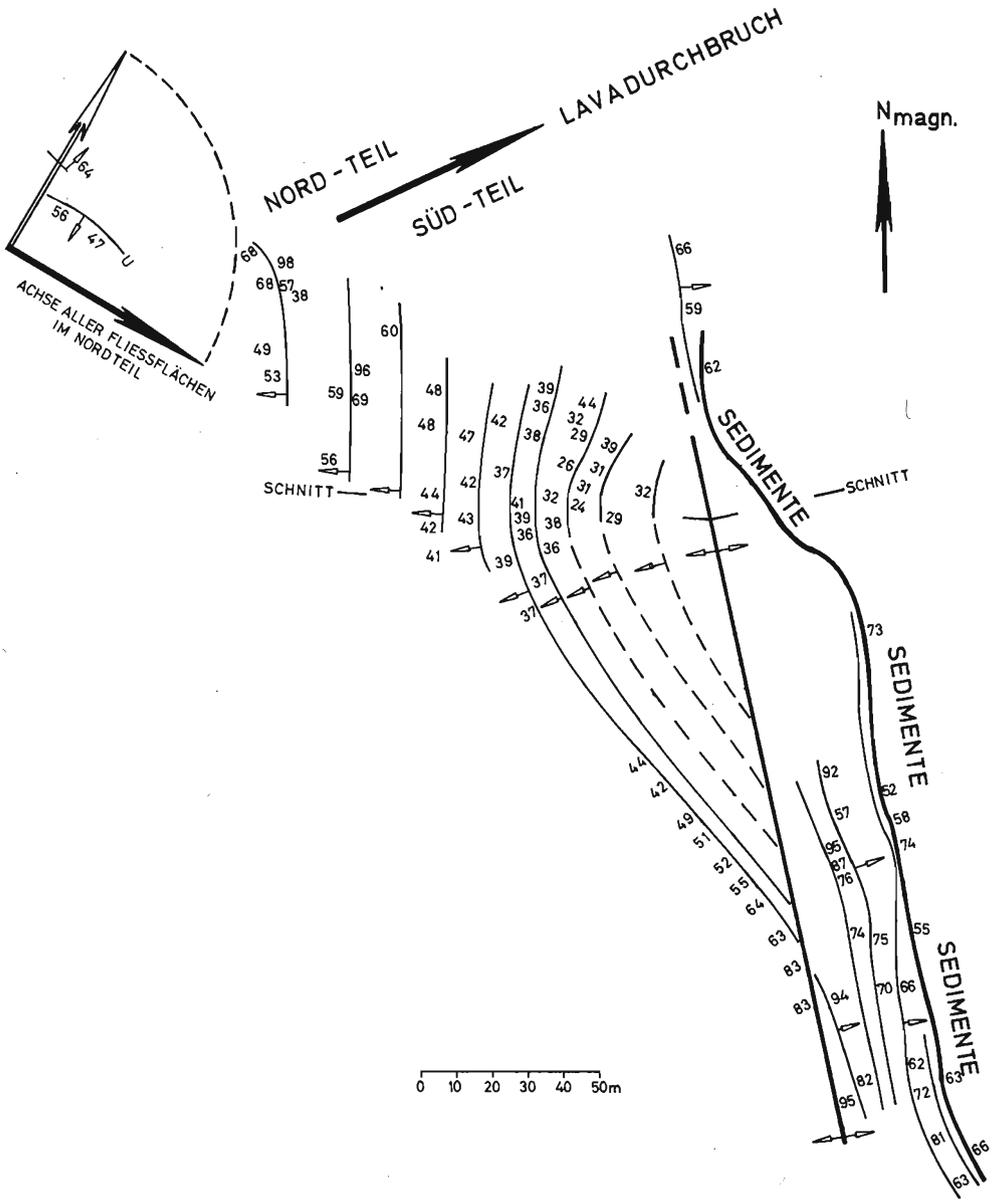
Der gesamte Steinbruch wurde mit Kompaßzügen aufgenommen. Jeder Einfallswert (in gon) ist das Mittel mehrerer Meßwerte im betreffenden Bereich. Im Südteil des Bruches sind ausschließlich O-Flächen (obenliegend, Fallrichtung weist zu den Stromrändern) anzutreffen. Im Nordteil kommen dagegen sowohl O- wie U-Flächen (untenliegend, Fallrichtung weist in die Strommitte) vor.

Die Auswertung einer großen Zahl älterer Einzelmessungen im Nordteil, die nicht mehr streng lokalisierbar waren und daher in der Darstellung nicht erscheinen, führt zur dargestellten Großkreisachse der stereographischen Projektion. Eine solche Achse ist identisch mit der Stromachse in einem zylinderförmigen gestreckten Teil des Stromes, sie kann jedoch in der zungenförmigen Front bis zu 100 gon davon abweichen. Entsprechend wurde der Winkelbereich dargestellt, innerhalb dessen die eigentliche Stromrichtung zu finden sein dürfte.

Im Grenzbereich zwischen Nord- und Südteil sind die Fließflächen des Südteils stark verbogen, teilweise sogar geknickt, sowie walzenförmig zusammengeschoben. In dem nördlich direkt anschließenden Teil ist dagegen die Fließtextur nur sehr schlecht nachweisbar.

Eine mögliche Deutung sieht daher so aus, daß nach Ausbildung eines bereits weitgehend erstarrten Stromrandes (steilstehende Flächen nach Osten) an der Grenze zwischen Süd- und Nordteil die noch flüssigen Anteile des Stromes durchbrachen, im Grenzbereich zu den geschilderten Verbiegungen führten, während die Dachregion im Südteil entlang der bereits festen Front einsank und dabei zu der Meilerstellung führte. (Siehe dazu auch den Schnitt in Abb. 8.)

U  
48



In der bereits erwähnten Großprobe aus dem Steinbruch Bier wurden neben den Quarzeinsprenglingen noch Aggregate ausgelesen, die ich ihrer Form nach als "Morgensternaggregate" bezeichnen möchte. Im Vergleich zu den Globuliten des Massivs 1 sind sie ausgesprochen selten und werden daher wohl auch im Dünnschliff übersehen. Im Prinzip entsprechen sie wahrscheinlich den Globuliten. Die Diffraktometeraufnahme ergab Quarz und Sanidin (mit etwa 25 Mol% Albit). Dagegen ergab sich für einen Sanidin aus einer Restschmelze (in der Kluff eines Fremdgesteinseinschlusses aus Massiv 1) ein Albit-Gehalt von nur etwa 15 Mol%.

Es deutet sich hier möglicherweise eine nähere Beziehung zwischen Massiv 1 und 4 an, die auch durch die beiden gemeinsamen Quarzeinsprenglinge gegeben ist.

## 8. Die Texturen der Rhyolithe

Als Hinweis mag genügen, daß am Nagelkopf (Massiv 2) sowie in Stücken aus dem ehemaligen Dach des Massivs 1 (in Fanglomeraten wie innerhalb der Intrusion in Rand- oder Dachnähe) schaumige oder mandelige Stücke auftreten, bzw. daß im Massiv 1 porige Stücke sehr häufig sind.

Kernpunkt dieses Abschnittes sind die Fließtexturen, die zur Unterscheidung der einzelnen Massive herangezogen werden können. In Abhängigkeit von der Viskosität der Laven und der Platznahme (Intrusion oder Strom) fallen sie sehr unterschiedlich aus.

Massiv 1 erscheint zunächst völlig ohne Fließtextur. In Material aus dem ehemaligen Dach der Intrusion kommen jedoch Gesteine vor, die ganz intensiv fließtexturiert sind, sodaß sie unter Umständen in ganz dünnen Platten zerfallen, die im ersten Augenblick an sehr dünn geschichteten Sandstein erinnern.

Bemerkenswerter ist jedoch, daß an verschiedenen Stellen der Intrusion (z.B. Beilstein bei Ellweiler und Grube Haumbach) eine senkrecht stehende Fließtextur anzutreffen ist. Auf sie sei hier nur hingewiesen. Allgemein muß aber im Vergleich zu den anderen Massiven gelten, daß das Massiv 1 in der großen Masse keine ins Auge fallende Fließtextur kennt.

Die Massive 2 und 3 zeigen bei wahrscheinlich nicht besonders viskosen Laven oft große und einheitliche Ströme, die zu einer ausgeprägten Fließtextur im cm- bis dm-Bereich geführt haben. Sie führt beim Aufwittern zu einer dickschaligen Ablösung. Ähnlich erscheint es in Massiv 5, das ursprünglich von mir mit Massiv 2 zusammengefasst wurde.

Die Gesteine von Massiv 4 stammen wahrscheinlich von stark viskosen Schmelzen ab und zeigen dort, wo sie größere Entfernungen zurückgelegt haben, eine außerordentlich feine Fließtextur im mm- bis cm-Bereich. Zum Teil können sie wahrscheinlich auf Glutwolkenausbrüche zurückgeführt werden.

Diese intensive Fließtextur in Massiv 4 führt zu speziellen Erscheinungen wie spindelförmigen Körpern, Fältelungen und Hervortreten von Einsprenglingen auf der Oberfläche von zu dünn gewordenen Lagen (ausführliche Beschreibung bei G. MÜLLER 1975).

Die Fließflächen der Ströme lassen sich mit dem Kompaß einmessen und daraus Fließrichtung und Gefälle des Stromes berechnen (Einzelheiten ebenfalls in der oben zitierten Veröffentlichung). Das gelingt recht gut bei großen langgezogenen Strömen, es wird sehr problematisch bei kurzen Strömen oder in der direkten Nachbarschaft der Stromfront.

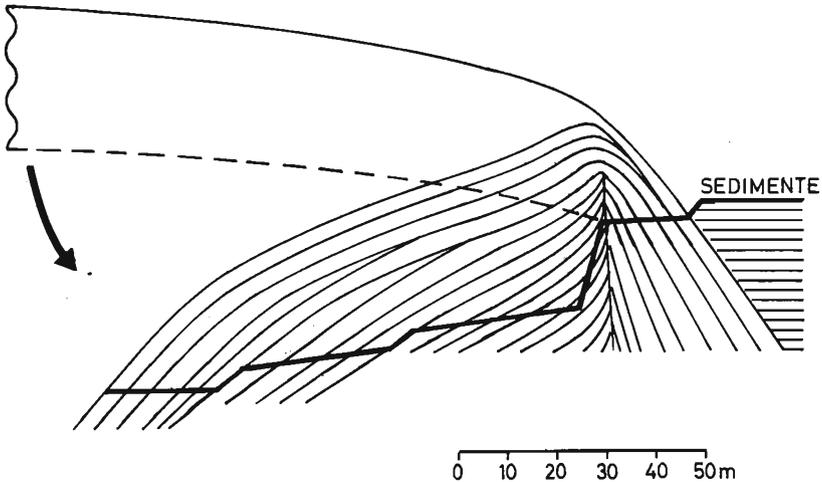


Abb. 8

Schematisierter Schnitt durch den Steinbruch Bier am Leistberg (Massiv 4). Die dicke Linie bezeichnet das jeweilige Sohlniveau des Steinbruchs, nur für dieses liegen Messungen der dargestellten Fließflächen vor.

### 9. Die Nohfelder Intrusivmasse

Die wichtigste Einheit des Nohfelder Rhyolithmassivs ist zweifelsohne das Massiv 1. Es stellt eine geschlossene rundliche Masse von fast 7 km Durchmesser dar, deren Tiefgang unbekannt ist, und von der ein nicht genau bestimmbarer Teil abgetragen ist.

Von dieser Masse ist schon sehr lange bekannt, daß sie intrudiert ist, wobei die Frage offen war, ob von ihr Lavaströme ausgegangen sind, wie lange Zeit alle südlich angrenzenden Rhyolithe von ihr hergeleitet wurden. Es ist heute völlig gesichert, daß der allergrößte Teil der Lavaströme des Nohfelder Rhyolithmassivs nichts mit dem Massiv 1 zu tun hat. Lediglich von einem kleinen Lavastrom möchte ich bislang annehmen, daß er seinen Ursprung im Massiv 1 haben könnte.

Wenn nun von diesem Massiv praktisch keine Lavaströme ausgegangen sind, so ist zu fragen, in welchem Zustand denn die Intrusion stattgefunden hat. Das ist eine Frage einerseits nach dem Anteil an Kristallen beim Intrudieren, am Kontakt und an der Oberfläche des Magmas, wie auch nach der Viskosität.

Einen gewissen Hinweis gibt die globulitische Ausbildung des Rhyoliths. Man darf zunächst einmal davon ausgehen, daß die großen Einsprenglinge unserer Rhyolithe in großer Tiefe gebildet wurden. Diese sind auch hier vorhanden, und, das geht aus Verwachsungsverhältnissen hervor, sie sind älter als die Globulite. Die Globulite sind ganz sicherlich keine Letztbildungen, sie erscheinen zum Beispiel auch direkt am Neben-

gesteinskontakt, wo bei rascher Abkühlung eher an Glasbildung oder einen Filz aus sehr kleinen Kriställchen zu denken wäre. Sie treten in wechselnden Konzentrationen auf und zeigen Fließbewegungen an. Alles deutet also darauf hin, daß sie bereits Bestandteile des oberflächennah intrudierenden Magmas waren.

Damit darf man von diesem vermuten, daß es zunächst einmal zwischen dem tiefen Niveau der Einsprenglingsbildung und dem oberflächennahen Niveau der Intrusion einen längeren Aufenthalt in einem Zwischenniveau genommen hat, in dem volumenmäßig bereits der größte Teil der Schmelze in Form der Globulite auskristallisiert ist. Was im oberflächennahen Niveau intrudiert ist, war wahrscheinlich ein Kristallbrei, der aber noch genügend Schmelze besaß, um beweglich zu sein.

Die Frage nach der Viskosität ist hiermit noch nicht beantwortet, da es hierbei wesentlich auf die Viskosität des Schmelzanteils selbst ankommt. Nimmt man ein sehr langsames Aufsteigen an, wofür vieles spricht, so wird man auch schon mit einer früh beginnenden Entgasung rechnen dürfen und damit letztendlich auch mit hoher Viskosität.

Auskünfte über den Zustand des Magmas bei der Intrusion lassen sich auch aus den Kontakten zu den Sedimenten herleiten. An der gesamten West- und Nordgrenze der Intrusion läßt sich der durchweg steilstehende Sedimentkontakt verfolgen. Dabei lassen sich zwei Ausbildungen unterscheiden:

- a) im südlichen Teil ein geradliniger Verlauf mit sehr geringer Fritung der Sedimente, stellenweise starker tektonischer Beanspruchung des Rhyoliths an der Grenze, die für Bewegungen von bereits festem Material sprechen,
- b) im nördlichen Teil ein sehr stark gewundener Grenzverlauf, der wenigstens an drei Stellen zur Bildung von Hornfelsen führte, die größere Glasmengen aufweisen und bei denen der in den Sedimenten vorhandene Hämatit in Magnetit umgewandelt ist.

Mit äußerster Vorsicht ließe sich daraus schließen, daß die Intrusion im Norden etwas höhere Temperatur aufwies. Es gibt zwei weitere Punkte, die auf Unterschiede hindeuten:

- a) Nach den Analysen an "frischen" Gesteinen scheint der Südteil K-reicher als der N-Teil. Es ist einigermaßen sinnvoll die Na-reichen Teile als älter anzusprechen. Ich betone aber, daß dies hier nur den Rang einer Fragestellung haben kann, da die Zahl der Analysenwerte zu klein ist.
- b) Im Südteil ist Granat in "größerer" Menge anzutreffen, im N-Teil ist er deutlich seltener. Da der Granat nur in sehr kleiner Menge vorliegt und allem Anschein nach auch in Zwickeln zwischen Globuliten auftritt, erscheint eine relativ späte Bildung möglich.

Gesteine des ursprünglichen Dachkontaktes lassen sich in der Basiszone der Rhyolithfanglomerate in großen Mengen auffinden. Dabei sind vor allem die ehemals tonig/siltigen Gesteine von Interesse. Sie sind vielfach farblich verändert (grün statt braun) und zerfallen schnell, was auf einen mittlerweile zersetzten Glasanteil hindeutet. In diesen Gesteinen treten auch Turmalinisierungen auf, die auf eine starke Durchgasung hindeuten. In dieser Basiszone kommen weiter blasige Rhyolithvarietäten vor wie auch Material, das bei Bewegungen stark beansprucht wurde.

Es erscheint mir daher die Vorstellung als einigermaßen sinnvoll, daß zwar in der Gesamtmasse der Rhyolith noch fließfähig war, bei geringem

Schmelzanteil aber relativ schnell erstarren konnte. Schon vor Erreichen der Oberfläche begann die Entgasung, bereits beim letzten Aufdringen lagen kleinere bereits starre Partien vor, die wieder zerbrochen werden konnten. Es gab dabei auch immer noch Durchmischungen, so traten im Autobahneinschnitt N von Türkismühle innerhalb des Rhyoliths sowohl kontaktmetamorphe Sedimentstücke wie auch isolierte blasige Rhyolithe auf.

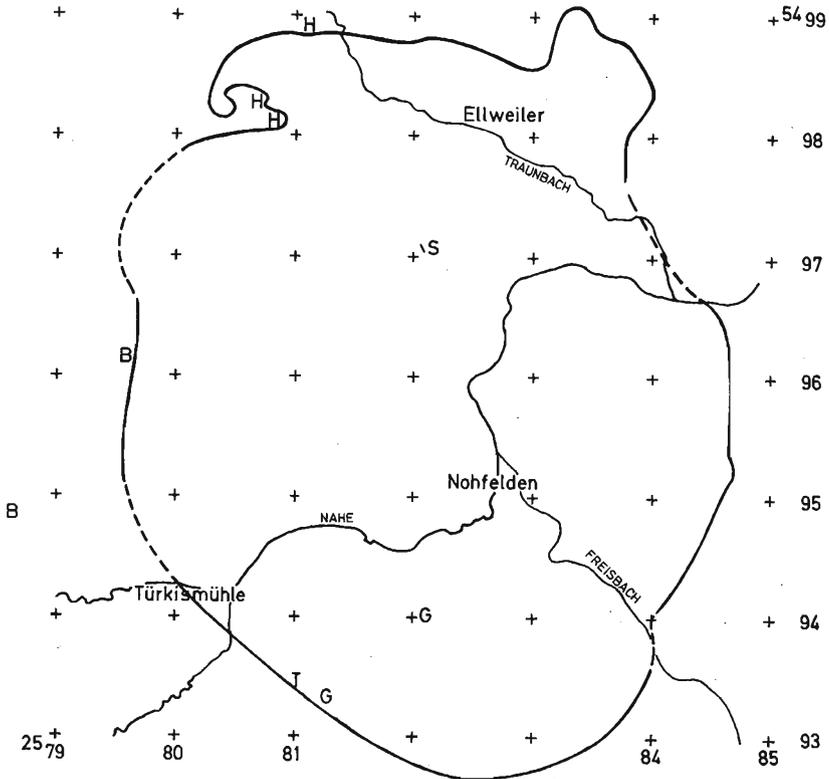


Abb. 9

Die Grenzen der Intrusionsmasse (Massiv 1) des Nohfelder Rhyolithmassivs.

H = Hornfels

S = Sandsteinvorkommen in der Grube Haumbach

G = Granatvorkommen in Oberflächensedimenten (nach Anfertigung der Zeichnung wurde Granat noch in weiteren Proben nachgewiesen)

T = sehr geringe Turmalinisierung am Rhyolithkontakt

B = Aufschlüsse, an denen die Basis des Rhyolithfanglomerats mit Material aus dem Intrusionsdach beobachtet werden konnte.

In diesen Zusammenhang gehören auch von D.JUNG (1960) als "entglaster Pechstein" beschriebene außerordentlich stark fließtexturierte und hellgraue Gesteine. Ihnen sind andere vom gleichen Aufschluß hinzuzurechnen, die weniger stark fließtexturiert sind, denen aber ebenso wie dem Pechstein von D.JUNG der Gehalt an Globuliten fehlt. Wenn auch selten, so gibt es vom "Pechstein" auch braune Varietäten. Man muß also die Farbe des Gesteins von seiner Genese trennen. Es ist dann der Deutung von D.JUNG als später Nachschub durchaus zuzustimmen, wobei aber das Material wahrscheinlich nur Restschmelzen der Gesamtintrusion darstellt.

Hierher gehören wohl auch die bereits erwähnte senkrecht stehende Fließtextur in Teilbereichen der Intrusion (älter als der "entglaste Pechstein") sowie große Brekzienzüge. Die senkrechte Fließtextur kann durch das Hochpressen noch teilweise flüssiger Massen zwischen bereits verfestigten und zerbrochenen Partien bedingt sein.

Das Alter der Brekzienzüge ist offen. Sie könnten gedeutet werden als Produkte starker Gasausbrüche, sodaß sie im Zusammenhang mit dem Vulkanismus selbst stünden. Ebenso könnten sie aber auch rein tektonischer Natur und wesentlich jünger sein.

Auffallend ist der heutige Zustand der Intrusion. Entlang der Außengrenze findet man mit wenigen Ausnahmen hohe und steile Berge, während das Innere der Masse zu einem großen Teil hügelig entwickelt ist. Weiter suchen eine ganze Anzahl von Bächen (Freisbach, Nahe, Traun) ihren Weg ausgerechnet mitten durch die Intrusion, wobei sie die Außenmauern durchschneiden müssen. Bei einer gleichmäßig erstarrten Intrusionsmasse wäre zu erwarten, daß eine morphologische Einheit erhalten bliebe, wie sie zum Beispiel der Königsberg darstellt.

Im Tieftagebau der Grube Haumbach findet sich in einer gangförmigen Zone innerhalb des Rhyoliths ein Sandstein von 2 bis 3 m Mächtigkeit, der nebenbei bis faustgroße Stücke eines ehemaligen Opals führt. Dieser feinkörnige Sandstein ist nach der Siebkurve optimal sortiert, die Gehalte an ausschließlich abgerollten Turmalinen und Zirkonen wie auch die Zurundung der Sandkörner deuten auf Oberrotliegendes. Es könnte sich daher um einen Flugsand handeln.

Aus allen dargestellten Einzelheiten möchte ich zu folgendem Bild gelangen. Zwischen Entstehung der Schmelze und dem Erreichen der Oberfläche liegt eine sehr große Zeitspanne. Sie führt letztlich dazu, daß das Magma bereits zu einem großen Teil auskristallisiert ist, aber als Kristallbrei dennoch beweglich ist, wenn es in Oberflächennähe kommt. In der Nähe der Außenkontakte kommt es zu stabilen erstarrten Partien, während unter dem Dach der Intrusion noch flüssige Anteile verbleiben. Sei es durch Veränderung des Beanspruchungsplanes bei fortwährendem Aufstieg, sei es durch Sinken des Innendruckes durch Entgasung und Abkühlung, eventuell auch durch das seitliche Ausbrechen kleinerer Ströme, so kommt es zu einem Zerbrechen des Daches, das in Teilen einsinkt, wobei letzte flüssige Anteile in den Bruchzonen nach oben steigen.

Es ist wahrscheinlich, daß dieses Zerbrechen auch die Vorleistungen schafft für Zersetzungs Vorgänge, entweder im direkten Anschluß durch Entgasungen oder wässrige Lösungen, oder zu wesentlich späterem Zeitpunkt.

## 10. Die Rhyolithfanglomerate

Vom Massiv 1 gehen große Schuttströme aus, die das Massiv auf allen Seiten begleiten. Ihre maximale Mächtigkeit dürfte durchaus 50 m über-

schreiten. Da sie über eine große Fläche nachzuweisen sind, stellen sie offenbar riesige Schuttmassen dar. Ohne die Bedeutung dieser Schuttströme verniedlichen zu wollen, nimmt doch ihre Mächtigkeit vom Rand der Intrusion aus schnell ab und beträgt in weiter entfernten Vorkommen dann nur noch etwa 2 - 5 m, wie bei Namborn, dem südlichsten Vorkommen in etwa 5 km Entfernung vom Intrusionsrand. Man muß dabei aber sehen, daß mit zunehmender Entfernung die Verteilung immer unregelmäßiger wird, eher rinnenförmig als flächig. So tritt in etwa gleicher Entfernung bei Eisen (Industriegelände) kein geschlossenes Fanglomerat mehr auf, sondern es finden sich nur noch einzelne Gerölle oder Geröllagen in einem braunen Sandstein vor.

Um eine Abschätzung der Massen vornehmen zu können, bin ich von folgenden Annahmen ausgegangen:

Durchschnittlicher Durchmesser der Intrusion 5,5 km.

Randentfernung	Mächtigkeit der Schuttmassen durchschnittlich
bis 0,1 km	200 m
0,1 - 0,5 km	100 m
0,5 - 1,0 km	50 m
1,0 - 1,5 km	35 m
1,5 - 2,0 km	25 m
2,0 - 3,0 km	12 m
3,0 - 4,0 km	6 m
4,0 - 5,0 km	3 m
5,0 - 6,0 km	1,5 m

Daraus lassen sich errechnen etwa  $3,3 \text{ km}^3$  Abtragungsmaterial. Rechnet man diese ohne Abzug für Porenvolumen um auf die Gesamtoberfläche der Intrusion, so entspräche dies einer durchschnittlichen Abtragungshöhe von etwa 140 m. Mit einiger Wahrscheinlichkeit ist aber davon auszugehen, daß im Bereich der älteren Rhyolithvulkane SW der Intrusion kaum Fanglomerate abgelagert wurden. Rechnet man dafür rund 1/4 der Fläche ab, so verbleibt ein durchschnittlicher Abtragungsbetrag von 100 m über die gesamte heutige Oberfläche. Da die Intrusion in der Mitte sicherlich höher war als an den Rändern, wird man vielleicht an eine maximale Höhe von 200 - 300 m in der Mitte und an den Rändern weniger denken dürfen. Die höchsten Spitzen der Intrusion liegen heute bei etwa 150 m über Talniveau, das auch ganz grob als durchschnittliches Sohlniveau der Fanglomerate gelten mag. Dann wäre die zentrale Erhebung der Intrusion etwa bei 350 - 450 m über dem heutigen Talniveau zu suchen. Bei einem Durchmesser von 5,5 km erscheint eine solche Aufwölbung, wenn man sie maßstäblich zeichnet, lediglich als ein flacher Kuchen.

Am Rande sei bemerkt, daß man nicht annehmen darf, daß die heute im Zentrum anstehenden Gesteine, etwa im Bereich der Grube Haumbach, ein Niveau von 350 - 450 m unterhalb des ursprünglichen Daches darstellen würden. Da sie wahrscheinlich eingebrochene Teile sind, lagen sie ursprünglich höher.

Die Fanglomerate lassen sich untergliedern. In der Nähe des Intrusionsrandes läßt sich eine basale Folge erkennen, die aus braunen Sand- und Siltsteinen heraus durch immer stärkere Zunahme von Geröllen zum eigentlichen Fanglomerat wird. In der Basiszone enthält diese sehr viel Sedimentmaterial, das zum Teil deutlich Spuren der Metamorphose zeigt. Daneben tritt eine große Breite von Rhyolithvarietäten auf, z. B. plattig, schaumig oder Material mit Harnischflächen. Es gibt Unterschiede im Zersetzungsgrad sowie in den Gehalten an Einsprenglingen oder Globuliten.

In den höheren Partien werden die Fanglomerate gleichmäßiger, die Sedimente verschwinden fast vollständig, die Rhyolithe sind einheitlicher.

Die Basiszone ist nur selten aufgeschlossen (Anschlußstelle der BAB bei Eckelhausen, Wegrand knapp 150 m S Blattrand Nohfelden direkt am Intrusionsrand). Diese Basiszone wird leicht abgetragen, während die höheren, sedimentfreien Teile der Fanglomerate durchaus zur Bildung von Steilhängen führen können, sofern sie größere Mächtigkeit besitzen.

## 12. Die Tuffe des Nohfelder Rhyolithmassivs

Im Oberrotliegenden sind im Bereich der Prims-Mulde und der Umgebung des Nohfeldener Rhyolithmassivs Tuffe in zwei stratigraphischen Bereichen anzutreffen. Die älteren finden sich eingeschaltet in einer Folge, die einerseits einzugrenzen wäre durch die letzten Sedimente, die "Lebacher" Fazies aufweisen, andererseits durch die untere Eruptivzone in der Prims-Mulde. Die jüngeren finden sich eingeschaltet in rotbraune, sandige und teilweise konglomeratische Sandsteine zwischen unterer und oberer Eruptivzone. Diese jüngeren gehen ausschließlich zurück auf einen Vulkanbau in der Prims-Mulde und werden gesondert besprochen.

Eine genaue stratigraphische Einordnung der älteren Tuffe ist mir unmöglich, da ich sie nicht innerhalb von vollständigen Profilen kenne. Sie haben auch recht unterschiedliche Charakteristika, sodaß es offen bleibt, um wieviel verschiedene Tuffhorizonte es sich überhaupt handelt.

Gesicherte Tuffe sind mir von folgenden Aufschlüssen bekannt:

Kremel bei Gonesweiler  
Lasterberg bei Selbach  
Kloppberg bei Kastel  
BAB-Einschnitt am Hellerberg bei Freisen.

Den größten vertikalen Abstand zu den überlagernden "Grenzlager"magmatiten besitzen die Tuffe bei Freisen, es mögen dann die von Gonesweiler und von Selbach folgen. Die Tuffe am Kloppberg bei Kastel befinden sich in direkter Nachbarschaft der Andesitintrusion und sind steilgestellt. Sie lassen sich nicht einordnen.

Die Untersuchung der Tuffe zeigt leider sehr eindeutig, daß ihre Zersetzung durch Abfuhr von Na und relative Anreicherung von K (das heißt Zersetzung von Plagioklas bei stabilem Sanidin) auch bei verschiedenem Ausgangschemismus zum gleichen Endzustand führt. Von daher ist heute noch kein Kriterium zu sehen, wie die Tuffe zu unterscheiden und den verschiedenen Vulkanbauten zuzuordnen seien.

Zunächst steht überhaupt zu fragen, inwieweit die vorhandenen Tuffe gesichert dem Nohfelder Rhyolithmassiv zuzusprechen sind. So liegt das Vorkommen von Freisen doch schon in einiger Entfernung, sodaß dort auch eine Herkunft aus pfälzischen Rhyolithvulkanen nicht völlig von der Hand zu weisen wäre. Wieweit die Rhyolithe von Düppenweiler und Schmelz überhaupt Tuffe geliefert haben, ist bislang noch völlig ungeklärt. Daß es im Hunsrück Rhyolithvulkanismus gegeben hat, steht fest, wo und wann er stattfand, das ist offen. Auch von daher könnte Material zu erwarten sein.

Von den Tuffen vom Kloppberg bei Kastel einmal abgesehen, halte ich es trotzdem für einigermaßen wahrscheinlich, daß die genannten Vorkommen wirklich dem Nohfelder Rhyolithmassiv zuzuschreiben sind, insbesondere die von Gonesweiler und Selbach. Wirkliche Beweise sind aber erst noch zu führen.

Vorausgesetzt, daß die angesprochenen Tuffe tatsächlich alle zum Nohfelder Rhyolithmassiv gehören, ist zu fragen, welchen Teilmassiven sie zuzusprechen sind. Es ist meine Meinung, daß die Intrusion des Massivs 1, das praktisch keine Lavaströme geliefert hat, auch keine Tuffe gefördert hat. Die langsame Entgasung über eine große Fläche, die schon nachweisbar ist, bevor der Rhyolith die Oberfläche erreicht hat, hat wahrscheinlich eine explosive Tätigkeit verhindert.

Die größte Menge der vorhandenen Tuffe möchte ich den Vulkanbauten der Massive 2/3 und 5 zuschreiben. Darauf weisen schon die vielen Einschlüsse in den Lavaströmen dieser Massive hin, die wahrscheinlich zum größten Teil nichts anderes darstellen als Tuffstücke, die beim Überfließen durch die Lava in den Strom eingearbeitet wurden.

Der Vulkanbau des Leistbergmassivs zeigt gesichert explosive Tätigkeit, somit ist bei ihm auch die Produktion von Tuffen zu erwarten. Sie sollten sich am ehesten anhand eines Gehaltes an Einsprenglingsquarzen erkennen lassen.

Die Tuffe am Kloppberg bei Kastel zeigen Merkmale, die ich an anderen Stellen bislang nicht finden konnte. Es treten zwei verschiedene Typen auf:

- Kristalltuffe
- Glasaschentuffe.

Die Kristalltuffe sind heute grünliche Gesteine, die nur in wenigen Lagen in eine Sand- und Siltsteinfolge eingeschaltet sind. Sie fallen auf durch eine sehr große Zahl von kleinen Höhlungen, die völlig leer sind. Die scharfkantigen Hohlräume lassen häufig noch Verzwilligungen der ursprünglichen xx erkennen, sodaß ehemalige Feldspat-xx nicht zu bezweifeln sind.

Die Glasaschentuffe erscheinen in größerer Mächtigkeit und bieten äußerlich das Bild einer basischen oder intermediären Lava, zumal auch noch größere Blasenräume vereinzelt darin auftreten. Das mikroskopische Bild zeigt dagegen sehr deutlich die ehemaligen Glaspartikel. Das Gestein besteht heute weitgehend aus Kaolinit und Sanidin und nur wenig Quarz. Prinzipiell kann durch K-Zufuhr auch aus einem basischen oder intermediären Magmatit das gleiche Endprodukt entstehen, doch muß der Tuff nach den benachbarten Sedimenten deutlich älter als die untere Eruptivzone sein, mit der nach bisheriger Kenntnis erst der basische Magmatismus beginnt.

Deutung und Zuordnung dieser Tuffe bleiben unsicher.

### 13. Die Tuffe der Prims-Mulde

Innerhalb der Prims-Mulde und noch in einem kleinen Teil des Hunsrückrand-Bruchfeldes treten sehr charakteristische Tuffe zwischen den beiden Eruptivzonen auf. Sie setzen sich immer aus drei Komponenten zusammen:

- Zerstäubtes, wahrscheinlich bereits erstarrtes Rhyolithmaterial, das die braune Grundmasse bildet,
- Ehemalige Glasfladen, heute weichlich und hellrosa (Wechselagerungsmineral),
- Bruchstücke des devonischen oder vordevonischen Untergrundes, der vom Schlot durchschlagen wurde.

Diese Komponenten charakterisieren diese Tuffe eindeutig.

Der Anteil an devonischem oder vordevonischem Material liegt nach ersten Auswertungen von Großproben in der Größenordnung von 4-10 %. Es handelt sich dabei um eine ursprünglich klastische Abfolge, die von konglomeratischen groben Sandsteinen bis zu Silt- und Tonsteinen geht. Die feinkörnigeren Gesteine zeigen deutliche Schieferung und jüngere Quarzklüftchen. Die gesamte Folge tritt sowohl mit grüner wie mit roter Farbe auf, wobei Grün wesentlich häufiger ist.

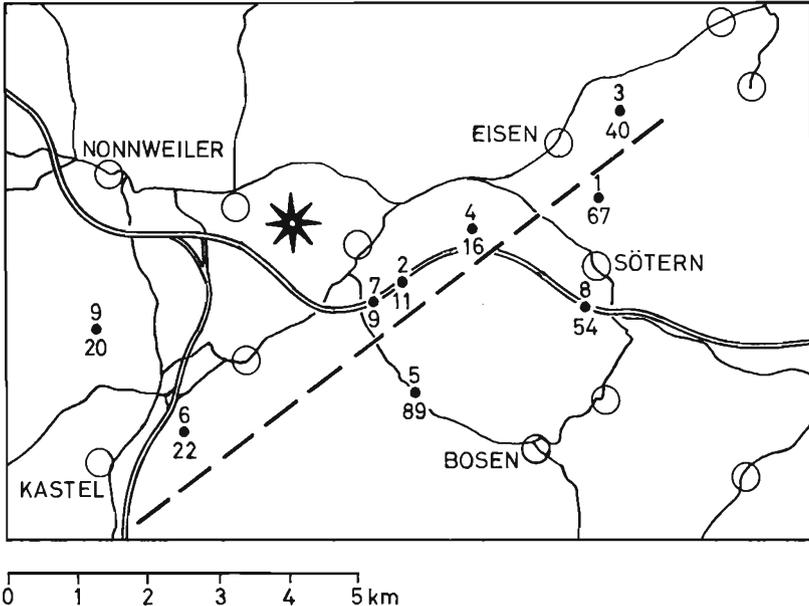


Abb. 10

Übersicht der Probenahmestellen im Bereich der vom Söterberg-Vulkan (Stern) abzuleitenden Rhyolithtuffe der Primsmulde.

Dargestellt ist das Hauptstraßennetz (einfache Linie) und die Autobahn (Doppellinie). Über dem Fundpunkt findet sich die laufende Nummer, darunter der Zahlenwert des Verhältnisses Anzahl der Auswürflinge von 6 bis 50 g : Anzahl der Auswürflinge über 50 g. Gestrichelt ist eine mögliche tektonische Linie, die zwei deutlich zu unterscheidende Bereiche trennt.

Die Größen- bzw. Massenverteilung der Auswürflinge zeigt deutliche Unterschiede nach den verschiedenen Fundorten. Es dürfte keine Einwände dagegen geben, dies auf die Entfernung vom Ausbruchsort zurückzuführen. Es wurden bislang an neun Stellen auf Feldern oder in Straßenbauaufschlüssen systematisch alle über einer Mindestgröße liegenden Auswürflinge aufgesammelt. Die Anzahl der Stücke je Fundplatz liegt zwischen

1000 und 5000. Diese wurden einzeln ausgewogen. Da beim Sammeln automatisch die größeren Stücke bevorzugt werden, wurden im Diagramm Häufigkeit gegen Masse aufgetragen. Die daraus resultierende Kurve steigt beginnend bei der größten Masse zu kleineren Massen hin an, hat dann jedoch ein Maximum und nimmt wieder ab. Das Maximum und das Fallen der Kurve bei kleinen Massen geht ausschließlich darauf zurück, daß die kleinen Auswürflinge nicht entsprechend ihrer Häufigkeit gesammelt werden. Die erhaltene Kurve läßt sich dazu verwenden, einen Bereich zu finden, der vollständig besammelt wurde und daher auch aussagefähig ist. Es lassen sich dann verschiedene Kenngrößen für die jeweiligen Fundplätze bilden und vergleichen.

Gleichgültig welche Kenngröße gewählt wird, ist zunächst eindeutig zu erkennen, daß die höchsten Werte direkt bei Schwarzenbach auftreten. Dies führt zum Schluß, daß als Förderkanal für diese gesamten Tuffe der Söterberg zwischen Schwarzenbach und Otzenhausen angesehen werden muß, der schon von DUIS (1959) als Schlotfüllung erkannt wurde.

Es zeigt sich dann weiter, daß in der Streichrichtung der Prims-Mulde die Kenngrößen sich in Abhängigkeit von der Entfernung weniger verändern, als senkrecht zu ihr. Das führt zur Frage, ob sich hier die Tektonik bemerkbar macht, entweder über eine einengende Tektonik quer zum Streichen oder über eine streichende Verschiebung des südlichen Teils gegenüber dem nördlichen. Die Zahl und Lage der Meßpunkte ist für eine Entscheidung nicht ausreichend.

Für den Fall einer einengenden Tektonik quer zum Streichen ergäbe sich grob eine Verkürzung um etwa 3 km. Dies erscheint nur möglich, wenn eine oder mehrere Überschiebungen angenommen werden. Hinweise darauf können in den Bereichen S des Rothenbergs und im Feckersbachtal bei Sötern gesehen werden. Eine zwingende Deutung als Überschiebung lassen die Aufschlußverhältnisse nicht zu.

Der mit dem Söterbergschlot verknüpfte Vulkanismus ist gekennzeichnet durch das fast völlige Fehlen von Lavaströmen. Zwar ist der ursprüngliche Vulkanbau völlig abgetragen, doch lassen sich in den heute schlotnächsten Aufschlüssen (1,5 km) keine Spuren von Lavaströmen nachweisen. Lediglich in den Fanglomeraten, die über den Rhyolithtuffen folgen, finden sich gelegentlich große Gerölle stark fließtexturierter Rhyolithe, die kaum von den wesentlich älteren Vulkanbauten des Nohfelder Rhyolithmassivs abzuleiten sind. Da diese Fanglomerate auch umgelagerte Rhyolithtuffe enthalten, erachte ich es als möglich, daß diese Gerölle vom Söterberg-Vulkan stammen können.

Es steht dieses Fehlen von Lavaströmen in Einklang damit, daß die Hauptmasse des gefördertten Materials schon weitgehend erstarrt war.

Dieser Vulkanismus ist kaum zu verstehen als das Ergebnis von Explosionen, sondern eher als das Produkt einer lang anhaltenden riesigen Gasförderung, die aus einem tiefreichenden Schlot nebenbei bereits erstarrendes Magma und Nebengestein förderte. Es sprechen mir dafür zwei Punkte:

1. Die gesamte Folge besteht durchgehend aus einer gleichmäßigen Mischung der bereits erwähnten Komponenten.
2. Die Größen der Auswürflinge sind auch in den schlotnächsten Aufschlüssen bescheiden, die maximalen Massen liegen kaum über 300 g. Bei oberflächennahen Sprengungen wären größere Stücke, auch von erstarrten Laven, zu erwarten.

Die gesamte Folge der Tuffe läßt sich deutlich dreiteilen:

1. Die Basis bilden nur wenige Meter mächtige ehemalige Glastuffe, die auf zu Beginn deutlich höhere Temperaturen der Gase schließen lassen. Weitab vom Schlot dürften von diesem Ausbruch nur geringmächtige Feintuffe nachzuweisen sein. Die Basis dieser Tuffe ist immer zersetzt und erscheint meist als weiße, weiche und schmierige Masse. In Schlotnähe sind die höheren Teile unterschiedlich pastellfarben zersetzt.
2. Der zweite Ausbruch wies sicherlich niedrigere Temperaturen auf. Seine Massen sind mächtiger als die des ersten, aber geringer als die des dritten Ausbruches. In Schlotnähe wird dieser Ausbruch durch eine starke Feintufflage nach oben begrenzt ("Grenztuff"). In den entfernteren Aufschlüssen ist die Abgrenzung zum dritten Ausbruch schwieriger. Eventuell ist dort dieser Ausbruch teilweise auch nur in Form von Feintuffbänken entwickelt.
3. Der dritte Ausbruch entspricht völlig dem zweiten, hat aber sehr viel größere Massen gefördert. Bei ihm erreichen gröbere Anteile die größten Transportweiten aller drei Ausbrüche. In den meisten Vorkommen ist vor allem Material von diesem Ausbruch zu finden.

Damit endet der eigentliche Vulkanismus. Es kommt direkt anschließend jedoch noch zu Umlagerungen, an denen nur Tuffmaterial beteiligt ist. Solche umgelagerten Massen (z.B. Forstkopf, Sötern) sind deutlich weicher als die üblicherweise recht harten Massen des 2. und 3. Ausbruches. Es folgen zuletzt Rückstandsbildungen in Form von harten Bänken, die rinnenartig in den Untergrund eingeschnitten sein können und die groben Anteile des Tuffes angereichert enthalten. Direkt darüber beginnt wieder das Auftreten von Quarzitgeröllen. In der Nähe des ehemaligen Vulkanbaus kommt es noch zu zeitweiliger Durchmischung von Rhyolithtuff und sedimentären Anteilen der Fanglomerate. In größerer Entfernung sind die Fanglomerate über den Aufarbeitungsbänken praktisch frei von Tuffmaterial.

#### 14. Der saure Vulkanismus im Hunsrück

In den Fanglomeraten, die die Nebengesteine des Manganerzvorkommens von Krettnich bilden, treten neben den Quarziten, Quarzen und Schiefen auch Gerölle von sauren Eruptiva auf. Da der wohl gesamte Stoffbestand erkennbar aus dem Hunsrück stammt, ist eine Herleitung dieser Gerölle aus einer anderen Transportrichtung (Nohfelder Rhyolithmassiv oder weiter aus dem Süden oder Osten her) sehr unwahrscheinlich.

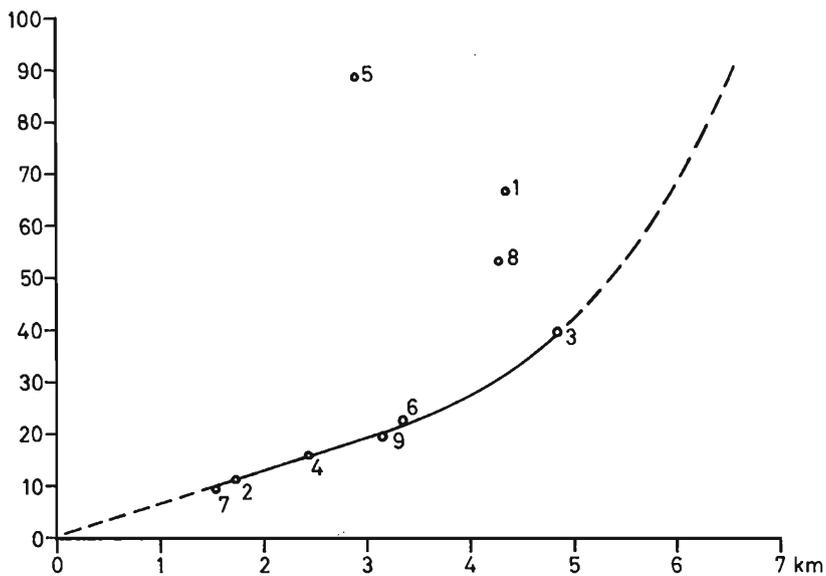
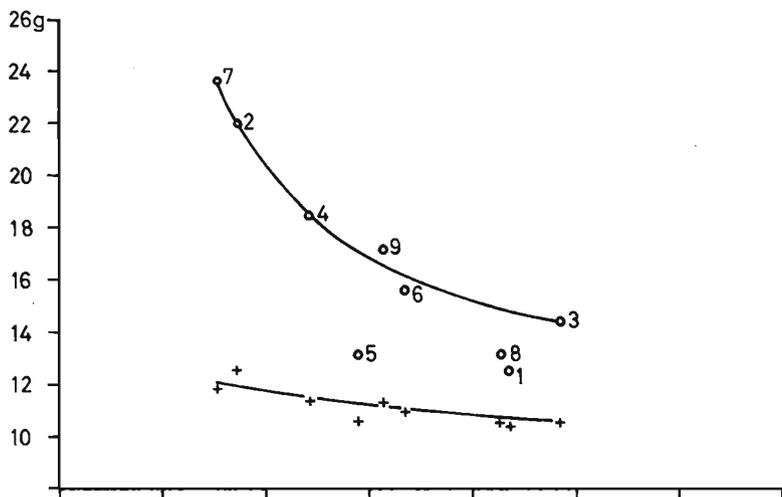
Es handelt sich einmal um Gerölle normaler Laven mit hohem Einsprenglingsgehalt an Feldspat und Quarz. Es ist dies ein Typ, der wohl in den

#### Abb. 11 (nebenstehend)

Obere Hälfte: Durchschnittliche Masse der Auswürflinge von 6 g und mehr (obere Kurve) sowie von 6 - 25 g (untere Kurve), aufgetragen gegen die heutige Entfernung vom Söterberg.

Untere Hälfte: Verhältnis der Anzahl der Auswürflinge von 6 - 50 g : Anzahl der Auswürflinge über 50 g.

Die Zahlen an den darstellenden Punkten entsprechen den Nummern der Fundorte in Abb. 10.



konglomeratischen Sandsteinen der Tholeyer Fazies auch vertreten ist und dort auf Liefergebiete im Süden oder Osten bezogen werden muß. Er tritt jedoch nicht im Nohfelder Rhyolithmassiv auf. Er entspricht dem heute einzig bekannten Rhyolithvorkommen innerhalb des Hunsrücks von Veldenz.

Weiter treten Stücke auf, die feinkörnigeren Ausbildungen der Rhyolithtuffe der Primsmulde entsprechen. Sie enthalten ebenfalls reichlich eingemischtes Schiefermaterial. Sie sind aber sehr stark verfestigt und am ehesten als ignimbritische Massen zu deuten.

Die Herkunft vom Hunsrück erscheint mir gesichert. Fraglich bleibt, ob das Material über eine Entfernung von 35 km von dem bekannten Vorkommen von Veldenz her angeliefert sein kann, oder ob noch andere, unbekannte Ausbruchsorte anzunehmen sind. Für einen oder mehrere näher liegende Ausbruchsorte spricht das häufige Auftreten auch von rotbraunen Schiefen, deren Vorkommen weitgehend an den Südrand des heutigen Hunsrücks gebunden ist.

Nach der Häufigkeit dieses Rhyolithmaterials in den Fanglomeraten von Krettnich kann dieser Vulkanismus keineswegs unbedeutend gewesen sein.

#### 15. Die Altersverhältnisse des Rhyolithvulkanismus

Am ältesten sind die Vulkane 2 - 6 des Nohfeldener Rhyolithmassivs. Ihre Laven und Tuffe verzahnen sich eindeutig mit typischen Gesteinen der Tholeyer Fazies und sitzen teilweise auf solchen der Lebacher Fazies auf. Nach heutiger Nomenklatur gehören sie damit in die Freisener Schichten.

Nach dem Chemismus und anderen Kriterien ließen sich verschiedene Alter der einzelnen Vulkane vermuten, beweisbar ist jedoch bislang nichts.

Deutlich jünger ist sodann der Nachweis der Intrusionsmasse (Massiv 1) anhand seiner Abtragungsprodukte. Das Rhyolithfanglomerat erscheint kurz vor der unteren Eruptivzone und verzahnt sich noch etwas mit ihr. Dokumentiert wird jedoch durch das Fanglomerat lediglich die beginnende Abtragung der bis in Oberflächenniveau gelangten Intrusivmasse. Nachdem diese die Oberfläche bereits in einem teilweise kristallinen Zustand erreicht hat, ist der Aufstieg sicherlich langsam erfolgt. Damit steht der Beginn der Intrusion völlig offen.

Das jüngste Ereignis stellen die Rhyolithtuffe der Prims-Mulde dar. Nach dem Ende der unteren Eruptivzone folgen noch Silt- und Sandsteine, zum Teil mit Führung von sehr groben Quarzitzeröllen. Diese Sedimentation wird durch den Ausbruch der Tuffe lediglich kurzzeitig unterbrochen und setzt sich nach dem Ausbruch sofort wieder fort bis zum Beginn der oberen Eruptivzone.

Eine Datierung an Einsprenglingsbiotiten aus Massiv 1 kommt zu einem Alter von 278 Mio Jahren (Orliac und Schäfer 1969). Damit hätte der Kristallisationsprozeß dieses Magmas bereits grob an der Wende Karbon/Perm geendet.

#### 16. Mineralisationen der Rhyolithe

Es ist auffallend, daß die Rhyolithe im Vergleich zu ihrer Umgebung sehr arm an Mineralisationen sind. Es lassen sich dafür zwei Argumente heranziehen:

1. Die Konsolidierung der Nohfelder Masse durch die Rhyolithe, insbesondere, was das Massiv 1 angeht, macht diesen Bereich gegenüber späterer Tektonik stabil.
2. Der Chemismus und die Mineralzusammensetzung der Rhyolithe bieten wenig Ansatzpunkte zu Zersetzungsvorgängen und Reaktionen mit durchwandernden Lösungen.

Achate wurden bislang nur beobachtet im Bereich des Leistberg-Massivs (Teufelskanzel, Steinbrüche Huppert und Bier, in den beiden letzteren jedoch nur in geringem Maße).

Karbonate (Calcit und Dolomit) treten etwas häufiger auf, doch fast immer nur in sehr geringen Mengen. Am bedeutendsten ist bislang noch das Vorkommen eines Dolomittrums innerhalb eines Feinsandsteins in der Grube Haumbach (bereits von D. JUNG 1960 erwähnt), neben dem noch ehemalige Opalkonkretionen auftreten.

Geringe Kupfermineralisationen (Chalkosin) sind aus dem Steinbruch Bier am Leistberg zu nennen, dort neben vergleichsweise häufig auftretendem Baryt.

Uranmineralisationen sind von wenigen Stellen nachgewiesen zusammen mit deutlicher Arsenführung. Auch wenn das Vorkommen am Bühlkopf dabei zum Abbau gekommen ist, sind die absoluten Mengen der Mineralisationen doch sehr gering.

Zum Vergleich sei darauf verwiesen, daß fast alle sonstigen Rhyolithvorkommen des Saar-, Nahe- und Pfalz-Gebietes mit früher interessanten Mineralisationen verknüpft sind.

#### 17. Die Achatvorkommen an der Teufelskanzel (Leistberg-Massiv)

Die Bildung der Achate setzt neben den entsprechenden chemischen und physikalischen Bedingungen immer Hohlräume voraus. Diese sind üblicherweise Blasen in magmatischen Gesteinen, Klüfte oder Hohlräume, die erst durch die Verdrängung von Karbonaten geschaffen werden.

Beim Vorkommen an der Teufelskanzel liegt das eigentliche Problem in der Entstehung der ungewöhnlichen Hohlräume, die mit der Achatgenese selbst nichts zu tun hat.

Im Idealfall erschiene ein typischer Achat als eine Gesteinskugel, die einen inneren Hohlraum besitzt, der als ein System von Rissen zu verstehen ist. Die Risse sind im Kern am breitesten und enden schmal an der Außenfläche der Kugel. Ein solches Rißsystem zerlegt die Kugel in Einzelstücke, wie sie auch bei Druckbeanspruchung eines Würfels bei Materialprüfungen entstehen würden (sechs vierzählige Pyramiden mit jeweils einer Würfelfläche als Basis).

Dieser Idealtyp ist unter der Bezeichnung "Thunder-Egg" in sauren Vulkaniten weitverbreitet. In dieser Ausbildung als Kugeln mit entsprechenden Hohlräumen findet er sich am Leistberg nur in Größen von mm bis maximal 2 cm unweit der Teufelskanzel, jedoch ohne Achatfüllung.

Im Bereich der Teufelskanzel treten analoge Rißbildungen eher in flachen, fladenförmigen Rhyolithmassen auf. Eine Grabung, die mit Hilfe der Gemeinde Oberthal durchgeführt werden konnte, zeigte, daß es sich vermutlich um Auswurfsmassen eines nahen Schlotes handelt, die sowohl als flüssiges Material (Fladen), wie fest (Block) neben Feinkorn angeliefert wurden. Es liegt kein Lavastrom vor (keine geregelten Fließtexturen; feingebändertes Material, das auch Risse enthält, könnte Tuffe

darstellen). Die typischen Risse finden sich in den ehemals noch flüssigen Massen, also in den fladenförmigen Schichten oder auch in der Schmelzrinde eines bereits festen Blockes, eventuell auch in verfestigten Tuffen.

Ich zweifle nicht daran, daß die Rißbildung direkt die Folge eines Gasdrucks innerhalb des Gesteins ist. Dabei sind zeitlich zwei Möglichkeiten denkbar, entweder direkt beim Aufschlag oder zu einem späteren Zeitpunkt.

Eine Rißbildung direkt beim Aufschlag ist nur vorstellbar, wenn das Material schon nicht mehr vollständig flüssig war. In einem solchen Falle würde eine Entgasung jedoch eher zu einem Aufschäumen führen. Sehr großflächige, flache Fladen, die die Unterlage abformen, müssen aber noch flüssig gewesen sein.

So verschiebt sich das Problem wohl zu einer Bildung in bereits festem Zustand. Als bestes Modell erschien mir hier zunächst die Bindung von Gasen ( $H_2O$ ) in einer ursprünglichen Glasmasse. Eine spätere Entglasung könnte zum Freiwerden der Gase und damit zu hohen Gasdrücken im Innern führen. Zu denken wäre etwa an längere Verweilzeiten bei höheren Temperaturen, die zu einer Entglasung führen könnten, eventuell unterstützt durch mechanische Druck- und Zugspannungen innerhalb des Gesteinsverbandes. Erkennbare Umwandlungserscheinungen sind auf die direkte Umgebung der Risse begrenzt.

Es gibt weiter ein jüngerer System aus glatten, schmalen Rissen, das rein tektonischer Natur ist. Es ist ebenfalls älter als die Achatbildung.

#### 18. Die keramischen Rohstoffvorkommen

Bereits 1767 wird die erste Gewinnung von Zersetzungsprodukten des Rhyoliths zur Herstellung von Porzellan erwähnt. Solch hohen Ansprüchen, wie für die Porzellanherstellung notwendig, können aber nur ausgedehnteste Partien genügen. Der im Laufe der Zeit immer umfangreicher gewordene Abbau hat letztlich nur Rohmaterial für vergleichsweise einfache Keramik geliefert.

Bei den unter der technischen Bezeichnung "Feldspat" verkauften Massen handelt es sich immer um Zersetzungsprodukte des Rhyoliths. Dieser stellt grob ein Gestein aus drei Komponenten, nämlich Sanidin, Plagioklas und Quarz dar. Von diesen sind Quarz und Sanidin meist völlig beständig, während der Plagioklas leicht zersetzt wird.

#### Abb. 12 (nebenstehend)

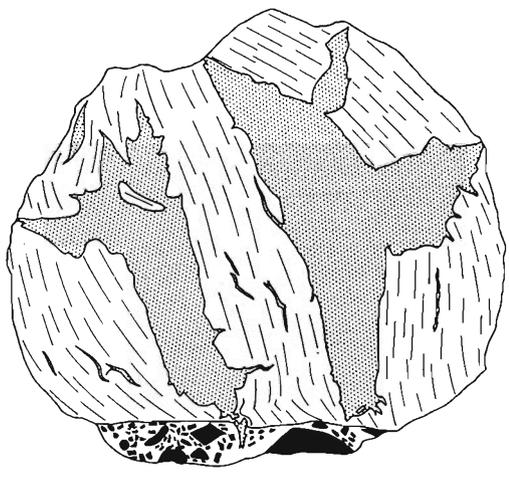
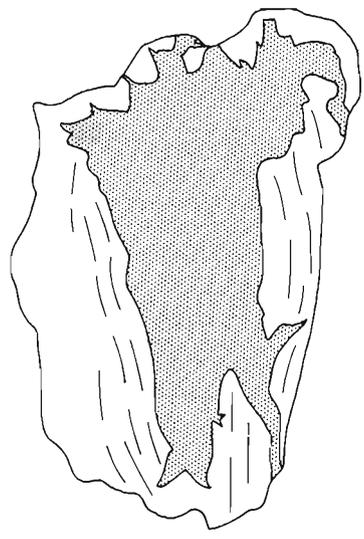
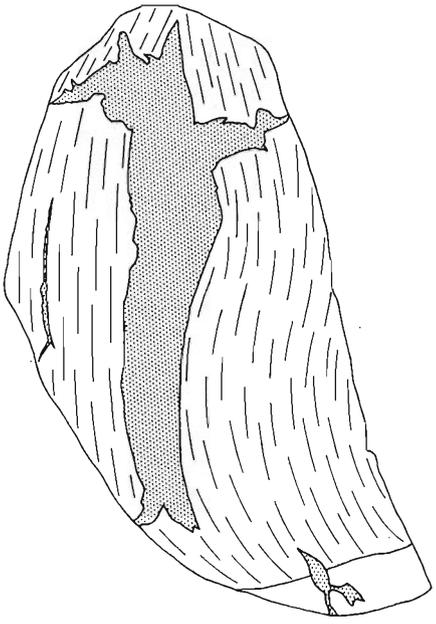
Achate von der Teufelskanzel

Punktraster = Achat

Striche = schwache Textur des Rhyoliths

Die Zeichnungen entstanden bereits vor mehreren Jahren unter bestimmten genetischen Vorstellungen, sind dennoch aber für den größten Teil der Achate durchaus typisch. Die senkrechte Stellung der angedeuteten Textur in der Zeichnung entspricht nicht oder allenfalls selten der Natur.

Die Zeichnungen sind hinsichtlich der ehemaligen Hohlraumgrenzen nicht idealisiert.



Der Normalfall der Zersetzung ist es, daß wahrscheinlich ein großer Teil der Plagioklassubstanz abgeführt wird, gegebenenfalls ein Teil in Form von Kaolinit zurückbleibt (eine starke Illitbildung, wie von A. ZWETSCH & D. JUNG (1956) beschrieben, erscheint mir nicht gegeben). Dadurch wird der Sanidingehalt relativ im Restgestein erhöht. Gleichzeitig kommt es zur weitgehenden Abfuhr von Eisen, somit zur Bleichung. Das stellt den Idealfall der keramischen Rohmassen dar.

Diese Zersetzung ist vergleichsweise alt. Sie ist an meist enge Zonen gebunden, die zumindest teilweise mit dem Zusammenbruch der Intrusionsmasse zusammenhängen können. Ein direkter Zusammenhang mit den Nachwirkungen des Vulkanismus ist möglich, aber nicht gesichert.

Ein anderer Zersetzungsmechanismus der Plagioklase führt zur Bildung von Wechsellagerungsmineralien, Smektiten oder Allophan. Hierbei kommt es allenfalls zu teilweiser Stoffabfuhr. Solche Zersetzungsprodukte sind gekennzeichnet durch noch hohe Na-Gehalte. Das Eisen kann mit der Oxidationszahl +2 in die genannten Phasen eingebaut sein. Die Gesteine sehen dann zwar auch hell aus, besitzen aber dennoch deutliche Fe-Gehalte. Solche Gesteine sind von schlechter Qualität für die keramische Industrie. Dieser Zersetzungsmechanismus gilt mit Sicherheit für die junge Zersetzung normaler Rhyolithe. Es bleibt offen, wieweit sich diese Zersetzung neben der erstgenannten ausgewirkt haben mag, soweit der notwendige starke Lösungsdurchfluß nicht gegeben war.

Mit der relativen Anreicherung des Sanidins durch die Zersetzung des Plagioklas nicht zu erklären ist das bei Gudesweiler gewonnene Material, das auch zur Glasfabrikation benutzt wird. Der normale Zersetzungs-gang führt zwar zu einem Anwachsen des Sanidingehaltes, verringert aber den Gesamtfeldspatgehalt. Im Falle des Gesteins vom Steinbruch Huppert liegt jedoch der Sanidingehalt noch höher als der im Bereich des Leistberg-Massivs sonst normale Gesamtfeldspatgehalt.

Die Gesteine dieses Bruches entsprechen in ihrer Ausbildung vollkommen denen, die sonst im gesamten Leistberg-Massiv anzutreffen sind. Es erscheint mir völlig ausgeschlossen, bereits bei der Eruption einen völlig anderen Chemismus anzunehmen. Es spricht vieles dafür, das Gestein ursprünglich als Ignimbrit anzusprechen, wobei ich damit rechnen möchte, daß ein großer Teil der Schmelze dabei nicht mehr zum Auskristallisieren kam, sondern als Glas erstarrte. Es müßte dann von durchwandernden Lösungen eine Zersetzung der Glasphase bewirkt worden sein, die einmal zur Abfuhr des Natriums zum andern aber zu einer Neubildung von Kaliumfeldspat führte, auf Kosten von Glasphase (und damit auch von potentiell Quarz). Ein Transport des Kaliums kann damit in Teilen des Rhyoliths zu höheren K-Gehalten als im Ausgangsgestein führen.

Für eine solche sekundäre Bildung von Kaliumfeldspat spricht das Röntgendiagramm, das zwar grob dem Sanidin entspricht, aber merklich unschärfer ist. Weiter besitzen die Einsprenglingsquarze, die normal völlig glatt sind, raue Oberflächen und lösen sich nur sehr schlecht von ihrer Umhüllung.

Ähnlich schlechte Diffraktogramme von "Sanidin" können auch in Tuffen auftreten, was auf analoge Zersetzungserscheinungen hindeuten würde.

### 19. Danksagung

Eine größere Anzahl von Analysen verdanke ich Herrn H. HEMMER, Hostenbach, ebenso die Aufbereitung von Schwermineralproben. Die Verrechnung von Vollanalysen führte Herr Dr. A. MIHM, Saarbrücken durch, der mir auch immer gerne für die Diskussion auftretender Fragen zur Verfügung

stand. Ihnen bin ich zu Dank verpflichtet, ebenso wie Frau VOLLMER und Herrn G. DIEHL von der Firma Birkenfelder Feldspatwerke, die mir nicht nur den Zutritt zu ihrer Anlage gestatteten, sondern auch Werksanalysen überließen.

Die Grabung an der Teufelskanzel erfolgte durch die Gemeinde Oberthal. Dafür bedanke ich mich beim Gemeinderat sowie bei Herrn Bürgermeister KORZILIUS.

Die Arbeit wurde ermöglicht durch Sachmittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

#### Literaturverzeichnis

- DUIS, Hans Diederich (1959): Zur Geologie der nordöstlichen Primsmulde - Dissertation, Mainz 1959
- DUIS, Hans Diederich (1978): Ein Blick in die Erdgeschichte. Die Geologie der Umgebung von Bosen - 1000 Jahre Bosen, S.19-38, Bosen 1978
- GREBE, H., A. LEPLA & F. ROLLE: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Blatt Nohfelden, Berlin 1894
- HELLMERS, Johann Heinrich (1930): Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebiets - Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanstalt für 1929, Bd.50, S.751-795, Berlin 1930
- JUNG, Dieter (1960): Ein Pechsteinnachschub in den Felsitporphyr von Nohfelden und seine Beziehungen zu den benachbarten Gesteinen - Annales Universitatis Saraviensis, VIII (1959), 3/4, S.141-160, Saarbrücken 1960
- JUNG, Dieter (1970): Permische Vulkanite im SW-Teil des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes - Der Aufschluss, Sonderheft 19 "Idar-Oberstein", S.185-201, Heidelberg 1970
- LEPLA, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz - Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanstalt für 1924, Bd.45, S.1-88 (Sonderdruck), Berlin 1924
- MÜLLER, Gerhard (1975): Ein Lavastrom am Leistberg - Bergbau PSL, Mineralogie, Nr.8, S.67-82, Scheidt 1975
- MÜLLER, Gerhard (1976): Probleme des Nohfeldener Rhyolithmassivs, Bergbau PSL, Mineralogie, Nr.12, S.101-120, Scheidt 1976
- ORLIAC, Jacques & Karlheinz Schäfer: Das Rubidium-Strontium-Alter unterpermischer Rhyolithe des Saar-Nahe-Gebiets - Neues Jahrbuch Geologie u. Paläont., Mh.(1969), H.4, S.246-252, Stuttgart 1969
- ROSENBERGER, Wilfried: Beschreibung rheinland-pfälzischer Bergamtsbezirke, Band III Bergamtsbezirk Bad Kreuznach - Bad Marienberg 1971
- SCHRÖDER, Eckart: Vulkanismus und Rotliegendgliederung im Saar-Nahe-Bergland - Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft (1951), Bd.103, S.253-263, Hannover 1952
- ZWETSCH, Artur & Dieter JUNG (1956): Untersuchungen an Birkenfelder Feldspat - Tonindustrie-Zeitung und Keramische Rundschau, 80, S.65-96 und 104-112, 1956

Anschrift des Verfassers:

Dr. Gerhard Müller, Im Flürchen 7, 6601 Saarbrücken-Scheidt

## Anmerkungen zu dieser Arbeit.

Das Nohfelder Rhyolith-Massiv wurde über sehr lange Zeit als eine genetische Einheit angesehen. Die Arbeit des Verfassers war 1982 die erste, die eine klare Gliederung aufzeigte. Parallel dazu führte die geochemische Arbeit von ARIKAS (1986) zu einem ähnlichen Ergebnis.

Beide Arbeiten ergänzen sich; die Details der vorstehenden Arbeit sind auch heute noch von Bedeutung.

Der Verfasser möchte kleine **Korrekturen** anbringen:

Der aus Schwermineralanalysen von Bachsedimenten erwähnte **Diopsid/Augit** (S.75), gehört nicht zum Mineralbestand des Rhyoliths, so wie es für den Granat durchaus gilt. Er ist eher als Augit der Eifel-Assoziation anzusehen. Eine weniger wahrscheinliche Herkunft wäre aus basischen Rotliegend-Vulkaniten.

Der Begriff **Primsmulde** wurde im Laufe der Zeit für sehr verschiedene tektonische Strukturen verwendet. Er wird heute allgemein benutzt für die Einheit aus dem Abfall der Saarbrücker Kulmination nach NW und dem steilen Anstieg im Bereich gegen Düppenweiler hin mit der tiefsten Absenkung grob im Verlauf der Prims.

Der S.69 und 85 verwendete Begriff Primsmulde geht fälschlich darauf zurück, dass man diese tektonische Einheit als eine Fortsetzung der erwähnten Primsmulde angesehen hat, was aber nicht zutrifft. Der Verfasser spricht daher bei dieser andersgearteten tektonischen Einheit heute von der **Primsstruktur**, bezeichnet die Rhyolithtuffe des "Söterberg-Vulkans" daher entsprechend als **Rhyolithtuffe der Primsstruktur**.

Im Kapitel "Der saure Vulkanismus im Hunsrück" (S.88-89) wurden Rhyolith-Gerölle in den Waderner Fanglomeraten auf eine primäre Herkunft aus dem Hunsrück bezogen. Der Verfasser sieht das heute anders.

Im Laufe des Unterrotliegenden und noch des beginnenden Oberrotliegenden griff die Sedimentation immer weiter auf den Hunsrück über und lagerte dort auch die Gesteine ab, um die es geht. Nach Ende des Vulkanismus kam es zu einer großen Reliefumkehr; die vorher abgelagerten Sedimente wurden abgesehen von kleineren Bereichen vom Hunsrück wieder abtransportiert und landeten in den Waderner Schuttmassen. Die in den Waderner Fanglomeraten vorliegenden Gerölle von sauren Magmatiten dürften mit solchen aus den Konglomeraten der Freisener Fazies einen gemeinsamen Ursprung haben.

Gerhard Müller.