

„Zur minerogenetischen Bedeutung der Gesteinsgläser des
Magmatismus des Subsequenzstadiums im sächsischen Raum“

Von der Fakultät für Mathematik und
Naturwissenschaften des wissenschaft-
lichen Rates der Bergakademie Freiberg
genehmigten Dissertation zur Erlangung
des Grades eines Doktors des Wissen-
schaftszweiges

(Dr. rer. nat.)

vorgelegt von: Frieder Jentsch
geboren am: 12. September 1947 in Chemnitz
eingereicht am: 8. Dezember 1978
verteidigt am: 28. September 1979

<u>Inhaltsverzeichnis</u>	<u>Seite</u>
1. Einführung	1
2. Zur geotektonischen Position der Magmatite der Subsequenzperiode im Untersuchungsgebiet	5
3. Petrographie und Geochemie der untersuchten Magmatite	15
3.1. Nomenklatorische Einstufung der Gesteine	15
3.2. Verbreitung, Lagerungsverhältnisse und makroskopische Charakteristik der glasigen Effusiva	19
3.3. Mikroskopische Untersuchungen	34
3.3.1. Mineralbestand und Gefüge	34
3.3.1.1. Gesteinsansprache nach Phänokristenbestand	34
3.3.1.2. Phänokristen und Xenokristalle	36
3.3.1.3. Grundmasse	44
3.3.2. Mineralbildungen und Umbildungen	49
3.4. Geochemisch-petrochemische Untersuchungen	51
3.4.1. Methodik der petrochemischen Analyse und Überblick über die Darstellungsmethodik	51
3.4.2. Petrochemische Charakteristik der untersuchten Gesteine	52
3.4.2.1. Makrochemismus	52
3.4.2.2. Mikrochemismus	65
3.5. Diskriminanz- und Clusteranalyse	70
3.6. Isotopenverhältnisse des Sauerstoffs	80
4. Die Rhyolithkugeln und ihre Problematik	82
4.1. Problemstellung und Festlegung des Untersuchungsgegenstandes	82
4.2. Klassifikation und Bau der Rhyolithkugeln	86
4.3. Verbreitung der Rhyolithkugeln im Untersuchungsgebiet	94
4.4. Statistische Untersuchungen an Rhyolithkugeln	99
4.4.1. Methodik und Probenauswahl	99
4.4.2. Beziehungen zwischen Kugelhülle und Kern	102
4.5. Mikroskopische Charakteristik der Rhyolithkugeln	107
4.6. Chemismus der Rhyolithkugeln und Vergleich mit umgebenden Gesteinsteilen	110

II

5.	Zur minerogenetischen Bedeutung von Wasser, Fluor und anderen Volatilen in den untersuchten Gesteinen	113
6.	Minerogenetische Faktoren und Indikatoren	120
6.1.	Vorbemerkung	120
6.2.	Minerogenetische Faktoren der Glasbildung	120
6.3.	Minerogenetische Indikatoren für Glaskörper	122
6.4.	Minerogenetische Faktoren einiger magmatogener Mineralisationen	123
6.5.	Minerogenetische Indikatoren magmatogener Mineralisationen des Subsequenzstadiums	124
6.6.	Einige Konsequenzen für die minerogenetische Rayonierung	126
7.	Vulkanische Gläser des Subsequenzstadiums und ihre Bedeutung als Rohstoff	130
8.	Zusammenfassung	133
9.	Literaturverzeichnis	135

Danksagung

Für die Überlassung des Themas, für die stetige Betreuung und die Hilfe bei der Bearbeitung möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. habil. Baumann, sehr herzlich danken.

Besonderen Dank schulde ich den Herren Prof. Dr. habil. Rösler (Bergakademie Freiberg), Doz. Dr. habil. Tischendorf (ZGI Berlin) und Dr. Leeder (Bergakademie Freiberg) für fruchtbringende Diskussionen, die den Fortgang der Arbeiten förderten.

Weiterhin bin ich für die Hinweise und Ratschläge den Herren Prof. Dr. Pfeiffer (Bergakademie Freiberg), Dr. Benek (AdW Berlin) und Geol.-Ing. Urban (Museum für Naturkunde Karl-Marx-Stadt) dankbar.

Zu Dank verpflichtet bin ich Herrn Dr. Schrön und Herrn Dr. Klemm, unter deren Leitung mikro- und makrochemische Analysen in den Laboratorien der Sektion Geowissenschaften an der Bergakademie Freiberg angefertigt wurden.

Herr Dr. Röllig (ZGI Berlin) stellte mir dankenswerterweise Analysendaten zur Auswertung zur Verfügung und unterstützte mich bei der Realisierung und Auswertung von Berechnungen mittels EDV.

Besonders danken möchte ich dem Kollektiv des Schleiflabors der Sektion Geowissenschaften an der Bergakademie, das mich mit der Herstellung von Dünn- und Anschliffen unterstützte. Die schreibtechnische und zeichnerische Fertigstellung erledigten in dankenswerter Weise die Kolleginnen des Schreibbüros und der Zeichner der Sektion Geowissenschaften.

Auch allen denen sei an dieser Stelle gedankt, die mittelbar am Gelingen dieser Arbeit beitrugen.

1. Einführung

Auf dem Territorium der Deutschen Demokratischen Republik liegen die bedeutendsten Vorkommen von vulkanischen Gläsern der variszischen Subsequenzperiode in Mitteleuropa. Angeregt von diesem Sachverhalt und der Tendenz, vulkanische Gläser in vielen Ländern der Welt in zunehmendem Maße in der Glas-, Keramik- und Bauindustrie als Rohstoff zu verwenden, erfolgte ihre Bearbeitung unter minerogenetischen Aspekten.

Der IX. Parteitag der Sozialistischen Einheitspartei Deutschlands hat in seiner Direktive zum Fünfjahrplan die Erkundung und Nutzung unserer einheimischen Rohstoffe als ein erstrangiges Anliegen herausgehoben. Darin eingeschlossen sind sowohl die Erforschung neuer Rohstoffe als auch eine kritische Durchsicht früher verwendeter Materialien unter dem Gesichtspunkt ihres Einsatzes unter gegenwärtigen Bedingungen.

Die Bearbeitung der vulkanischen Gläser der Subsequenzperiode (Pechsteine, Vitrophyre u.a.) stellt ein Fallbeispiel der Speziellen Minerogenie dar. Ausgangspunkt für die in der vorliegenden Arbeit behandelten minerogenetischen Themenstellung war die Erkenntnis über eine gesetzmäßige Verbreitung dieser Gesteinstypen im sächsischen Raum westlich der Elbe. Es wurde festgestellt, daß die Gläser innerhalb der vielfältigen und weit verbreiteten Vorkommen von variszischen Subsequentiten in Mitteleuropa lediglich auf einen dem Erzgebirge im Norden vorgelagerten streifenförmigen Bereich beschränkt sind.

Die vulkanischen Gläser sind im petrochemischen Sinne keine eigenständigen Gesteinstypen. Sie sind durch die Ausbildung einer glasigen Grundmasse, die eng mit dem Bildungsmilieu der Vulkanite im Zusammenhang steht, gekennzeichnet. Daraus erklärt sich, daß der genannte Verbreitungsbereich im minerogenetischen Sinne eine Sonderstellung einnimmt.

Diese Sonderstellung wird durch eine Reihe anderer minerogenetisch bedeutsamer Erscheinungen unterstrichen, wie beispielsweise eine räumliche Verknüpfung der Gläser mit Vorkommen bestimmter Mineralisationen.

In der vorliegenden Arbeit werden vor allem folgende Problemkreise näher behandelt:

- Darstellung der Verbreitung vulkanischer Gläser der Subsequenzperiode und daraus abzuleitende Gesetzmäßigkeiten
- Petrographische und geochemische Charakteristik dieser Gesteine, insbesondere auch die Beschreibung intramagmatischer Bildungen
- Genetische Betrachtungen zur Rolle von Fluida in der Schmelze und Schlußfolgerungen bezüglich auftretender postmagmatischer Mineralisationen
- Charakteristik der vulkanischen Gläser als Rohstoff aus der Sicht historischer Erfahrungen.

Die minerogenetische Beurteilung der vulkanischen Gläser unterscheidet sich von einer monographischen Bearbeitung insofern, da nur die Probleme behandelt werden, die für die Darstellung des minerogenetischen Zusammenhanges erforderlich sind. Außerdem wird der Bezug zu Bildungen gesucht, die mit den glasigen Gesteinen in direkter oder indirekter genetischer Verbindung stehen bzw. stehen können. Auf Grund ihrer minerogenetischen Bedeutung nehmen die magmatisch gebildeten Rhyolithkugeln in vorliegendem Bericht einen besonderen Raum ein. Die Mineralisationen des variszischen Mineralisationszyklus werden unter dem Aspekt einer genetischen Bindung an den Magmatismus der Subsequenzperiode betrachtet. Aus diesem Sachverhalt ergibt sich ein weiterer Schwerpunkt, in dem die Stellung der vulkanischen Gläser als Indikatoren für minerogenetisch bedeutsame Prozesse betrachtet wird.

Das Untersuchungsgebiet i.e.S. ergibt sich aus der Verbreitung von sauren bis intermediären Subsequenzmagmatiten mit hyaliner Grundmasse. Diese Gesteine treten nicht ausschließlich auf, sondern sind mit anderen, oft auch vollständig kristallisierten Typen verknüpft. Es handelt sich um den Raum, der durch die Städtelinie Zwickau, Altenburg, Bad Lausick, Leisnig, Meißen, Dresden und Karl-Marx-Stadt gebildet wird.

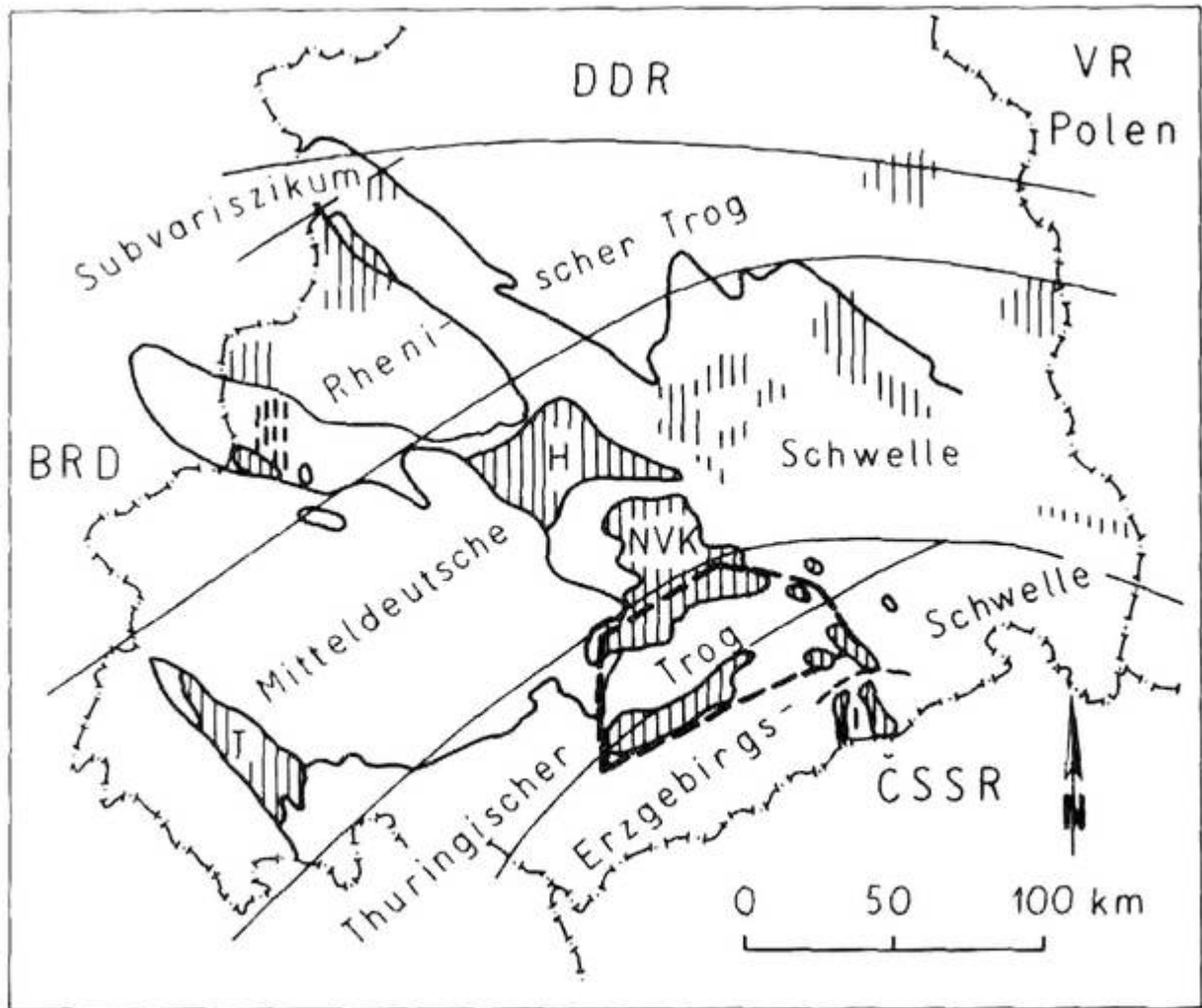


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im zur DDR gehörenden Teil des variszischen Orogens (nach SCHWAB, 1970)

- 1 - Konturen der saxonischen Hochschollen;
- 2 - Grenzen der orogenen Einheiten;
- 3 - Vulkanitgänge;
- 4 - Verbreitungsgebiete der subsequenten Vulkanite;
- 5 - Verbreitungsgebiet subsequenter vulkanischer Gläser (Untersuchungsgebiet)

Außerhalb dieses Gebietes sind in der DDR bisher keine Gläser (Pechsteine, Perlite u.a.) bekannt geworden. Die Subsequentite mit kristallisierter Grundmasse dagegen haben eine weitaus größere Bedeutung in der geförderten Menge und in der Verbreitung (BUSCH & KIRJUCHIN 1972; EIGENFELD & SCHWAB 1974).

Wenn auch die Vorkommen vulkanischer Gläser im sächsischen Raum im Vergleich zu den meso- und känozoischen Perlitlagerstätten im Weltmaßstab sehr klein sind, hat insbesondere der Pechstein von Meißen-Garsebach in der Vergangenheit als Rohstoff zur Herstellung von Farbglas größere Bedeutung erlangt. Gegenwärtig werden die vulkanischen Gläser des Untersuchungsgebietes nicht mehr genutzt. In einem Abschnitt in der vorliegenden Arbeit werden sowohl die historischen Erfahrungen in der Verwendung von Pechstein als auch die Gründe für die Einstellung der Nutzung aufgezeigt.

2. Zur geotektonischen Position der Magmatite der Subsequenzperiode im Untersuchungsgebiet

Die Stellung des subsequenter Magmatismus wurde in den letzten Jahren mit Erkenntnissen aus dem Bereich der neuen Globaltektonik wesentlich erweitert. Dadurch wurde es auch notwendig, seine minerogenetische Bedeutung neu zu durchdenken.

Der Begriff „subsequenter Magmatismus“ ist historisch geprägt worden und gewachsen. Er wird im gegenwärtigen Sprachgebrauch der Geowissenschaften in einer erweiterten und den modernen Anforderungen entsprechenden präzisierten Form gebraucht.

STILLE (1950) entwickelte, aufbauend auf dem Modell der geotektonischen Zyklengliederung, seine Vorstellungen über den von ihm bezeichneten „subsequenten“ Magmatismus, den er

- sialisch
- überwiegend vulkanisch, aber auch echt plutonisch
- nach der alpinotypen Hauptorogenese eintretend und
- der Oberkruste entstammend

charakterisierte und den er als ein typisches Merkmal einer „quasikratonen“ Entwicklungsetappe der Erdkruste zwischen orogener Faltung und Tafelstadium darstellte. Für das variszische Gebirge im mitteleuropäischen Raum einschließlich des Untersuchungsgebietes umfaßt diese Etappe den Zeitraum von Oberkarbon bis Oberperm, die weitgehend dem Molassestadium im heutigen Sinne entspricht. Auch wenn bereits STILLE die Ähnlichkeit in der stofflichen Zusammensetzung zwischen Plutonismus und Vulkanismus der Subsequenzperiode erkannt hatte, nahm er doch für beide strukturelle Erscheinungsformen eine zeitliche Eigenständigkeit an, die auf unterschiedliche Bildungsbedingungen im magmatischen Geschehen zurückgeführt wurde. Nach seiner Meinung existierte eine unmittelbare Aufeinanderfolge des „subsequenten Vulkanismus“ auf den sialischen Plutonismus der Hauptfaltungsphase.

Der zeitlichen Aufeinanderfolge von intrusivem und extrusivem Magmatismus widersprachen BEDERKE (1948, 1959) und WEYL (1948, 1967), die auf eine enge zeitliche und genetische Verknüpfung beider Strukturtypen verwiesen.

Im Südteil der DDR sind der späte Plutonismus und der subsequente Vulkanismus in ihrer räumlichen Anordnung und ihrem zeitlichen Auftreten strukturell bedingt, wobei entsprechende Strukturelemente verschiedener Größenordnung auf epirogenetische sowie tektogenetische Vorgänge zurückgehen können (BENEK u.a. 1973). Es wurde festgestellt, daß innerhalb der Einheiten des variszischen Orogens in Mitteleuropa der Magmatismus von SE nach NW gleichgerichtet mit der Faltungswelle zeitlich versetzt einsetzt (GALLWITZ 1959, SCHWAB 1979). Dies erfolgte im Bereich

- der Erzgebirgsschwelle im Westfal B/C
- des Thüringischen Troges im Autun (?)
- der Mitteldeutschen Schwelle im Dinant
- des Rheinischen Troges im Autun.

Speziell im Rahmen des in dieser Arbeit betrachteten Raumes ergibt sich ein analoges Bild, wobei im Gebiet

- des Flöhaer Beckens im Westfal B/C
- des Erzgebirgischen Beckens im Westfal D
- des Tharandter Waldes an der Grenze Karbon/Perm (?)
- von Nordwestsachsen im Autun und im Raum
- des Meißener Porphyrgbietes im Stefan (?)

der subsequente Vulkanismus einsetzt (PIETZSCH 1959, 1963).

Der Magmatismus der Subsequenzperiode wird in Mitteleuropa sehr stark durch den Bauplan des variszischen Orogens bestimmt, wobei Zeitdauer und Aktivität in ursächlicher Beziehung stehen. Nach BENEK u.a. (1973) handelt es sich bei der Subsequenzperiode um eine relativ kurze Entwicklungsetappe zwischen dem Geosynklinal- (orogen-) und dem Tafelstadium. Sie ist durch die Bildung von Grau- und Rotmolassen sowie durch die entsprechenden Magmatite charakterisiert.

Die Anlage von Innensenken, die oft mit Inversionserscheinungen der variszischen Antiklinalbereiche im Zusammenhang steht, sowie eine germanotype Zerlegung in Querschollen gaben dieser Epoche das Gepräge (GRUMBT u.a. 1973).

Der vulkanische und subvulkanische Zweig des subsequenten Magmatismus wurde im Hinblick auf seine geotektonische Stellung von EIGENFELD & SCHWAB (1974) eingehend untersucht. Demnach kann seine Entstehung und Wirksamkeit mit folgenden Faktoren in Verbindung gebracht werden:

- Mit dem Ausklingen der geosynklinalen Faltung bzw. dem Ablauf der tektonischen Faltungswelle,
- mit der Inversion der variszischen Geantiklinalen und Teilgeosynklinalen im Anschluß an die variszische Hauptfaltung,
- mit dem Absenken der Innensenken sowohl über den ehemaligen Geantiklinalen als auch über den Geosynklinalen,
- mit dem Aufstieg spätkinematischer, granitischer Schmelzen, die nicht immer in Verbindung mit gleichzeitigen Plutoniten stehen,
- mit der tektonischen Rayonierung des Übergangsstockwerkes, wobei neben postumen Strukturen ein Einfluß des tektonischen Regimes des Tafelstockwerkes deutlich wird,
- mit dem Zustand bzw. Aufbau der tieferen Krustenteile und deren Entwicklung im Rahmen der Überführung des Orogens in den Tafelzustand.

Im Südteil der DDR bestehen enge strukturelle Beziehungen und Analogien zwischen der Verbreitung, Anordnung und gelegentlichen Verknüpfung der vulkanischen Komplexe mit plutonischen Körpern des subsequenten Magmatismus.

Es liegt ein enger Zusammenhang zwischen dem geotektonischen Verhalten der variszischen Großstrukturen und den in ihnen ablaufenden plutonischen Prozessen vor, die einerseits den Ausbruchsmechanismus und andererseits das zeitliche Einsetzen und die stoffliche Entwicklung des Vulkanismus beeinflussen.

Die räumliche Zuordnung der Bildungen des subsequenten Magmatismus zu Baueinheiten des variszischen Orogens ist sinnvoll, da einerseits dieser Magmatismus bereits im Oberkarbon einsetzt und noch wesentlich vom Bauplan des variszischen Orogens beeinflußt wird und andererseits Untergrund bzw. Hüllgesteine von diesem geotektonischen Stockwerk gebildet werden. Wenn auch das variszische Übergangsstockwerk im Vergleich zum Orogenstockwerk

eine andersgeartete geologisch-tektonische Rayonierung besaß, hat der Untergrund durch seine Gestaltung während der Orogenese einen modifizierenden Charakter für den Magmatismus der Subsequenzperiode erhalten (vgl. SCHMIDT, KATZUNG, JUBITZ 1977).

BENEK u.a. (1973) gaben folgende Gliederung der Bildungen des subsequents Magmatismus in geotektonische Bereiche:

- I. Antiklinalbereiche ohne Inversion nach der Hauptfaltung
(Osterzgebirge, einschließlich Tharandter Wald, Granulitgebirge)
 - langandauernder Plutonismus,
 - frühes Einsetzen des Vulkanismus, wobei Verzahnungen mit Plutoniten möglich sind,
 - Vulkanite, überwiegend ignimbrische Rhyolithoide
- II. Antiklinalbereiche mit Inversion nach der Hauptfaltung
(Nordöstlicher Saaletrug, Hallesches Becken, Thüringer Wald)
 - Plutonismus im wesentlichen nach der Hauptfaltung abgeschlossen,
 - frühes Einsetzen des Vulkanismus durch eine inversionsbedingte Zerrung,
 - Vulkanismus, anfangs basaltoid und andesitoid. Später in großem Umfange rhyolithoide Magmenförderung in Form von Laven.
- III. Synklinalbereiche
(Nordwestsächsischer Vulkanitkomplex)
 - Plutonismus im wesentlichen mit der Hauptfaltung abgeschlossen,
 - Entwicklung im Hebungsgebiet verzögert den Einsatz des Vulkanismus,
 - geringe Förderung von basaltoidem und andesitoidem Material, die Hauptmasse sind rhyolithische Magmen mit ignimbrischem Ausbruchsmechanismus.
- IV. Lineamentbereiche
(Döbelner Becken, Erzgebirgisches Becken)
 - z.T. mehrphasiger Plutonismus mit Übergängen zwischen syn- und postkinematischen Intrusionen,
 - mehrphasiges, zeitlich unterschiedliches Einsetzen des Vulkanismus,

- starkes Überwiegen der basaltoiden und andesitoiden Förderprodukte gegenüber ignimbrischen Rhyolithoiden.

Entgegen der von KATZUNG (1972) vertretenen Meinung, daß der subsequente Magmatismus im variszischen Orogen eine weitgehend unabhängige Stellung einnehme, schlossen sich EIGENFELD & SCHWAB (1974) den Darstellungen von BENEK u.a. im wesentlichen an. Sie betrachteten die Verbreitung der subsequenten Vulkanite unter dem Gesichtspunkt der Lage zum Orogen und gaben eine Gliederung in einen orogenen, periorogenen und extraorogenen Bereich.

Der intraorogene subsequente Vulkanismus wird sowohl durch den Bauplan des variszischen Gebirges als auch durch die spätvariszischen orogenen Prozesse bestimmt, die auf die stoffliche Beschaffenheit der Laven, den Ort der Platznahme der Schmelzen und auf das zeitliche Einsetzen des Vulkanismus Einfluß haben.

Im Gegensatz zum intraorogenen Bereich sind im periorogenen Bereich Bruchstrukturen stärker für den Ausbruchsmechanismus der Laven bestimmend. Besondere Bedeutung liegt in einer NW-SE gerichteten Schollentektonik.

Nach EIGENFELD & SCHWAB (1974) sind im Übergangsbereich zwischen Intra- und Periorogen Ignimbrite typisch, deren Ausbrüche besonders an Block- und Schollengrenzen gebunden sind.

In diesem Zusammenhang sei auf die asymmetrische Ablagerung der Ignimbrite in Bezug auf die Förderzonen verwiesen, die häufig am Rande des Vulkanitkomplexes liegen. Diese Asymmetrie ist wesentlich dadurch bedingt, daß ignimbrische Ejektionen nur in beschränktem Maße ansteigendes Oberflächenrelief überwinden können. Reliefbildende Prozesse in Vulkanitgebieten können u.a. durch ein Massendefizit eingeleitet werden, das im Untergrund infolge der Fördertätigkeit magmatischer Produkte entstanden ist. Typische Erscheinungen derartiger Vorgänge sind Kaldera- und Grabenstrukturen längs tektonischer Linien, MOESTA (1928) erkannte im Vulkanitkomplex des Tharandter Waldes eine Kalderastruktur und für das Flöhaer Becken erscheint eine derartige Betrachtungsweise naheliegend. Das Erzgebirgischen Becken, insbesondere zwischen Karl-Marx-Stadt und Zwickau, dürfte durch die vulkanische Tätigkeit im Unterrotliegenden in diesem Sinne weiter modifiziert worden sein, indem es zu vulkanisch bedingten Absenkungserscheinungen gekommen ist.

Die Hauptmasse während der Subsequenzperiode im intraorogenen Bereich geförderten Schmelzen trägt zunächst sialisch-paligenen Charakter, wobei Kontaminationen mit anderen Schmelzenteilen zunehmend auftreten können. Im vulkanischen Bereich

handelt es sich dabei um rhyolithoide bis andesitoide und im plutonischen Bereich um granitoide bis granodioritische Magmenprodukte.

In diesem Zusammenhang sei auf eine Besonderheit im Untersuchungsgebiet hingewiesen. KRAMER (1976) konnte im Raum von Zwickau, d.h. im Kreuzungsbereich zweier tiefreichender Störungen (sog. Rote-Kamm-Verwerfung, Zentralsächsisches Lineament), Latite (früher als Basalte bezeichnet) des Oberkarbons auf Grund ihres Chemismus als Mantelmaterial einstufen. Hierin liegt ein Hinweis auf den Tiefgang der beiden Störungen in ihrem Kreuzungsbereich, der zur Zeit des Oberkarbons beachtlich gewesen sein muß. Es handelt sich um eine Sonderentwicklung, denn die Effusion von Mantelmaterial im Orogenstadium ist auf Grund des wirkenden Bewegungsplanes unwahrscheinlich, wenn auch Kontamination und Hybridisation mit tiefkrustalem oder Mantelmaterial nicht auszuschließen sind. Der Einfluß von tiefkrustalen und Mantelprozessen wird erst mit fortschreitender Konsolidierung der Kruste in verstärktem Maße möglich.

Im höheren Rotliegenden beginnend, läßt sich die Bruchtektonik für die epikontinentale Entwicklung vereinfacht in zwei kratogene Bewegungsformen auflösen. Es ist einerseits die Taphrogenese (i.S. KRENKELS (1922) und andererseits die saxonische Bruchschollentektonik. Durch den Schnitt NW-SE-gerichteter Leistenschollen mit taphrogenen Aufwölbungszonen kann die Bruchschollentektonik durch die Taphrogenese beeinflußt werden (BAUMANN, LEEDER & WEBER 1975), und es leiten sich Konsequenzen für eine erhöhte tiefkrustale magmatische Aktivität ab. Somit können die Strukturen und Prozesse der taphrogenen Kinematik magmatitkontrollierend angesehen werden (FAWORSKAJA, TOMSON u.a. 1969; TISCHENDORF, LÄCHELT & RENTZSCH 1969; BAUMANN, LEEDER & WEBER 1975).

Die minerogenetische Charakteristik des Magmatismus der Subsequenzperiode, insbesondere unter dem Blickwinkel möglicher Lagerstättenbildungen, hat eine große Bedeutung. Die Rolle der Bruchstrukturen in Beziehung zu postmagmatischen Lagerstätten wurde bereits eingehend untersucht. Auf der Grundlage

einer minerogenetischen Betrachtungsweise erarbeitete man genetische Modelle von magmatischen Formationsgliederungen für einzelne geotektonische Etappen (BAUMANN, LEEDER & WEBER 1975; BAUMANN & TISCHENDORF 1976; PORSTENDORFER, BAUMANN & OLSZAK 1976).

Jede der einzelnen Formationen besitzt, bezogen auf ihre geotektonische Stellung, spezifische Differentiationsmerkmale. Ihre Prägung erfolgte durch das tektonische Regime der jeweiligen Etappe, durch Unterschiede in der Ausbildung des Herdes sowie durch unterschiedliche Aufstiegsmöglichkeiten des magmatogenen Materials. Die Art und Entwicklung des geotektonischen Strukturtyps bestimmte also den Charakter des Magmatismus, wobei zwischen dem Geosynklinalbereich (Orogenbereich) und dem Tafelbereich zu unterscheiden ist.

Für den Geosynklinalbereich bzw. Orogenbereich wurden, aufbauend auf den Erkenntnissen von BILIBIN, SMIRNOV, STILLE, NIGGLI und SCHNEIDERHÖHN, vier Entwicklungsstadien ausgehalten, denen jeweils ein bestimmter Grundmagmatismus zuzuordnen ist (BAUMANN & TISCHENDORF 1976) (vgl. Abb. 2).

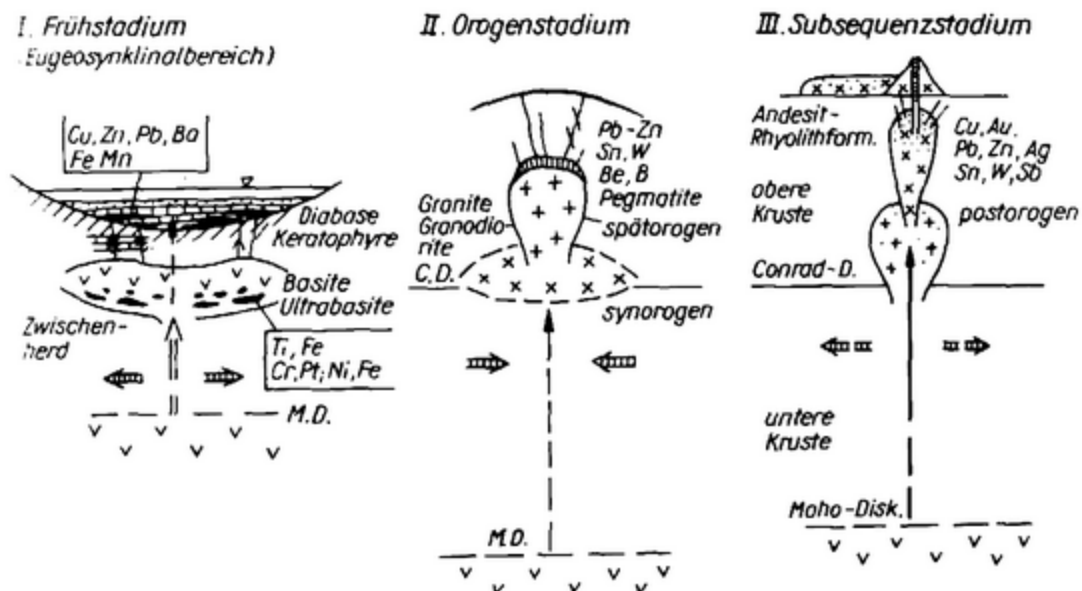


Abb. 2: Magmatismus und Lagerstättenbildung im Geosynklinal- (Orogen-)Bereich (nach BAUMANN & TISCHENDORF 1976)

- Frühstadium mit initialen, simatisch-juvenilen Magmatismus und submarin-vulkanogenen (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn) sowie intramagmatischen und intrakrustalen Lagerstättenbildungen (Ti, Fe, Cr, Pt, Os, Ir, Pd, Ni, Cu, Au)
- Orogenstadium mit syn- und spätorogenem, sialisch-paligenem Magmatismus und intrakrustalen Lagerstättenbildungen (Sn, W, Mo, Li, Be, U, Pb, Zn und seltene Elemente)
- Subsequenzstadium mit postorogenem bzw. subsequentem, sialisch-kontaminiertem Magmatismus und intrakrustalen Lagerstättenbildungen (Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Sn, W, Sb, As, Mg)
- Konsolidationsstadium mit finalelem, simatisch-kontaminierten bis juvenilen Magmatismus und intrakrustalen Lagerstättenbildungen (Fe, Ti, Se, Zr).

Die geotektonische Stellung des subsequenten Magmatismus wurde durch die Untersuchungen der neuen Globaltektonik weiter präzisiert und vervollkommnet. Besondere Erkenntnisse aus dem Bereich der planetaren Subduktionszonen befruchteten wesentlich die Vorstellungen von der Entstehung der Magmentypen und der mit ihnen verbundenen Lagerstätten.

Gegenwärtig sind die Bemühungen darauf gerichtet, die Ergebnisse aus diesen Gebieten mit dem Charakter des variszischen Orogens zu vergleichen und den minerogenetischen Zusammenhang in der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Lagerstätten neu zu deuten. Die mesozoisch-känozoischen Magmatitkomplexe, wie sie z.B. im zirkumpazifischen Raum vertreten sind, führen auf Grund ihrer Bindung an eine Subduktionszone eine Reihe markanter Lagerstätten, von denen die Porphyry-Typen die größte Bedeutung haben.

Im Bereich einer Subduktionszone kann neben einer strukturell-magmatischen Zonalität in Richtung des Einschlebens der Benioff-Zone (basisch-andesitisch-kalkalkalisch-alkalisch) auch eine gesetzmäßige minerogenetische Zonalität beobachtet werden (BAUMANN & TISCHENDORF 1976) Dabei ist auf Grund

struktureller Unterschiede eine Variabilität ausgebildet, die als „Inselbogentyp“ oder „Andentyp“ bezeichnet wird.

Insbesondere der „Inselbogentyp“ ist dadurch charakterisiert, daß in Richtung des Einfallens der Subduktionszone das K_2O/Na_2O -Verhältnis ansteigt, eine Abnahme des Eisengehaltes und eine starke Zunahme der Spurenelementgehalte Rb, Ba, und Sr zu verzeichnen ist (JAKES & WITHE, 1972; BAUMANN, 1978 im Druck). Diese Erscheinung kann, wenn die Ergebnisse der Untersuchungen vulkanischer Gläser zugrunde gelegt werden, mit Vorbehalt auch für den Bereich zwischen Nordsächsischem Vulkanitkomplex und dem Erzgebirge nachgewiesen werden. Hinweise, die das Vorhandensein einer Subduktionszone im mitteleuropäischen Raum wahrscheinlich machen, liegen aus dem Bereich des Harzes vor, wo die Variationsbreite des subsequenten Magmatismus von basaltischen über andesitische und dazitische bis zu rhyolithischen Typen mit extremer K-Betonung bei unterschiedlicher Herkunft reicht. Derartige Magmen mit shoshonitischem Chemismus werden gewöhnlich an Benioff-Zonen mobilisiert, einem Sachverhalt, der einer weiteren Prüfung bedarf (WERNER 1977).

Die Fragestellung, ob für den Bereich des variszischen Geosynklinal- (Orogen-)Bereiches eine plattentektonische Darstellung sinnvoll und gerechtfertigt ist, kann zum gegenwärtigen Zeitpunkt nur ungenügend beantwortet werden. Entgegen der von SCHROEDER (1971) vertretenen Meinung, daß im Variszikum Mitteleuropas kein Nachweis der Subduktion ozeanischer unter kontinentaler Kruste erbracht werden konnte, deuten PORSTENDOERFER, BAUMANN & OLSZAK (1976), WERNER (1977) u.a. die Möglichkeit des Vorhandenseins einer Subduktionszone an. Die Entwicklung des mitteleuropäischen Raumes des Variszikums wäre als „Closing-Prozeß“ zu betrachten, in dem zwei kontinentale, bereits prävariszisch konsolidierte Schollen zusammengestoßen sind und die ozeanische Kruste eines mitteleuropäischen Paläo-Ozeans im Rahmen einer Subduktionszone unter diese Schollen eingesunken ist.

Nachstehend sind einige weitere Aspekte zu einer möglichen Subduktionszone in Mitteleuropa, besonders aus der Sicht des Magmatismus der Subsequenzperiode, herausgestellt.

- Die Ergebnisse der Plattentektonik, die größtenteils an mesozoisch bis känozoisch gebildeten Strukturen gewonnen wurden, sind nur bedingt auf das variszische Orogen übertragbar, da im Paläozoikum anders geartete geotektonische Prämissen gesetzt waren. Bei Vorhandensein einer Subduktionszone ist eine besondere Spezifik in ihrer Erscheinung zu erwarten.
- Bezogen auf die rezenten planetaren Subduktionszonen wäre die Subduktionszone Mitteleuropas in Länge und Breite verhältnismäßig klein. Möglicherweise haben Verschuppungen, wie sie von PORSTENDORFER, BAUMANN & OLSZAK (1976) angedeutet wurden, zur verstärkten Einengung im Closing-Prozeß beigetragen.
- Das Zentralsächsische Lineament kann als eine mögliche tiefreichende Verschuppungsfläche angesehen werden. Gestützt wird diese Vermutung durch das Auftreten von karbonischen Mantelbasalten (KRAMER 1976) und durch seine Wirkung als Trennfläche zwischen dem hochmetamorphen Präkambrium des Erzgebirges und dem schwach- bis nichtmetamorphen Präkambrium Nordwestsachsens. Weitere petrographische Aspekte sind das Auftreten von Ophiolithen in Form der Serpentinite im Granulitgebirge und Erzgebirge sowie wie weiter unten noch näher aufgezeigt werden wird, die räumliche Bindung von basischeren und saueren vulkanischen Gläsern nördlich bzw. südlich dieser Linie.

3. Petrographie und Geochemie der untersuchten Magmatite

3.1 Nomenklatorische Einstufung der Gesteine

Die Magmatite der Subsequenzperiode und insbesondere auch die vulkanischen Gläser sind seit ungefähr einhundert Jahren Gegenstand gezielter geologischer Forschungen.

Bedingt durch den wachsenden Kenntnisstand und durch unterschiedliche Themenstellungen der einzelnen Bearbeitungen sind eine Vielzahl von Begriffen und Termini entstanden, die mehr oder minder heute noch gebräuchlich sind, wenn auch zum Teil ihre ursprüngliche Bedeutung eine Wandlung erfahren hat. Einige Termini, so zum Beispiel der Ausdruck „Perlit“, haben im Laufe der Entwicklung Mehrdeutigkeit erlangt und andererseits sind Synonyme im Sprachgebrauch.

Als verbindliches Material zur Ansprache magmatischer Gesteine nach petrographischen Merkmalen liegt ein vom Zentralen Geologischen Institut der DDR herausgegebener Fachbereichsstandard vor. Er wurde unter Zugrundelegung der international anerkannten Klassifikation von STRECKEISEN (1967) erarbeitet. Die entsprechenden Gesteinsbezeichnungen sind nicht von Schlußfolgerungen genetischer Art beeinflußt, die auf Hypothesen und Theorien beruhen. Diese weitgehend neutrale Einstufung der Gesteine wurde in der vorliegenden Arbeit angewandt.

Mitunter erschien es aus traditionellen Erwägungen angebracht, alte Bezeichnungen wie Pechstein, Quarzporphyr, Felsit u.a. aufzuführen, da unter diesen Termini die Gesteine weitläufig bekannt sind. Im Text ist dann jeweils auf den Gebrauch des Begriffes hingewiesen.

Die Begriffe Pechstein und Obsidian haben in der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts Bedeutung in der Geognosie erlangt. In der bekannten „Kurzen Klassifikation ...“ bezeichnete WERNER (1784) einen speziellen Typ der Grundmasse von Porphyren als Pechstein und äußerte sich in bezug auf isländische Obsidiane gegen die vulkanische Entstehung dieser Gesteinsart. Bereits vorher hatte CHARPENTIER (1778) eine Beschreibung des Pechsteins aus der Meißener Gegend geliefert. Seinen Ausführungen zur Folge dürfte der Pechstein schon lange vorher unter dieser Bezeichnung bekannt gewesen sein.

BEUDANT (1822) sprach erstmalig mit dem Begriff Perlit saure vulkanische Gläser mit konzentrisch-schaliger Teilbarkeit und teilweiser Ausbildung einer sphärolithischen Textur an.

In den letzten Jahrzehnten haben sich im Zuge einer anwendungsseitigen Forschung an blähfähigem Vulkanitmaterial die alten Begriffe Obsidian, Perlit und Pechstein behauptet.

Damit liegt auch eine Einteilung der Gläser vor, die im wesentlichen auf Unterschiede im Wassergehalt des Gesteins begründet ist, der für die technische Nutzung von Bedeutung ist. Wenn sich auch international Obsidian, Perlit und Pechstein durchgesetzt haben, sind doch erhebliche Unterschiede in ihrer begrifflichen Festlegung bei verschiedenen Autoren zu verzeichnen (Tab. 1).

Im allgemeinen bezeichnet man in der modernen Nomenklatur Gläser mit einem Wassergehalt bis zu 1 % als Obsidian. Beachtliche Abweichungen sind bei der Einstufung von Perlit und Pechstein zu erkennen. ROSS & SMITH (1955) definierten den Begriff Pechstein nicht näher. PETROV & NASEDKIN (1961) und VOLJANJUK (1972) unterschieden den Pechstein durch beginnende Kristallisation infolge der Alterung vom Perlit und SALAT & ONČÁKOVÁ (1964) bezeichneten Gläser mit einigen Prozent Wasser als Perlite. Gläser mit einem Gehalt bis 10 % und mit Pechglanz werden in der Regel als Pechsteine bezeichnet.

Im vorliegenden Bericht werden die Begriffe Obsidian, Perlit und Pechstein, sofern nicht traditionelle Aspekte ihre Verwendung sinnvoll werden lassen, durch die moderne petrographische Nomenklatur ersetzt.

Entsprechend dem Fachbereichsstandard des ZGI Berlin erfolgte die nomenklatorische Einstufung der untersuchten Gesteine.

Der Gesteinsname (Stammbezeichnung) ergab sich, da es sich durchweg um saure Typen handelte, durch den Punkt im Q-A-P-Dreieck. Da für dessen Ermittlung nur die Phänokristen der Gesteine herangezogen werden konnten, erhielt die Stammbezeichnung das Präfix „Phäno“. Der Glasgehalt der Vulkanite, wenn er in den Grenzen zwischen 5 bis 50 Vol.-% lag, wurde durch das Präfix „Vitro-“ gekennzeichnet. Bei einem Glasgehalt über 50 Vol.-% erhielt die Stammbezeichnung das Suffix „-glas“ nachgestellt.

Es hat sich gezeigt, daß es bei der petrographischen Ansprache der vulkanischen Gläser sinnvoll und oft auf Grund fehlender oder nur sporadisch ausgebildeter Einsprenglinge erforderlich ist, die Gesteinsbezeichnung nach normativen Gesichtspunkten vorzunehmen. Darüber hinaus können bei einer Gegenüberstellung

Tabelle 1: Abgrenzung der vulkanischen Gläser Obsidian, Perlit und Pechstein nach ihrem Wassergehalt (Angaben in Masse-%)

Autoren	Obsidian	Perlit	Pechstein
ROSS & SMITH (1955)	... 1 2 ... 5	
ALBERT (1958)	... 2 3 ... 5	
PETROV & NASEDKIN (1961)	... 1	1 ...	
ONČÁKOVÁ (1962)	... 1	1 ... 4	4 ... 10
SALAT & ONČÁKOVÁ (1964)	... 1	1 10
VOLJANJUK (1972)	... 1	1 ...	
NASEDKIN (1975)	... 1	1 ... 6	6 ... 10

modaler und normativer Zusammensetzungen, stoffliche Beziehungen zwischen Phänokristenbestand und Grundmasse veranschaulicht werden. Als namengebender Terminus wird die Bezeichnung nach der Standardkatalognorm nach NIGGLI empfohlen, um alle bearbeiteten Gesteine nomenklatorisch erfassen zu können.

Der Begriff „Perlit“ hat einen festen Platz in der Grundstoffindustrie gefunden. Man bezeichnet mit ihm blähfähiges vulkanisches Glas. In dieser Bedeutung sollte der Terminus erhalten bleiben.

Nicht eindeutig und ungeeignet erscheint zur petrographischen Charakteristik, Gesteine mit der sog. perlitischen Teilung in „Perlen“ als Perlite zu bezeichnen. Auch wenn es sich hierbei um die namengebende Eigenschaft (BEUDANT 1822) der Gesteine handelt, ist die Definition in bezug auf moderne Anforderungen an die Terminologie ungenügend. Es wird empfohlen, für dieses Gefügemerkmal den Begriff stets in adjektivischer Form zu verwenden. Es hat sich nämlich gezeigt, daß die perlitische Teilbarkeit nur in losem Zusammenhang mit dem Wassergehalt steht und es andererseits Material mit ausgezeichneter perlitischer Teilbarkeit gibt, das sich in keiner Weise als Blähmaterial eignet. Mit dem Substantiv sollte stets der Rohstoff gemeint sein.

Da alle untersuchten Gesteinsgläser einen Wassergehalt über 1 % aufwiesen, entfällt in diesem Rahmen der Terminus Obsidian. Auch hier wird für entsprechende andere Bearbeitungen empfohlen, Obsidian zur Kennzeichnung des Rohstoffes zu verwenden und bei der Lösung geowissenschaftlicher Fragestellungen die entsprechende standardisierte petrographische Nomenklatur anzuwenden.

Der Begriff „Pechstein“ hat historischen Charakter und wird auch heute noch im geowissenschaftlichen Sprachgebrauch verwendet. Der größte Teil der vulkanischen Gläser im Untersuchungsgebiet ist unter dieser Bezeichnung in die Fachliteratur eingegangen.

Andere, seltener gebrauchte und lokal verwendete Begriffe aus der Vergangenheit wie Vitrophyr, Porphyritpechstein, Kugelpechstein, Glasstein u.a. sind mit dem entsprechenden Hinweis durch die verbindliche Nomenklatur ersetzt (vgl. Tab. 2).

3.2. Verbreitung, Lagerungsverhältnisse und makroskopische Charakteristik der glasigen Effusiva

Die vulkanischen Gläser im sächsischen Raum waren seit Mitte des 19. Jahrhunderts wiederholt Gegenstand petrographischer Untersuchungen. Den Bearbeitern ist es zu verdanken, daß wertvolle Fakten über Vorkommen und Stoffbestand dieser Gesteine erfaßt wurden und erhalten blieben. Der Untersuchungsraum ist, wie bereits eingangs bemerkt, das Verbreitungsgebiet der vulkanischen Gläser der Subsequenzperiode im Südteil der DDR. Speziell handelt es sich um das dem Erzgebirge im Norden vorgelagerte Gebiet, das durch die Linie Karl-Marx-Stadt, Dresden, Meißen, Bad Lausick, Altenburg und Zwickau gebildet wird. Weiterhin lassen sich die Einzelvorkommen in 7 Teilbereiche zusammenfassen. Es sind (Abb. 3 und 4):

- das Gebiet zwischen Altenburg und Colditz (Westteil des Nordsächsischen Vulkanitkomplexes),
- das Gebiet um Leisnig (Ostteil des Nordwestsächsischen Vulkanitkomplexes),
- das Gebiet westlich von Meißen (Elbtalzone),
- das Gebiet um Freital (Döhlener Becken),
- das Gebiet nördlich Tharandt (Tharandter Wald),
- das Gebiet zwischen Flöha und Frankenberg (Flöhaer Becken und Frankengerger Zwischengebirge) und
- das Gebiet zwischen Karl-Marx-Stadt und Zwickau (Erzgebirgisches Becken).

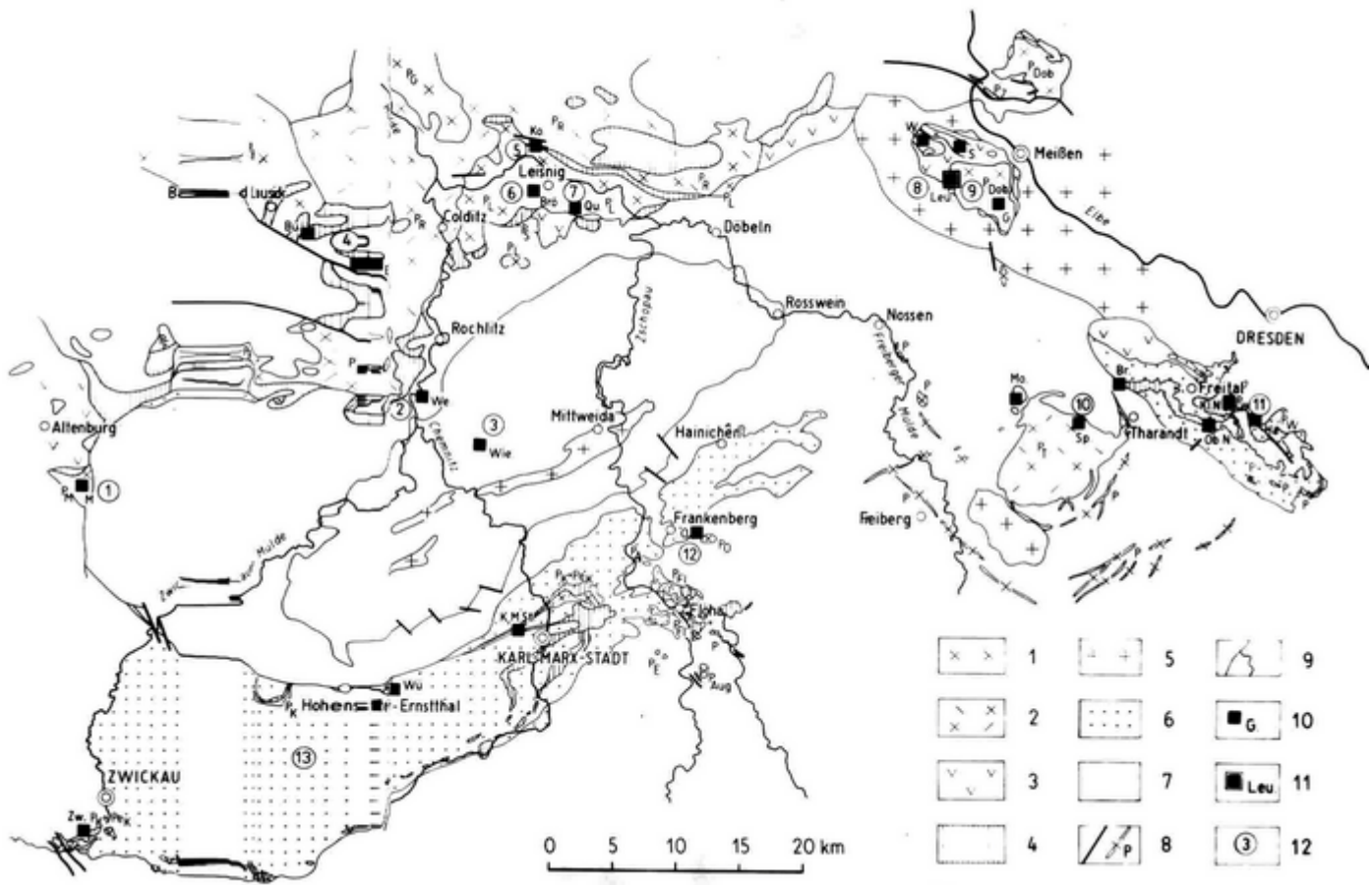


Abb. 5

Abbildung 3

Die Lage vulkanischer Glasvorkommen der Subsequenzperiode im sächsischen Raum

- 1 - rhyolithische Laven
- 2 - rhyolithische Ignimbrite
- 3 - Latite und Basalte, ungegliedert
- 4 - Tuffe, ungegliedert
- 5 - Granitoide
- 6 - sedimentäres Permosiles
- 7 - Prä- und Postpermosiles, ungegliedert
- 8 - Störungen und Gänge, ungegliedert
- 9 - geologische Grenzen
- 10 - Vorkommen von Gläsern (Pechsteine, Vitrophyre)
- 11 - Dazitglas von Leutewitz (Porphyritpechstein)
- 12 - Nummer des Vulkanitkörpers

Einzelvorkommen bzw. Aufschlußbereiche

- 1 - Dazit von Mockzig
M = Mockzig
- 2 - Rhyodazit von Wechselburg (Burgstall)
We = Wechselburg
- 3 - Rhyodazitglas von Wiederau
Wie = Wiederau
- 4 - Rhyodazitglas von Ebersbach und Buchheim
E = Ebersbach; Bu = Buchheim
- 5 - Rhyodazitglas von Korpitzsch
Ko = Korpitzsch
- 6 - Rhyodazitglas von Brösen
Brö = Brösen
- 7 - Rhyodazitglas von Queckhain
Qu = Queckhain
- 8 - Dazitglas von Leutewitz
Leu = Leutewitz
- 9 - Rhyodazitglas von Meißen-Garsebach
G = Garsebach; S = Seilitz; W = Wachtnitz
- 10 - Rhyodazitglas von Spechtshausen
Sp = Spechtshausen; Br = Braunsdorf; Mo = Mohorn
- 11 - Rhyolith vom Wachtelberg
Hä = Hänichen; Kl.N. = Kleinnaundorf; Ob.N. = Obernaundorf
- 12 - Rhyodazitglas von Obermühlbach
O = Obermühlbach
- 13 - Dazitglas von Karl-Marx-Stadt – Zwickau
KMSt. = Karl-Marx-Stadt – Altendorf; Wü = Wüstenbrand; Zw. = Zwickau

Anmerkung: Für die Erklärung der Symbole aller anderen bezeichneten Vulkanite (P_A , P_{Aug} usw.) ist die Legende der Abb. 4 zu verwenden.

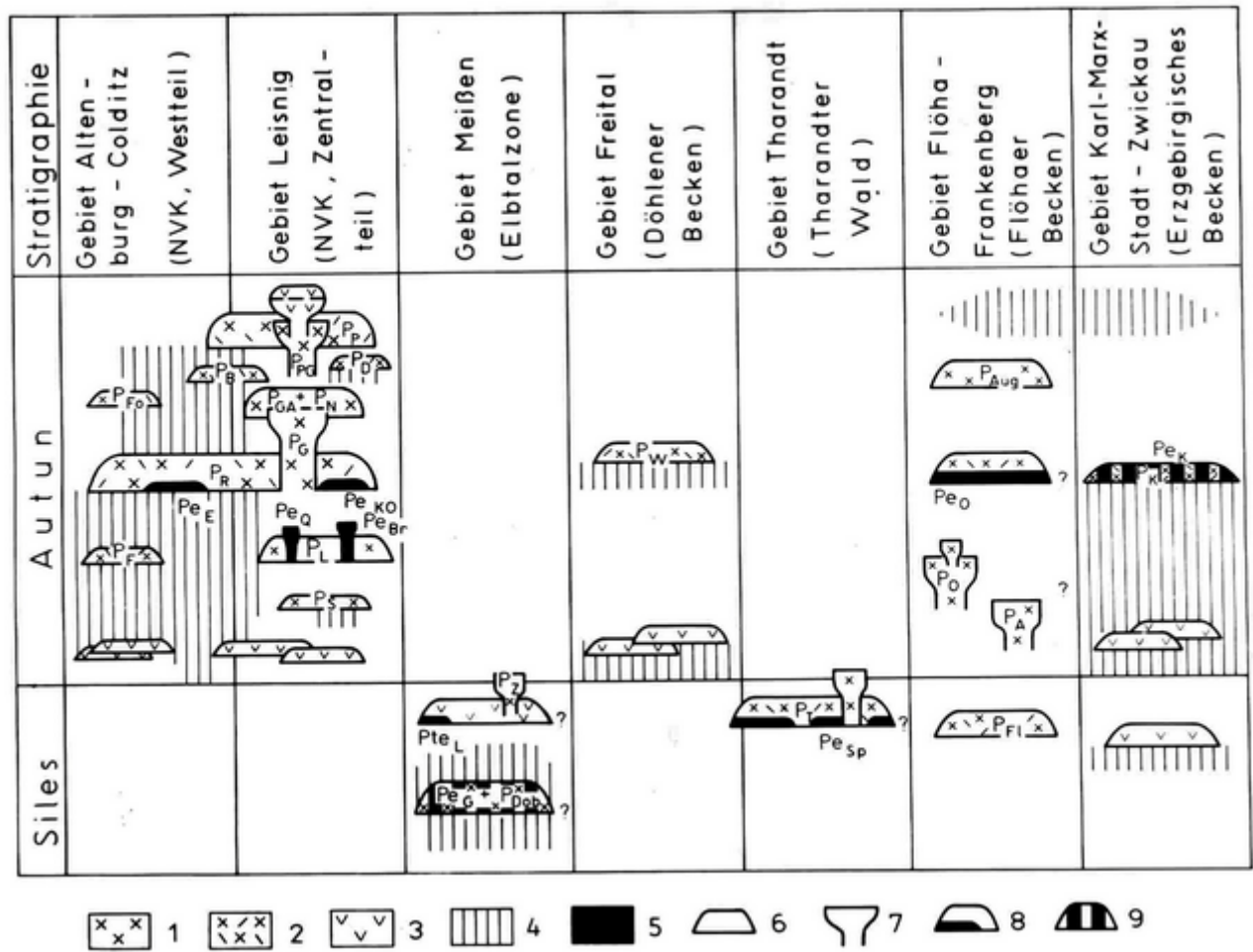


Abb. 4: Schema der vulkanologischen Entwicklung in den Teilbereichen des Untersuchungsgebietes (unter Verwendung von EISSMANN 1970)

- 1 - rhyolithische Laven
- 2 - rhyolithische Ignimbrite
- 3 - Andesite und Basalte, ungegliedert
- 4 - Sedimentserien, vorwiegend tuffogen
- 5 - Gläser
- 6 - Decken
- 7 - Intrusivkörper, einschließlich Gänge
- 8 - Glas als Deckenbodenfazies
- 9 - Glas in verschiedenen Lagerungsformen

Rhyolithoide (traditionelle Bezeichnung), kristallisiert

P _A	=	Altenhainer Quarzporphyr
P _{Aug}	=	Augustusbürger Quarzporphyr
P _B	=	Buchheimer Quarzporphyr
P _D	=	Dornreichenbacher Quarzporphyr
P _E	=	Erdmannsdorfer Quarzporphyr („Roter Stein“)
P _{Dob}	=	Dobritzer Quarzporphyr
P _F	=	Frauendorfer Quarzporphyr
P _{Fl}	=	Flöhaer Quarzporphyr
P _{Fo}	=	Frohburger Quarzporphyr
P _G	=	Grimmaer Quarzporphyr
P _{Ga} + P _N	=	Gattersburger und Neumühlen-Porphyr
P _K	=	Quarzporphyr des Erzgebirgischen Beckens (Quarzporphyr-Pechstein-Körper)
P _L	=	Leisniger Quarzporphyr
P _M	=	Mockziger Quarzporphyr
P _O	=	Obermühlbacher Quarzporphyr
P _P	=	Pyroxenquarzporphyr
P _{Pg}	=	Pyroxengranitporphyr
P _R	=	Rochlitzer Quarzporphyr
P _S	=	Seifersdorfer Quarzporphyr
P _T	=	Quarzporphyr des Tharandter Waldes
P _W	=	Wachtelberg-Porphyr
P _Z	=	Zehrener Porphyr

Gläser

Pe _{Br}	=	Pechstein von Brösen
Pe _E	=	Pechstein von Ebersbach
Pe _G	=	Pechstein von Meißner-Garsebach
Pe _K	=	Pechstein des Erzgebirgischen Beckens (Quarzporphyr- Pechstein-Körper)
Pe _{Ko}	=	Pechstein von Korpitzsch
Pe _O	=	Pechstein von Obermühlbach
Pe _Q	=	Pechstein von Queckhain
Pe _{Sp}	=	Pechstein von Spechtshausen und Braunsdorf
Pte _L	=	Porphyritpechstein von Leutewitz

Im Gebiet zwischen Altenburg und Colditz sind drei Vulkanitkörper bekannt, die entweder glasige Ausbildung haben oder ihr Erscheinungsbild glasigen Gesteinen artverwandt ist.

Bei Mockzig, etwa 6 km südöstlich von Altenburg befindet sich ein kleines Vorkommen von dunkelgrauem, dazitischem Glas (BERGT 1932). Es ist auf einer Fläche von ungefähr einem Hektar durch Lesesteine belegt. Das Gestein selbst hat im frischen Zustand ein dunkelgraues Aussehen und von Sprüngen ausgehend ist es Millimeter- bis Zentimeterbereich zu einer hellen, festen Masse umgewandelt. Einsprenglinge treten nur vereinzelt auf. Bemerkenswert ist die ausgezeichnete perlitische Teilbarkeit des Gesteins, die gut markiert wird durch die Bleichungserscheinungen an den Sprüngen. Der Durchmesser der perlitischen Kugeln liegt durchschnittlich zwischen 1 und 4 Zentimetern und ist außergewöhnlich groß (Bild 1). Innerhalb des Gesteins kam es zur Ausbildung von Rhyolithkugeln, die einen mit Quarz gefüllten Hohlraum aufweisen.

Unter der Bezeichnung „Vitrophyr von Burgstall“ ist ein rhyodazitisches Gestein bekannt geworden (ROSENBUSCH 1877), dessen Vorkommen ungefähr 500 Meter nördlich von der Ortslage Wechselburg liegt. ROTHPLETZ & DATHE (1876) deuteten den Gesteinskörper als gangförmige Intrusion und hielten von der Mitte ausgehend zum Salband drei Varietäten aus. Die Hauptmasse des Ganges und zwar dessen 100 Meter mächtige Mittelzone besteht aus einem schwarzen Rhyolithoid mit dichter Grundmasse. Die Absonderung des Gesteins ist säulenförmig. Es folgt eine rötlichbraune Varietät mit plattiger Absonderung und ausgeprägter glasartiger Striemung. An den Salbändern, jetzt verschüttet, findet sich schließlich ein rotbraunes Gestein, dessen Einsprenglingsfeldspäte fast gänzlich zu einer hellen tonigen Masse verwittert sind. ROSENBUSCH (1887) beobachtete kontinuierliche Übergänge von rotbraunem, tuffartigem Material bis zu „schwarzgrauen bis schwarzen, spröden, glasartig und flach muschlig brechenden, flasrigen Vitrophyren“ (Bild 2). Alle Übergänge von „frischest-schwarzem Pechsteinporphyryr bis zu rotbraunem mattem Quarzporphyryr“ konnten lückenlos belegt werden.

Eine weitere Einteilung der rhyolithischen Gesteine des Vorkommens am Burgstall ist bei FRANKE (1898) gegeben. Er legte eine Gliederung in drei Gruppen zugrunde, wobei der sog. säulenförmige Felsitporphyryr einer ersten und eine Granitbrekzie einer zweiten Gruppe zugeordnet sind. Der rotbraune „Quarzporphyryr“, der in eine dritte Gruppe gestellt wurde, ist wahrscheinlich jünger als die Gesteine der ersten beiden Gruppen, da er diese Gesteine als Bruchstücke in sich einschließt (FRANKE 1898).

Die Lage der Säulen erinnert an einen nach unten aufgehenden Fächer. Ein Zusammenhang zwischen der Richtung der Gesteinsstriemung und den platten- bzw. säulenförmigen Absonderungsstrukturen konnte nicht gefunden werden. Die Striemung verläuft in jedem Falle in einem Winkel zu den entsprechenden ausgezeichneten Richtungen.

Ein kleines, nicht mehr zugängliches Vorkommen eines glasigen Rhyolithoiden in Wiederau ist mit der Bearbeitung des sog. Rochlitzer Achates erneut bekannt geworden (FISCHER 1949). Anhand des dieser Monographie beigegefügt Bildmaterials konnte nachgewiesen werden, daß ein Teil der achatbildenden Kieselsäuresubstanz in Hohlräumen von Rhyolithkugeln zur Abscheidung kam. Das Vorkommen befindet sich im Kernbereich des Granulitgebirges und hat eventuell eine gangförmige Struktur. Es besteht auch die Möglichkeit, daß hier ein Deckenrest der Rochlitzer Vulkanitfolge i.S.v. EISMANN (1970) vorliegt.

Dem Glas von Wiederau sehr ähnlich aber bezüglich seiner Verbreitung weitaus bedeutsamer ist der sog. Vitrophyr von Ebersbach. Dieses Gestein ist am Ostende der genannten Gemeinde durch einen Steinbruch aufgeschlossen. Seine Absonderung ist polyedrisch, wobei eine vertikal gerichtete Säulenbildung hervortritt (Bild 4).

Eine petrographische Beschreibung liegt von HAZARD (1880) vor. Es handelt sich um ein schwarzes bis grünlichschwarzes vulkanisches Material, in dem mehr oder weniger chaotisch angeordnet, bis millimetergroße Phänokristalle in die glasartige Grundmasse eingebettet sind. Sie sind meistens zerbrochen.

Im Rahmen der Erforschung der Magnetanomalie von Ballendorf bei Bad Lausick konnte nachgewiesen werden, daß für die Ursache der anomalen Verhältnisse die reichlich auftretenden Gläser im Untergrund des Gebietes angesehen werden können (SÄRCHINGER 1966). Nach SÄRCHINGER & WASTERNAK (1963) handelt es sich um Vitrophyrdecken, die sich an der Grenze zwischen Buchheimer Quarzporphyr oder Tuff und Rochlitzer Quarzporphyr einstellen. SÄRCHINGER (1966) sprach sich auf Grund von Gefügeuntersuchungen für eine ignimbrische Entstehung des Materials aus.

Im Gebiet von Leisnig sind vulkanische Gläser (früher als Pechsteine bezeichnet) in einer Vielzahl von kleinen Vorkommen vorhanden. Sie sind in der Umgebung von Korpitzsch, unterhalb Queckhain, östlich von Lauschka und anderen Orten bekannt geworden. Ihre Existenz ist in den meisten Fällen nur noch durch die Beschreibungen von G. R. CREDNER (1876) und SIEGERT (1899) belegt, so daß im wesentlichen auf die genannten Bearbeitungen zurückgegriffen werden muß.

Die Pechsteinvorkommen beschränken sich ausschließlich auf die Verbreitungsgebiete des sog. Leisniger und des sog. Rochlitzer Quarzporphyrs.

Die Gläser im Gebiet von Leisnig treten, soweit die strukturellen Verhältnisse erkannt werden konnten, in Stöcken und Gängen auf. Diese Einschätzung entspricht dem zur Zeit der geologischen Landesaufnahme gewonnenen Kenntnisstand. Es ist daher nicht ausgeschlossen, daß auch andere Strukturformen, wie die Ausbildung einer glasigen Randfazies eines Vulkanitkörpers auftreten können. Durch die von REIMANN (1968) geäußerte Meinung, daß der Leisniger Quarzporphyr mehrphasig entstanden sei, erhält diese Vermutung eine gewisse Stützung.

Ein pechschwarzes vulkanisches Glas war bei Korpitzsch und Bocksdorf im Nordwesten von Leisnig aufgeschlossen. Das Gestein ist massig abgesondert und hat eine unregelmäßige Klüftung. Das Vorkommen von Korpitzsch ist in NW/SE-Richtung mit 60 Meter und in NE/SW-Richtung mit 30 Meter Erstreckung nachgewiesen worden. Ferner konnte man durch Schürfungen eine zwei Meter mächtige, sich nach N erstreckende „Apophyse“ feststellen. Millimetergroße Einsprenglinge treten reichlich auf und sind ziemlich stark kataklasiert. Einschlüsse von Gesteinsbruchstücken wie Phyllit, Glimmerschiefer, Gneis und Sandstein, also auch von Gesteinen, die in der Umgebung des Vulkanitkörpers nicht vorhanden sind, wurden des öfteren angetroffen. In Hohlräumen treten bunter Achat, graugrüner Chalcedon und andere Quarzvarietäten sowie Hydrophan als sekundäre Ausscheidungen auf (CREDNER 1876). Ein über 150 Meter erschlossener Körper von einem glasigen Vulkanit befindet sich südlich von Gorschwitz oberhalb Brösen. Das Gestein hat eine grauschwarze bis graubraune Färbung und zeigt ebenfalls eine massige quaderartige Klüftung (Bild 5). Deutlich ist eine vertikale Farbstreifung, die durch wechselnden Biotitgehalt hervorgerufen wird (Bild 6). Einsprenglinge in Millimetergröße außer reichlich auftretenden Biotit sind gut makroskopisch zu erkennen. Sekundäre Mineralbildungen in Hohlräumen wie auch Gesteinseinschlüsse treten analog wie in dem Vorkommen von Korpitzsch auf. Ein Vorkommen von pechschwarzem, wenig entglasten Vulkaniten befindet sich nördlich von Queckhain. Es ist durch Lesesteine belegt. Über die strukturellen Verbandsverhältnisse des Materials liegen keine Angaben vor. Pechsteingänge mit ausgezeichneter Plattung senkrecht zum Salband wurden durch CREDNER (1876) bei Wendishein und östlich von Lauschka beobachtet, die aber nicht mehr aufgeschlossen sind.

Im Raum von Meißen sind generell zwei Typen vulkanischer Gläser bekannt. Bemerkenswert ist, daß der Ursprung des Namens „Pechstein“ in Verbindung mit Rhyodazitgläsern vom Typ Meißen-Garsebach gebracht wird, die sowohl aus petrologischen als auch aus industriellen Gesichtspunkten mehrfach das Interesse auf sich lenkten. Die paläozoischen Rhyodazitgläser finden sich im Meißner Raum in so mächtiger Entwicklung wie in keinem anderen Eruptivgebiet Mitteleuropas. Sie sind in genetischer Verbindung mit dem Rhyolith vom Typ Dobritz (früher Dobritzer Quarzporphyr) zu sehen.

Der zweite Typ, ein Dazitglas (früher Porphyritpechstein) vom Typ Leutewitz wurde in einem kleinen Vorkommen im N von Leutewitz gefunden und stellt ein seltenes und petrographisch außergewöhnliches Gestein dar.

Eine der ersten Beschreibungen des Meißner Pechsteines gab CHARPENTIER (1778) in seiner „Mineralogie der Chursächsischen Lande“. NAUMANN (1845) betrachtete Pechstein, Felsit und Porphyr als eigenständige vulkanische Bildungen und RENTZSCH (1860) deutete den Pechstein sekundär aus Porphyr entstanden.

Eine mögliche Entstehung auf nassem Wege, wobei von einem „halbgefestigten“ zu festem Zustand keine Kristallisation erfolgte, hat FISCHER (1862) vorgeschlagen. Der Pechstein sei demnach aus der gleichen Schmelze wie der Porphyr entstanden, lediglich hätte die Porphyrschmelze eine Weiterentwicklung erfahren. Mit Beginn des 20. Jahrhunderts, als der sog. Pechstein oder auch Glasstein, wie er im glastechnischen Sprachgebrauch genannt wurde, als Glasrohstoff immer mehr Verwendung fand, erschienen eine Reihe von Veröffentlichungen, die sich intensiv mit Chemismus und Petrographie des Gesteins befaßten (SAUER 1888, 1889, 1910; STUTZER 1910a, 1910b, 1911; REINISCH 1928).

Besonders in dieser Zeit wurden eine Reihe wichtiger Erkenntnisse gewonnen, die infolge des damaligen Kenntnisstandes zu gegensätzlichen Meinungen zwischen SAUER und STUTZER über die Genese der Pechsteine führten (s. Pkt. 3.7.).

Im Zuge der zunehmenden Bedeutung wasserhaltiger vulkanischer Gläser als Rohstoff zur Blähmaterialherstellung erfolgte durch ADAM & SCHIRN (1963) eine detaillierte Untersuchung der Rhyolithgläser aus der Umgebung von Meißen. Eine Nutzung der dortigen Vorkommen ist bisher nicht vorgesehen.

Pechstein und Quarzporphyr sind in der Meißner Gegend durch exogene Einflüsse oberflächlich kaolinisiert. Dieses Verwitterungsmaterial wird seit langem auf einigen Lagerstätten (Seilitz – Löthain, Kaschka u.a.) abgebaut, da es sich als Rohstoff zur Herstellung von Porzellan und anderen Produkten gut bewährt hat.

Die Rhyodazitgläser des Meißner Raumes haben eine schwarze, braune, rote, gelbe und grüne Färbung. Schwarze Varietäten finden sich hauptsächlich am Götterfelsen bei Meißen-Buschbad, am Galgenberg bei Oberpolenz und anderen Orten. Rötliche Typen in Verbindung mit grünen und schwarzen Abstufungen treten auf den Korbitzer Schanzen auf. Grüner, gelbgrüner und gelber Pechstein findet sich bei Schletta, Garsebach und bei Wachnitz (SAUER, Erl. Blatt Meißen, 1889) (Bilder 7 – 9). Phänokristen treten im Rhyodazitglas nur vereinzelt auf und erreichen eine Größe bis zu etwa 2 mm im Durchmesser. Sphärolithische Bildungen sind am Kuhberge bei Wachwitz in großer Menge angetroffen worden. Ihre Größe schwankt von 0,5 bis 2 cm im Durchschnitt.

In einigen Pechsteinvorkommen, so z.B. zwischen Garsebach und Meißen-Buschbad treten die sog. „wilden Eier“ auf. Es handelt sich um kugelige oder ellipsoide Entglasungskörper im Glas. In der Regel lassen sich um einen Kern unterschiedlich gefärbte Schalen aushalten, die ohne scharfe Grenze ineinander übergehen.

Ein „Ei“ mit einem Durchmesser von mehr als drei Metern zeigte unter einer handbreiten, äußeren Rinde eine 1 bis 3 cm starke, durch Eisenoxid braunrot gefärbte Schale. Sie umschloß den hellgrau-braunen porphyränlichen Kern mit nester- und striemenförmigen braunen Partien von Wachsglanz und völlig dichtem Gefüge der Grundmasse (REINISCH 19928). Die dünne, braunrot gefärbte Schale war schaumig porös ausgebildet.

Innerhalb des Rhyolithglases sind Umwandlungerscheinungen, die letztlich zur Bildung von Kaolinit führten, sehr verbreitet. Ausgehend von perlitischen Teilbarkeitsflächen und andersgearteten Sprüngen, können sie das Gestein vollständig durchdringen. Dieses Material wurde von den meisten Bearbeitern als Felsit bezeichnet (KALKOWSKY 1884, u.a.).

Das Vorkommen des Dazitglases im Norden von Leutewitz ist nur durch Lesesteine belegt. Auf der Grundlage petrographischer und petrochemischer Untersuchungen wird das Gestein als glasig ausgebildete Bodenfazies des in der Umgebung weitverbreiteten Porphyrits angesehen (Autorenkollektiv 1972). Es handelt sich um einen ignimbritisch entstandenen Gesteinskörper. Häufig sind bis 2 mm große Phänokristen anzutreffen, die meistens als Kristallbruchstücke vorliegen. Das Glas der Grundmasse ist pechschwarz und die Grenzflächen zwischen den einzelnen Lavafetzen sind durch Hämatitsäume gekennzeichnet.

Das Dazitglas führt verhältnismäßig viele Bruchstücke der umgebenden Gesteine, wie z.B. Syenodiorit und sog. Porphyrit. Petrographisch entsprechen die Bruchstücke von Porphyrit genau dem in der Umgebung anstehenden Material. Sie sind weitgehend gerundet und weisen zum umhüllenden Glas eine scharfe Grenze ohne Schmelzerscheinungen auf. Das Gestein erhält dadurch einen agglomeratischen Charakter.

Im Gebiet des Tharandter Waldes sind rhyodazitische Gläser aus drei Vorkommen bekannt. Das bedeutendste liegt zwischen Spechtshausen und dem Ascherhübel und das dort vorkommende Gestein ist unter der Bezeichnung Kugelpechstein von Spechtshausen in der Literatur eingegangen. Ein petrographisch identisches Material ist in der Nähe von Braunsdorf zu finden, und die dritte Fundstelle, die sich im Gebiet von Mohorn befindet (SCHREITER 1929, 1931), ist verschüttet. Nachdem bereits COTTA (1836) eine Beschreibung des Kugelpechsteins geliefert hatte, befaßten sich ZIRKEL (1873) und KALKOWSKI (1884) eingehend mit der Untersuchung des Spechtshausener Vorkommens. Weitere detaillierte Bearbeitungen der Gläser des Tharandter Waldes liegen von SAUER (1891), ROSENBUSCH (1904-1908) und SCHREITER (1930, 1931a, 1931b) vor.

In letzter Zeit bearbeiteten SCHULZE (1963) und PÄLCHEN (1968) den Kugelpechstein petrographisch und petrochemisch.

Die Entstehung des Kugelpechsteins, insbesondere dessen Felsitkugeln, die von KALKOWSKY (1874) als abgeschmolzene Fragmente betrachtet wurden, deuteten SAUER (1891) als eine sekundäre und ROSENBUSCH (1904-1908) als eine primäre Entglasung. SCHREITER (1931a) vertrat die Ansicht, daß der Kugelpechstein ein heterogenes Glasgebilde sei, das aus einem agglomeratischen erstarrenden Schmelzfluß bzw. bei der „Überdeckung von zwei oder mehr Schmelzflüssen entstanden sei, von denen der eine möglicherweise in einen in felsitischer Erstarrung befindlichen Schmelzfluß mit geringem Zeitphasenunterschied schnell eingedrungen ist“.

SCHULZ (1963) erkannte an den Tharandter Rhyodaziten Ignimbritstrukturen und Autorenkollektiv (1972) stellte die rhyolithoiden Gesteine (Quarzporphyr, quarzarmer Porphyr, Kugelpechstein) als fazielle Varietäten einer ignimbritischen Ejektion dar, wobei die glasige Ausbildung des Materials auf die Bodenpartien beschränkt zu sein scheint.

Das Vorkommen von Spechtshausen hat eine nahezu kreisrunde Form und einen Durchmesser von etwa 200 Meter. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus schwarzem Glas, in dem sich häufig bis 3 mm große Phänokristen befinden. Sie sind meistens zerbrochen. Ferner befinden sich in zahlreicher Menge die namengebenden Kugeln von felsitisch-dichtem gelbrotem Material in der Grundmasse. Ihre Größe schwankt von mikroskopisch klein bis zu etwa einem Zentimeter. Außerdem konnten Kugeln mit Kopfgröße beobachtet werden, die mit den sog. wilden Eiern aus dem Gebiet von Garsebach bei Meißen artsverwandt waren (Bild 12).

Ausgehend von Klüften und Sprüngen im Glas sind häufig Kristallisationen zu beobachten, deren Gefüge dem der Kugeln zumindest makroskopisch ähnlich ist.

Analoge Verhältnisse liegen bei dem ebenfalls nur durch Lesesteine belegten Vorkommen im Süden von Braunsdorf vor, so daß schon früher einer Zuordnung beider Vorkommen zu einem Vulkanitkörper vermutet wurde (PIETZSCH 1922). Auch hier treten neben den kleinen felsitischen Kugeln wie bei dem Vorkommen bei Spechtshausen die sog. wilden Eier auf. Ein derartiger Körper wurde mit der Größe von 1,5 Meter im Durchmesser beobachtet (Bild 12).

Aus dem Gebiet des Döhlener Beckens ist kein echt glasiges Gestein bekannt. Aufgrund petrographischer Analoga des Rhyoliths vom Typ Wachtelberg (Wachtelberg-Porphyr) mit glasigen Gesteinen wurde dieses Material als entglaster Vitrophyr angesprochen (PIETZSCH 1917).

Das Gestein tritt in Form einer maximal 10 Meter mächtigen Decke auf und streicht am Wachtelberg bei Freital sowie bei Rippien und Hänichen zu Tage aus. Die Verbindung zwischen den beiden Vorkommen ist nicht belegt.

Bei Hänichen, am ehem. Beharrlichkeitsschacht, wurde als Lesestein eine kopfgroße Rhyolithkugel mit einem ca. faustgroßen eckigen Hohlraum gefunden (Bild 13).

Bei Obermühlbach, im Raum zwischen Flöha und Frankenberg, kommt in einem kleinen, durch Lesesteine belegten Vorkommen rhyolithisches Glas vor. Sein Auftreten wurde bisher gangförmig in dem dort auftretenden Porphyrtuff gedeutet (ROTHPLETZ 1881), da früher in den dortigen Tuffbrüchen in tiefen Anschnitten das Gestein in dieser Form beobachtet worden sein soll.

Das Gefüge des früher als Pechstein bezeichneten Gesteines hat ignimbrischen Charakter mit großen Glasfetzen (Bilder 14, 15). Es dürfte wohl am Boden der Steinbrüche eine glasig ausgebildete Varietät des Ignimbrites angeschnitten gewesen sein. Es ist anzunehmen, daß in dem auf einen Kilometer begrenzten Vorkommen von Porphyrtuff und Pechstein der Deckenrest eines ehemals größeren Ignimbritkörpers vorliegt, der entsprechend seiner Verschweißungszonalität in seinen oberen Bereichen tuffartig und an der Basis als kompaktes Glas ausgebildet ist.

Das Rhyolithglas ist ein schwarzes, glasig glänzendes Gestein, in dem viele Fremdgesteinsfragmente bis zur mikroskopischen Kleinheit eingeschlossen sind. Echte Phänokristen treten praktisch nicht auf. Unter den Gesteinseinschlüssen finden sich Schiefer mit Quarzknuern, muskovitreiche Schiefer, Aggregate von Quarz und Plagioklas oder nur von Quarz (ROTHPLETZ 1881). Gut entwickelt ist die perlitische Teilbarkeit. Die einzelnen Sprünge sind im Millimeterbereich durch Hämatit gerötet und „felsitisch“ entglast (Bild 15). Auch grünliche, 1 bis 5 cm große felsitische Kugeln kommen in der Grundmasse vor.

Pechstein und besonders auch der erwähnte Tuff führen reichlich gerundete Bruchstücke eines rötlichbraunen Rhyoliths, der millimetergroße Einsprenglinge führt. Ein solches Gestein ist bisher aus der Umgebung nicht bekannt (Bild 16).

Im Erzgebirgischen Becken, speziell im Gebiet zwischen Karl-Marx-Stadt und Zwickau, liegt das Verbreitungsgebiet eines dazitischen, hauptsächlich glasig ausgebildeten Ignimbritkörpers. Er ist an vielen Stellen durch unter- und übertägige Aufschlüsse belegt.

Bereits in der Mitte des vorigen Jahrhunderts zog die damals nicht interpretierbare Verschweißungszonalität des Ignimbrits das Interesse auf sich, das in einer wissenschaftlichen Auseinandersetzung zwischen JENTZSCH und GEINITZ seinen Ausdruck fand. JENTZSCH (1858a, 1858b) hatte erkannt, daß die Entstehung von Pechstein und Quarzporphyr einem einzigen Eruptionsakt zuzurechnen sei, wogegen GEINITZ (1859) die verschiedenen Gesteine als mehr oder weniger eigenständige Ergüsse betrachtet.

ZIRKEL (1873) äußerte sich über den Pechstein von Zwickau, daß es scheine, als ob man es mit regellos zusammengehäuften Glasfragmenten, also mit einer Brekzie halberstarrter aneinandergedrückter Glasstücke zu tun habe.

Mit der geologischen Landesaufnahme Sachsens legte um 1880 SIEGERT in den Erläuterungen zu den Kartenblättern 1 : 25 000 eine Zusammenstellung des strukturellen und petrographischen Kenntnisstandes über den Quarzporphyr-Pechstein-Körper vor. Erstmals wurde die räumlich-strukturelle Verbindung aller Quarzporphyr-Pechstein-Aufschlüsse dargestellt und ihre Zuordnung zu einem weit aushaltenden und geringmächtigen Vulkanitkörper nachgewiesen.

Einen Versuch, die im Gestein häufig auftretenden Kugelbildungen (sog. versteinerte Nüsse) als echte vulkanische Bomben zu deuten, hat STECHER (1916, 1925, 1928, 1931) in mehreren monographischen Arbeiten unternommen und hat weiterhin, das Ergebnis ZIRKELS zugrunde legend, auf eine Aschestruktur des Pechsteins hingewiesen (STECHER o.J., etwa 1932). Die einzelnen porphyrischen Gesteine des Dazitkörpers ordneten SCHÜLLER (1954) und HOYNINGEN-HUENE (1959) einem einzelnen Vulkanitkörper zu, dessen Zonalität durch unterschiedliche posteffusive Umwandlung entstanden sei. Die Platznahme des Vulkanits durch eine ignimbritische Ejektion stellte JENTSCH (1971) auf der Grundlage petrographischer und struktureller Untersuchungen dar.

Eine Nutzung der Gesteine des Dazitkörpers sowie der mit ihm verbundenen Mineralisationen war in der Vergangenheit wiederholt versucht worden. Besonders die Vorkommen von gediegenem Kupfer, die im Raum von Zwickau eine gewisse Verbreitung haben, haben mehrfach das Interesse auf sich gezogen. Leider waren die Versuche, das Kupfer bergmännisch zu gewinnen, nicht von Erfolg (HOYNINGEN-HUENE, 1959).

Chalcedone, Karneole sowie Achate sind seit dem Beginn des 18. Jahrhunderts aus Rottluff, Altendorf (Stadtgebiete von Karl-Marx-Stadt), aus dem Raum Glauchau, Oberlungwitz und Zwickau in Verbindung mit dem Dazit bekannt (AGRICOLA 1546; STEINBRÜCK 1710; WILSDORF 1871 u.a.).

Zur Herstellung irdener Gefäße fanden die Zersetzprodukte des Pechsteins und auch des Quarzporphyrs im 18. Jahrhundert Verwendung. Die in den Ausstrichzonen des Ignimbrits in vergangener

Zeit rege betriebenen Steinbrüche kamen Anfang des 20. Jahrhunderts zum Erliegen (SIEGERT 1901).

Der ignimbrische Dazit im Autun des Erzgebirgischen Beckens ist über eine Erstreckung von etwa 200 km² bei einer Mächtigkeit von 5 bis 20 m nachgewiesen (JENTSCH 1971). Entsprechend der nach dem Temperaturgefälle eingetretenen Verschweißungszonalität im Sinne von MARSHALL (1935) lassen sich drei Gesteinstypen unterscheiden (Bilder 23-35).

An der Basis und im oberen Teil des Ignimbriskörpers tritt ein schwach bis nicht verschweißter Typ auf. Die Grundmasse besteht aus Tonmineralpartikeln, die umgewandeltes Glas darstellen. Das Gestein hat große Ähnlichkeit mit Aschetuffen. Deswegen sahen frühere Bearbeiter (SIEGERT 1909) das Material als selbständige Tuffe an, in denen Quarzporphyr und Pechstein eingeschaltet sind. Die Absonderung ist ungleichförmig bis dickplattig und das Gestein hat dunkelrote bis hellbeige Färbung. Der Übergang vom schwach verschweißten Typ im oberen Teil des Ignimbriskörpers zu dem darunterlagernden Phänolatitglas (Pechstein) ist oft nicht ebenmäßig scharf ausgebildet, sondern fleckig. Diese Flecken sind mehr oder weniger scharfkantig und in Richtung zur Pseudofluidaltextur eingeregelt. Ihre Größe schwankt zwischen einigen Zentimetern und mehreren Dezimetern. Diese fleckig-brekiösen Partien von tuffartigem zu glasig-kompaktem Material fehlen an der Basis des Gesteinskörpers, wo ein ähnliches Verschweißungsprofil entsprechend dem ehemaligen Temperaturgefälle auftritt.

Von dem tuffartigen Material eingeschlossen befindet sich in den inneren Teilen des Ignimbrites ein schwarzes bis grünlich-schwarzes, manchmal auch bräunliches Phänolatitglas (früher Pechstein von Zwickau, Planitz, Rottluff, Altendorf u.a.O.). Sein Grad der Verschweißung wird als mäßig bezeichnet (JENTSCH 1971). Die Absonderung dieses Typs ist kompakt mit unregelmäßig polyedrischer Klüftung (Abb. 13).

Linsenförmige Einschaltungen von stark verschweißtem und autopneumatolytisch verändertem Material befinden sich weiterhin an vielen Stellen im Inneren des Ignimbriskörpers. Dieser dritte Typ, als Phänovitrolatit bezeichnet, ist als Quarzporphyr oder Hornsteinporphyr bekannt geworden. Im Unterschied zum Latitglas ist seine Absonderung plattig, wobei die einzelnen Platten diskusartig ineinander verzahnt sind. Diese Erscheinung tritt oft bei Ignimbriten auf (ZEIL & PICHLER 1967). Der Gesteinstyp hat eine rötliche bis bräunliche Färbung.

Sowohl im Phänolatitglas als auch in Phänovitrolatit (Pechstein und Quarzporphyr) treten Kugelbildungen auf, die als Entglasungs- und Entgasungsgebilde bekannt sind (PIETZSCH 1963; JENTSCH 1971). Unter Pkt. 4.0 haben sie eine nähere Beschreibung erfahren.

Die Grenze von Pechstein zu Quarzporphyr ist meistens scharf ausgebildet, wobei die Pseudofluidaltextur diese Trennfläche durchsetzt. Manchmal kann ein brekiöser Übergang eintreten, der auf Spannungen im Platznahmestadium hinweist. Auffällig ist die starke Klüftung in dem stark verschweißten Gestein. Oft sind vertikale Absonderungsspalten zu beobachten, die durch Volumenverringerung bei Entglasung und Entgasung des Ignimbrites entstanden zu deuten sind. Ihre Form ist unregelmäßig und es kann keine Übereinstimmung gegenüberliegender Klüftflächen erreicht werden.

Schlauchartige Gaskanalfüllungen im Ignimbit sind aus Karl-Marx-Stadt-Altendorf bekannt. Sie bestehen aus Chalcedon und anderen Quarzvarietäten. Das ehemals umgebende vulkanische Material lag bentonitisiert vor und wurde im Zuge der Verwitterung abgeführt. An diesen Chalcedonkörpern konnten verschiedene Entwicklungsstadien von der geraden Gasröhre über die zusammengedrückte Röhre bis zu abgetrennten Gasblasen beobachtet werden. In Richtung des Pseudofluidalgefüges hatten sich unverfestigte Schmelzenteile keilförmig in die Gasröhre eingeschoben (JENTSCH 1972) und mit fortschreitender Verdichtung des ignimbitischen Materials eine Abschnürung von Röhrenteilen bewirkt.

Eine genetische Verbindung zu sog. Rhyolithkugeln besteht nicht.

3.3. Mikroskopische Untersuchungen

3.3.1. Mineralbestand und Gefüge

3.3.1.1. Gesteinsansprache nach Phänokristenbestand

Bereits im vergangenen Abschnitt wurde auf die breite Variabilität im Phänokristengehalt der Gläser aufmerksam gemacht. Nicht nur ihr Gesamtanteil am vulkanischen Glas ist für das jeweilige Gestein charakteristisch, sondern auch Mineralbestand und mengenmäßige Verteilung zwischen den einzelnen Mineralphasen. Aus diesen Daten ergibt sich ferner die Gesteinsbezeichnung nach dem auf der STRECKEISEN-Klassifikation begründeten Fachbereichsstandard des ZGI der DDR (Tab. 2, Abb. 5)

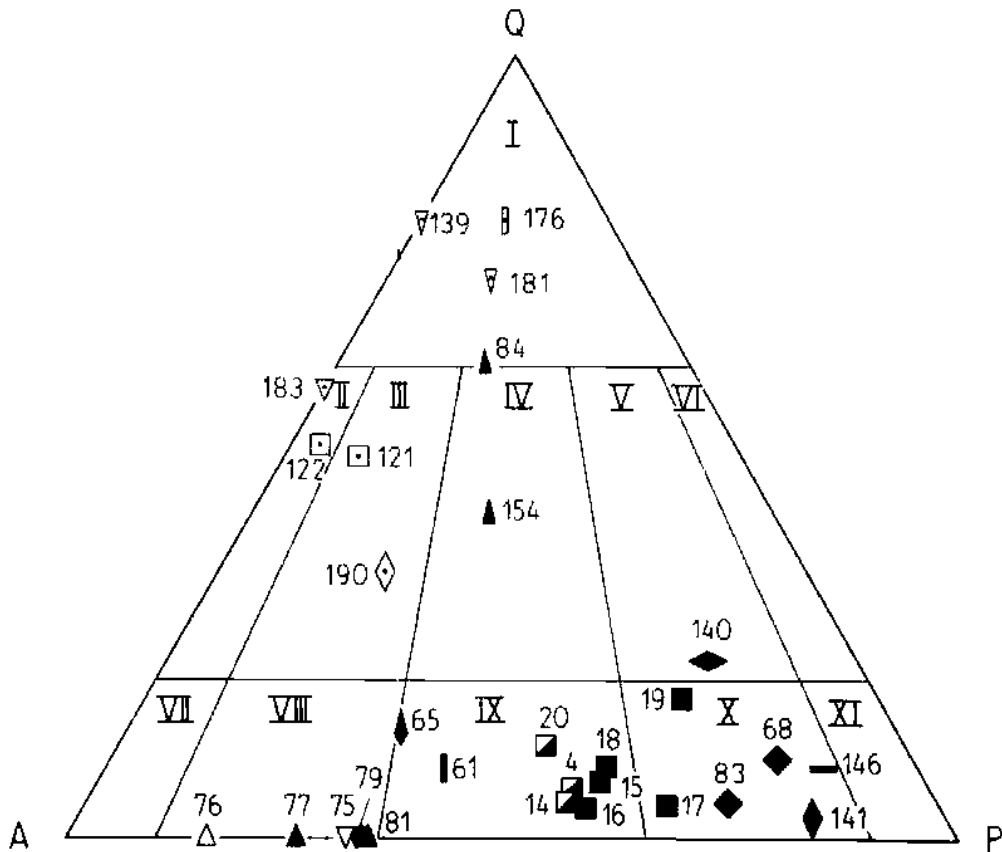
Der Phänokristenbestand der Rhyolithoide von Mockzig, Wechselburg und Hänichen wurde wegen seines geringen Anteils (< 1 %) am Gesamtgestein nicht quantitativ bestimmt. Damit entfällt eine nomenklatorische Einstufung dieser Gesteine nach dem Modalbestand. Ebenfalls nicht eingestuft konnte das rhyolithoide Glas von Obermühlbach werden, da in ihm zwar viele Relikte sialischer Gesteine (sog. Xenokristalle) auftreten, aber keine echten Phänokristen. Auf Grund von Analogien wurden diese Gesteine zu den rhyolithoiden Typen gestellt. Die Einstufung des Rhyolithoid von Metzdorf erfolgte nach mikroskopischen Kennzeichen.

Eigentümlich sind in ihrem Einsprenglingsbestand die als Quarzvulkanite bezeichneten Gesteine von Obermühlbach und Flöha. Es ist möglich, daß der abnorm hohe Quarzgehalt nur lokale Verbreitung im Gestein aufweist, dennoch sind hohe Quarzgehalte als charakteristisch für die Rhyolithoide des Frankenberger und Flöhaer Raumes erkannt worden.

Nach dem Modalbestand der Phänokristen lassen sich die untersuchten Gläser zwei Gruppen zuordnen, die sich, wie weiter unten beschrieben, auch petrochemisch unterscheiden. Unterscheidungsmerkmale ist der einerseits fehlende und andererseits bis etwa 10 % betragende Pyroxenanteil der Phänokristen. Zur ersten Gruppe, dem pyroxenfreien Typ zählen die vulkanischen Gläser von Meißen, Spechtshausen, Braunsdorf und Obermühlbach, zum zweiten, dem pyroxenführenden Typ, die Gläser von Korpitzsch, Queckhain, Ebersbach, Buchheim, Wiederau sowie die Gläser aus dem Raum zwischen Karl-Marx-Stadt und Zwickau. Die untersuchten Vulkanite von Wechselburg, Mockzig und Hänichen nehmen auf Grund ihres geringen Phänokristengehaltes und

besonders auch wegen ihres Gefüges eine gewisse Sonderstellung ein. Die regionale Verbreitung der beiden ausgehaltenen glasigen Vulkanittypen zeigt, daß die pyroxenführenden Gläser westlich der Linie Meißen – Karl-Marx-Stadt vorkommen, die pyroxenfreien östlich davon. Diese Grenze ist gleichlaufend mit dem Zentralsächsischen Lineament im S. v. WATZNAUER (1965). Dieser Umstand wirft eine Reihe wichtiger Kriterien zur Einschätzung der Genese dieser Vulkanite auf, da dieses Material als Kriterium für eine mögliche Mantelabkunft von rhyolithischen bis andesitischen Schmelzen herangezogen wird (NABOKO 1974).

Abb. 5: Phänokristen-Modalbestand der untersuchten Vulkanite im



QAP-Dreieck

- | | |
|--------------------------|--------------------------|
| I - „Quarzvulkanit“ | VII - Phänoalkalitrachyt |
| II - Phänoalkalirhyolith | VIII - Phänotrachyt |
| III - Phänorhyolith | IX - Phänolatit |
| IV - Phänorhyodazit | X - Phänolatitandesit |
| V - Phänodazit | XI - Phänoandesit |
| VI - Phänoquarzandesit | |

4, 14, 20 - Vitrorhyodazit Karl-Marx-Stadt; 15, 16, 17, 18, 19 - Dazitglas Karl-Marx-Stadt; 61 - Rhyodazitglas Ebersbach; 65 - Rhyodazitglas Korpitzsch; 68, 83 - Dazitglas Leutewitz; 75 - Rhyodazit Spechtshausen; 79 - Rhyodazitglas Spechtshausen; 76 - Rhyodazit Braunsdorf; 77, 81 - Rhyodazitglas Braunsdorf; 84, 154 - Rhyodazitglas Garsebach; 121, 122 - Rhyodazit Erdmannsdorf; 139, 181 - Rhyolith Obermühlbach; 140 - Rhyodazitglas Brösen; 141 - Rhyodazitglas Queckhain; 146 - Rhyodazitglas Buchheim; 176 - (Alkali-)rhyolith Flöha; 183 - (Alkali-)rhyolith Altenhain b. Flöha; 190 - Rhyolith Augustusburg.

Zu dieser Problematik wird unter Pkt. 5 näher eingegangen.
























3.3.1.2. Phänokristen und Xenokristalle

Phänokristen und Xenokristalle sind kristalline Einschlüsse in Effusivgesteinen. Sie werden nach ihrer Genese unterschieden. Die Bildung der Phänokristen erfolgte intratellurisch im magmatischen Herd durch Kristallisation der Schmelze. Im Gegensatz dazu sind die Xenokristalle Bruchstücke des Nebengesteins, das entweder bei der Bewegung der Schmelze zur Oberfläche aufgenommen wurde, oder es handelt sich um reliktsche Teile des Substrates, aus dem sich die Schmelze gebildet hat (NASEDKIN 1975).

Die Bearbeitung der Phänokristen in ihrer Eigenschaften als intratellurisch gebildete Mineralindividuen ergibt wichtige Aspekte zur Lösung magmatologisch-minerogenetischer Fragestellungen. Die Einsprenglinge vulkanischer Gläser sind dazu besonders geeignet, da Reaktionen zwischen sich kristallisierender Grundmasse und Einsprenglingen nicht oder nur untergeordnet ablaufen konnten. Dadurch ist es möglich, einige Rückschlüsse auf die Bedingungen im Stadium der Phänokristenbildungen zu ziehen.

Der Phänokristenbestand in sauren vulkanischen Gläsern wird im allgemeinen von folgenden Mineralen gebildet:

Tabelle 2: Ansprache der untersuchten Gesteine nach traditionellen, modalen und normativen Gesichtspunkten

Traditionelle Bezeichnung	Bezeichnung nach ZGI-Fachbereichsstandard	Bezeichnung nach Standard-Katanorm	Lokalität	Symbol
Pechstein	Phänorhyodazitglas	Rhyodazitglas	Meißen-Garsebach	
Quarzporphyr	Phänorhyodazit	Rhyolith	Dobritz	
Kugelpechstein	Phänotrachytglas	Rhyodazitglas	Spechtshausen	
Kugelpechstein	Phänotrachytglas	Rhyodazitglas	Braunsdorf	
Quarzporphyr	nicht bestimmbar	nicht bestimmbar	Hänichen	
Pechstein	nicht bestimmbar	Rhyodazitglas	Obermühlbach	
Quarzporphyr	(Quarzvulkanit)	Rhyolith bis -dazit	Obermühlbach	
Quarzporphyr	Phäno(-alkali)-rhyolith	Rhyodazit	Erdmannsdorf	
Quarzporphyr	(Quarzvulkanit)	(Alkali)-Rhyolith	Flöha	
Quarzporphyr	Phänoalkali-rhyolith	(Alkali)-Rhyolith	Altenhain	
Quarzporphyr	Phänorhyolith	Rhyolith	Augustusburg	
Quarzporphyr	Rhyolithoid	nicht bestimmbar	Metzdorf	
Pechstein	Phänoalatitglas	Dazitglas	Karl-Marx-Stadt	
Quarzporphyr	Phänovitrolatit	Vitrorhyodazit	Karl-Marx-Stadt	
Vitrophyr	Phänoalatitglas	Rhyodazitglas	Ebersbach	
Vitrophyr	Phänoalatitandesit	Rhyodazitglas	Buchheim	
Pechstein	Phänoalatitglas	Rhyodazitglas	Korpitzsch	
Pechstein	Phänoalatitandesitglas	Rhyodazitglas	Queckhain	
Pechstein	Phänoquarzandesitglas	Rhyodazitglas	Brösen	
Porphyritpechstein	Phänoalatitandesitglas	Dazitglas	Leutewitz	
Porphyrit	Phänoalatitandesit	Dazit	Leutewitz	
Vitrophyr	nicht bestimmbar	Dazit	Mockzig	
Vitrophyr	nicht bestimmbar	Rhyodazit	Wechselburg	

Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Pyroxen, Amphibol, Biotit und Olivin (vgl. Abb. 6)

In diesem Zusammenhang sind mit zu nennen, sofern es sich ebenfalls um intratellurische Ausscheidungen handelt, folgende akzessorischen Minerale:

Apatit, Zirkon, Oxide des Ti und Fe, Orthit.

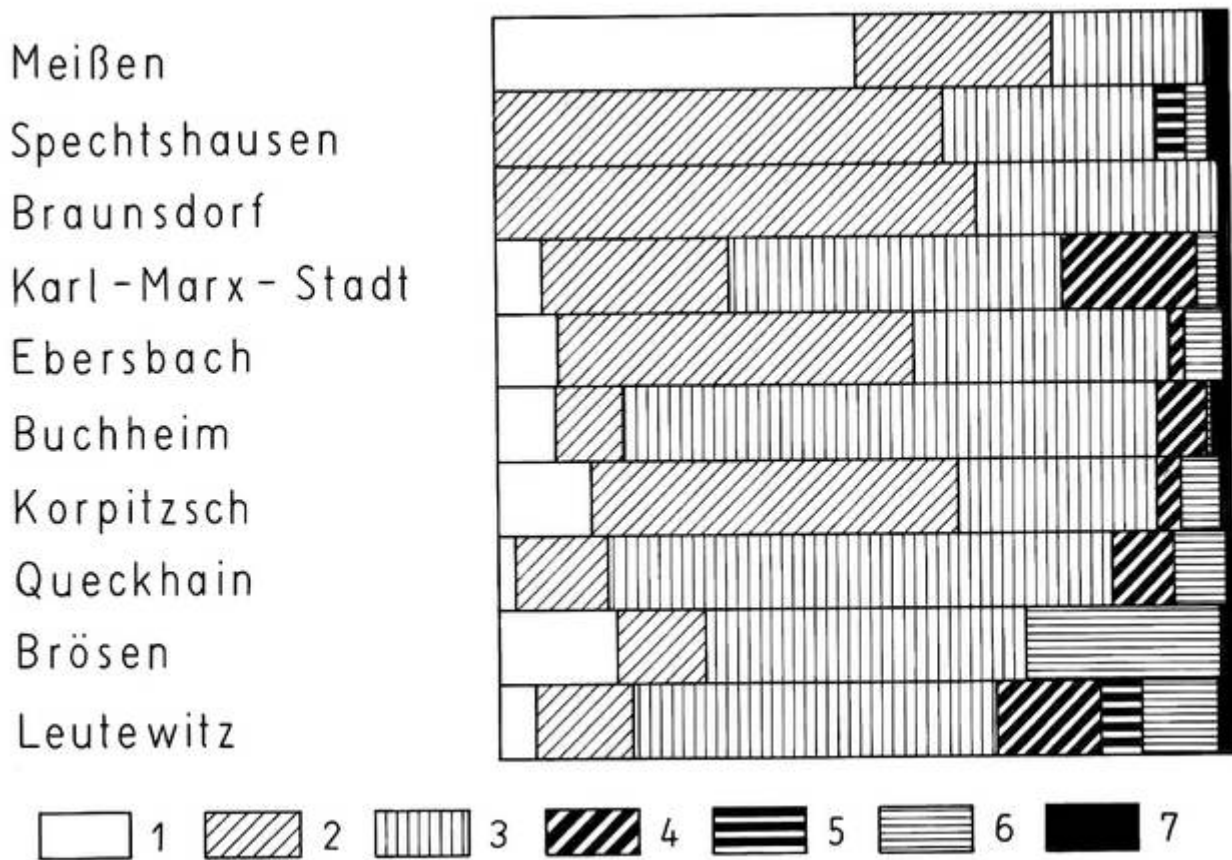


Abb. 6: Varianz des Phänokristen-Mineralbestandes in den untersuchten Gläsern

1 - Quarz; 2 - K-Feldspat; 3 - Plagioklas;
4 - Pyroxen; 5 - Amphibol; 6 - Biotit; opake Minerale

Glastyp I: Meißen, Spechtshausen; Braunsdorf

Glastyp II: Karl-Marx-Stadt, Ebersbach, Buchheim. Korpitzsch, Queckhain, Leutewitz

In allen glasigen Vulkanitausbildungen des Untersuchungsgebietes und besonders bei denen, die durch einen ignimbrischen Eruptionsmechanismus entstanden sind, liegen die Phänokristen zerbrochen vor. Diese Kataklase ist in großem Maße auf turbulente Strömungsverhältnisse bei der Extrusion zurückzuführen. Demgegenüber werden auch zerbrochene Kristalle angetroffen, deren Bruchstücke unmittelbar benachbart liegen und sich theoretisch zu einem größeren Individuum zusammensetzen lassen. Diese Erscheinung tritt sowohl bei den ignimbrischen als auch bei den geflossenen Typen auf. Bei Biotit äußert sich eine mechanische Beanspruchung durch pinselartiges Aufblättern an den Kristallrändern, wie sie von ZEIL & PICHLER (1967) an känozoischen Ignimbriten der Anden beschrieben wurde. Es dürften im Gestein bei der Erstarrung Spannungen geherrscht haben, die derartige Deformationen bewirkten. Die entstandenen Risse sind durchweg verkittet und oft ist in ihnen die Glasmasse kristallisiert. Ausnahmen bilden die Rhyolithe von Altenhain, Flöha, Mockzig, Wechselburg und Hänichen. Bei ihnen ist die Grundmasse weitgehendst kristallisiert und die Phänokristen wenig zerstört, so daß die Erscheinung, eine Kataklase in situ, schwerpunktmäßig den glasig erstarrten Vulkaniten zugeschrieben werden kann.

Kalifeldspatphänokristen treten in allen Gläsern des Untersuchungsgebietes auf. Sie sind besonders durch ihre Frische und durch geringfügige Umwandlungerscheinungen wie Serizitisierung gekennzeichnet. Außerdem ist ihr optischer Charakter in der Regel optisch einachsig bis schwach zweiachsig negativ. Diese Kalifeldspäte haben im Gegensatz zu Orthoklasen kristallisierter Porphyre aus der variszischen Subsequenzperiode ihren Sanidincharakter beibehalten. Da mit der Kristallisation der Grundmasse von vulkanischen Gesteinen bedeutende Wärmemengen freigesetzt werden, waren die Kalifeldspäte dementsprechend längere Zeit einer thermischen Beanspruchung unterworfen. Das dürfte bei den holokristallinen Vulkaniten den Umwandlungsprozeß vom Sanidin zum Orthoklas begünstigt oder angeregt werden. Bei der Erstarrung der Schmelze in Form von Glas entfiel diese Kristallisationswärme weitgehend. Die Sanidine wurden „abgeschreckt“ und konnten wahrscheinlich deshalb ihre Eigenschaften erhalten.

Eine weit verbreitete Erscheinung in sauren bis intermediären Vulkaniten ist die Resorption von Phänokristen. In erster Linie ist der Quarz von dieser Lösungswirkung betroffen. Weiterhin war festzustellen, daß die Resorption vor der oben beschriebenen Kataklyse ablief, vermutlich intratellurisch. Der Mineralbestand der Phänokristen ist in den vulkanischen Gläsern mannigfaltig. Neben den für saure Gesteine typischen Phasen wie Quarz, K-Feldspat, Plagioklas und Biotit finden sich in wechselnder Menge rhombische und monokline Pyroxene, Hornblenden u.a. Minerale. Diese Varianz ist bei Vulkaniten mit kristalliner Grundmasse in dem Maße nicht ausgeprägt. HELLMERS (1920) konnte sogar im Quarzporphyr von St. Egidien (Phänovitrolatit vom Typ Karl-Marx-Stadt) Olivin beobachten.

Olivin kommt in sauren Gesteinen verhältnismäßig selten vor. TYRREL (1928) beschrieb ihn aus glasigen Gesteinen von Island und der Insel Arran. Aus Hyalolipariten Transkarpatiens SOBOLJEV u.a. 1947) und aus dem Čukotsker Gebiet (NASEDKIN 1963) wurde ebenfalls Olivin beschrieben.

Es ist möglich, daß mit dem Vorhandensein von Olivin und anderer femischer Minerale (z.B. Pyroxen) in sauren Magmatiten ein Hinweis auf Manteleinfluß durch Kontamination und Hybridisation vorliegt.

Plagioklas tritt in allen untersuchten glasigen Gesteinen in wechselnder Menge auf. Als eine Besonderheit wurden in den Gläsern von Karl-Marx-Stadt, Leutewitz, Korpitzsch und in geringem Maße auch im sog. Vitrophyr von Ebersbach zwei verschiedenartige Plagioklasgenerationen beobachtet. Die genannten Gesteine zählen zu dem pyroxenführenden Typ. HELLMERS (1920) konnte von vereinzelt auftretendem stark korrodierten Labrador (Plagioklas I) neben Albitoligoklasen (Plagioklas II) im Quarzporphyr zwischen Karl-Marx-Stadt und Hohenstein-Ernstthal berichten.

Der ältere Plagioklas I ist in allen untersuchten Gläsern mehr korrodiert und einer Kataklyse im o.g. Sinne unterzogen worden als der jüngere Plagioklas II. Außerdem war bei ihm ein Einsprenglingscharakter im genetischen Sinne nicht zu belegen. Es dürfte sich in diesem Falle um Xenokristalle von

in die Aufschmelzung einbezogenen Krustenteile oder um andersgeartete Frühausscheidungen handeln. Im Phänolatitglas des Erzgebirgischen Beckens sind diese Plagioklase derart mit Pyroxen verwachsen, daß ein Schluß auf Xenolithe basischer Gesteine denkbar ist (vgl. JENTSCH 1971)(Bilder 29-31).

Im Phänolatitandesitglas von Leutewitz liegen Aufschmelzungen des Plagioklas vor, die vom Inneren eines Individuums aus längs Spaltrissen orientiert das Mineralkorn erfassen (Bild 65). Der Plagioklas II ist meistens zonar, gelegentlich auch oszillierend zonar aufgebaut. Er liegt weniger korrodiert als Plagioklas I vor und ist zeitlich nach ihm entstanden. Auch der Grad der Kataklyse ist weitaus geringer bei Plagioklas I.

Aus der Art der Xenokristalle ließen sich Rückschlüsse auf die des Ausgangsmaterials der vulkanischen Schmelzen ziehen. Häufig war zu beobachten, daß sie zu mono- und polymineralischen Aggregaten verwachsen sind, wobei das ihnen innewohnende Gefüge das Edukt charakterisiert. Für derartige Aussagen auswertbare Xenokristalle und -aggregate konnten in den Gläsern von Karl-Marx-Stadt/Zwickau, Ebersbach, Korpitzsch, Queckhain, Leutewitz, Obermühlbach und im Rhyodazit vom Burgstall bei Wechselburg angetroffen werden (Bild 29-34). In den pyroxenführenden Gläsern sind es, wie oben beschrieben, hauptsächlich Verwachsungen zwischen Plagioklas (Andesin bis Labrador) und rhombischen Pyroxen. Der Plagioklas entspricht dem basischeren Typ I.

Im Dazitglas von Leutewitz treten darüber hinaus Verwachsungen von Plagioklas I und grüner Hornblende auf, die mengenmäßig den Pyroxen-Plagioklas-Verwachsungen überwiegen. Es liegt nahe, in diesen Aggregaten Bruchstücke des in der Nähe anstehenden Biotit-Hornblendegranodiorit zu sehen. Die Plagioklas-Pyroxen-Verwachsungen sind ohne weiteres keinem in diesem Gebiet bekannten Gestein zuzuordnen. Eventuell handelt es sich um Xenolithe gabbroider Tiefenkörper oder, was ebenfalls wahrscheinlich ist, um frühe Kristallisate im Verlaufe der Entwicklung im magmatischen Herd. Sie wurden teilweise wieder in den Schmelzzustand regeneriert.

Tabelle 3: Albit-Anorthit-Gehalte von Plagioklasen in glasigen Gesteinen (Bestimmung nach Methode SCHUMANN)

Gestein	Lokalität	Plagioklas I	Plagioklas II
Phänoalatitglas	Korpitzsch	Ab ₆₅ An ₃₅ (Andesin)	Ab ₈₅ An ₁₅ (Oligoklas)
Phänoalatitglas	Ebersbach	Ab ₅₅ An ₄₅ (Andesin)	Ab ₈₅ An ₁₅ (Oligoklas)
Phänoalatitandesitglas	Leutewitz	Ab ₅₅ An ₄₅ (Andesin)	Ab ₇₅ An ₂₅ (Oligoklas)
Phänovitrolatit (HELLMERS 1920)	Hohenstein- Ernstthal bei Chemnitz	? (Labrador)	Ab ₈₅ An ₁₅ (Oligoklas)

Beachtlich abweichend von den beschriebenen Gesteinstypen sind Phasenbestand und Gefüge des Rhyodazites vom Burgstall bei Wechselburg. Phänokristen und Xenokristalle treten sporadisch in Schlieren der Grundmasse und nahezu perlschnurartig angereiht auf. Meistens sind die verschiedenen Mineralarten zusammengewachsen, wobei freigewachsene Flächen der Phänokristen zur Idiomorphie neigen (Bilder 71, 72). Lediglich die Kanten sind abgeschmolzen. Xenokristalle zeigen diese Erscheinung kaum, sie haben eine bevorzugt unregelmäßig eckige oder gerundete Begrenzung. Die Einzelminerale sind meistens umgewandelt, näheres dazu ist unter Punkt 3.3.2. angeführt (Bild 72).

Primär bestanden Xenokristalle und Phänokristen aus Plagioklas, Kalifeldspat und Pyroxen, deren Nachweis in Form von Relikten oder typischen Pseudomorphosen erfolgte. Die Reihenfolge der Minerale entspricht ihrer mengenmäßigen Verteilung. Als Ilmenit konnte ein opakes Mineral bestimmt werden, das mit den Phänokristen verwachsen auftritt und Spaltbarkeit erkennen läßt.

In den Fällen, wo die kristallinen Teile in der Grundmasse entweder Phänokristen oder Xenokristallen zugeordnet werden konnten, zeigte sich eine Differenzierung. Die Phänokristalle bestehen aus Plagioklas, Pyroxen und untergeordnet Kalifeldspat. Außerdem tritt mit ihnen in Verbindung Ilmenit auf. Die Xenokristalle haben hauptsächlich Kalifeldspat und Plagioklas als Komponenten, Pyroxen fehlt. Bemerkenswert ist das Fehlen von Biotit als Einsprenglingsmineral.

Außergewöhnlich ist die innere Struktur der Phänokristen im Alkalirhyolith von Altenhain bei Flöha. Es handelt sich um bis mehrere Millimeter große Individuen mit idiomorpher Ausbildung, wobei in einer Kalifeldspatgrundsubstanz etwa zu gleichen Teilen Quarz graphisch eingewachsen ist. Gelegentlich ist Zonarbau dieser Aggregate zu beobachten, indem die äußeren Zonen ein gröberes graphisches Gefüge aufweisen als die inneren (Bilder 59, 60). Andere Phänokristen als diese Quarz-Kalifeldspat-Aggregate konnten nicht nachgewiesen werden. Lediglich in größerer Menge als die Einsprenglinge treten

Xenokristalle und Xenolithe eines granitoiden Gesteines auf. Sie bestehen vornehmlich aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas.

Die sauren Vulkanite von Flöha und Erdmannsdorf haben relativ hohen Quarzgehalt in der Zusammensetzung der Phänokristen, Xenokristalle treten sehr untergeordnet auf. Im sog. Quarzvulkanit von Flöha ist im Unterschied zum Alkalirhyolith von Altenhain eine stärkere Kataklyse der Einsprenglinge zu beobachten.

Ähnlich zu den oben genannten zwei Vulkaniten ist das ebenfalls als „Quarzvulkanit“ bezeichnete Gestein von Obermühlbach bei Frankenberg.

Im Dazit von Mockzig sind nur vereinzelt kleine kristallisierte porphyrische Einsprenglinge vorhanden. Eine Unterscheidung in Phänokristalle und Xenokristalle ist nur mit Vorbehalt möglich. Auffällig ist eine typische Schmelzzone an den durchweg xenomorphen Aggregaten, bei der die Struktur des Kristalls weitgehend zerstört ist, aber die optische Orientierung des ehemaligen Kristallteiles noch (teilweise) vorhanden ist (Bilder 66, 67).

3.3.1.3. Grundmasse

In der Thematik der vorliegenden Arbeit ist besondere Bedeutung der Vulkanitgrundmasse verankert. Bei den vulkanischen Gläsern gibt sie neben dem Vorhandensein einer unterschiedlich großen Menge Phänokristen dem Gestein den Namen.

Die glasige Grundmasse eines Vulkanits ist immer als eine fazielle Ausbildung zu sehen und nicht als Kennzeichen eines petrochemisch eigenständigen Gesteinstypes. Der Zweckmäßigkeit wegen spricht man von Glas, meint aber damit die glasige Ausbildung der Grundmasse des Vulkanits. Dementsprechend ist die Verbreitung vulkanischer Gläser gleichzusetzen mit der Verbreitung von extrusiven Gesteinen, die teilweise oder vollständig eine glasige Grundmasse ausgebildet haben (vgl. Fachbereichsstandard).

Ist die Ausbildung der Phänokristen im wesentlichen auf intrakrustale Bedingungen im magmatischen Herd zurückzuführen, haben die Bedingungen der Platznahme entscheidenden Einfluß auf die Ausbildung der Grundmasse eines Vulkanits. Je nach der Art des Grundmassegefüges kann man Rückschlüsse auf das Milieu der Entstehung ziehen.

Einige traditionelle Gesteinsbezeichnungen, wie z.B. „Felsit“ sind an Gefügemerkmalen der Grundmasse abgeleitet und definiert. Es hat sich gezeigt, daß bei einer nomenklatorischen Einstufung der Grundmassegefüge saurer vulkanischer Gesteine es zweckmäßig ist, die Möglichkeiten der Kristallisation neben der Erstarrung als Glas zu berücksichtigen. Es sind zu unterscheiden die

- Kristallisation im Zuge der Platznahme und Erstarrung einer vulkanischen Schmelze (Kristallisation i.e.S.)
- Kristallisation durch exogene Einflüsse (Verwitterung)
- Kristallisation durch epigenetische hydrothermale Einflüsse (Propylitisierung u.a.)

Die Kristallisation i.e.S. einschließlich der wirkenden Autopneumatolyse führt in der Regel zu Quarz-Feldspat-Aggregaten ± Glimmer. Bei der Verwitterung bilden sich schwerpunktmäßig Tonminerale (Bild 50) und unter hydrothermalen Einfluß entstehen hauptsächlich Ton- und insbesondere Glimmerminerale.

Da eine Schmelze oder ein Glas unter verschiedenen Bedingungen kristallisieren, ist der Begriff „Felsit“ zur Bezeichnung eines vulkanischen Gesteins mit dichter Grundmasse und nahezu fehlenden Phänokristen ungeeignet. er ist sogar irreführend, weil mit „Felsit“ weder Mineralbestand noch Genese ausgedrückt sind. Gerade für die Glas- und Keramikindustrie ist es bedeutsam, mit der Gesteinsbezeichnung den Phasenbestand und das Gefüge definiert in entsprechenden Grenzen anzugeben. Alle drei angegebenen Arten der Kristallisation können im einzelnen oder in ihrer Kombination zu makroskopisch sehr ähnlichen Gesteinen führen. Das muß bei der Bearbeitung eines Lagerstättengebietes mit sauren vulkanischen Gesteinen unbedingt berücksichtigt werden. In diesem Falle sind spezielle Phasenuntersuchungen (Differential-Thermo-Analyse, Röntgen-Phasenanalyse) zu empfehlen.

Die glasigen Grundmassen der untersuchten Gesteine sind nicht gleichartig ausgebildet. Unterschiede im Gefüge sind hauptsächlich in den Platznahmebedingungen begründet.

Die Gläser von Ebersbach, Korpitzsch, Brösen und zwischen Karl-Marx-Stadt und Zwickau lassen sich zu einer Gruppe zusammenfassen. Nach Beschreibung von FISCHER (1939) kann unter Vorbehalt auch das bei Wiederau gefundene Glas in diese Gruppe eingereiht werden. Ihre Grundmasse besteht aus millimetergroßen gestreckten und in sich innig verzahnten Glasfetzen. Diese rentierhorn- und bumerangähnlichen Lavateile sind ein Merkmal für ignimbrisch entstandene Gesteine (ZEIL & PICHLER 1965).

Vereinzelt treten bis zentimetergroße Fetzen auf, die in das Pseudofluidalgefüge eingeregelt und deren Enden kammartig ausgefrant sind (Bild 45).

Eine ähnliche Ausbildung der Grundmasse zeigt das Dazitglas von Leutewitz. Im Unterschied zu den anderen Gläsern dieses Typs können größere Fetzen Dezimetergröße in ihrer Längserstreckung erreichen. Diese Glasteile sind deutlich ärmer an Phänokristen und femische Minerale, hauptsächlich Pyroxen, sind relativ angereichert. Es ist anzunehmen, daß diese Erscheinung im Zuge einer Kontamination verschiedener Schmelzen entstanden ist.

Die Grundmasse des Rhyodazitglases von Obermühlbach besteht ebenfalls aus Glasfetzen deren Länge bis zu mehreren Zentimetern betragen kann (Bild 14). Auffällig ist die kantige Form der Glasteile, so daß der Eindruck einer Brekzie entsteht. Es sei erinnert, daß in diesem Gestein Phänokristen fehlen und nur kataklastisch stark beanspruchte Gesteins- und Mineralbruchstücke in der Grundmasse eingebettet sind. Mikrolithe sind spärlich und in Form von Nadelchen ausgebildet.

Brekziöse Ausbildung des Glases konnte auch bei Garsebach beobachtet werden. In der Regel ist die Grundmasse dieses Gesteins homogen, abgesehen von der weiter unten besprochenen perlitischen Teilbarkeit und der damit im räumlichen Zusammenhang stehenden Veränderung des Glases. Mikrolithe sind in ihm verhältnismäßig wenig enthalten.

Sehr ähnlich im Gefügebild der Grundmasse, soweit es den glasigen Anteil betrifft, ist der sog. Kugelpeschstein (Rhyodazitglas) von Spechtshausen und Braunsdorf. Die namengebenden Kugeln bestehen aus einer feinkörnigen Masse, die zum größten

Teil aus trübem, xenomorphem Kalifeldspat gebildet wird. Auch sphärolithische Strukturen sind untergeordnet in den Kugeln vorhanden. Anknüpfend an die Beobachtungen von SCHREITER kann die Bildung der Kugeln nicht in situ abgelaufen sein, da ihr Gefüge am Kugelrand vom Glas geschnitten wird und außerdem nahezu eckige Formen auf ein vulkanisches Agglomerat hindeuten.

Unabhängig von diesen agglomeratischen Kugeln treten in den glasigen Rhyodaziten von Spechtshausen und Braunsdorf sog. „wilde Eier“ auf, die echte Kristallisationskörper der weitgehend glasig erstarrten Vulkanitmasse darstellen. Ihre Bezeichnung ist aus dem Meißner Raum für analoge Bildungen übernommen. Eine nähere Charakteristik ist unter Punkt 4. gegeben.

Das Rhyodazitglas von Queckhain, z.T. auch das Dazitglas von Leutewitz, führt in seiner Grundmasse zahlreiche nadelige Mikrolithe, die meistens gebogen und auch sternartig miteinander verwachsen sind. Ansonsten ist die Glasgrundmasse ziemlich gleichmäßig ausgebildet.

In allen glasigen Gesteinen ist im mikroskopischen Bild eine mehr oder minder deutliche perlitische Teilbarkeit in Form der typischen zwiebelschalenartigen Sprünge deutlich. Besonders ausgeprägt ist diese Erscheinung bei den Gläsern zu erkennen, die eine relativ homogene Grundmasse aufweisen, wie die Gläser des Typs, der keinen Einsprenglingspyroxen führt (Meißen, Spechtshausen, Braunsdorf, Obermühlbach). Die Gläser mit einem ausgeprägten vitroklastischen Gefüge zeigen dagegen die perlitische Teilbarkeit nur bedingt, da Inhomogenitäten in der Grundmasse und Partikel der Phänokristen hinderlich bei ihrer Ausbildung wirkten.

Entlang der perlitischen Sprünge kam es bevorzugt zur Umwandlung der Glasgrundmasse. Ausgehend von einem mikroskopisch kaum wahrnehmbaren Häutchen konnte die Umwandlung, meistens in Form der Bildung von Tonmineralen, das ganze Gestein ergreifen (Bild 47).

Ein Gefüge mit perlitischer Teilbarkeit besonderer Art findet sich im Dazit vom Typ Mockzig. Die Grundmasse dieses Gesteins besteht aus feinfilzigen, in die Fluidaltextur eingeregelt

K-Feldspatleisten. In den Zwickeln befinden sich Glasreste und Karbonate. Die Feldspatleisten löschen u.d.M. büschelartig aus. Im Vergleich zu anderen vulkanischen Gläsern haben Kugeln, die durch die perlitische Teilbarkeit entstanden sind, eine überdurchschnittliche Größe bis zu mehreren Zentimetern im Durchmesser. An einer andersgearteten Kugelbildung vom Typ der Rhyolithkugeln (s. unter Pkt. 4.0.) konnte festgestellt werden, daß die Anlage des Blasenhohlraumes und die perlitische Teilung zeitlich und genetisch in einem Zusammenhang zu sehen sind. Die Begrenzungen des ehemaligen Blasenhohlraumes, der jetzt mit Quarz mineralisiert vorliegt, bilden die perlitischen Kugeln selbst (Bild 1). Dieser Fakt ist insofern von Bedeutung, da er wichtige Hinweise über die Rolle der Fluida in der vulkanischen Schmelze in sich birgt (vgl. unter Pkt. 4.4.2.). Die Grundmasse des Rhyoliths von Altenhain bei Flöha ist mikrogranitisch mit einer großen Zahl miarolithischer Hohlräume ausgebildet. In ihnen ist stengliger Quarz bis Millimetergröße freigewachsen (Bild 61).

Sphärolithische und fibrolithische Ausbildungen der Grundmasse, bei denen einerseits feinfasrige Kugelaggregate auftreten und andererseits eine Faserung senkrecht zur Streifung des Vulkanits ausgebildet ist, konnte im Untersuchungsgebiet bei einsprenglingsarmen Rhyolithen von Obermühlbach und Augustusburg beobachtet werden (Bilder 54, 56). Bei Obermühlbach ist dieser Prozeß der Kristallisation senkrecht zu der Gesteinsstreifung soweit fortgeschritten, daß eine ausgezeichnete Teilbarkeit entlang der Streifen vorliegt. Deshalb erhielt das Gestein auch den Namen Bandporphyr (Bild 55).

In den Fällen, wo die Parallelität der Faseraggregate nicht herausgebildet ist, liegt eine sphärolithische Textur vor. Die Sphärolithe bestehen aus einem Quarz-Alkalifeldspat-Gemenge und in Zwickeln sind Neubildungen von grünem Biotit vorhanden. Ähnlich im Gefüge der Grundmasse ist der Rhyolith von Augustusburg, der in der alten Literatur als typischer Fluidalporphyr angegeben ist. Die Streifung aber wird durch die Verteilung der Faseraggregate hervorgerufen, ebenso die Verteilung der Eisenoxide.

Eine mikrogranitische Struktur der Grundmasse haben die untersuchten Gesteine von Erdmannsdorf und Obermühlbach (einsprenglingsreiche Varietät) (Bild 53, 58). In Verbindung mit der Bildung von Porphyrkugeln und Umwandlungen der Grundmasse treten einige spezifische Gefüge auf, die unter Pkt. 4.0. beschrieben sind.

3.3.2. Mineralbildungen und Umbildungen

Mineralneubildungen und Umbildungen in vulkanischen Gesteinen können in mannigfaltiger Form auftreten. Für die Lösung der in dieser Arbeit vorgegebenen Problematik sind vor allem Bildungen von Interesse, die im Zuge vulkanischer und postvulkanischer Tätigkeit entstanden sind. Sie werden in diesem Abschnitt schwerpunktmäßig besprochen.

Gewissermaßen einen Grenzfall zwischen normaler Kristallisation aus der Schmelze und Mineralneubildung im quasifesten Zustand stellt die Entstehung des fibrolithischen und sphärolithischen Gefüges dar. Für diese Texturen ist eine feinfaserige Quarz-Feldspatmasse typisch, die das Gestein teilweise oder ganz erfassen kann (NASEDKIN 1975). TRÖGER (1967) verwies auf die Beschleunigung der Kristallisation und bei gleichzeitiger Bildung von Sphärolithen durch hydrothermale Agenzien, wobei im Bereich dieser Sphärolithkügelchen von einem Kristallisationszentrum ausgehend eine radialstrahlige eutektische Kristallisation erfolgte. Die Erscheinung der Sphärolithbildung ist im Untersuchungsgebiet weit verbreitet und insbesondere bei den Gläsern zu beobachten. Von den kristallisierten porphyrischen Gesteinen sind in diesem Zusammenhang die Vulkanite von Obermühlbach (z.B. der sog. Bandporphyr) und der Rhyolith von Augustusburg mit stark ausgeprägten derartigen Gefügemerkmalen zu nennen. Diese Erscheinungen sind wahrscheinlich in Verbindung mit einer postvulkanischen, autometasomatischen Überprägung dieser Gesteine zu sehen. Feinfasrige Kristallisation in Vulkaniten mit ignimbritischem Glasfetzengefüge äußert sich in der Gestalt, daß größere Fetzen, von den Rändern ausgehend, erfaßt wurden.

In den sog. „wilden Eiern“, die einen Typ der Rhyolithkugeln darstellen, treten neben sphärolithischen Aggregaten ideoblastisch gewachsene Kalifeldspäte auf (s. unter Pkt. 4.5.), die die Tracht des Adulars aufweisen.

Der Rhyodazit vom Burgstall bei Wechselburg ist durch eine Reihe außergewöhnlicher Mineralumbildungen gekennzeichnet. Bereits FRANKE (1898) beschrieb Umwandlungen des Pyroxens in Quarz, Viridit, einem feinverteilten chloritischen Material und Epidot, Vergrünung des Biotits und Umwandlung des Ilmenits in Leukoxen. Bemerkenswert erscheint in diesem Zusammenhang die randliche Ablagerung von Apatit und Ilmenit an Pyroxenpseudomorphosen. Ferner liegt der Ilmenit teilweise zu Rutil unter Abführung der Fe-Komponente vor. Diese Umwandlungen im Rhyolith vom Burgstall deuten auf eine autohydrothermale Beeinflussung hin (u.a. TRÖGER 1967).

Eine weitverbreitete Erscheinung in den untersuchten Gläsern einschließlich der Gesteine von Mockzig und Wechselburg ist der Abbau der Pyroxene im Stadium der Platznahme des Vulkanits.

Im Rhyodazitglas und dessen kristallisierten Typ des Erzgebirgischen Beckens konnte anhand von Schwermineraluntersuchungen mit steigendem Grad der Grundmassekristallisation ein erhöhter Gehalt an ferromagnetischen Bestandteilen festgestellt werden. Daraus ergibt sich der Schluß, daß der Abbau der Pyroxene Neubildungen von Magnetit durch frei gewordenes Eisen bedingte (JENTSCH 1971). In diesem Zusammenhang ist zu bemerken, daß bei den vulkanischen Gläsern eine relativ große natürliche magnetische Remanenz vorliegt, die im Bereich der Gläser von Ebersbach/Ballendorf sogar anormalen Charakter hat. Sie soll, SÄRCHINGER (1966) folgend, auf das Vorhandensein unentmischter Hämatit-Ilmenit-Kristalle zurückzuführen sein. Wahrscheinlich sind Neubildungen magnetischer Minerale im Platznahmestadium in der oben beschriebenen Weise ausschlaggebend. Auch in anderen Gebieten heben sich die Vorkommen von vulkanischem Glas geomagnetisch deutlich von der Umgebung ab. Der Dazit von Mockzig, der glasigem Gestein durch seine perlitische Teilbarkeit sehr ähnlich ist, zeigt sogar bei Stücken mit

Handstückgrößen gegenüber einer Kompaßnadel deutliche magnetische Eigenschaften.

3.4. Geochemisch-petrochemische Untersuchungen

3.4.1. Methodik der petrochemischen Analyse und Überblick über die Darstellungsmethodik

In Anlehnung an die Arbeiten von KRAMER (1976) wurden im allgemeinen der Aufbereitung Sammelproben von 1 bis 2 kg zugrunde gelegt. Nach der Zerkleinerung mit einem Laborbackenbrecher (Fraktion 5-20 mm) wurde die Probe von Kluftbelägen und Fremdeinschlüssen weitgehend gesäubert. Danach schloß sich eine Feinzerkleinerung auf eine Korngröße um 1 mm an. Der Zielsetzung folgend, auch die Grundmassen der Gesteine isoliert zu untersuchen, erfolgte die Teilung der Proben. Ein Teil wurde auf Analysenfeinheit zerkleinert und aus dem anderen Teil nach Abschlämmung des Feinstkornanteiles durch manuelles Auslesen die Grundmasse isoliert. Das gewonnene Gut wurde getrocknet und ebenfalls auf Analysenfeinheit zerkleinert.

Die Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente erfolgte in den Laboratorien der Sektion Geowissenschaften der Bergakademie Freiberg unter der Leitung von Dr. W. KLEMM und Dr. W. SCHRÖN.

Die Hauptbestandteile SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO und CaO wurden naßchemisch, die Alkalien Na_2O und K_2O flammenphotometrisch, zweiwertiges Eisen nach der Silberperchloratmethode und F kolorimetrisch (vgl. SCHULZE 1974) analysiert. Die Bestimmung der Spurenelementgehalte geschah spektrographisch (direkte Anregung, Gleichstromdauerbogen) unter Verwendung von Ge und Pd als Bezugselement. Zur Kontrolle diente Probematerial des Standardgesteines BM (ZGI, DDR).

Grundlage für die Darstellung des Makrochemismus der untersuchten Gesteine bildete die Verrechnung der Analysen nach bewährten Verfahren. Zur Vereinfachung der aufwendigen Rechnungen erfolgte die Ermittlung der Parameter mittels EDV nach einem im ZGI Berlin vorliegenden Rechenprogramm. In diesem Programm sind die Berechnungen

- Kationenprozent
- NIGGLI-Werte
- ZAVARICKIJ-Werte
- Standardkationorm
- KÖHLER-RAAZ-Werte
- Tau-Wert und
- Sippenindex

enthalten.

Die Problematik, die sich mit der Verwendung der Rechen- und Analysendaten ergab, lag darin, daß in die Kationenprozent die Elemente F, Cl und S eingerechnet sind. Dieser Umstand wurde in der vorliegenden Arbeit berücksichtigt und gegebenenfalls eine Korrektur angebracht. Alle anderen Berechnungen enthalten diesen Fehler nicht und konnten also korrekturlos verwendet werden (Mitteilung von Dr. RÖLLIG).

Mit dem Vorbehalt, nur ein geringes Datenmaterial vorliegen zu haben, erfolgte auf der Basis der petrochemischen Analysen in Einbeziehung in Einbeziehung der Modalbestände die Berechnung von statistischen Maßzahlen (Korrelationskoeffizienten, Streuung), die als Grundlage für einen Diskriminanztest und eine Cluster-Analyse dienten (vgl. RÖLLIG & STRAACH 1973, STRAACH & RÖLLIG 1975).

Die in der vorliegenden Arbeit diskutierten isotopengeochemischen Daten sind der Arbeit NESTLER (1976) entnommen. Sie entstanden im Isotopenlabor der Sektion Geowissenschaften an der Bergakademie Freiberg unter der Leitung von Dr. J. PILOT.

3.4.2. Petrochemische Charakteristik der untersuchten Gesteine

3.4.2.1. Makrochemismus

Zur Charakterisierung des Chemismus der magmatischen Gesteine haben sich eine Reihe von Darstellungen bewährt, die im folgenden aufgeführt und besprochen sind. Auf die Problematik, die sich aus mineralogischer Sicht daraus ergibt, sei in diesem Rahmen nur kurz eingegangen und auf das Kapitel 5 (Mineralogische Faktoren und Indikatoren) verwiesen.

RITTMANN (1960, 1967) führte die petrochemischen Parameter Sippenindex (σ) und Tau-Wert (τ) ein. Der Sippenindex der magmatischen Gesteine ist durch die Beziehung von SiO_2 zur Summe der Alkalien festgelegt und der Tau-Wert ergibt sich aus der Gegenüberstellung des Quotienten $(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O})/\text{TiO}_2$ gegen SiO_2 .

Auf der Grundlage der erhaltenen Werte können folgende Schlußfolgerungen gezogen werden (Abb. 7; 8)

- Von den untersuchten Gesteinen sind die Gläser gegenüber den Vulkaniten mit kristallisierter Grundmasse generell SiO_2 -ärmer. Daraus ergibt sich der niedrigere Sippenindex für die kristallineren Typen aus dem Meißener und Flöhaer Raum.
- Aus dem Wert des Sippenindexes leitet sich der petrochemische Charakter der Vulkanite ab. Unter Verwendung der bei RÖSLER & LANGE (1976) gegebenen Darstellung kann eingeschätzt werden, daß die Gläser einen mittleren bis stark pazifischen Charakter und die Vulkanite mit auskristallisierter Grundmasse einen starken bis extremen pazifischen Charakter aufweisen.
- Es ist bei der Interpretation der Darstellung des Sippenindexes zu beachten, daß insbesondere bei den vulkanischen Gläsern erhöhte Gehalte von Wasser auftreten. Dadurch wird der Wert des Sippenindexes, wenn auch im Rahmen der vorliegenden Untersuchung nur unwesentlich, durch die relativ niedrigeren SiO_2 -Gehalte angehoben.
- In der Darstellung des Tau-Wertes spiegelt sich die im petrographischen Teil gegebene Gliederung der Gläser in einen pyroxenfreien und einen pyroxenführenden Typ wider. Höhere TiO_2 -Gehalte und damit niedrigere Tau-Werte sind für die pyroxenführenden Gläser zutreffend, deren Verbreitungsfeld nördlich und im Bereich des Zentralsächsischen Lineaments liegt. Niedrige TiO_2 -Gehalte sind dagegen im pyroxenfreien Typ zu verzeichnen. Diese Gesteine finden sich südlich bzw. auch im Bereich der genannten Strukturzone.

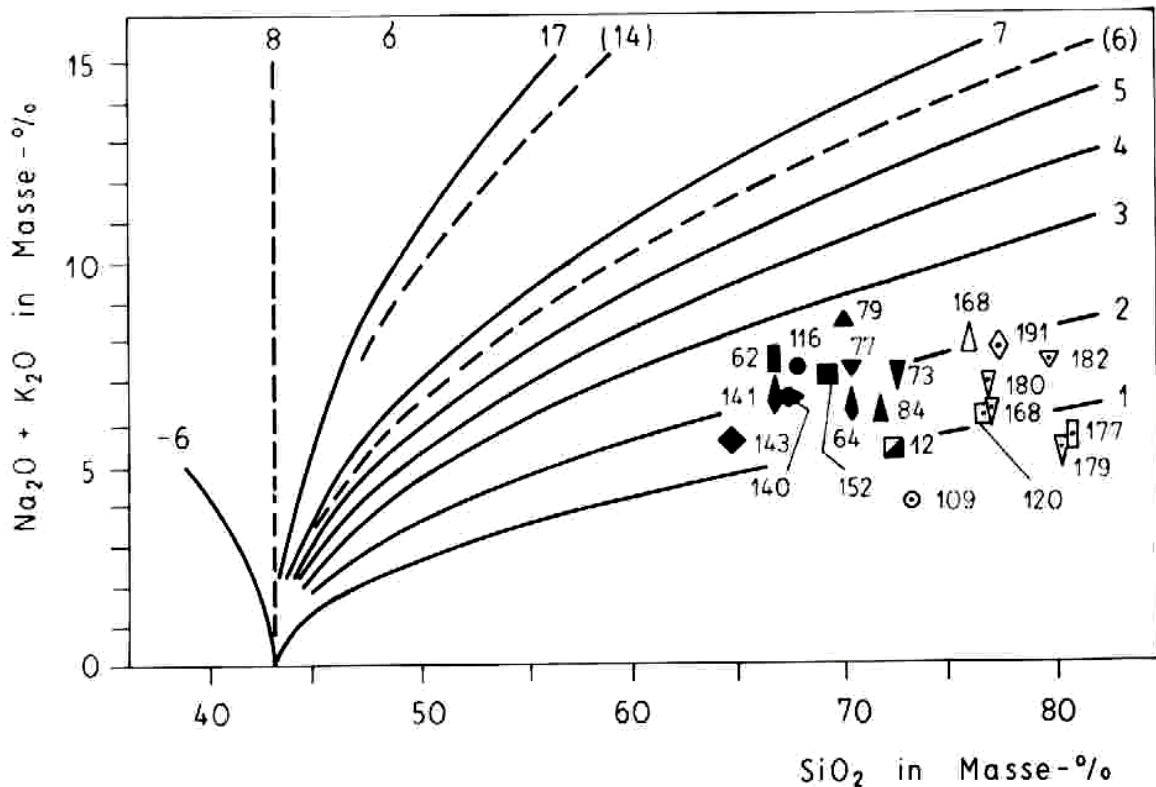


Abb. 7: Festlegung des Sippencharakters der untersuchten Vulkanite (nach RITTMANN 1960). Mit den Isolinien ist der Wert des Sippenindex angegeben.

12 - Vitrorhyodazit, Karl-Marx-Stadt; 62 - Rhyodazitglas, Ebersbach; 64 - Rhyodazitglas, Korpitzsch; 73 - Rhyodazitglas, Obermühlbach; 77 - Rhyodazitglas, Spechtshausen; 79 - Rhyodazitglas, Braunsdorf; 84 - Rhyodazitglas, Garsebach; 109 - Rhyodazit, Wechselburg; 116 - Dazit, Mockzig; 120 - Rhyodazit, Erdmannsdorf; 140 - Rhyodazitglas, Brösen; 141 - Rhyodazitglas, Korpitzsch; 143 - Dazitglas, Leutewitz; 152 - Rhyodazitglas, Karl-Marx-Stadt; 168 - Rhyolith, Dobritz; 177 - (Alkali-)rhyolith, Flöha; 178, 179, 180 - Rhyolith bis Rhyodazit, Obermühlbach; 182 - (Alkali-)rhyolith, Altenhain; 191 - Rhyolith, Augustusburg. [55]

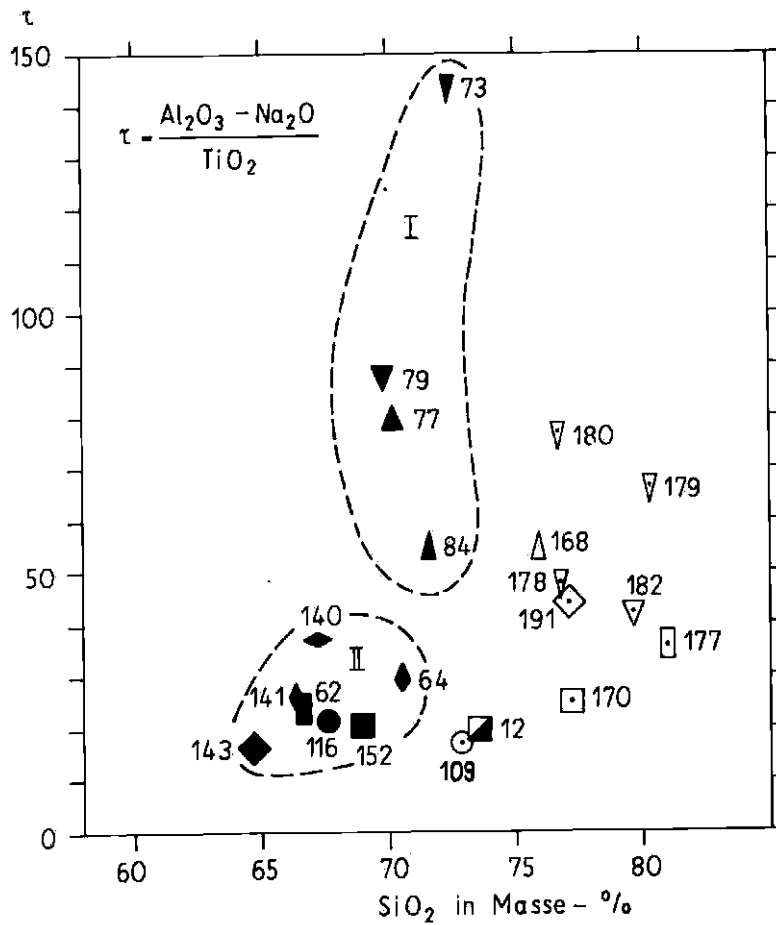


Abb. 8: Abhängigkeit von τ gegenüber SiO_2 .

Die Gläser des pyroxenfreien Typs (I) grenzen sich deutlich von denen des pyroxenführenden Typs (II) ab.

Bei der Bestimmung der modalen Gesteinszusammensetzungen konnte in einigen Vulkaniten des Flöha-Frankenberger Raumes ein außergewöhnlich hoher Quarzgehalt im Phänokristenbestand festgestellt werden. In der petrochemischen Charakteristik spiegeln sich diese Verhältnisse analog wider, was besonders in der Darstellung nach der Klassifikation von ZAVARITZKIJ (1954) verdeutlicht ist. Zur Darstellung sind die Parameter Q und C gelangt und es liegen im einzelnen folgende Ergebnisse vor (Abb. 9):

- Die meisten der in die Untersuchung einbezogenen Vulkanite des Flöha-Frankenberger Raumes sind stark an SiO_2 übersättigt. Sie haben generell eine auskristallisierte Grundmasse

- Die übrigen Gesteine des vorliegenden Untersuchungsprogramms sind alkaliarm bis sehr alkaliarm, wobei die pyroxenführenden Vulkanite auf Grund der erhöhten CaO-Gehalte auch höhere C-Werte aufweisen als die pyroxenfreien Typen.

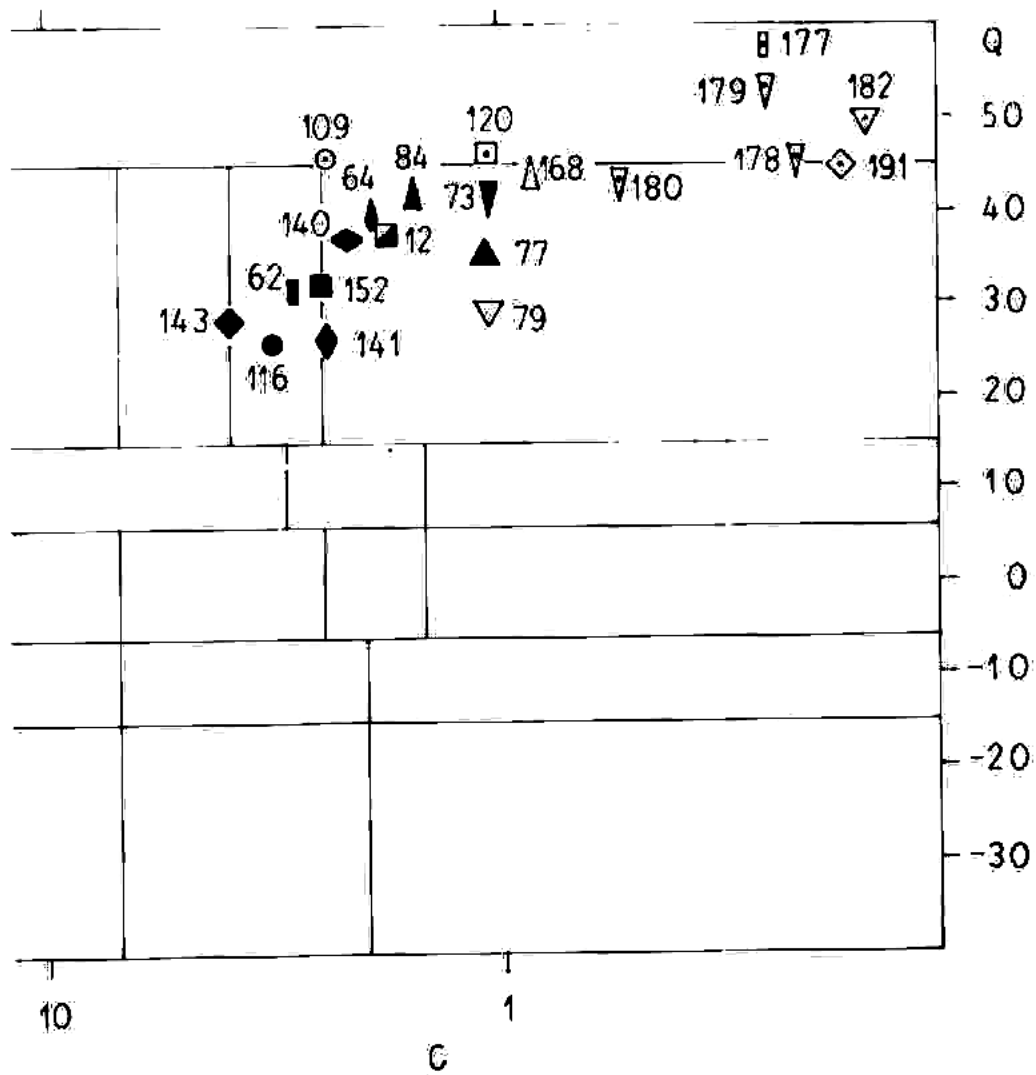


Abb. 9: Darstellung der Parameter Q und C nach ZAVARITZKIJ (1954)

Auffallend ist die Konzentration der Vulkanite des Flöha-Frankenberger Raumes am Q-Pol und damit ihre SiO₂-Übersättigung.

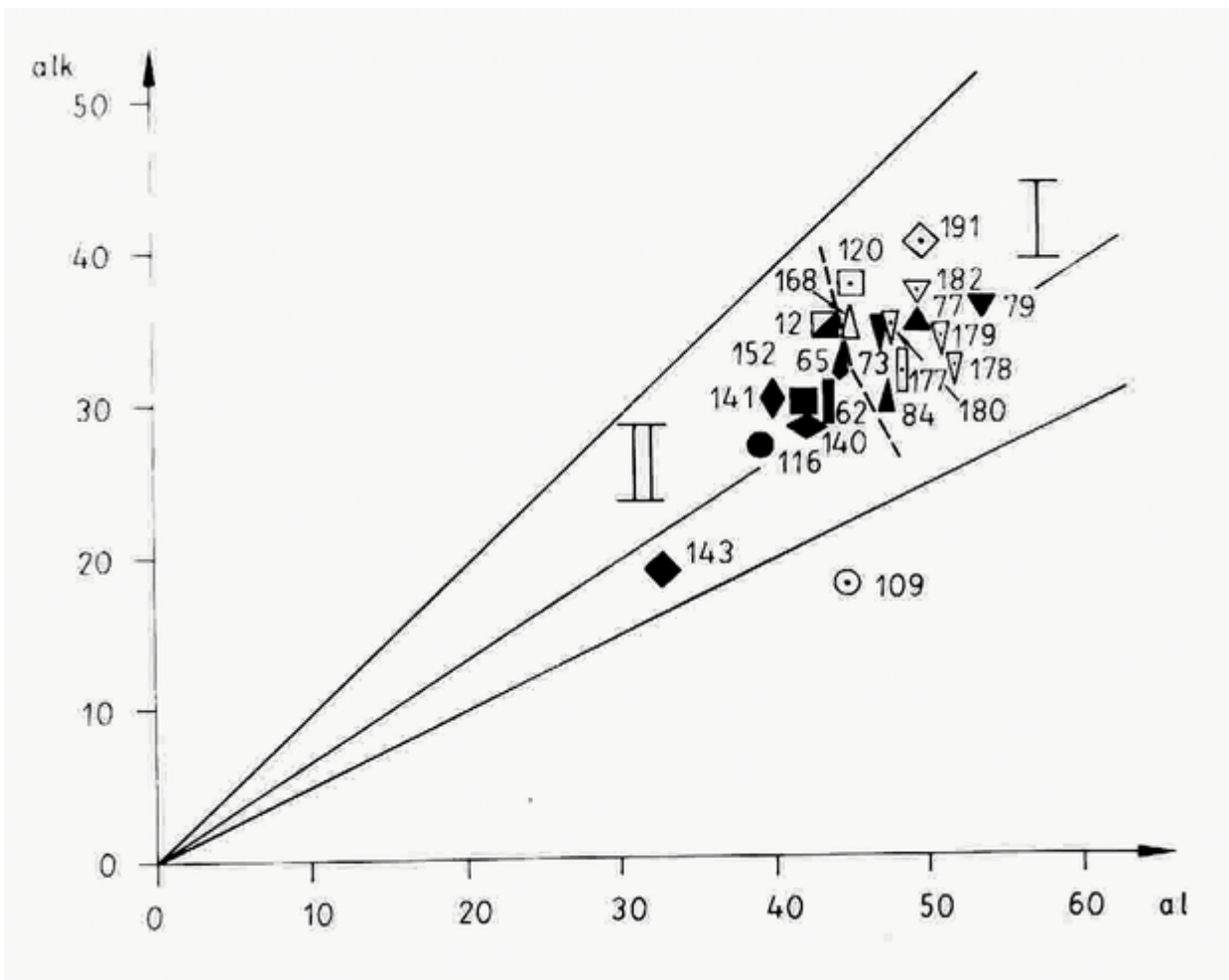


Abb. 10: Darstellung der Parameter al gegen alk (nach NIGGLI)

Durch die gestrichelte Linie kommt die regionale Differenzierung der untersuchten Gesteine zum Ausdruck. Feld I kennzeichnet Gesteine, die im wesentlichen südöstlich des Zentralsächsischen Lineaments vorkommen, Feld II Gesteine aus dem nordwestlich davon gelegenen Bereich.

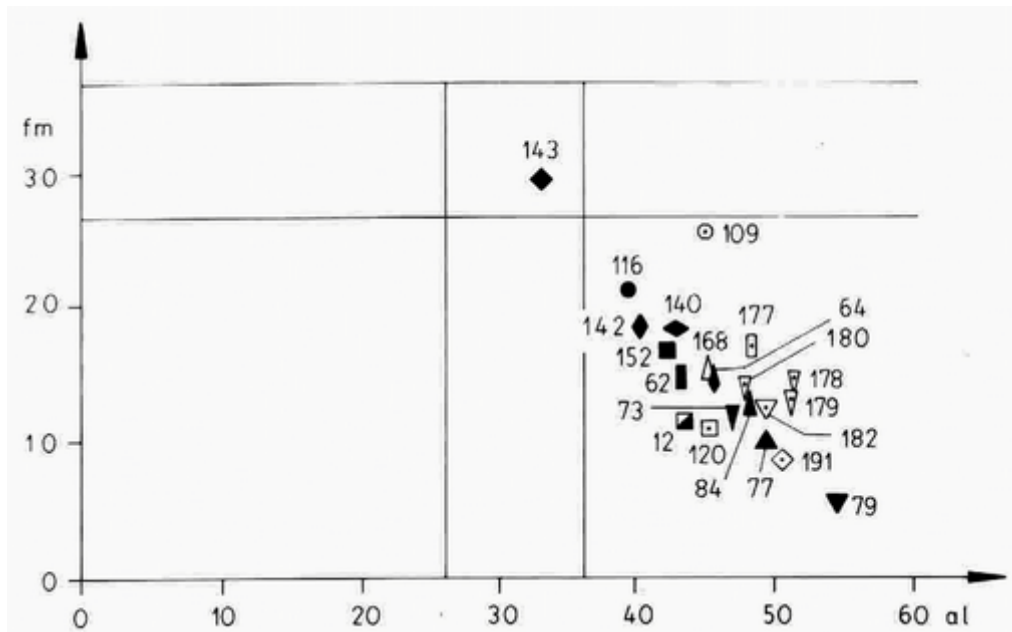


Abb. 11: Darstellung der Parameter al gegen fm nach NIGGLI (BURRI 1959)

In dieser Abbildung, wie auch in Abb. 10 wird die Sonderstellung des sog. Porphyritpechsteins (143) von Leutewitz deutlich, die durch erhöhte Gehalte an femischen Komponenten gegenüber anderen untersuchten Gläsern bedingt ist.

Die Darstellung der NIGGLI-Parameter alk gegen al und fm gegen al geben Aufschluß über das Verhalten der Alkalien einerseits oder andererseits der femischen Komponenten gegenüber Aluminium.

Hervorzuheben ist in der erstgenannten Darstellung (Abb. 11), daß die pyroxenfreien (I) von den pyroxenführenden Vulkaniten (II) abgegrenzt sind. Wie bereits angedeutet, ist die Gliederung in pyroxenführende und pyroxenfreie Gläser auch regional bedingt, d.h. es handelt sich schwerpunktmäßig entweder um das Verbreitungsgebiet nördlich oder südlich des Zentralsächsischen Lineaments. Auch wenn im Zuge der Kristallisation einer Vulkanitmasse stoffliche Verschiebungen insbesondere bei den Alkalien eingetreten sein können, haben sie in diesem Falle den regionalen Effekt nur unwesentlich beeinflußt. Es kann

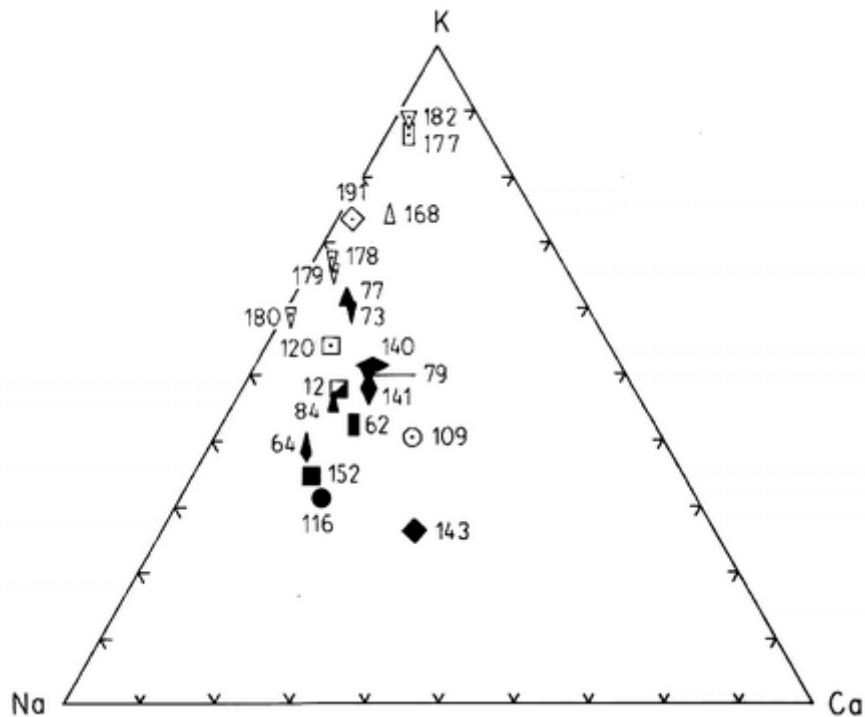


Abb. 12: Darstellung des Makrochemismus der untersuchten Gesteine im K-Na-Ca-Dreieck

eingeschätzt werden, daß die im Feld I (Abb. 10) vereinigten Gesteine gegenüber den Gläsern von Feld II einen höheren Grad der Differentiation aufweisen. Kristallisationsvorgänge spielen in diesem Zusammenhang keine oder eine nur untergeordnete Rolle, da sowohl Gesteine mit glasiger als auch mit kristallisierter Grundmasse im Feld I vereinigt sind. Der geotektonischen Position der Schmelzenherkunft muß in diesem Falle die modifizierende Rolle zugeschrieben werden (vgl. EIGENFELD & SCHWAB 1974).

Die Darstellung des Parameters f_m gegen a_l zeigt ein bekanntes Bild, in dem mit steigendem a_l -Wert der Gehalt an femischen Komponenten (f_m) abnimmt (Abb. 11).

Eine besondere Bedeutung bei der Kristallisation von vulkanischen Schmelzen kommt dem Kalium zu, die aus der K-Na-Ca-Darstellung (Abb. 12) zu ersehen ist. Auffallend wegen ihres relativ hohen K-Gehaltes sind die Gesteine von Altenhain und Flöha, die, wie bereits beschrieben, durch extrem hohe

Quarz- und SiO₂-Gehalte bei geringen Ca-Gehalten charakterisiert sind. Diese Gegenüberstellung verdeutlicht, daß bei diesen Vulkaniten ein hoher Grad der Differenzierung vorliegt. Bei der Diskussion der Spurenelementanalysen wird weiter unten noch auf die spezielle mineralogenetische Bedeutung in bezug auf Sn-Mineralisationen hingewiesen. Desweiteren besteht die Tendenz, daß die Projektionspunkte der pyroxenfreien Gläser schwerpunktmäßig in Richtung K-Pol und die pyroxenführenden Gläser mehr zum Ca- und Na-Pol gelegen sind.

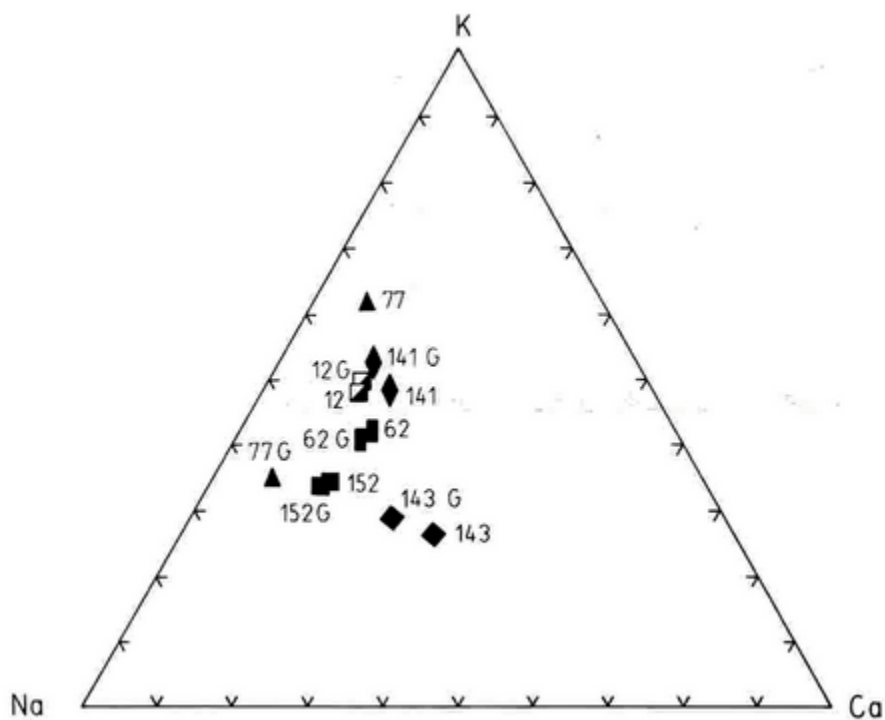


Abb. 13: Abhängigkeit zwischen Gesamtchemismus und isolierter Grundmasse einiger Gläser (Die Analysen der Grundmassen sind mit „G“ gekennzeichnet)

Es konnte festgestellt werden, daß bei der Kristallisation eines sauren Vulkanits bevorzugt das Kalium abgebunden wird und dadurch eine relative Anreicherung dieses Elements im Gestein entsteht. Dieser Differentiationseffekt, der seine Ursache ursprünglich in einer K-Metasomatose gefunden haben könnte, ist ein Indikator für mineralogenetische Einschätzungen.

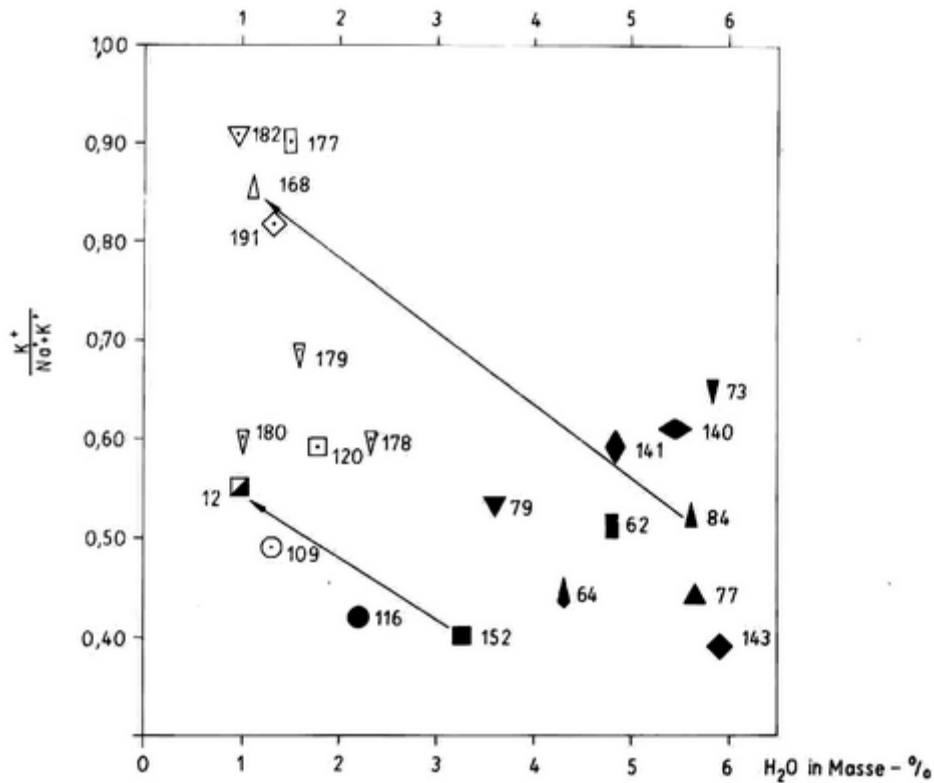


Abb. 14: Abhängigkeit des Kaliums in bezug auf die Summe der Alkalien zum Wassergehalt der untersuchten Gesteine

Während der Bearbeitung wurde versucht, stoffliche Unterschiede zwischen der chemischen Zusammensetzung des Phänokristenbestandes und der Grundmasse zu ermitteln. Zu diesem Zwecke erfolgte die Isolierung von Grundmasse und sowohl von ihr als auch vom jeweiligen Gesamtgestein wurden Hauptelementanalysen angefertigt. Da aber auf Grund der Kleinheit der Phänokristen und des vulkanoklastischen Charakters der meisten untersuchten Gesteine methodisch Grenzen gesetzt waren, sind die Ergebnisse mit Vorbehalt zu werten. Lediglich kann eingeschätzt werden, daß Grundmasse und Phänokristenbestand nicht in stofflichem Gleichgewicht stehen und eine weitgehendere Interpretation vorliegender Ergebnisse (Abb. 13) nicht sinnvoll erscheint.

Die Bedeutung des Kaliums bei der Kristallisation der Grundmasse wird hier dadurch verdeutlicht, in dem man Kalium im Verhältnis zum Gesamtalkaligehalt gegenüber dem Wassergehalt

darstellt (Abb. 14). Demnach nimmt der Gehalt des Kaliums gegenüber dem Natrium relativ im Zuge der Wasserabgabe durch Kristallisationserscheinungen zu, d.h. es wird mehr K als Na im Gestein fixiert. In der Darstellung sind mit Pfeilen zusammengehörige Gesteinstypen markiert, die sowohl als Glas als auch in kristallisierter Form vorliegen.

In Analogie zu den Diagrammen des Phänokristen-Modalbestandes sind aus der errechneten Standardkatanorm die QAP-Beziehungen dargestellt worden (Abb. 15).

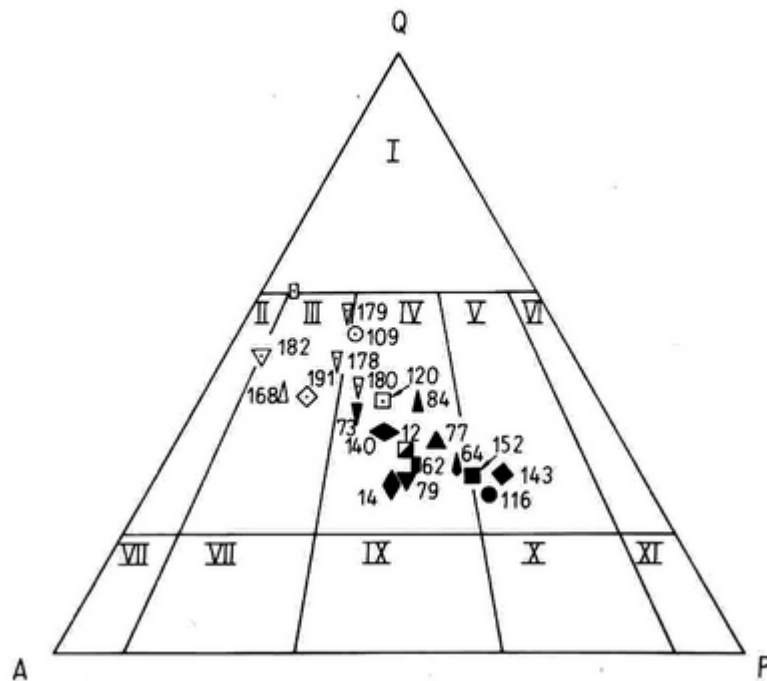


Abb. 15: Darstellung des Normativbestandes der untersuchten Gesteine im QAP-Dreieck

- | | |
|---------------------|------------------|
| I - „Quarzvulkanit“ | IX - Latit |
| II - Alkalirhyolith | X - Latitandesit |
| III - Rhyolith | XI - Andesit |
| IV - Rhyodazit | |
| V - Dazit | |
| VI - Quarzandesit | |
| VII - Alkalitrachyt | |
| VIII - Trachyt | |

Nach ihrem Normativbestand schwanken die untersuchten Gesteine zwischen dazitischer und alkalirhyolithischer Zusammensetzung. Schwerpunktmäßig lassen sich

- die pyroxenführenden Gläser einem dazitischen bis rhyodazitischen,
- die pyroxenfreien Gläser einem ausschließlich rhyodazitischen und
- die kristallisierten Typen des Untersuchungsgebietes einem rhyolithischen bis schwach alkalirhyolithischen

Chemismus zuordnen. Auch der hohe SiO_2 -Gehalt einiger Gesteine insbesondere der Rhyolithe des Frankenberger und Flöhaer Raumes kommt im QAP-Dreieck der Normativzusammensetzung zum Ausdruck.

Zwischen dem Phänokristenmodalbestand und der errechneten Standardkatanorm bestehen erhebliche Unterschiede, in dem gleichermaßen das stoffliche Ungleichgewicht zwischen Phänokristenbestand und Grundmasse zum Ausdruck kommt (Abb. 16).

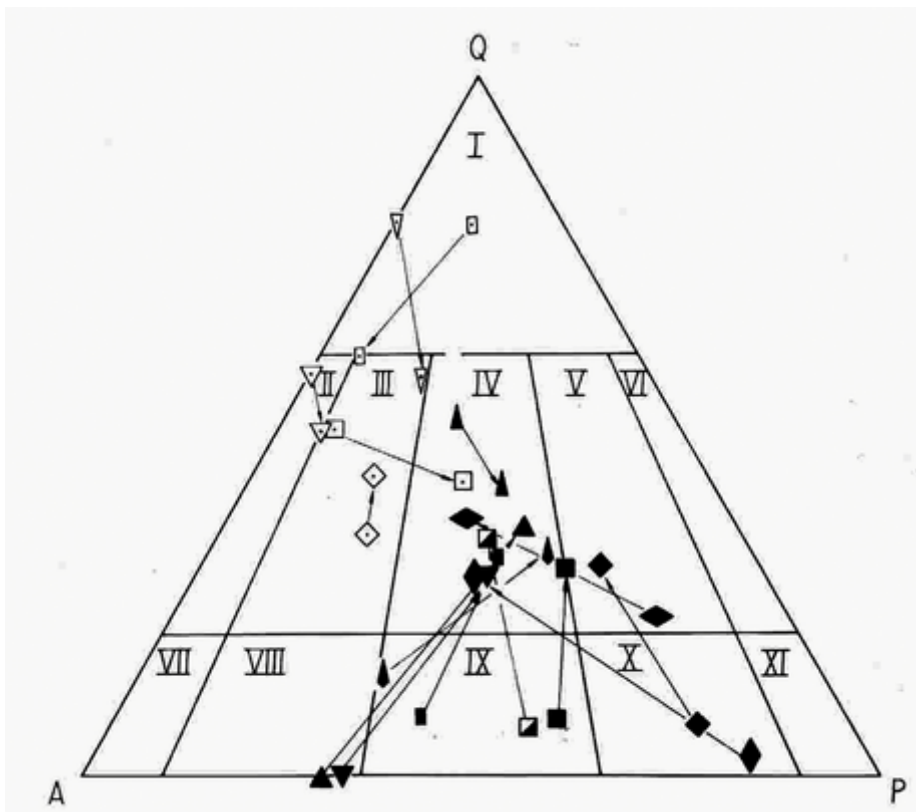


Abb. 16: Gegenüberstellung von Normativ- und Modalbestand der untersuchten Gesteine (Erläuterung wie Abb. 5 und 21)

Generell besteht die Tendenz, daß die breite stoffliche Varianz in der Zusammensetzung der Phänokristen nicht in der normativen Zusammensetzung widergespiegelt wird.

Ursachen sind einerseits in den Bedingungen zu suchen, die während der Schmelzengeneration herrschten, wobei besondere Aufmerksamkeit in diesem Zusammenhang die in den basischen Glastypen reichlich vorhandenen gabbroiden Plagioklas-Pyroxen-Verwachsungen verdienen. Sie können mit Vorbehalt als Xenokristalle bzw. als Xenolithe basischer Tiefenkörper (vgl. NASEDKIN 1975) angesehen werden. Andererseits spielen Differentiationsprozesse eine wesentlich Rolle, die zur Bildung der extrem sauren Typen geführt haben.

3.4.2.2. Mikrochemismus

Zur Ergänzung der Hauptelementanalysen wurde von den in die Untersuchung einbezogenen Gesteinen Spurenelementgehalte ermittelt (Tabelle 4, Anlage 4).

Tab. 4: Mittlere Spurenelementgehalte der untersuchten Vulkanite

	Gesamt	Gesteine mit glasiger GM	Gesteine mit kristallis. GM
B	18,7	24,5	11,7
Ba	610,9	994,5	141,9
Be	3,3	4,1	2,3
Cu	6,2	8,4	3,7
Ga	13,9	17,1	9,9
Li	58,9	36,7	85,9
Mn	157,0	276,3	100,0
Nb	29,4	35,2	22,3
Pb	13,8	20,4	5,7
Sn	9,7	5,9	14,2
Sr	238,5	413,3	24,8
Rb	315,7	302,5	331,8
Ti	1614,0	2264,6	818,9
V	15,4	21,1	8,3
Zr	176,8	199,6	148,9

Die vorliegenden Werte befinden sich in der Regel im Bereich des planetaren Clarke für Ca-arme Granite (TUREKIAN & WEDEPOHL 1961). Bei einigen Elementen dagegen treten Differenzierungen bei der Gegenüberstellung von glasigem und kristallisiertem Material auf. Insbesondere zeigen im Glas die Spurenelemente Ba und Sr gegenüber den kristallisierten Gesteinstypen stärkere Konzentrationserscheinungen und schwächere die Elemente B, Cu, Ga, Nb, Pb, V und Zr (vgl. NASEDKIN 1975).

Gegenläufige Tendenzen, wobei in den kristallisierten Rhyolithen und ähnlichen Gesteinen höhere Konzentrationen auftreten, sind bei den Elementen Sn, Li, Rb zu verzeichnen.

Auch in diesem Zusammenhang ist die besondere Stellung der Vulkanite aus dem Flöha-Frankenberger Raum zu nennen, die hier zum Ausdruck kommt und auf die bereits mehrfach hingewiesen wurde.

Bei einigen Elementen, insbesondere bei Ba, Sr und, wie weiter unten beschrieben ist, bei F, sind im Rahmen des hier vorliegenden Analysenmaterials anomale Gehalte aufgetreten, die einer gesonderten Interpretation bedürfen. Durch metallogenetische Untersuchungen an Vulkaniten des sächsischen Raumes konnte RÖLLIG (in Autorenkollektiv 1972) für die Gläser im Unterschied zu den kristallinen Vulkaniten neben den bekannten höheren H₂O-Gehalten auch erhöhte Konzentrationen von Ba und Sr feststellen.

Die genetische Deutung der erhöhten Ba- und Sr-Gehalte ist problematisch. Einerseits kann die Anreicherung im Zuge der Differentiation der Schmelzen im weitesten Sinne und andererseits als Folgeerscheinung exogener Einflüsse in Verbindung mit der Tonmineralbildung bei der Verwitterung erfolgt sein. Das vorliegende Faktenmaterial erlaubt jedoch, diese Anreicherungen weitgehend im Rahmen eines magmatischen Konzentrationsprozesses zu betrachten. Die folgenden Zusammenhänge sollen das verdeutlichen:

- Geochemisch nehmen Barium und auch Strontium auf Grund ihres großen Ionenradius eine gewisse Sonderstellung ein, die hauptsächlich in der schlechten Einbaufähigkeit dieser Elemente in die Kristallgitter der bei der Kristallisation der Schmelze entstehenden Mineralphasen ihren Ausdruck findet. Es kommt zur Anreicherung dieser Elemente in sog. Restschmelzen, die schließlich als Grundmasse zur Auskristallisation kommen (FABRI & PAGANELLI 1973; HART & BROOKS 1974).
- Es wird vermutet, daß die erhöhten Gehalte von Barium und Strontium die Ausbildung einer glasigen Grundmasse der Vulkanite begünstigt haben. Einerseits sind diese Elemente im wesentlichen an die Grundmasse gebunden und deshalb im

Gestein partiell konzentriert. Aus der Praxis der Herstellung von technischen Gläsern ist bekannt, daß in silikatischen Gläsern BaO-Gehalte von wenigen Zehntel Masse-Prozent genügen, um als Schmelzenbeschleuniger wirksam zu werden (KITAGORODSKIJ 1959).

- Relativ hohe Ba-Gehalte treten auch im Latitandesitkörper des Erzgebirgischen Beckens (Quarzporphyr-Pechstein-Körper) auf. Da sie sowohl in Gesteinspartien mit glasiger als auch mit kristallisierter Grundmasse gleichermaßen auftreten, werden die Vorstellungen einer intramagmatischen Anreicherung dieser Erdalkalimetalle weiter gestützt.

Eine besondere Erscheinung zeigt sich im Raum von Flöha und Frankenberg. Wie bereits beschrieben, ist ein Großteil der dort auftretenden rhyolithischen Gesteine sehr stark SiO₂-betont und gleichermaßen angereichert an Einsprenglingsquarzen. In den Vulkaniten von Altenhain und Flöha tritt darüberhinaus ein relativ hoher K-Gehalt im Verhältnis zu Na auf, der im Altenhainer Material u.a. in Form von K-Glimmer fixiert ist (vgl. KALKOWSKI 1884).

Nach den Spurenelementgehalten lassen sich darüberhinaus für diesen Raum erhöhte Gehalte an Sn, Li und Rb in den bearbeiteten Vulkaniten nachweisen. Es bestehen Ähnlichkeiten geochemischer Art zu den sog. Zinngraniten des Erzgebirges, was auch im Chemismus der Hauptelemente zum Ausdruck kommt. Im Flöha-Frankenger Gebiet liegt der Zinngehalt bei den untersuchten Vulkaniten in der Regel zwischen 20 und 30 ppm, eingeschlossen das Glas von Obermühlbach bei Frankenberg. Auch treten in diesem Gebiet in einigen sauren Subsequentiten erhöhte Gehalte von Fluor auf. Der Primärgehalt der Schmelzen an Fluor ist nicht genau abzuschätzen, da ein Teil bei extrusiver Platznahme an der Oberfläche in die Atmosphäre abgegeben wurde. Bisher konnte Fluorit makro- und mikroskopisch im Rhyolith von Erdmannsdorf („Roter Stein“), im Rhyolithglas von Obermühlbach bei Frankenberg sowie im rhyolithoiden Zeisigwalder Tuff von Karl-Marx-Stadt festgestellt werden (KALKOWSKY 1874, SIEGERT 1879, BINDRICH 1932, JENTSCH im Druck).

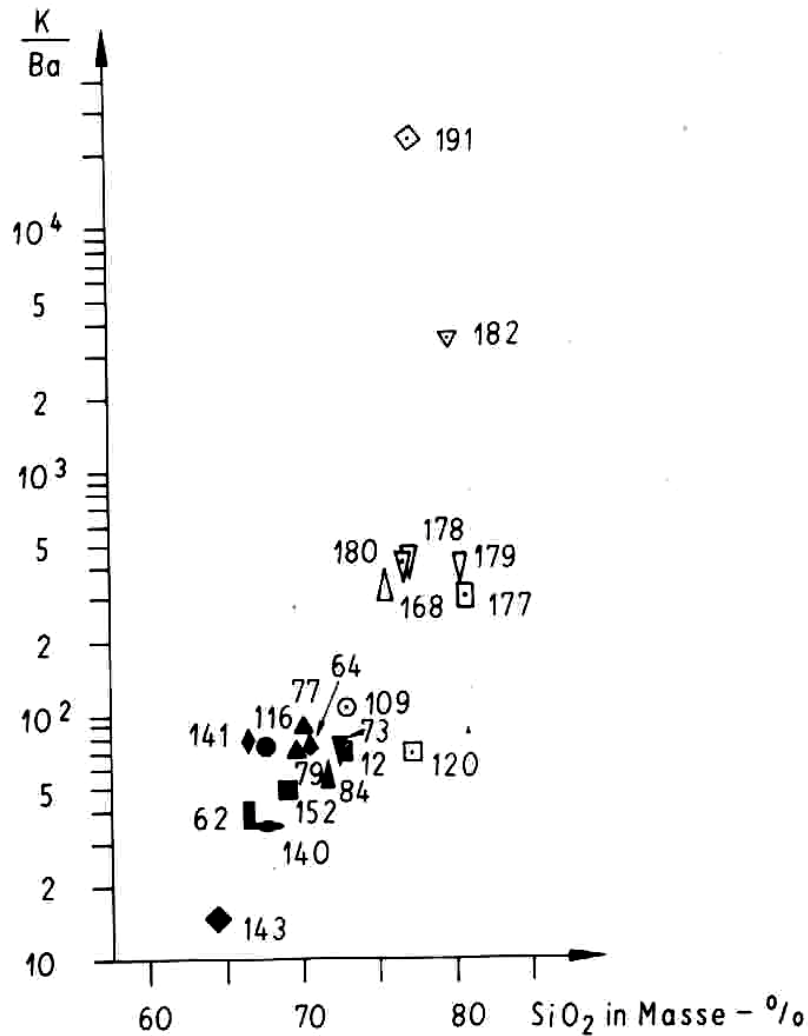


Abb. 17: Abhängigkeit des Verhältnisses K/Ba vom Gehalt an SiO₂. Deutlich ist die Abgrenzung der glasigen Vulkanite (vollscharze Symbole) von Vulkaniten mit kristallisierter Grundmasse (hohle Symbole). Mit steigendem SiO₂-Gehalt steigt auch das Verhältnis K/Ba, ein Ausdruck für stärkere Differenzierung

Die Diskussion um die Problematik des Flöha-Frankenberger Raumes ist noch nicht abgeschlossen. Dem derzeitigen Kenntnisstand entsprechend können diese Sn- und F-spezialisierten Gesteine als eine Art Effusivfazies der erzgebirgischen Zinngranite angesehen werden. Ähnliche Vorstellungen liegen für den subsequenten Magmatismus des Osterzgebirges vor (PÄLCHEN 1967, PÄLCHEN & LE THI LAI 1977), wo ein paragenetischer Zusammenhang zwischen dem Teplice-Rhyolith, Graniten

des jüngeren Intrusivkomplexes und der Zinnmineralisation angenommen wird. Der Teplice-Rhyolith ist sowohl durch seinen Fluoritgehalt als auch durch erhöhte Sn-Gehalte (18 ppm im Durchschnitt) bekannt (PÄLCHEN 1967).

Nach BAUMANN & TISCHENDORF (1976) ist ein wesentlicher Faktor bei der Entstehung endogen-epigenetischer Zinnlagerstätten eine mehr oder weniger eutektische Schmelze. Es sei an dieser Stelle erinnert, daß der Alkalirhyolith von Altenhain bei Frankenberg Phänokristen mit graphischem Quarz-Kalifeldspat-Gefüge aufweist. Diese Strukturen sind typisch für eine eutektische Kristallisation und unterstreichen die o.g. Genesevorstellungen für die Sn-Li-F-angereicherten Vulkanite des Karl-Marx-Stadt – Flöhaer Gebietes. Desweiteren sei darauf verwiesen, daß das Fluor in den Schmelzen eine mobilisierende Rolle bezüglich des Zinns einnimmt. Auch besteht die Möglichkeit, daß Gesteinsteile bei der Schmelzenbildung aufgenommen wurden, die an Zinn angereichert waren. Für ein solches Edukt käme der „Felsithorizont“ in Frage, in dessen streichender Erstreckung das Flöha-Frankenberger Gebiet liegt (BAUMANN & WEINHOLD 1963).

Es sei in diesem Zusammenhang auch darauf verwiesen, daß im Gebiet von Mittweida, Frankenberg und Flöha Ag, Cu, Pb und Fe als hauptsächlichste Metalle im Mittelalter gewonnen wurden. Aber auch Au, Hg, Sn, Co, Ni, Sb, As, S und „Vitriol“ sind als seltenere Erzeugnisse des dortigen Bergbaues aufgeführt (MÜLLER 1880). [70]

3.5. Diskriminanz- und Clusteranalyse

Bei der Interpretation geologischer Daten haben sich eine Reihe mathematischer Verfahren bewährt, von denen die lineare Diskriminanzanalyse und die Clusteranalyse in der vorliegenden Arbeit angewandt wurden. Voraussetzung dazu war, von vornherein klare Vorstellungen über die zu lösende geologische Aufgabe vorlagen (vgl. STRAACH & RÖLLIG 1973).

Für die Anwendung dieser korrelativen und vergleichenden Methoden war die vollständige Erfassung aller eine Probe charakterisierenden Merkmale notwendig, da Proben mit Merkmalsfehlstellen automatisch aus der Berechnung eliminiert werden. In die Berechnung sind 14 Proben, die jeweils einen Gesteinstyp repräsentieren, mit insgesamt 33 Merkmalen (Makro- und Mikrochemismus, Modalbestand der Phänokristen) einbezogen worden. Einige bearbeitete Vulkanite ließen sich nicht für die Berechnung heranziehen, da auf Grund objektiver Gegebenheiten, wie z.B. Nichterfaßbarkeit des Phänokristenbestandes, nicht alle erforderlichen Daten vorlagen.

Die für statistische Berechnungen relativ geringe Probenzahl führte damit zwangsläufig zu einer Verminderung der Repräsentanz der Rechenergebnisse, ohne die vorgegebene Signifikanz beeinflußt zu haben. Demnach ist es gerechtfertigt, auf der Grundlage der vorliegenden Ergebnisse einige geologisch vertretbare Wesenszüge herauszustellen und entsprechende Schlußfolgerungen zu ziehen.

Die Diskriminanzanalyse ist besonders vorteilhaft, wenn es darum geht, zwei Klassen mit entsprechenden Merkmalen zu unterscheiden (BÖTTCHER & TISCHENDORF 1969).

In der vorliegenden Arbeit lag ein Schwerpunkt der zu lösenden Aufgaben auf folgenden Problemen:

- Unterscheidung der untersuchten Vulkanite mit einerseits glasiger und andererseits mit kristallisierter Grundmasse
- Unterscheidung vulkanischer und subvulkanischer Typen.

Die Ergebnisse der Diskriminanzanalyse sind in den Tabellen 5 und 6 wiedergegeben.

Tabelle 5: Merkmalsgruppen, die glasige und kristallisierte vulkanische Gesteine statistisch gesichert trennen

Irrtumswahrscheinlichkeit	Merkmale
bei 1 %	: Quarz, Plagioklas, SiO ₂ , Ba, H ₂ O+, Na ₂ O, Mn, Al ₂ O ₃ , Ga, H ₂ O-, Cu, Ca, B
bei 5 %	: die Merkmale, die bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 1 % trennen zuzüglich Be, Pb, V, Pyroxen, Li, Biotit, Ti, FeO
5 %	: diese Merkmale trennen die Gruppen nicht: Akzessorien, Nb, Sn, K ₂ O, Zr, Sr, Kalifeldspat, Amphibol, Fe ₂ O ₃ , Rb, MgO, F

Anmerkungen zu den Tabellen 5 und 6:

Die Diskriminanzanalyse gibt Auskunft darüber, anhand welcher Merkmale in ihrer Gesamtheit die vorgegebenen beiden Gruppen (glasig/kristallisiert, vulkanisch/subvulkanisch) statistisch sicher getrennt werden. Die Trenniveaus sind jeweils individuell festgelegt, im vorliegenden Falle bei 5 % bzw. 1 % Irrtumswahrscheinlichkeit (vgl. BÖTTCHER & TISCHENDORF 1969).

In Verbindung mit den Ergebnissen der geochemisch-petrographischen Analyse lassen sich anhand der Tabelle 5 folgende geologisch wertbare Aussagen ableiten:

- Zwischen den vulkanischen Gläsern in ihrer Gesamtheit und den untersuchten Vulkaniten mit auskristallisierter Grundmasse bestehen im Quarz- und SiO_2 -Gehalt markant Unterschiede. Damit wird die Feststellung aus dem petrochemischen Teil der Arbeit, daß die Gläser in der Regel basischer als die kristallisierten Vulkanite sind, gestützt.
- Dementsprechend bestehen auch markante Unterschiede im Plagioklasgehalt, der in den Gläsern in größeren Mengen als in den kristallisierten Typen auftritt. Im gleichen Zusammenhang sind höhere Na_2O -Gehalte in den Gläsern zu werten, die mit dem Plagioklasgehalt in Verbindung stehen dürften.
- Die bevorzugte Fixierung des K_2O im Zuge der fortschreitenden Kristallisation kommt in der Diskriminanzanalyse nicht zum Ausdruck, da dieser Zusammenhang um wertbare Ergebnisse zu erhalten, an einem einzigen Gesteinskörper überprüft werden muß.
- Unterschiede zwischen den Gläsern und den kristallisierten Typen liegen in den Gehalten der Elemente Gallium, Kupfer und Bor sowie bei Beryllium, Blei und Vanadium vor. Sie sind in den Gläsern in der Regel schwach erhöht.
- Fluor hat keine bevorzugte Bindung an Gläser oder an kristallisierte Porphyre. Gleiches trifft auch für das Rubidium zu.
- Auch in der vorliegenden Analyse bestätigt findet sich ein höherer Wassergehalt in den vulkanischen Gläsern gegenüber entsprechenden kristallisierten Vulkaniten.

Die Unterscheidung der vulkanischen von den subvulkanischen Vulkaniten mittels Diskriminanzanalyse ist in Tabelle 6 dargestellt:

Tabelle 6: Merkmalsgruppen, die vulkanische und subvulkanische Gesteine statistisch gesichert trennen

Irrtumswahrscheinlichkeit	Merkmale
bei 1 %	: Plagioklas, Quarz, Sr, Ba
bei 5 %	: die Merkmale, die bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 1 % trennen zuzüglich: SiO ₂ , H ₂ O+, F, Cu, Akzessorien, Li, B
5 %	: diese Merkmale trennen die Gruppen nicht: Be, Kalifeldspat, Mn, H ₂ O-, Pyroxen, Pb, Na ₂ O, Biotit, CaO, Al ₂ O ₃ , Ga, Nb, Sn, Ti, Fe ₂ O ₃ , V, Zr, Amphibol, K ₂ O, FeO, MgO, Rb

Analog der Auswertung von Tabelle 5 lassen sich hier folgende Aussagen treffen:

- Da die Gläser typisch vulkanisch sind und nur die Vulkanite mit auskristallisierter Grundmasse z.T. als subvulkanische Körper auftreten können, ergeben sich auch gewisse Übereinstimmungen mit dem in Tab. 6 dargestellten Diskriminanztest. Sie äußern sich in markanten Unterschieden im Quarz-, Plagioklas-, Sr- und Ba-Gehalt.
- Minerogenetisch von besonderer Bedeutung sind höhere Fluorgehalte in den subvulkanischen Typen, deren Vorkommen ausschließlich im Flöha-Frankenberger Raum liegen.

In diesem Zusammenhang sei eine Erfahrung aus der Glasindustrie herangezogen. Bei der Verwendung von Fluorverbindungen als Schmelzenbeschleuniger und Trübungsmittel kann festgestellt werden, daß im Zuge des Schmelzprozesses das Fluor fast quantitativ entweicht (KITAGORODSKI 1959).

Diese Erkenntnis kann zur Erklärung der Fluorarmut in den vulkanischen gegenüber den subvulkanischen Typen dienen und ein Exhalationsvorgang bei den Vulkaniten wahrscheinlich gemacht werden, bei dem das Fluor weitgehend in die Atmosphäre oder in umgebende Gesteine abgegeben wurde.

Die mit den vorliegenden Daten berechneten Komponentenanalysen ließen keine weiteren geologisch sinnvollen Ergebnisse erkennen. Dies dürfte vor allem auf die geringe Probenzahl zurückzuführen sein.

Entsprechend den Vorschlägen von STRAACH & RÖLLIG (1975), die Clusteranalyse als geeignete Methode zur Klassifizierung geologischer Parameter (Merkmale oder Proben) einzusetzen, erfolgte weiterhin eine Verrechnung des vorliegenden Datenmaterials nach diesem Verfahren.

Im Ergebnis der Clusteranalyse liegen Dendrogramme (Büscheldiagramme) vor, die entsprechend der Anordnung und Vereinigung der Objekte vom Rechner ausgedruckt werden. Im Kopf des Dendrogramms sind Methode, Strategie und bei $\beta \neq 0$ der β -Wert angegeben.

Die Clusteranalyse wird zur Unterstützung der petrographisch-geochemischen Ergebnisse eingesetzt und ist nicht zu deren Beweis. Mit dem genannten Vorbehalt sind folgerichtig auch die Clusterdiagramme in erheblichem Maße belastet, die in dieser Arbeit vorgestellt sind. Bei der Darstellung der Ergebnisse als Clusterdiagramm können prinzipiell die Bindungen

der Merkmale (R-Methode) oder
der Proben (Q-Methode)

untereinander untersucht werden. Beide Varianten wurden in der vorliegenden Arbeit ausgeführt.

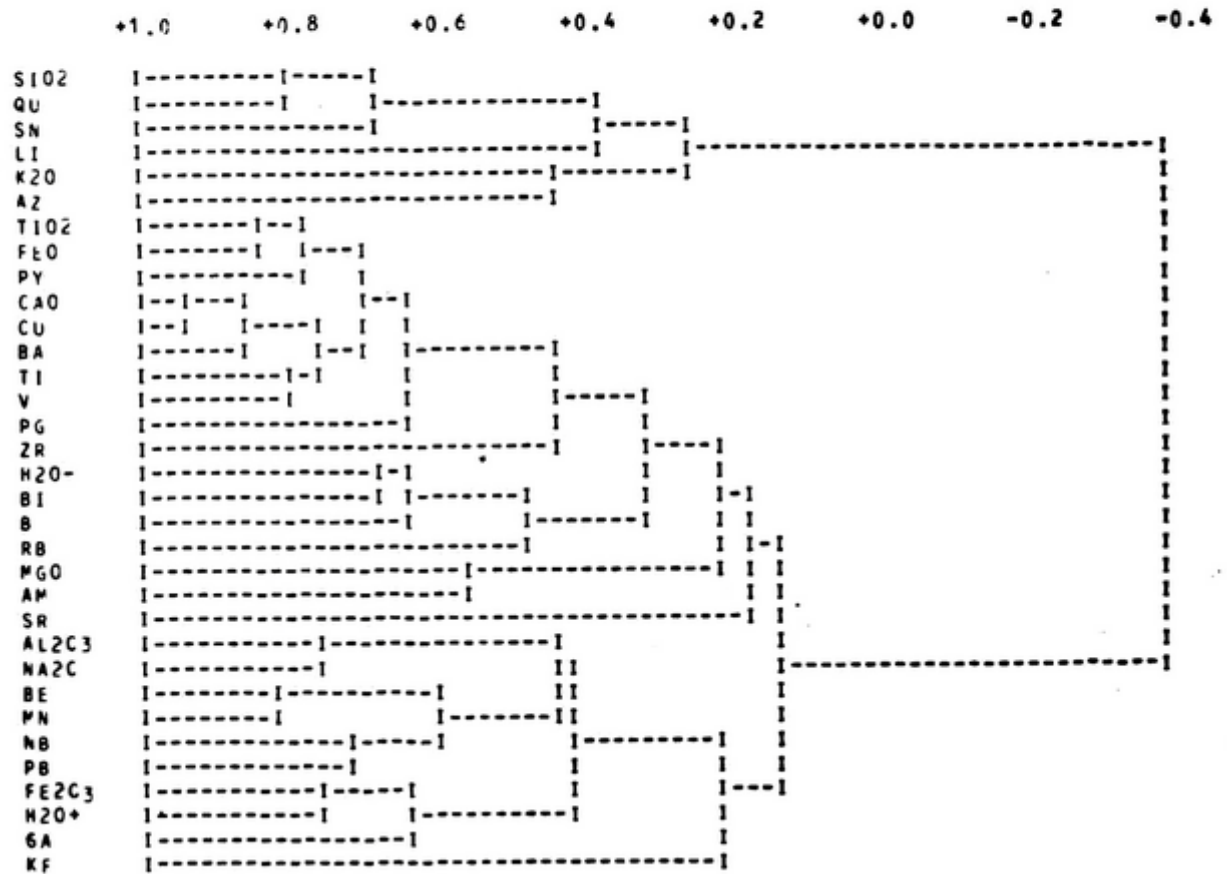
Es hat sich als zweckmäßig erwiesen, das Niveau für die Aufspaltung in Hauptgruppen bei $+ 0,1$ festzulegen und die Auswertung auf dieser Grundlage differenziert vorzunehmen (Abb. 18).

METALLGENIE VITROPHYRE S-TEIL CDR , PETROCHEMIE + MODALBESTAND

CLUSTERANALYSE MIT R-METHODE

STRATEGIE MIT WICHTUNG

ANZAHL DER PROBEN= 14



- zu 76 -

Abb. 18: Clusteranalyse mit R-Methode, Strategie mit Wichtung (STRAACH & RÖLLIG 1975). Anzahl der Proben: 14, Sortierung nach Merkmalen.

(AL 203 - Al₂O₃; AM - Amphibol; AZ - Akzessorien; B - B; BA - Ba; BE - Be; BI - Bi; CAO - CaO; CU - Cu; FEO - FeO; FE 203 - Fe₂O₃; GA - Ga; H2O+ - H₂O⁺; H2O- - H₂O⁻; K2O - K₂O; KF - Kalifeldspat; LI - Li; MGO - MgO; MN - Mn; NA2O - Na₂O; NB - Nb; PB - Pb; PG - Plagioklas; PY - Pyroxen; QU - Quarz; RB - Rb; SIO2 - SiO₂; SN - Sn; SR - Sr; TI - Ti; TIO2 - TiO₂; V - V; ZR - Zr)

Die erste Gruppe, eine Hauptgruppe, bestehend aus den Merkmalen SiO_2 , Quarz, Sn, Li und der in loser Bindung K_2O und Akzessorien zugeordnet sind, kennzeichnet hauptsächlich granitophile Elemente i.S. v. TISCHENDORF. Die Zuordnung von K_2O ist auf die Zunahme des Kaliums in den kristallisierten Typen zurückzuführen und die der Akzessorien scheint zufälligen Charakter zu haben., da ihre mikroskopische Bestimmung auf Grund ihrer geringen Gehalte von subjektivem Fehler behaftet ist. Die zweite Hauptgruppe, in der der Rest der Merkmale vereinigt ist, läßt sich weiterhin entsprechend dem Hierarchieprinzip im Clusterdiagramm in weitere Gruppen untergliedern. TiO_2 , FeO, Pyroxen, CaO, Cu, Ba, Ti und Plagioklas sind granitophobe Elemente bzw. für basische Gesteinstypen charakteristische petrographische Merkmale. Es sei darauf verwiesen, daß Zr in lockerer Bindung an diese Gruppen angegliedert ist. Relativ enge Bindungen bestehen zwischen den Merkmalen H_2O^- , Biotit, B und Rb, was den Hinweis auf ihre genetische Zusammengehörigkeit in sich birgt. Wahrscheinlich beruht der Zusammenhang auf die Bedingungen während der Phänokristenbildung, wobei unter Beteiligung von Wasser Biotit als ein wasserhaltiges Mineral gebildet wurde. Erwartungsgemäß weisen Amphibol und Mg eine enge Bindung auf. Sr geht auf der Grundlage des vorliegenden Datenmaterials nur lose Bindung im Clusterdiagramm ein. Enge Beziehungen bestehen weiterhin zwischen Al_2O_3 und Fe_2O . Zufällig scheint

die Bindung von Be und Mn zu sein, dagegen bedeutsam die Beziehung Ba und Nb, zwei inkompatiblen Elementen, denen auch das Pb angegliedert ist.

Bemerkenswert ist auch die enge Zusammengehörigkeit des Fe_2O_3 mit H_2O^+ und Ga, was auf einen oxydativen Prozeß bei der Kristallisation bei Abgabe des H_2O hinweist (vgl. VENDL 1927).

Eine Außenseiterrolle bezieht der Kalifeldspat der Einsprenglinge, die darin begründet sein kann, daß es sich um ein intrakrustal gebildetes Mineral handelt, welches im Zuge des Extrusionsmechanismus vielfältige Veränderung durch Resorption und andere Vorgänge erhalten hat.

Das Dendrogramm, bei dem die einzelnen Proben in ihrem Verhalten zueinander untersucht sind (Abb. 25), zeigt in instruktiver Weise die Ergebnisse der petrographisch-geochemischen Untersuchungen bestätigt. Das Niveau der Vereinigung bei + 0,7 wurde ausgewählt, die Interpretation vorzunehmen.

Die erste Gruppe umfaßt

- Probe 12 Phänolatitglas Karl-Marx-Stadt – Altendorf
- “ 62 Phänolatitglas Ebersbach
- “ 64 Phänolatitglas Korpitzsch und
- “ 152 Phänolatitglas Karl-Marx-Stadt – Altendorf

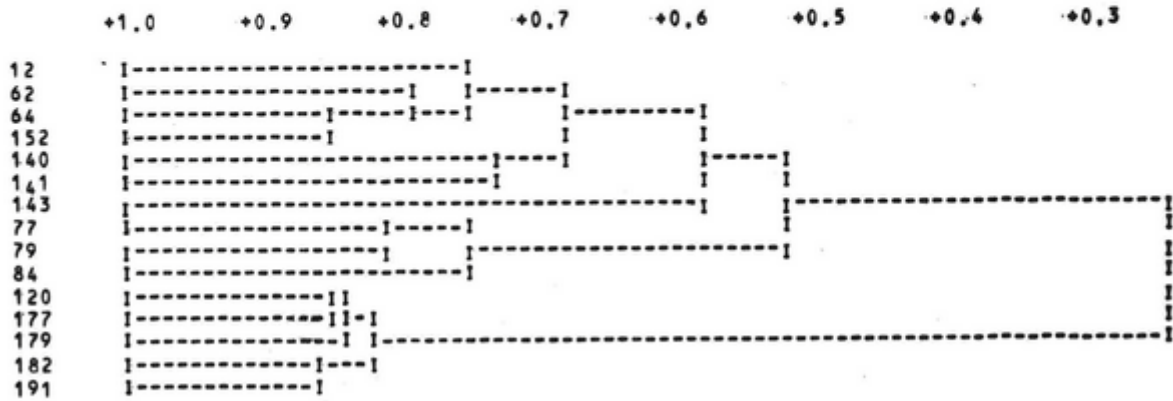
Diese Gruppe, die die glasigen Typen der Rochlitzer Folge einschließlich des Phänolatitkörpers des Erzgebirgischen Beckens darstellen, zeigen eine gute Bindung zueinander. Die zweite Gruppe schließt die

- Probe 140 Phänoquarzandesitglas Brösen und
- “ 141 Phänolatitandesitglas Queckhain

ein. Diese Gesteine sind im Bereich des Leisniger Quarzporphyrs lokalisiert und treten, dem heutigen Kenntnisstand folgend, gangförmig auf.

Alle bisher erfaßten Gläser und artverwandte Gesteine sind dem pyroxenführenden Typ zuzuordnen, dem ferner in relativ isolierter Form die Probe 143 Phänolatitandesitglas Leutewitz angegliedert ist.

METALLOGENIE VITROPHYRE S-TEIL DDR , PETROCHEMIE + MODALBESTAND
 CLUSTERANALYSE MIT AEHNLICHKEITSMASS
 STRATEGIE MIT WICHTUNG BETA= -,20
 ANZAHL DER MERKMALE= 33



- zu 79 -

Abb. 19: Clusteranalyse mit Ähnlichkeitsmaß, Beta = -,20 ; Anzahl der Merkmale 33; Sortierung nach Proben (Q-Methode).
 (12, 62, 64, 152 – Gläser der Rochlitzer Folge einschließlich des Phänotatitglaskörpers im Erzgebirgischen Becken; 140, 141 – Gläser des Leisniger Raumes; 143 – Phänotatitandesitglas von Leutewitz; 77, 79, 84 – Gläser von Meißen und vom Tharandter Wald; 120, 177, 179, 182, 191 – Vulkanite des Flöha-Frankenberger Gebietes).

Die dritte Gruppe, bestehend aus

Probe 77 Phänotrachytglas Braunsdorf

" 79 Phänotrachytglas Spechtshausen und

" 84 Phänorhyodazitglas Garsebach,

kennzeichnet die Gläser des pyroxenfreien Types, wobei erwartungsgemäß die Proben 77 und 79 engere Bindung aufweisen und die Zuordnung der beiden Vorkommen zu einem einheitlichen ignimbritischen Körper (vgl. RÖLLIG 1972, BENEK, JENTSCH, PÄLCHEN & RÖLLIG (1977) unterstrichen wird.

In der vierten Gruppe, in der ausschließlich Gesteine des Flöha-Frankenberger Raumes erfaßt sind, finden sich

Probe 120	Phänoalkalirhyolith	Erdmannsdorf,
" 177	„Quarzvulkanit“	Flöha,
" 179	„Quarzvulkanit“	Obermühlbach,
" 182	Phänoalkalirhyolith	Altenhain und
" 191	Phänorhyolith	Augustusburg.

Insgesamt kann eingeschätzt werden, daß durch die Clusteranalyse mit Ähnlichkeitsmaß die Ergebnisse der petrographisch-geochemischen Untersuchung gestützt werden konnten.

3.6. Isotopenverhältnisse des Sauerstoffs

Die Anwendung der Isotopenuntersuchungen zur Lösung geowissenschaftlicher Fragestellungen hat in den letzten Jahren zunehmend an Bedeutung gewonnen. Insbesondere wird das Verhältnis zwischen den Sauerstoffisotopen ^{18}O und ^{16}O bei der Einschätzung der Genese magmatischer Gesteine genutzt (TAYLOR 1968, NESTLER 1974). Zur Methodik der Sauerstoffisotopenanalyse ist auf die Arbeiten von HARZER (1965) und NESTLER (1974, 1976) zu verweisen.

Im magmatischen Bereich sind in der Regel die geringsten Variationen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu finden. Sie liegen normalerweise in den Grenzen von + 5 ‰ und + 12 ‰, wobei insbesondere die Rhyolithe der Subsequenzperiode höhere ^{18}O -Gehalte zwischen 12 ‰ und 16 ‰ aufweisen. Vulkanite, die in intra- und suprakrustalem Bereich während und nach der Platznahme nicht verändert wurden, liegen in ihren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 6 ‰ und 9 ‰ (NESTLER 1974).

Innerhalb der orogenetischen Entwicklungsetappen sind zum Teil recht deutliche $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzierungen zwischen einzelnen Gesteinsgruppen zu finden, deren Unterschiede nicht nur hinsichtlich der Magmenherkunft bzw. der Magmenentwicklung zu suchen sind, sondern auch intra- und superkrustale Veränderungen bewirkt wurden.

Extremwerte bis etwa 20 ‰ in den $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalten erreichen die vulkanischen Gläser des vorliegenden Untersuchungsrahmens. Die Interpretation dieses Anreicherungseffektes ist problematisch, da der Zeitpunkt der Anreicherung des Sauerstoffisotops ^{18}O schwer festzulegen ist. Es ist nicht hinreichend genau zu entscheiden, ob die Konzentration vor, während oder nach der Platznahme des Vulkanits erfolgt. Ein Hinweis zur Lösung dieser Frage liegt in den Analysenergebnissen des ignimbrischen Latitandesitglaskörpers (Quarzporphyr-Pechstein-Körper) des Erzgebirgischen Beckens, dessen Material aus dem Gebiet von Karl-Marx-Stadt-Altendorf eingehend untersucht wurde (Tab. 7, lfd. Nr. 4 bis 6). Dieser Gesteinskörper liegt sowohl als Gesteinsglas als auch mit weitgehend kristallisierter Grundmasse vor. Setzt man voraus,

daß im Zuge der Platznahme keine bedeutende $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Fraktionierung stattgefunden haben, dürfte die ^{18}O -Anreicherung bereits im Schmelzenstadium erfolgt sein. Darüberhinaus sind durch lockere Struktur des Glases gegenüber entsprechenden kristallisierten Substanzen Isotopenaustauschvorgänge durchaus denkbar, da auch Hydratationserscheinungen in geologischen Zeiträumen bei hyalinen Gesteinen (vgl. GARLICK & DYMOND 1970) eintreten.

VINOGRADOV u.a. (1971) stellten einen Anreicherungseffekt des schweren Sauerstoffs in Effusiva gegenüber äquivalenten Plutoniten bei karbonatitischen Gesteinen fest, das von NESTLER (1976) analog für Quarzporphyre und Granite nachgewiesen werden konnte. Desweiteren beschrieb er die Möglichkeit der Erhöhung des Gehaltes an schwerem Sauerstoff durch Vermischung der ignimbrischen Gas-Lava-Suspension mit ^{18}O -reicherem atmosphärischen Sauerstoff und seine nachfolgende Fixierung im Vulkanit. Diese genetische Deutung ist durchaus akzeptabel, wobei im Zuge der Kristallisation wiederum ^{18}O -angereicherte Fluida freigesetzt und nicht mit der Kristallisation der Schmelze fixiert wurden.

Widersprüchlich wird diese Genesedeutung bei Betrachtung des extrem hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes des Rhyodazitglases (Pechstein) von Meißen-Garsebach. Seine Entstehung ist nicht ignimbrisch, sondern als Deckenerguß zu sehen (BENEK u.a. 1977). In diesem Falle ist der Anreicherungseffekt des schwereren Sauerstoffs wahrscheinlich in erster Linie auf einen Isotopenaustausch durch sypergene Vorgänge zurückzuführen. Insgesamt unzureichend beantwortet muß die Frage einer möglichen Anreicherung unter intrakrustalen Bedingungen im Zuge der Eruption durch Isotopenaustausch mit meteorischem Wasser i.S. von TAYLOR & FORESTER (1971) bleiben. Auch auf diese Weise kann eine Erhöhung der ^{18}O -Gehalte eingetreten sein.

Wenn auch die Genese der hohen bis sehr hohen Gehalte an schwererem Sauerstoff in Vulkaniten der Subsequenzperiode insbesondere in den Gläsern nicht eindeutig beantwortet werden kann, dürfte doch der Schwerpunkt zu dieser Erscheinung in supergenen Isotopenaustauschprozessen begründet liegen. Darüber hinaus dürften hypogene Prozesse wie Wasseraufnahme und Wechselwirkung mit Sedimenten im intrakrustalen Bereich zur Erhöhung des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes beigetragen haben (vgl. NESTLER 1977).

Tabelle 7: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von glasigen und kristallisierten Vulkaniten
des Untersuchungsgebietes
(aus NESTLER 1976)

Lfd. Nr.	Probe- Nr. bei NESTLER (1976)	Probe-Nr. vorl. Arbeit	Gestein	Lokalität	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ SMOW
1	231	122	Rhyodazit	Erdmannsdorf	11,3
2	232	110	Rhyodazit	Wechselburg	12,0
3	233	83	Dazitglas	Leutewitz	14,4
4	230	81	Vitrorhyodazit	Karl-Marx-Stadt	15,9
5	234	35b	Vitrorhyodazit	Karl-Marx-Stadt	13,9
6	235	35a	Rhyodazitglas	Karl-Marx-Stadt	17,9
7	236	86	Rhyodazitglas	Meißen-Garsebach	20,0
8	237	73	Rhyodazit	Obermühlbach	21,0

4. Die Rhyolithkugeln und ihre Problematik

4.1. Problemstellung und Festlegung des Untersuchungsgegenstandes

Unter dem Begriff Rhyolithkugeln sind zur Kugelform neigende intramagmatische Bildungen in sauren bis intermediären Vulkaniten zu verstehen, die durch Entgasung und Kristallisation der magmatischen Schmelze noch vor der die gesamte Schmelze erfassenden Hauptkristallisation des Vulkanitkörpers entstanden sind. Der Kristallinitätsgrad der Kugeln ist in der Regel höher als in der umgebenden zementierenden Vulkanitmasse, in der sie scheinbar völlig isoliert und fremdeinschlußartig eingelagert sind. Auch bestehen stoffliche Unterschiede zwischen der Kugel und dem umgebenden Gestein.

Seit der Zeit, als die Eigentümlichkeit der Rhyolithkugeln erkannt wurde, geht der Meinungsstreit um ihre Genese. Um zu verdeutlichen, welche genetischen Hypothesen und Modelle im Laufe der Zeit erarbeitet wurden, die zugleich ein Ausdruck der besonderen Rolle der Rhyolithkugeln sind, sei folgender historischer Abriß gegeben.

Erste Beschreibungen liegen bereits aus dem 19. Jahrhundert vor (u.a. HAUY 1814) und einer der ersten, der sich intensiver mit der Rhyolithkugelproblematik beschäftigte, war GEINITZ (1858). Nach seiner Meinung wären die Kugeln Porphyrbrocken, die durch einen in die Hohlräume des Porphyrs eindringenden Pechstein losgerissen wurden. Es sei bemerkt, daß es sich sowohl bei dem erwähnten Pechstein als auch bei dem Porphyr um einen durch ignimbritische Verschweißungszonalität hervorgerufenen Effekt im Rhyodazitkörper (Quarzporphyr-Pechstein-Körper) des Erzgebirgischen Beckens handelt. Hauptargument zur Stützung seiner Theorie war die Erkenntnis über die weitestgehend petrographische Identität zwischen dem Porphyr der Kugel und dem die Kugel einbettenden Porphyr. Des weiteren wollte GEINITZ in den Rinden der Kugeln Schmelzungserscheinungen zwischen Kugel und umgebender Masse gedeutet wissen.

JENTZSCH (1858) dagegen wies darauf hin, daß es ihm nie gelungen sei, an einer einzigen Kugel aus diesem Gesteinskörper das geringste Merkmal einer Schmelzung festzustellen. Er betrachtete die Außenrinde der Rhyolithkugeln als Verwitterungsrinden. Die Porphyre und Gläser einschließlich der vulkanischen Masse der Kugeln dürften „nichts anderes zu sein als ein veränderter sogenannter Felsitporphyr, welcher durch eigentümliche Cementationsprozesse zu anscheinend selbständigen Gesteinen regeneriert wurde.“

Dieser Gedanke von der Zuordnung von Porphyry und Pechstein zu einem vulkanischen Ausbruch wurde erst fast einhundert Jahre später von PIETZSCH (1954) aufgegriffen und fundiert.

Eingehend mit der Genese der Rhyolithkugeln, für die er den Begriff Lithophysen gebrauchte, beschäftigte sich v. RICHTHOFEN (1860). Sie wären dadurch gebildet, daß gewisse Partien in der Schmelze ihren Gasgehalt unter Blasenbildung allmählich abgegeben hätten. Die Ursache dieser Erscheinung sollte in der Druckverminderung bei der Eruption zu suchen sein.

Auf stoffliche Besonderheiten in Verbindung mit der Bildung von Rhyolithkugeln verwies IDDINGS (1887). Seinen Untersuchungen zur Folge entzogen radialstrahlig wachsende Mikrolithe dem umgebenden Glas Al_2O_3 und Alkalien, das sich damit an SiO_2 und H_2O relativ angereicherte. Als der Wasserdampf nicht mehr „absorbiert“ werden konnte, kam es zur Blasenbildung. Das so entbundene Glas wirkte als überhitzter Dampf auf alle Teile der ursprünglichen Glaskugel kristallisierend und mineralisierend. Außerdem entstanden im Glas Entgasungshohlräume bei der Wasserabgabe durch Volumenentnahme.

PLATT (1915) erkannte den Zusammenhang zwischen Blasen- und Kugelbildung an den Schneekopfskugeln, den Rhyolithkugeln des Thüringer Waldes. Er schloß sich im wesentlichen der Auffassung von IDDINGS an, wonach ihre Bildung zur Zeit der Verfestigung des Porphyrmaterials erfolgt sei. Durch rasche Erstarrung kam es zur Entgasung, wobei sich entweder einzelne polyedrische Blasen oder konzentrisch angeordnete Schlitzblasen ausbildeten.

Aus den präkambrischen Arvidsjaurporphyren Nordschwedens beschrieb GRIP (1935) sehr wechselhafte Ausbildungsformen von Kugelbildungen in Rhyolithen, bei denen allen ein Zusammenhang zwischen Schmelze und flüchtigen Bestandteilen bei ihrer Bildung aufgezeigt werden konnte. Jede Kugel wies eine Erstarrungsrichtung von außen nach innen auf, wobei die Schale zuerst gebildet wurde. So konnten die flüchtigen Bestandteile nicht entweichen. Im Zentrum erfolgte eine Konzentration dieser Substanzen.

Mineralisationen mit Fluorit, Calcit und Turmalin unterstützen die Vorstellungen über die Genese der Kugeln. Die Korngröße der Minerale in den Kugeln (sog. Bälle) nimmt nach innen zu und fluidalhaltige Mineralphasen treten auf. Nach GRIP seien die Rhyolithkugeln auch Ausscheidung von „nasserer“, SiO_2 -reicherer Schmelze im Lavastrom und anschließender typischer Kristallisation in sogen. „Tropfen“ entstanden. Diese genetische Deutung trägt wesentliche Züge einer möglichen Liqurationsdifferentiation in sauren Effusivgesteinen.

Völlig andersgeartet ist der Deutungsversuch, die Entstehung der Rhyolithkugeln als echt vulkanische Bomben anzusehen (STECHEER 1916, 1925, 1928, 1931, o.J.). Die Hypothese entstand auf Grund dessen, daß an den Rhyolithkugeln ähnliche Merkmale wiederzufinden seien, wie an vulkanischen Bomben. STECHER verwies auf ihr Auftreten in der Randfazies der Vulkanite, auf das lose, wie fremdartige Auftreten in der Porphyrmasse, die tuffartige Strukturen habe. Weiterhin führte er die Vergesellschaftung mit kleineren „Bomben“ und „Lapilli“ im Kugelhaufwerk an.

Über die Entstehung der Kugeln im sog. Kugelpechstein (Rhyodazitglas) von Spechtshausen gibt SCHREITER (1930) eine genetische Deutung. Demnach handele es sich um aufgearbeitetes Material vorher erstarrter Schmelzenteile. Wie weiter unten gezeigt wird, nehmen diese Bildungen, deren genetische Einstufung von SCHREITER auch heute noch weitgehend Gültigkeit hat, eine Sonderstellung ein. Sie sind keine Rhyolithkugeln im Sinne der gegebenen Definition.

Neuere Bearbeitungen der Rhyolithkugeln liegen hauptsächlich von sowjetischer Seite vor. Mehrfach wurde auf die Anreicherung von Alkalien, besonders von Kalium in den Kugeln hingewiesen (BURJANOVA & FAVORSKAJA 1961; DSHRBASCHJAN 1961). Auch konnten in einem speziellen Falle in ihnen erhöhte Konzentrationen von Ni, Ag und Uran beobachtet werden (KONSTANTINOV 1968). ADAM & SCHIRN (1963) lieferten eine Deutung der sog. „wilden Eier“. Nach ihrer Meinung sollen sie durch aufgearbeitete Entglasungsschichten durch die Strömung entstanden sein.

Als entscheidendes Kriterium für die Entstehung von kugeligen Aggregaten in sauren Laven stellte VOLJANJUK (1972) die sphärolithische Kristallisation einer hochviskosen Schmelze dar. Nachfolgende Prozesse würden lediglich modifizierend wirken. Ebenfalls verwies VOLJANJUK auf die Umverteilung der Alkalien, wobei die Aktivität des Kaliums im Verlaufe der Kugelbildung zunehmen würde. Er sprach sich, auch in Analogie zu Ergebnissen aus der technischen Herstellung von Glas, gegen eine Entstehung der Kugeln durch Liquefaction der Schmelze aus. Auch FREMD (1972) sprach sich prinzipiell für die Möglichkeit einer Bildung der Rhyolithkugeln durch Liquefactionsdifferentiation in sauren Schmelzen aus und verwies auf die Bedeutung der sphärolithischen Kristallisation bei der Kugelbildung. Desweiteren brachte er den Einwand vor, daß Rhyolithkugelbildungen in Ignimbriten Süd-Dshungariens weder Produkte einer Liquefaction im Vulkanit noch Produkte einer vordringlich sphärolithischen Kristallisation waren.

Ausgehend von der Grundposition, daß sich ignimbrische Gesteinskörper von Lavaergüssen durch eine höhere Konzentration an Gasen unterscheiden, gab FREMD (1972) nachstehende genetische Deutung für die Bildung von Rhyolithkugeln, die den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit nahe kommen:

Bei der Abkühlung der Ignimbrite sondern sich die fluiden Phasen als kleine Blasen vor allem in den oberen Teilen der Gesteinskörper ab. Das führt zu einer Erhöhung der Schmelzenviskosität in diesem Bereich und zur Bildung einer dünnen Rinde an der Oberfläche des Körpers. Dadurch wird die Absonderung flüchtiger Bestandteile in den tieferen Bereichen des Ignimbritkörpers zunächst erschwert oder sogar verhindert. So werden im Inneren der viskosen Schmelze Gasblasen gebildet, die von der typischen Rhyolithkugelmasse umgeben sind. Innerhalb dieser Kugeln läuft wie in einem geschlossenen System die Abkühlung und Kondensation der Gase sowie ihre Kristallisation ab.

Ähnliche Vorstellungen liegen ferner von FAVORSKAJA (1963) und SAJČENKO (1963) vor.

Neben der oben angedeuteten Anreicherung der Alkalien in Rhyolithkugeln gegenüber dem umgebenden vulkanischen Material konnte KONSTANTINOV (1968) hinsichtlich der Elemente Nickel

und Silber eine ähnliche Erscheinung feststellen. In diesem Zusammenhang wurde eine weitere, wenn auch relativ abwegige Entstehungsmöglichkeit für die Rhyolithkugeln vorgestellt, die vergleichbar mit der Bildung von Pillowlaven durch Auftauchen von Schmelzenteilen im wässrigen Milieu unter submarinen Bedingungen ist.

Der Prozeß der Anreicherung bestimmter Elemente in den Rhyolithkugeln ist unter vulkanischen Bedingungen abgelaufen. Vergleicht man nun die Bildung der Rhyolithkugeln als eine Art Differentiation im kleinen Bereich mit der Intrusion eines granitoiden Tiefenkörpers, lassen sich Parallelen ableiten. In diesem Zusammenhang sind die Rhyolithkugeln als mögliche Indikatoren für minerogenetisch bedeutsame Prozesse anzusehen. Sie zeigen im kleinen Maßstab einen unter vulkanischen Bedingungen abgelaufenen Prozeß, der bei entsprechender intrakrustaler Platznahme der Schmelze in viel größeren und minerogenetisch bedeutsamen Dimensionen ablaufen konnte. In diesem Falle wäre eine länger andauernde Differentiation möglich, deren Produkte lagerstättenkundliche Bedeutung erlangen dürften. Insofern sind die Rhyolithkugeln als Indikator für das Differentiationsverhalten einer gleichartigen Schmelze bei intrakrustaler Platznahme zu werten.

4.2. Klassifikation und Bau der Rhyolithkugeln

Unter dem Begriff Kugelbildungen in magmatischen Gesteinen werden ungeachtet ihrer Genese Mineralaggregate oder Gesteinsteile verstanden, die in irgendeiner Form Kugelgestalt ausgebildet haben. Die Definition ist deshalb so allgemein gehalten, da Kugelbildungen in magmatischen Gesteinen in sehr unterschiedlichen genetischen Bereichen gebildet werden können.

Hierzu einige Beispiele:

- Pillowlaven sind Ausbildungen basischer Vulkanite mit kugelartigen Gesteinsteilen, deren Entstehung durch submarine Effusion und Reaktion mit überlagerndem Meerwasser zu deuten ist. Typisch für die einzelnen Pillows ist die meist umgewandelte Glasrinde.
- Agglomeratische Kugelbildungen finden sich in ignimbrischen Gesteinen. Es dürfte sich um Reste bereits vorher erstarrter Schmelzenteile handeln, die im Platznahmestadium wiederum aufgearbeitet wurden. Die Rundungen der Körper und abgeschnittene Gefügeteile am Rand der Kugeln unterstreichen diese Vorstellungen (SCHREITER 1931a).
- Epigenetische Ausfüllungen von in der Regel kugelartig ausgebildeten Gasblasen finden sich in den sogenannten Mandelsteinen. Diese Füllungen werden hauptsächlich von Chlorit, Quarz und Kalzit neben einer Reihe seltener Minerale gebildet.
- Kugelbildungen in Plutoniten sind in Graniten, Dioriten und Gabbros bekannt (POLOVINKINA 1966). Es handelt sich um konzentrisch-schalig gewachsene Körper, wobei die einzelnen Lagen entsprechend dem Gesamtchemismus des Gesteins aus Biotit, Plagioklas und anderen gesteinsbildenden Mineralen bestehen können.
- Die Rhyolithkugeln entstehen intramagmatisch in sauren und intermediären Vulkaniten durch Entgasung bei gleichzeitiger Entglasung. Die Hohlräume, die sich bei der Gasfreisetzung entwickeln, haben scharfe Kanten und Ecken im Gegensatz zu den Gesteinen mit Mandelsteintextur ausgebildet. Meistens sind die Hohlräume mit Quarz, Kalzit und anderen Mineralen sekundär ausgefüllt worden.

Seit dem die Rhyolithkugeln Gegenstand wissenschaftlicher Bearbeitungen sind, wurden Möglichkeiten ihrer Gliederung geschaffen. In nahezu allen Fällen sind petrographische Kriterien zugrunde gelegt. Gleichsam sind eine Reihe Begriffe für die hier als Rhyolithkugeln bezeichneten Gebilde entstanden (Tab. 8).

Tabelle 8: Synonyma des Begriffes Rhyolithkugel (Auswahl)

Begriff	Quelle
Porphyrkugel	JENTZSCH 1858
Lithophyse	v. RICHTHOFEN 1860
Sphärolith	VOGELSANG 1872
Felsitkugel	SIEGERT 1879
Sphärit	FEDOROV 1903
Kugel (in Porphyr)	PLATT 1915
Porphyrbombe	STECHE 1916
Ball	GRIP 1935
Spheruloid	BRYAN 1954

Anmerkung:

In der älteren Literatur sind häufig volkstümliche Bezeichnungen wie „versteinerte Nüsse“ und „wilde Eier“ gebraucht. Der Begriff „Schneekopfskugeln“ ist vom Schneekopf, einem Berg im Thüringer Wald, abgeleitet und ist ebenfalls synonym mit Rhyolithkugeln zu verwenden.

Einer der ersten, der versuchte, die Kugelbildungen in saurer vulkanischen Gesteinen zu gliedern, war IDDINGS (1888). Von ihm wurden insgesamt 7 Typen unterschieden, die alle in irgendeiner Form Zusammenhänge zwischen der Ausbildung von Entgasungshohlräumen und einer sphärolithischen Kristallisation erkennen lassen (Abb. 20).

Die letzte Form in der Darstellung der Lithophysen i.S. von IDDINGS (1888) (Abb. 20, Typ 7) ist für viele Bildungen der Rhyolithkugeln charakteristisch, wobei in ihrem Durchschnitt sowohl ein halbrundförmiger als auch ein isometrisch-eckiger Blasenohlraumschnitt anzutreffen sind. Ihre Bildung ist, wie weiter unten aufgezeigt wird, im wesentlichen durch die Textur des Vulkanits modifiziert worden.

Neuere Arbeiten über das Wesen der Rhyolithkugeln sowie deren Klassifizierung liegen im wesentlichen von sowjetischer Seite vor.

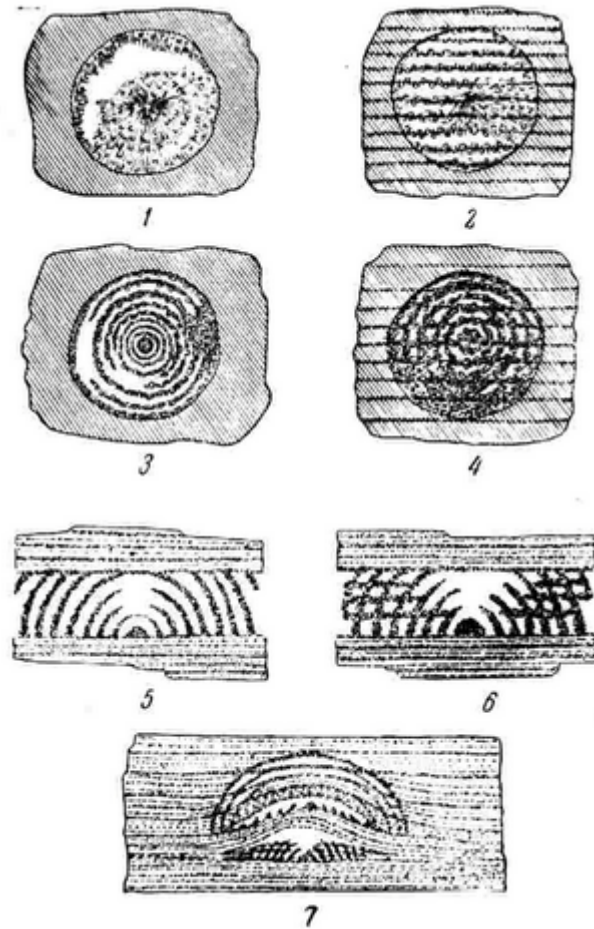


Abb. 20: Rhyolithkugel-(Lithophysen-)Typen nach IDDIGS (1888)

- 1 - Sphärolith, radialfasig, Hohlräume unregelmäßig und in unregelmäßiger Lage
- 2 - Sphärolith mit durchgängigem Parallelgefüge
- 3 - Sphärolith, konzentrisch, Hohlräume zwischen den Schalen
- 4 - Sphärolith, konzentrisch und mit durchgängigem Parallelgefüge
- 5 - Halbsphärolith, konzentrisch
- 6 - Halbsphärolith, konzentrisch und mit durchgängigem Parallelgefüge
- 7 - Sphärolith, zum Teil in der Art von Sektoren oder federartigen Formen.
Diese Ausbildung weicht von den oben beschriebenen Formen weitgehend ab.

RODYGIN (1962) untersuchte Kugelbildungen im Bergaltai und gliederte sie in 3 Typen:

- kleine monolithische Kugeln
 - Kugeln mit Hohlraum im Innern, der mit Chalzedonquarz, Kalzit, Erzmineralen (Hämatit, Pyrit) ausgefüllt ist
 - dünnwandige Kugeln mit Ausfüllungen des Innenraumes wie obenstehend
- KONSTANTINOV (1968) stellte anhand von Untersuchungen an uranführenden Kugelbildungen saurer Extrusivas im Nord-Tien-Schan sieben verschiedene Arten Rhyolithkugeln heraus.

Er unterschied

- dichte Kugeln
- Kugeln, im Inneren mit Bruchstücken umgebender Gesteine
- Kugeln, mit Hohlraum im Inneren
- Kugeln mit Linsen von Chalzedonquarz
- Kugeln mit Linsen von Chalzedonquarz und Stengelquarz
- Kugeln mit Kern von Chalzedonquarz und Stengelquarz
- Kugeln mit Kern und Linsen, gegenseitig verbunden und mit Quarz ausgefüllt.

Aus dem Gebiet des Süd-Dschungasker Gürtels beschrieb FREMD (1972) Kugeln aus rhyolithischen Gesteinen und gliederte sie in folgende drei Gruppen:

- Kugeln, bestehend aus ignimbrischem und ignispumitischem Material und einem Kern mit hydrothermalen Mineralisation von Quarz und Kalzit
- Kugeln mit ignimbrischer und ignispumitischer Schale und einem felsitischen Kern
- Kugeln, die völlig aus ignimbrischem und ignispumitischem Material bestehen.

Am häufigsten ist der erste Typ vertreten, wobei seine Kernformen vielgestaltig sind.

Eine Klassifikation der Rhyolithkugeln aus dem Vulkanitkomplex von Muchor Tala (westliches Transbaikalien), die auf strukturellen und stofflichen Merkmalen gegründet ist, legte VOLJANJUK (1972) vor. Wesentliche Unterscheidungsmerkmale sind mono- und polymineralische Ausbildung der Sphärolithe sowie Wachstum derselben von einem oder mehreren Zentren aus. Ihrer inneren Struktur gemäß bezeichnete er sie als Sphärolithe und das Gesamtgestein, KASCHKAI (1963) folgend, als Sphärolitholit.

Bei dem Studium der Literatur zur Problematik der Rhyolithkugeln kann man feststellen, daß bei der Gliederung der Kugelbildungen auch mehrere Kategorien von Begriffen existieren. Beispielsweise erscheint der Begriff Sphärolith sowohl als Bezeichnung für eine Rhyolithkugel in ihrer Gesamtheit, als auch für einzelne, sphärolithische Teile des Grundmassegefüges. Deshalb sei der Hinweis gegeben, darauf zu achten, ob die Begriffe

- die gesamte Kugelbildung betreffen,
- zur Charakterisierung der Grundmasse des vulkanischen Materials verwendet werden, oder

- die Ausbildung und Mineralisation des Hohlraumes betreffen.

Nachstehend ist ein Gliederungsvorschlag für die Rhyolithkugeln gegeben. Hauptkriterien zur Klassifizierung sind Form und Gefüge der Kugel sowie der Anteil des Blasenhohlraumes an der Gesamtkugel. In dieser Gliederung sind im wesentlichen die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Typen berücksichtigt, wobei aber im Vergleich zu anderen kugelführenden Vulkanitgebieten die Varianz der hauptsächlich auftretenden Formen eingeschlossen ist.

Die in der vorliegenden Arbeit ausgehaltenen drei Rhyolithkugeltypen unterscheiden sich durch folgende Wesensmerkmale (Abb. 21):

- Typ I : Hohlraumgröße etwa 30 Vol.-% der Gesamtkugel, deutliche Modifizierung des Blasenhohlraumes durch die Textur des Vulkanits (z.B. durch Fluidal- oder Pseudofluidalgefüge)
- Typ II : Hohlraumgröße < 10 Vol.-%, gleiche Modifizierung des Blasenhohlraumes wie bei Typ I
- Typ III : Hohlraumgröße < 10 Vol.-%, Blasenhöhlräume verlaufen weitgehend schalenförmig parallel zur Kugelbegrenzung. Texturelle Beeinflussung ist gering.

Die Festlegung der einzelnen Typen erfolgte empirisch. Fließende Übergänge sind zwischen den einzelnen Typen (besonders zwischen Typ I und II) vorhanden.

Da die agglomeratischen Kugelbildungen (z.B. im Rhyodazitglas von Spechtshausen) nicht im Sinne der gegebenen Definition Rhyolithkugeln darstellen, sind sie im obenstehenden Schema nicht erfaßt. Sie nehmen sowohl gefügemäßig als auch genetisch eine Sonderstellung ein.

Die agglomeratischen Kugelbildungen unterscheiden sich von den Rhyolithkugeln durch ihre Genese. Sie sind im Sinne von SCHREITER (1931a) Aufbereitungsprodukte früher erstarrter Schmelzenteile und nicht wie Rhyolithkugeln in situ entstandene Entgasungs- und Entglasungskörper. Gefügemäßig lassen sich beide Erscheinungen insofern gut unterscheiden, da bei den agglomeratischen Kugelbildungen am Rande der Kugel die Gefügeteile abgeschnitten sind, dagegen bei den Rhyolithkugeln eine Fortsetzung außerhalb der eigentlichen Kugel festzustellen ist. Minerogenetisch spielen die agglomeratisch gebildeten Kugeln nur eine untergeordnete Rolle.

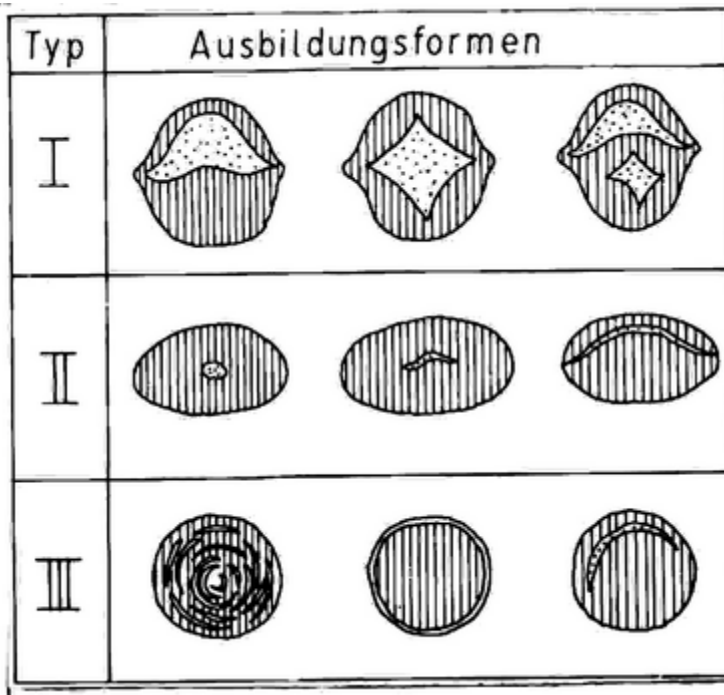


Abb. 21: Klassifizierung der Rhyolithkugeln in Typen nach Hohlraumvolumen und -ausbildung

- | | | | | |
|-----|---|----------------------|-------------|------------------------------|
| I | - | Hohlraumvolumen etwa | 30 Vol.-% | , starker Effekt |
| II | - | Hohlraumvolumen | < 10 Vol.-% | , starker Effekt |
| III | - | Hohlraumvolumen | < 10 Vol.-% | , geringfügiger Textureffekt |

Im folgenden sind die Wesensmerkmale der Rhyolithkugeln zusammengestellt, die entweder für sich allein oder kombiniert diese Kugelbildungen charakterisieren.

1. Im Normalfall baut sich eine Rhyolithkugel auf aus
 - einer rhyolithoiden Hülle und
 - einem vielgestaltigen Entgasungsraum (Kern), der sekundär gefüllt sein kann.
2. Rhyolithkugeln sind in den meisten Fällen fremdeinschlußartig in die vulkanische Matrix eingebettet. Ihre Oberflächen sind kleinpustelig oder seltener glatt. Die Fremdlingsnatur erscheint dadurch, daß oft zwischen umgebendem Glas und Kugel eine mm-mächtige Zwischenschicht aus Tonmineralen existiert (Bilder 78, 79). Andererseits unterscheidet die rhyolithische Masse der Kugel sich schon makroskopisch in Farbe und Glanz von dem umgebenden glasigen Material (Typ I). Bei Typ II unterscheiden sich die Grade der Kristallisation von Kugel und umgebendem Material nur wenig, deshalb fehlt in den meisten Fällen auch die Zwischenschicht.

Die „wilden Eier“ (Typ III) haben eine dunkelrote poröse Außenschicht, die die Stellung der tonmineralführenden Trennschicht bei Typ I einnimmt. Sie ist in der Regel einen bis wenige Zentimeter stark.

3. In der Regel lassen sich die Gefügemerkmale von Rhyolithkugeln ausgehend in das zementierende Gestein weiterverfolgen (z.B. Fluidaltextur u.ä.), sofern nicht durch Umwandlungsprozesse im Kugelbereich oder im Nebengestein tiefgreifende Veränderungen eingetreten sind.
4. Alle Typen der Rhyolithkugeln mit Ausnahme einer Kugel aus dem Dazit von Mockzig (Bild 1) haben andeutungsweise oder vollständig ausgebildete radialstrahlige bzw. sphärolithische Texturen in der Grundmasse der Hülle. Außerdem treten in den „wilden Eiern“ idioblastische Kalifeldspäte auf (Bilder 68, 69).
5. Rhyolithkugeln werden nicht nur in Gläsern, sondern auch in kristallisierten Rhyolithen angetroffen. Im Rhyolith vom Typ Augustusburg treten z.B. an einigen Orten Kugeln mit zwiebelschalenartigen Blasen Hohlräumen auf (Bild 86).
6. Bei allen Rhyolithkugeltypen, ganz besonders bei Typ I, sind gesetzmäßig geformte Hohlräume zu beobachten. Die Gesteine, die diese Kugeln führen, haben eine deutliche Pseudofluidaltextur (Ignimbrit. Gefüge), die wiederum auf die Ausbildung der Blasen Hohlräume modifizierend gewirkt hat. Generell lassen sich die Hohlräume nach der Lage unterscheiden. Sie können
 - peripher, den Außenbegrenzungen der Kugel folgend, oder
 - zentral, im Inneren der Kugel gelegensein. Beide Arten treten auch gleichsam in einer Kugel auf (Abb. 8).

Die Oberfläche der Blasen Hohlräume ist unregelmäßig scharfkantig, niemals rund, wie es bei normal ausgebildeten Entgasungsräumen in Schmelzen allgemein üblich ist. Die Schmelze muß also eine hohe Viskosität bei der Anlage der

Hohlräume gehabt haben, denn nach ihrem Erscheinungsbild erinnern sie an eine Verformung in plastischem bis nahezu festem Zustand. Vernachlässigt man zufällige Einflußgrößen und betrachtet einen Normalfall, ergeben sich, bezogen auf die einzelnen Typen der Rhyolithkugeln für die Hohlräume, folgende geometrische Formen (vgl. Abb. 21):

- Der zentrale Hohlraum läßt sich als ein nach innen gewölbter Doppelkegel betrachten, dessen Hauptsymmetrieebene in der Ebene der Pseudofluidaltextur liegt (Typen I und II)
- Der periphere Hohlraum folgt den Außenbegrenzungen der Kugel und hat linsenähnliche Form. An seinen Kanten lenkt er in die Richtung der Pseudofluidaltextur ein. Seine Ausbildung kann sowohl im oberen als auch im unteren Teil der Kugel erfolgt sein, legt man die Pseudofluidaltextur zugrunde. Mit Auftriebserscheinungen läßt sich die Wölbung des Hohlraumes aus der Ebene der Pseudofluidaltextur nicht erklären (Typen I, II, Bild 28).
- Blasen Hohlräume in den sog. wilden Eiern (Typ III) sind in Form der porösen Außenschicht gegeben. Nur selten ist ein, der äußeren Begrenzung folgender, sekundär gefüllter Hohlraum gefunden worden.
- Rhyolithkugeln aus dem Rhyolith von Augustsburg sind durch zwiebelschalenartige Ausbildung der Blasen Hohlräume gekennzeichnet, ebenso die Kugelbildungen aus dem Quarzporphyr bei Nossen (Typ III).

4.3. Verbreitung der Rhyolithkugeln im Untersuchungsgebiet

Im Untersuchungsgebiet sind, wie bereits erwähnt, die umfangreichsten Vorkommen saurer vulkanischer Gläser des Paläozoikums in Mitteleuropa. Desweiteren treten in diesem Raum, meistens an diese Gesteine gebunden, Rhyolithkugeln in großer Menge und in einer breiten Mannigfaltigkeit auf. Der Umstand, daß gerade in diesem Gebiet, in dem konzentriert Gläser auftreten, auch diese Kugelbildungen auftreten, ist beachtenswert und bedarf einer näheren Betrachtung.

Auch wenn Gläser bevorzugt Rhyolithkugeln führen, ist das Problem mit dieser Feststellung nicht gelöst, da auch vollständig auskristallisierte rhyolithoide Gesteine diese Bildungen enthalten. Derartige Gesteine sind ebenfalls im Untersuchungsgebiet anzutreffen.

Vorangestellt sei die Vermutung, daß mit dem Vorhandensein der Rhyolithkugeln im Untersuchungsgebiet ein regional kontrollierter Zustand der Schmelzen zum Ausdruck kommt, der einerseits zur Ausbildung glasiger Gesteine und andererseits zur Bildung von Rhyolithkugeln in glasig und kristallinisch erstarrten Vulkaniten geführt hat. Der Platznahmemechanismus spielte in diesem Zusammenhang nur eine untergeordnete Rolle, da Rhyolithkugeln sowohl in Ignimbriten – als auch in geflossenen Laven auftreten. Die Grundbedingung zur Bildung der Kugeln dürfte, den Untersuchungen von FREMD (1972) folgende im Gehalt an fluiden Stoffen in der Schmelze in Verbindung mit der Viskosität zu suchen sein.

Im Erzgebirgischen Becken treten einerseits im ignimbritischen Rhyodazit(-glas)körper Typ Karl-Marx-Stadt Rhyolithkugeln vom Typ I auf. Sie sind durch einen im Normalfalle 25 bis 30 Vol.-% von der Gesamtkugel betragenden Blasenohlraum charakterisiert, der meistens sekundär ausgefüllt ist. Die Kugelgröße schwankt zwischen 1 und 10 cm, wobei das Volumen des Blasenohlraumes anteilmäßig dem Gesamtvolumen der Kugel entspricht (Bilder 77-81). In medialen Teilen des Ignimbritkörpers, die weitgehend kristallisiert sind, tritt andererseits der Typ II auf. Diese Rhyolithkugeln haben einen bedeutend kleineren Blasenohlraum (<10 Vol.-%).

Der Übergang von Typ I zu Typ II im Ignimbritprofil ist relativ scharf, wie auch der Übergang von glasiger zu kristallisierter Grundmasse des Rhyodazits (Abb. 22).

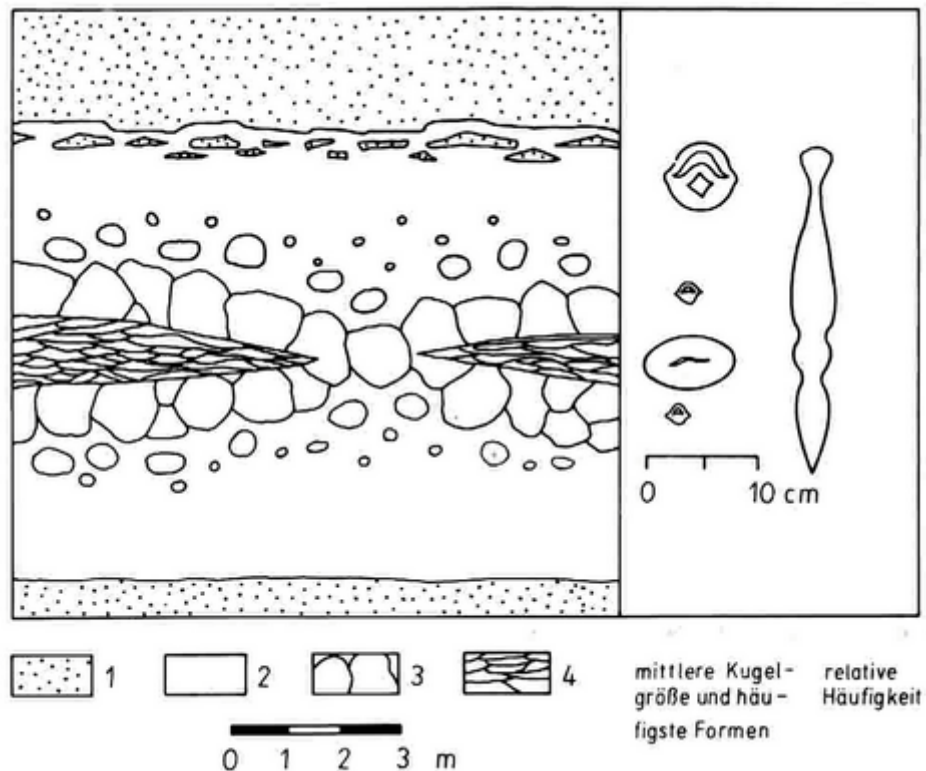


Abb. 22 Profil durch den ignimbritischen und z.T. glasigen Rhyodazitkörper des Erzgebirgischen Beckens im Bereich von Karl-Marx-Stadt-Altendorf mit Lokalisierung der auftretenden Rhyolithkugeltypen

- 1 - schwach verschweißtes, tuffartiges Material, bentonisiert
- 2 - mäßig verschweißtes, glasiges Material (Rhyodazitglas) bentonitisiert
- 3 - wie 2, frisch
- 4 - stark verschweißtes, weitgehend kristallisiertes Material (Vitrohyodazit), frisch

Es sei darauf hingewiesen, daß die Rhyolithkugeln nicht in den unteren Teilen des Gesteinskörpers auftreten. Analoge Erscheinungen konnte FREMD (1972) in jungen Vulkanitgebieten feststellen. Erklärbar wird dieser Sachverhalt durch die Ausbildung einer isolierenden Erstarrungskruste in den oberen Bereichen des Vulkanitkörpers bei der Erkaltung und durch den nach unten

zunehmenden Auflastungsdruck, infolgedessen die Entgasung der Schmelze gebremst oder sogar verhindert wurde.

Der Kugeltyp I ist im Untersuchungsgebiet in mehreren Gesteinskörpern anzutreffen. Im Bereich des Leisniger Quarzporphyr konnte er bei Leisnig und Wendishain festgestellt werden. Bei Mutzschen, in einem kleinen isolierten Vorkommen außerhalb des Untersuchungsraumes, fanden sich Rhyolithkugeln in Verbindung mit sphärolithischem Quarzporphyr (SIEGERT & DANZIG 1912). Im Zusammenhang mit dem Achatbergbau bei Wiederau traten im Zersatzmaterial halbglassige mehrere Zentimeter große Rhyolithkugeln auf (FISCHER 1940). Sie sind dem Typ I zuordenbar. Bei Mockzig, in dem Dazit mit der außergewöhnlich großen perlitischen Teilbarkeit, fand sich als Lesestein eine Kugel, die auch diese Teilbarkeit deutlich aufwies. Auf Grund ihrer Hohlraumform und -größe, die etwa 30 % des Gesamtvolumens betrug, ließ sich diese Bildung dem Typ I zuordnen (Bild 1).

Rhyolithkugeln mit schaligem Bau, wie sie aus dem Yellowstone-Park beschrieben sind (IDDINGS 1888), traten im Untersuchungsgebiet bei Augustusburg auf (Typ III). Sie sind genetisch an den Rhyolith von Augustusburg gebunden, dessen Grundmasse vollständig auskristallisiert ist und ein fibrolithisches Gefüge i.S. von NASEDKIN (1975) aufweist. Keine vollständig ausgebildeten Rhyolithkugeln, aber nach ihren Merkmalen dem Kugeltyp III zuordenbar, wurden im NW-Bereich des Freiburger Porphyrganges, vier Kilometer südlich von Nossen, gefunden.

Ein Typ Rhyolithkugeln, der meistens ohne oder mit einem ziemlich kleinen Hohlraum ausgebildet ist, liegt in Form der sog. „wilden Eier“ vor. Sie wurden häufig im Rhyolithglas von Meißen angetroffen und unterscheiden sich vom Typ II durch eine auffällige Zonierung innerhalb der Kugeln. Durch die verschiedene Farbgebung (s. Pkt. 3.2.) sind die einzelnen Zonen makroskopisch gut erkennbar. Der zum Teil vorhandene Blasenohlraum, welcher weitgehend parallel zur äußeren Begrenzung der Kugel verläuft, ist in der Regel mit Quarz gefüllt. Die Größe der „wilden Eier“ schwankt von wenigen Dezimetern bis mehreren Metern im Durchmesser. Außer im klassischen

Meißnischen Vulkanitgebiet fand sich der Rhyolithkugeltyp III im Bereich der Fundstellen von vulkanischem Glas bei Spechtshausen und Braunsdorf bei Tharandt. Eine Rhyolithkugel, die nur unter Vorbehalt dem Typ II zuzuordnen ist, wurde als Lesestein in den Ausstrichzonen des Rhyoliths von Hänichen bei Freital gefunden. Ihr Durchmesser betrug ca. 40 cm; der zentral gelegene polyedrische Hohlraum hatte einen Durchmesser von 8 cm im Mittel (Bild 13).

Kugelige Bildungen in Rhyolithoiden, aber keine Rhyolithkugeln im Sinne der petrographischen und genetischen Definition, sind wie bereits angedeutet, agglomeratische Körper in einem Teil der untersuchten Gesteine. Sie sind nicht in situ entstanden, sondern Aufarbeitungsprodukte von älterem vulkanischem Material (SCHREITER 1931a). Zu ihnen zählen die dem sog. Kugelpechstein den Namen gebende Kugeln, die in diesem Vulkanit in großer Menge über das ganze Gestein mehr oder weniger gleichmäßig verteilt sind. Ihre Größe schwankt von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern. Ihre Genese ist nicht identisch mit den sog. „wilden Eiern“, wie es ADAM & SCHIRN (1963) zu deuten versuchten.

Weitere agglomeratische Kugelbildungen wurden im Phäno-latitandesitglas von Leutewitz (früher Porphyritpechstein) festgestellt, deren Gefüge dem in der Nähe anstehenden Porphyrit (im alten Sinne) gleichen. Bei Obermühlbach, in den oberen Teilen des glasigen Ignimbrits (Rhyolithglas von Obermühlbach), ist das Gestein tuffartig ausgebildet. In ihm befinden sich auch agglomeratische Kugelkörper eines feinkörnigen Rhyolithoids, der oberflächlich anstehend bisher nicht beobachtet wurde. Es könnte sich um aufgearbeitetes Material aus dem subvulkanischen Bereich handeln, ähnlich wie es SCHREITER (1931a) für die Bildung des sog. Kugelpechsteins vermutete.

Anhand der Verbreitung der Rhyolithkugeltypen läßt sich eine räumliche Differenzierung aufzeigen. Die Typen I und II treten nur im Bereich des Zentralsächsischen Lineaments und in dem nordwestlich angrenzenden Gebiet auf. Typ III findet sich südöstlich dieses Bereiches. Demnach sind – der Kugeltyp II sei ausgenommen – im nordwestlichen Gebiet Rhyolithkugeln mit

größerem und im südöstlichen Teil Kugeln mit relativ kleinerem Blasenohlraum im Verhältnis zur Gesamtkugel ausgebildet.

Eine Deutung dieses Sachverhaltes ist problematisch. Naheliegend dürfte die Erklärung sein, daß die Kugeltypen mit größerem Hohlraumvolumen einen ehemals höheren Gehalt an Fluida in der Schmelze vermuten lassen.

Das isolierte Vorkommen von Rhyolithkugeln bei Mutzschen ist insofern interessant, da es in der Verlängerung von perlschnurartig aufgereihten Kugelvorkommen aus dem Gebiet um Leisnig-Wendishain liegt. Diese Linie entspricht etwa der Anlage der Mittelsächsischen Überschiebung.

4.4. Statistische Untersuchungen an Rhyolithkugeln

4.4.1. Methodik und Probenauswahl

Bei der Bildung der Rhyolithkugeln ist mit ihrer äußeren Begrenzung der Raum festgelegt, in dem in der Schmelze Entgasungen gelöster Fluida abgelaufen sind. Ohne die speziellen Druck- und Temperaturverhältnisse detailliert zu kennen, kann die Größe des Blasenhohlraumes als Maß für den Grad der Entgasung gewertet werden.

Wichtigste Parameter zur Charakterisierung der Rhyolithkugeln sind ihr Gesamtvolumen und das Volumen des Entgasungshohlraumes, zu deren Bestimmung ein spezielles Verfahren erarbeitet wurde. Dabei mußte dem Umstand Rechnung getragen werden, daß die Hohlräume fast ausnahmslos mineralisiert vorliegen und demzufolge nur Schnitte durch die Rhyolithkugeln zur Auswertung herangezogen werden konnten.

Trotz textureller Modifizierung des mineralisierten Entgasungsraumes wurde für die Rhyolithkugeln eine geometrische Rotationsachse angenommen, die sich als Grundlage für weitere Betrachtungen erforderlich machte. Um diese „Rotationsachse“ zu finden, konnte man sich an der durch die sog. Äquatorwülste (STECHEER o.J.) gebildeten Fläche orientieren. Die Äquatorwülste sind die Austrittsbereiche der linsenförmigen Hohlräume, und auf der von ihnen gebildeten Ebene steht senkrecht die gedachte Rotationsachse. Es kam also darauf an, die Rhyolithkugeln so zu halbieren, daß der Schnitt senkrecht zu der genannten Ebene und innerhalb der Rotationsachse zu liegen kam.

Bei der Probenvorbereitung wurde in folgender Weise verfahren:

Um eine möglichst hohe Repräsentanz des Probenmaterials zu gewährleisten, wurden aus einer größeren Menge Rhyolithkugeln von Karl-Marx-Stadt-Altendorf wahllos 100 Stück entnommen und dem Kern entsprechend orientiert in Gips eingegossen. Das machte sich erforderlich, da auf der Gesteinstrennmaschine eine Trennung derartiger Kugeln unter den gestellten Forderungen nur sehr schwer durchführbar ist. Die Form bestand aus zwei Holzwinkeln, die zusammengestellt eine quaderförmige Hohlform ergaben. Am Boden eines Winkels war außerdem eine Bodenplatte angebracht, um die Form transportabel zu haben. Zunächst wurde der Boden der Holzvorrichtung mit dickflüssigem Holzbrei überschichtet und die Rhyolithkugeln eingedrückt. Danach erfolgte die Überschichtung mit weiterer Gipsmasse bis die quaderförmige Hohlform vollständig ausgefüllt war. Die so erhaltenen Körper wurden markiert, beschriftet und auf der

Gesteinstrennmaschine zerteilt. Es wurden zwei Schnitte gelegt und zwar einer in der Kugelachse und einer 3 mm von ihr parallel versetzt. Die Bestimmung der Volumina von Kugel und Kern erfolgte dann an der Trennfläche des ersten Schnittes.

Auf Grund der komplizierten geometrischen Formen des mineralisierten Entgasungshohlraumes war es nicht möglich, aus der Ermittlung der Kugel- und Hohlraumflächen direkt auf die entsprechenden Volumina zu schließen. Deshalb wurde eine Art Integrationsverfahren, das auf der Bestimmung kleiner rotierender Abschnitte um die angenommene Rotationsachse beruht, angewandt.

Im einzelnen waren folgende Bearbeitungsstufen zu gehen:

(vgl. Abb. 23)

1. Herstellung einer maßstabsgerechten Kopie des Kugelschnittes, indem die äußere Kugelbegrenzung und die Begrenzung des Blasen-hohlraumes auf der Kugelschnittfläche auf Transparentpapier übertragen wurden.
2. Empirische Festlegung der geometrischen Rotationsachse in dieser Kopie.
3. Ermittlung der Werte h und r_2 , indem die auf Transparentpapier aufgelegt und die entsprechenden Werte abgelesen wurden. Es erwies sich als günstig, auf dem Millimeterpapier geeignete Markierungen zur besseren Orientierung anzubringen. Um den Fehler bei der Bestimmung möglichst klein zu halten, wurden beide Hemisphären der jeweiligen Rhyolithkugel gleichermaßen vermessen und die Ergebnisse gemittelt (s. Pkt. 5).
4. Volumenbestimmung der kleinen rotierenden Abschnitte mit Hilfe einer Zahlentabelle, die sich auf Grund der Vielzahl der Messungen als nützlich erwies (Anl. - Tab. 7). In ihr sind in Abhängigkeit von r_2 und h die entsprechenden Volumina erfaßt (Abb. 23).

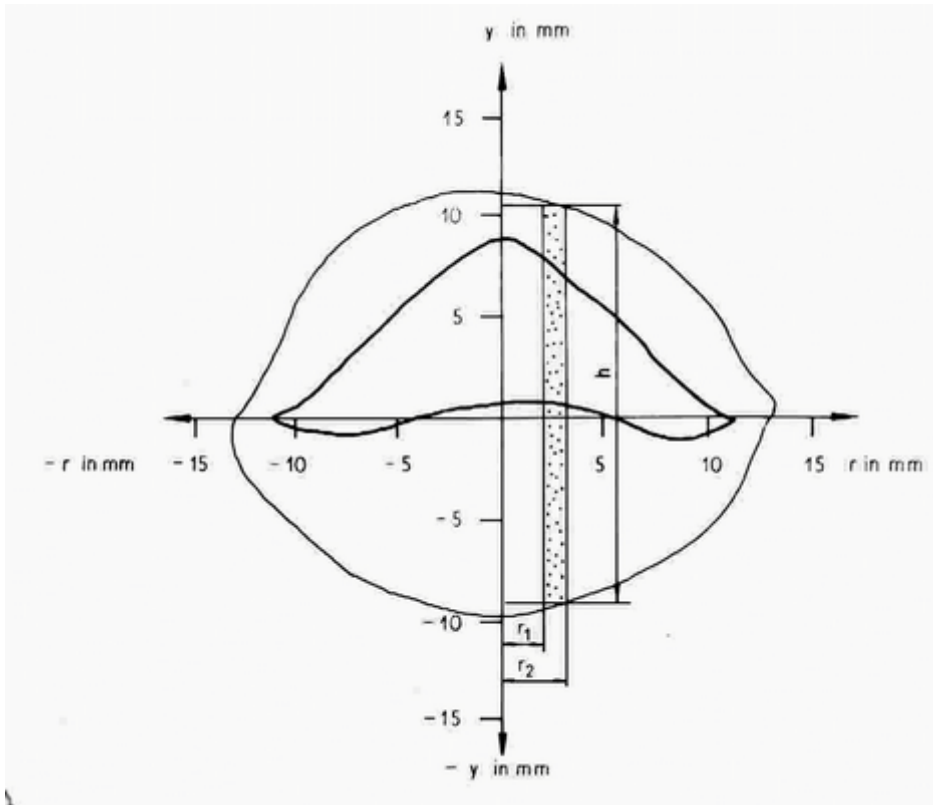


Abb. 23: Prinzipskizze zur Ermittlung von h und r_2 an Rhyolithkugeln. Im punktierten Bereich ist die Fläche angegeben, durch deren Rotation um die Ordinate die Volumenermittlung der kompliziert gebauten Kugeln erfolgte.

Die kleinen rotierenden Abschnitte um die empirisch gelegte Rotationsachse wurden prinzipiell als Hohlzylinder betrachtet und berechnet. Da die Ringbreite des Hohlzylinders ($r_2 - r_1$) einer Längeneinheit entspricht, gilt

$$r_2 - r_1 = 1 \quad (1)$$

Setzt man den Betrag von y gleich h ergibt sich für das Volumen des Hohlzylinders folgende Beziehung:

$$V_{\text{Hohlzylinder}} = r_2^2 \pi h - r_1^2 \pi h \quad \text{bzw.} \quad (2)$$

$$V_{\text{Hohlzylinder}} = \pi h (r_2^2 - r_1^2) \quad (3)$$

Entsprechend der Gleichung (1) läßt sich formulieren:

$$V_{\text{Hohlzylinder}} = \pi h [r_2^2 - (r_2 - 1)^2] \quad (4)$$

Daraus ergibt sich die für die Zahlentabelle grundlegende Beziehung:

$$V_{\text{Hohlzylinder}} = \pi h (2r - 1) \quad (5)$$

5. Bildung der Summe über die einzelnen Volumina der Hohlzylinder für beide Hemisphären und Bildung ihres arithmetischen Mittels.
6. Mittelbildung der Ergebnisse aus den Messungen beider Hemisphären und Errechnung des prozentualen Anteils des Hohlraumes am Gesamtkugelvolumen.
7. Darstellung der Ergebnisse (Abb. 24).

4.4.2. Beziehungen zwischen Kugelhülle und Kern

Die Bildung des Hohlraumes der Rhyolithkugeln ist im wesentlichen durch zwei Vorgänge bestimmt. Einerseits ist es die Entgasung der Schmelze selbst, die zur Entstehung der Blase beiträgt, andererseits entsteht eine Volumenverminderung der Grundmasse durch die Kristallisation, wobei sich auch ihre Dichte erhöht. Vergleicht man nun die Dichten holokristalliner Gesteine mit Dichten daraus erschmolzener Gläser, kann eine entsprechende Differenz festgestellt werden. Insbesondere liegt sie bei den kristallisierten Typen im Durchschnitt etwa 6 % maximal 10 % höher (Tab. 9).

Tabelle 9: Dichte von kristallinen Gesteinen und von daraus erschmolzenen Gläsern (nach DOUGLAS 1907)

Material	Gesteinsdichte	Glasdichte	Dichte – unterschied in %	theoret. Volumen- differenz in %
Granit	2,656	2,446	7,90	4,7
Granit	2,630	2,376	9,66	9,7
Syenit	2,724	2,560	6,02	6,7
Tonalit	2,765	2,575	6,87	6,9
Diorit	2,833	2,680	5,40	7,0
Diorit	2,880	2,700	5,90	6,0
Gabbro	2,940	2,791	5,07	5,2
Olivin-Dolerit	2,889	2,775	3,95	4,2
Dolerit	2,800	2,640	5,71	5,8
Dolerit	2,925	2,800	4,27	4,3

Instruktiver und besser vergleichbar mit den statistischen Untersuchungen an Rhyolithkugeln ist die Beziehung über das spezifische Volumen, das sich aus der Gleichung

$$V_{\text{spez.}} = \frac{1}{\rho}$$

$V_{\text{spez.}}$ = spezifisches Volumen
 ρ = Dichte

ergibt.

Eine Berechnung der Differenz des spezifischen Volumens zwischen Glas und Kristallinat ergab ebenfalls Werte unter 10 % bei einem Mittel um 6 % (Tab. 9).

Würden also bei der Bildung der Rhyolithkugeln die Hohlräume lediglich durch die Einengung im Zuge der Kristallisation des vulkanischen Materials gebildet, dürften nur Volumina bis maximal 10 % vom Gesamtkugelvolumen zu erwarten sein. Am häufigsten aber beträgt das Volumen des Entgasungshohlraumes 25 – 30 %. Daraus ergibt sich, daß neben einer Volumenverringerung der Schmelze durch Kristallisation des Glasanteiles ein großer Teil der Einengung auf Entgasung gelöster Fluida magmatischen Ursprungs zurückzuführen ist.

Aus der Darstellung der Ergebnisse (Abb. 24) ist ferner zu ersehen, daß keine Normalverteilung in der Größe des Hohlraumes vorliegt. Zunächst steigt das Volumen im Verhältnis zur Gesamtkugel bis zu einem Wert von ca. 30 % kontinuierlich an, um danach steil abzufallen.

Eine zufriedenstellende physikochemische Erklärung dieser Erscheinung ist, wie auch der gesamte Vorgang der Rhyolithkugelbildung, noch offen. Trotzdem ist mit dem derzeitigen Kenntnisstand dieser Prozeß qualitativ zu beschreiben, und es können einige Parameter der Rhyolithkugellentstehung herausgestellt werden.

Die Bildung der Rhyolithkugeln verläuft nach VOLJANJUK (1972) im Temperaturbereich zwischen 730° und 830° C. Die Viskosität der Schmelze liegt dabei bei etwa 10^{10} bis 10^{11} Poise, die durch den Gehalt an Volatilen weiter herabgesetzt sein kann.

In dem Temperaturintervall, in dem die Rhyolithkugelbildung erfolgt, dürften auch Entgasung und Kristallisation im Kugelbereich erfolgen, wobei der bei glasiger Erstarrung der Schmelze zu durchlaufende Transformationsbereich den Prozeß begünstigt haben könnte. Die Viskosität des Schmelzenmaterials ist nicht gleichmäßig ausgebildet. Modifizierend wirkt beispielsweise auch das der Schmelze innewohnende Fließ- bzw. Pseudofließgefüge, indem Bahnen bevorzugter Wegsamkeit bereits vorgegeben sind. Ausdruck findet dies darin, daß nicht rundliche, sondern eckige Blasenräume entstehen, die ihre Form im wesentlichen durch den Einfluß des inneren Gefüges in der vulkanischen zähflüssigen, fast erstarrten Schmelze erfahren haben.

Damit läßt sich auch die Verteilung der Volumina der Blasen Hohlräume erklären. Wesentlichste Einflußgrößen zu ihrer Bildung sind

- der Gehalt an fluiden Stoffen in der Schmelze
- die Temperatur der Schmelze
- die Zusammensetzung der Schmelze und
- die Viskosität.

Prinzipiell ist es möglich, daß eine granitische Schmelze etwa 6 % Wasser aufnehmen kann (GORANSON 1931), und es ist auch bekannt, daß unter vulkanischen Bedingungen ein großer Teil

von Fluida im Gesteinsglas abgebunden wird (TOLSTICHIN 1961; FREMD 1972). Ausgelöst durch die beginnende Kristallisation der Schmelze und der Volumenverringerung im kleinen Bereich wird der Entgasungsprozeß eingeleitet und begünstigt. Im Zuge der Entgasung kommt es zwangsläufig zu einer Erhöhung der Viskosität in dem entgasenden Raum, bis sich ein Gleichgewichtszustand zwischen Kugelhülle und Entgasungsraum eingestellt hat. Es kann die Schlußfolgerung gezogen werden, daß der steile Abfall in der Verteilung der Hohlraumgrößen bei Typ I über 30 Vol.-% (Abb. 24) in einem dort liegenden Schwellenwert zu suchen ist und sich die ansonsten breite Verteilung unter anderem mit der nicht gleichmäßigen Wirkung der o.g. wesentlichsten Einflußgrößen erklären läßt. Nicht außer acht zu lassen, aber in diesem Rahmen nicht das Ergebnis beeinträchtigend, sind anschnitts- und texturell bedingte Fehlergrößen, die durch günstige Klassenlegung bei der graphischen Darstellung weitestgehend untergegangen sind.

Ein zweites, kleineres Maximum in der Verteilungsdarstellung liegt zwischen 0 und 5 Vol.-%. Es handelt sich um Kugeln vom Typ II, die durch relativ kleinen Hohlraum gekennzeichnet sind und in den stark kristallisierten Teilen des Rhyodazitkörpers des Erzgebirgischen Beckens auftreten. Naturgemäß sind diese Teile auch weitgehend entgast.

Aus diesem Umstand ergibt sich folgende Feststellung:

In den glasigen Bereichen des Phänolatits treten Kugeln mit relativ großem Hohlraum auf (ca. 30 Vol.-%) und in den kristallisierten Gesteinsteilen Kugeln mit kleinem Hohlraum (ca. 5 Vol.-%). Der Typ mit großem Hohlraum muß zur Hohlraumbildung erhebliche Fluidamengen beigesteuert haben, dagegen in dem kristallisierten Rhyodazit ist die Hohlraumbildung zumindest theoretisch durch die Kristallisation und der damit verbundenen Dichteerhöhung erklärbar (Abb. 8). Die dortige Entgasung dieses Materials erfolgte hauptsächlich über die sog. Absonderungsspalten (JENTSCH 1971). Bei der Erstarrung in glasiger Form wurde auch eine erhebliche Menge Fluida eingeschlossen, die im kleinen Bereich in Rhyolithkugeln oder über Absonderungsspalten freigesetzt werden konnte. Diese Tatsache hat große Bedeutung für die magmatische und minerogenetische Einschätzung des Untersuchungsgebietes. Demzufolge können

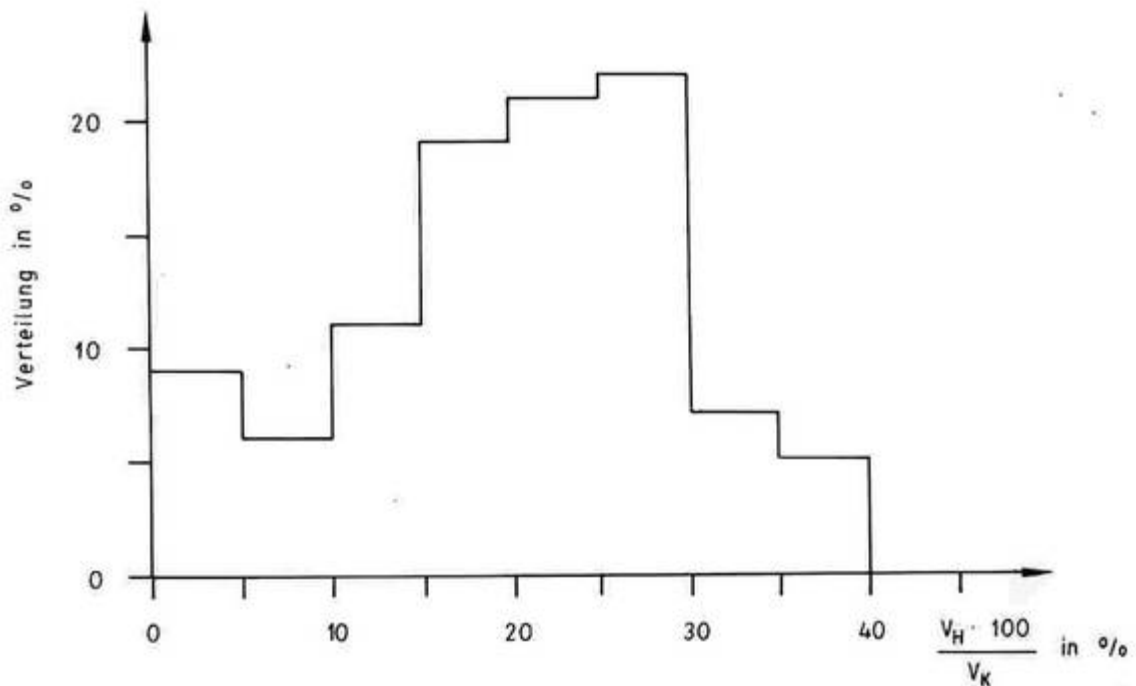


Abb. 24: Ergebnisse der Rhyolithkugelstatistik

V_H - Volumen des Entgasungshohlraumes

V_K - Volumen der Gesamtkugel

In der Darstellung ist ein deutliches Maximum in der Verteilung der Kugelhohlraumgröße bezogen auf die Gesamtkugel bei 20 bis 30 Vol.-% zu erkennen, wobei die Bildung auf Entgasungsvorgänge in der Schmelze zurückzuführen ist.

Rhyolithkugeln können als Indikatoren für saure, effusiv gewordene und relativ gasreiche Schmelzen betrachtet werden, die ihren Gasgehalt zum großen Teil auf Grund hoher Viskosität und zu schneller Erstarrung nicht bzw. nur im Zuge der Kugelbildung freisetzen.

4.5. Mikroskopische Charakteristik der Rhyolithkugeln

Wenn auch die äußere Form der Rhyolithkugeln vielfach in der Literatur beschrieben wurde, sind Ergebnisse mikroskopischer Untersuchungen dieser Gebilde nur untergeordnet zu finden.

SIEGERT (1884) und später SCHÜLLER (1954) stellten im Raum von Zwickau fest, daß die vulkanische Masse der Rhyolithkugeln aus dem gleichen Material besteht wie der mit dem „Pechstein“ verbundene „Quarzporphyr“.

Pechstein und Quarzporphyr sind genetisch miteinander verknüpft und bilden, wie bereits beschrieben, einen ignimbritischen Körper mit unterschiedlichen Verschweißungsstadien (Phänolatitkörper des Erzgebirgischen Beckens). Makroskopisch nur schwer, aber im mikroskopischen Bild sehr gut erkennbar, ist die Lage der Fließ- und Pseudofließgefüge in den Rhyolithkugeln.

Ist das umhüllende Gestein der Kugel erhalten, läßt sich die Fortsetzung der Gefügemerkmale, insbesondere die Anordnung der Grundmasseteilchen über die Kugelbegrenzung hinaus weiterverfolgen. Andererseits werden die Gefügemerkmale im Inneren der Rhyolithkugeln an der Grenze Kugelhülle und Hohlraum abrupt abgeschnitten. Die Hohlraumbildung muß also durch Aufreißen der bereits hochviskosen Schmelze erfolgt sein.

Der Phänokristenbestand in den Rhyolithkugeln entspricht in der Regel dem des umgebenden Gesteins. Dennoch haben Mineralumwandlungen und Resorptionserscheinungen in einigen Fällen zu merklichen Verschiebungen geführt (Abb. 25). Es hat sich mit höher werdender Kristallinität der Grundmasse der Anteil dunkler Minerale (insbesondere Pyroxen) zugunsten von Quarz und Kalifeldspat erniedrigt. Die Pyroxene sind pseudomorph in ein Gemenge von Chalcedon (wahrscheinlich umkristallisierter Cristobalit), Chlorit und Magnetit umgewandelt. Oft ist Apatit in diesen Pseudomorphosen eingelagert (Bilder 62, 63, 64). Durch schwermineralanalytische Untersuchungen konnte der Befund aus den Dünnschliffuntersuchungen gestützt werden. Die Bearbeitung erfolgte nicht an den Rhyolithkugeln selbst, da die Probenform wegen der Kernfüllungen nicht verwendbar war, sondern an dem analog den Rhyolithkugeln umgebildeten und

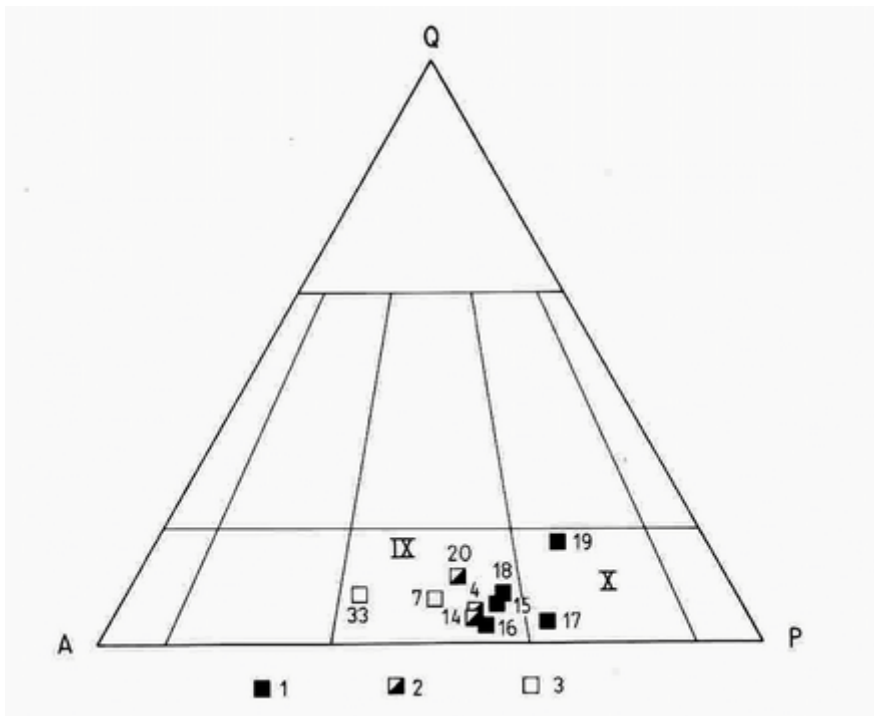


Abb. 25: Änderung des Phänokristen-Modalbestandes im Zuge der Verschweißung und Kristallisation der Grundmasse (Phänolatitkörper des Erzgebirgischen Beckens, Bereich Karl-Marx-Stadt – Altendorf)

- 1 - Phänolatitglas bzw. Phänolatitandesitglas
- 2 - Phänovitrolatit
- 3 - Phänovitrolatit der Rhyolithkugeln
- IX - Phänolatit
- X - Phänolatitandesit

Mit steigender Kristallinität ist gleichsam auch eine Zunahme des Alkalifeldspatgehaltes verbunden.

kristallisierten Typ, dem Phänovitrolatit im Phänolatitglas des Erzgebirgischen Beckens (Karl-Marx-Stadt – Altendorf).

Je 5 kg Probenmaterial wurde auf eine Korngröße von 0,1 – 0,063 mm zerkleinert. Die Schwermineralabscheidung erfolgte mit Tetrabromäthan ($\rho = 2,96 \text{ g/cm}^3$) und mit Hilfe des COOK-Magnetscheiders eine weitere Fraktionierung der Schwermineralkonzentrate. Zur mikroskopischen Untersuchung dienten Körnerpräparate (Gelatinepräparate, Körneranschliffe). Auf Grund einer Vielzahl von Fehlergrößen, die durch verschiedene Aufbereitungsverfahren eintreten können, wurde den Vorschlägen von LUDWIG (1953) und BLANKENBURG & JAGUSCH (1964) weitestgehend gefolgt.

Bereits die mengenmäßige Verteilung der magnetischen Fraktionen der Schwermineralkonzentrate zeigte durch ihre Verschiedenheit, daß die Gesteinstypen im Zuge der Platznahme wesentliche Veränderungen erfahren haben. Besonders auffällig erschien die Vergrößerung des ferromagnetischen Anteils auf Kosten der schwach magnetischen, femischen Teile (Paramagnetika) mit steigendem Grad der Verschweißung und damit auch der Kristallinität des Gesteins. Analog zum Dünnschliffbefund trat in der paramagnetischen Fraktion des SM-Konzentrates aus dem Phänolatitglas (Pechstein) in relativ großer Menge Pyroxen auf, der im Phänovitrolatit (Quarzporphyr) fehlte.

Setzt man voraus, daß der Zirkongehalt in beiden Gesteinen annähernd gleich ist, gibt das Apatit/Zirkon-Verhältnis weiteren Aufschluß über Mineralbildungen im Zuge der Kristallisation und Verschweißung. Es liegt im kristallisierten Typ deutlich höher und verweist auf Neubildung von Apatit durch Autopneumatolyse i.S. von ZEIL & PICHLER (1967). Weiterhin konnten in diesem Gestein in geringen Mengen Rutil und Anatas festgestellt werden, was sich gut in das gegebene genetische Bild einer autopneumatolytischen und autohydrothermalen Überprägung des Gesteins einpaßt (Tab. 10).

Der hohe Gehalt an opaken Körnern in der diagenetischen Fraktion des Phänovitrolatits ist auf Körner mit Hämatitdurchstäubung zurückzuführen. Mit der Kristallisation ist auch eine Zunahme des Eisen III auf Kosten des Eisens II zu erkennen. Auflichtmikroskopische Untersuchungen an der ferromagnetischen Fraktion ergaben, daß in dem glasigen Typ der Ilmenitgehalt relativ höher ist als in dem kristallisierten. Damit ist auch die Magnetitneubildung in Verbindung mit dem Abbau der Pyroxene unterstrichen.

Tab. 10: Verteilung der Schwerminerale der diamagnetischen Fraktion (Angaben in Korn-%) (nach JENTSCH 1971)

Gestein	Apatit	Zirkon	Anatas	Rutil	Opake Körner	Apatit/ Zirkon
Phänovitrolatit	47,2	33,5	1,8	2,4	15,1	1,4
Phänolatitglas	45,9	53,3			0,8	0,9

In den „wilden Eiern“ (Rhyolithkugeltyp III) treten neben einer spärolithischen Kristallisation idioblastisch gebildete Kalifeldspäte auf (Bilder 68 – 70). Diese Neubildungen unterscheiden sich von den untersuchten Kalifeldspat-Phänokristen durch eine starke Trübung, ihrem Habitus, der dem hydrothermalen „Paradoxit“ ähnlich ist und durch größeren optischen Achsenwinkel.

4.6. Chemismus der Rhyolithkugeln und Vergleich mit umgebenden Gesteinsteilen

Von der Bedeutung der Rhyolithkugeln aus petrographischer Sicht und von ihrer Bindung an bestimmte Gesteine im sächsischen Raum wurde bereits berichtet. Aus anderen Gebieten außerhalb des hier betrachteten Untersuchungsraumes liegen geochemische Angaben über analoge Bildungen vor, die sich mit denen der vorliegenden Arbeit weitestgehend decken.

BURJANOVA & FAVORSKAJA (1961) stellten eine Anreicherung von Kalium in Rhyolithkugeln gegenüber dem umgebenden vulkanischen Material (Zement) fest. VOLJANJUK (1972) beschrieb, daß in einem Frühstadium der Kugelbildung die Aktivität des Na überwiegt und bei fortschreitender Entwicklung die des K bestimmend wirkt.

Auch im Mikrochemismus wurden Unterschiede zwischen Kugel und Zement festgestellt. DSHRBAŠJAN (1961) ermittelte Unterschiede bei den Elementen Zr, Mn, Ag und Ca und KONSTANTINOV (1968) stellte eine Anreicherung von U, Ni und Ag in den Kugelmassen und insbesondere auch in mineralisierten Blasen Hohlräumen

dieser Körper fest. Zum Vergleich des Makrochemismus gibt Tabelle 11 einige Beispiele von Rhyolithkugelanalysen mit Gegenüberstellung des umgebenden vulkanischen Materials (Zement).

Neben der Umverteilung der Alkalien ist bei anderen Elementen auch eine Verschiebung zu verzeichnen. Das trifft insbesondere für SiO_2 , FeO im Verhältnis zu Fe_2O_3 und für H_2O zu.

SiO_2 erfährt in der Regel eine Anreicherung in der Kugel, aber auch der umgekehrte Fall (vgl. DSHRBAŠJAN 1961) ist möglich, stellt aber eine Ausnahme dar.

Mit der Kristallisation, die in den Kugeln meist weiter fortgeschritten ist als in den zementierenden Massen, wurde ein beträchtlicher Teil des Wassers abgegeben, dessen gelöste Stoffe mineralisierend wirken konnten. So ist die Mineralisation in den Rhyolithkugeln in den meisten Fällen entstanden. Mit dieser Fluidaabgabe aus der Schmelze ist ein Teil des FeO zu Fe_2O_3 oxidiert worden, was schließlich in einer Rotfärbung des Gesteinsteiles sichtbar zum Ausdruck kommt.

Fluor-Bestimmungen an den einzelnen Schalen von „wilden Eiern“ ergaben, daß

- der rötliche Kern 220 ppm F
- die gelbliche Schale 350 ppm F und
- die poröse Kruste 520 ppm F

enthielten. Wenn auch die Gehalte niedrig liegen, ist doch eine Anreicherung in Richtung der Peripherie zu vermerken. Das deckt sich mit den Untersuchungen des ZGI (Autorenkollektiv 1972), wobei ähnliche Verhältnisse bei den Elementen Rb, Ba und Sr festgestellt wurden. Dementsprechend fanden sich auch hohe Gehalte dieser Elemente in der porösen Außenschale.

Wahrscheinlich handelt es sich um einen Differentiationsvorgang in der magmatischen Schmelze im Stadium der extrusiven Platznahme, wobei im Zuge der Kristallisation eine Lösungsfront mit den genannten Elementen von einem Zentrum nach außen migrierte, die letztlich zur Bildung der porösen Außenschale führte.

Wie bereits beschrieben, treten im Flöhaer Raum erhöhte Konzentrationen von Fluor in den untersuchten Gesteinen auf. So konnten auch in einer Kugelbildung aus dem Obermühlbacher Glase Fluorit mikroskopisch festgestellt werden (Bild 76).

Es kann eingeschätzt werden, daß der Vorgang der Rhyolithkugelbildung sich sowohl im Gefüge, im Mineralbestand als auch in einer Umverteilung der Elemente im Sinne einer Differentiation im kleinen Maßstab äußert.

Tabelle 11: Chemische Analysen von Rhyolithkugeln und deren zementierenden Massen

Komponenten	1a	1b	2a	2b	3a	3b	3c
SiO ₂	70,48	70,40	69,70	78,95	67,8	72,6	71,2
TiO ₂	0,20	0,50	0,21	0,27	0,6	0,45	0,55
Al ₂ O ₃	13,13	12,32	17,33	10,89	13,6	14,0	14,1
Fe ₂ O ₃	1,20	0,97	0,60	1,04	2,9	2,2	2,6
FeO	0,63	0,96	1,77	0,90	-	-	-
MnO	0,03	0,06	0,07	0,03	0,05	0,01	0,02
MgO	0,19	0,19	0,58	0,25	n.b.	n.b.	n.b.
CaO	1,32	1,14	0,64	0,35	2,4	1,7	2,2
Na ₂ O	3,34	4,44	3,73	2,07	3,6	2,9	3,2
K ₂ O	5,28	2,46	4,30	3,91	4,0	5,2	4,9
H ₂ O ⁻	1,20	3,20					
H ₂ O ⁺	1,60	4,51	} 0,46	} 0,24	} 0,8	} 0,16	} 0,04
CO ₂	1,70	-	n.b.	n.b.	-	-	-
F	0,08	-	0,55	0,58	0,04	0,06	0,06
P ₂ O ₅	0,04	-	Sp	-	0,15	0,14	0,21
S	n.b.	n.b.	0,06	Sp.	-	-	-
GV	n.b.	n.b.	0,64	0,69	n.b.	n.b.	n.b.
Summe	100,21	100,21	100,67	100,16	99,20	100,16	99,82

1 - BURJANOVA & FAVORSKAJA 1961

2 - DSHRBAŠJAN 1961

3 - vorliegende Arbeit

a - Kugeln

b - Zement

3a - Kugel aus Rhyodazitglas von Karl-Marx-Stadt - Altendorf

3b - Rhyodazitglas, dto.

3c - Vitrorhyodazit, dto.

5. Zur minerogenetischen Bedeutung von Wasser-, Fluor und anderen Volatilen in den untersuchten Gesteinen

Eine wesentliche Rolle bei der Bildung magmatischer Lagerstätten spielen die Volatilen. Sie sind von besonderem Interesse, da unter ihrer Beteiligung ein großer Teil lagerstättenkundlich interessanter Elemente konzentriert werden kann. Auch geben sie Aufschluß über genetische Beziehungen im Rahmen der Schmelzenentstehung. Im einzelnen sind in der vorliegenden Arbeit die Volatilen Wasser und Fluor näher untersucht. Zur Problematik des Auftretens von Kohlenwasserstoffen in den vulkanischen Gläsern der Subsequenzperiode wird ebenfalls Stellung genommen.

Oxide des Wasserstoffs, insbesondere das Wasser, die in sauren vulkanischen Gläsern in Gehalten von 0,1 bis 10 % vorhanden sind, treten in den Bindungen H_2O , $(H_3O)^+$ und $(OH)^-$ auf. Auf die höheren Wassergehalte im Gestein weisen Umbildungsprozesse wie Zeolithisierung und Montmorillonitbildung hin. In unveränderten Rhyolithen mit kristallisierter Grundmasse ist der Gehalt an H_2O nicht hoch, in der Regel liegt er bei 0,1 bis 2 % (NASEDKIN 1975). In diesem Fall handelt es sich zu einem großen Teil um OH-Gruppen, die in Amphibolen und Biotit eingebaut sind. Von den Wasserstoffoxiden ist das molekulare Wasser am weitesten verbreitet, dessen Gehalte bis zu 10 % von der Gesteinsmasse erreichen können. Die Anwesenheit von $(H_3O)^+$ erörterte TRUESDELL (1966), das im Glas die Plätze der Alkalimetalle einnehmen kann.

Die Untersuchungen von TRUESDELL decken sich auch mit den praktischen Erfahrungen von BUDNIKOV (1965), der zwischen

- primär-magmatischem und
- sekundärem Wasser

unterscheidet. Es kann eingeschätzt werden, daß schwerpunktmäßig das molekulare Wasser eine lockere Bindung im Glase aufweist als das auf Plätzen der Alkalien befindliche $(H_3O)^+$. Nach TRUESDELL (1966) wird das als Kation auftretende Wasserstofftrioxid nur bei Temperaturen über 105 °C freigesetzt.

Das molekulare Wasser dagegen wird bei steigender Temperatur zwischen 60 °C und 800 °C weitgehend kontinuierlich aus dem Gestein abgeschieden. Bei 800 °C bis 900 °C erfolgt ein plötzliches Freiwerden des „fester“ gebundenen Wassers, das seine Ursache in der Abscheidung von $(\text{H}_2\text{O})^+$ haben dürfte. Das Glas durchläuft dabei einen quasiflüssigen Zustand und bläht auf (ALBERT 1958).

Der Gesamtgehalt an H_2O in glasigen Gesteinen ist die Grundlage für eine Klassifikation in Obsidian, Perlit und Pechstein (vgl. Abschnitt 3.1.), die sich in der Industrie bewährt hat.

Der Alterungsprozeß der Gläser, der in vielfältigen Entglasungen zum Ausdruck kommt, dürfte eine Verschiebung des Verhältnisses zwischen locker gebundenen und wirksamen Wasser zugunsten des locker gebundenen Wassers zur Folge gehabt haben. Außerdem sind die Gläser auf Grund ihrer Struktur fähig, flüchtige Bestandteile auszutauschen (GARLICK & DYMOND 1970). Bezüglich der Anreicherung von Wasser in extrusiven Schmelzen ergeben sich generell drei Möglichkeiten:

- Anreicherung in intrakrustalen Bereichen im Sinne der experimentellen Untersuchungen von GORANSON (1931) und nach Vorstellungen anderer Autoren (SAUER 1889, ZIRKEL 1894, ROSENBUSCH 1896, TYRELL 1928, TOLSTICHIN 1961, SATKOV 1971). Durch entsprechende Erstarrungsbedingungen konnten das gelöste Wasser und andere Volatile bei der an der Oberfläche austretenden Schmelze nicht entweichen und wurden gewissermaßen im Glas eingefroren
- Hydratation des Glases durch thermale Wässer, die im Zuge der Extrusion der Schmelze aufgeheizt wurden (Transvaporisation); (DESIO 1953, SZADÉCZKY-KARDOSS 1960)
- Hydratation durch Oberflächenwässer unter normalen klimatischen Bedingungen (LAGORIO 1887, STUTZER 1910, SCHOTT & LINCK 1924, MARSHALL 1961, VOLJANJUK 1972)

Die drei Arten der Konzentration von H_2O in vulkanischen Gläsern sind durch Beobachtungen und experimentelle Untersuchungen (GORANSON 1931, MARSHALL 1961) belegt und mit entsprechender Wichtigung im konkreten Fall als Bildungsmöglichkeit anzuwenden. Wechselbeziehungen zwischen ihnen sind möglich.

Für die intrakrustale Anreicherung des H₂O sprechen folgende Fakten:

- Anwesenheit von wasserhaltigen Mineralen (Biotit, Amphibol) in vulkanischen Gläsern (vgl. TOLSTICHIN 1961)
- Entgasungserscheinungen der Volatilen in Form der Rhyolithkugeln und sogenannter Entgasungsspalten (JENTSCH 1971)
- Das FeO/Fe₂O₃-Verhältnis in den Gläsern, im allgemeinen höher als in den entsprechenden kristallisierten Typen (vgl. VENDL 1927).

Als Hinweis auf eine Hydratation durch erhitzte extratellurische Wässer ist mit Vorbehalt das Auftreten einer glasigen Deckenbodenfazies bei einigen Vulkanitkörpern zu nennen, wobei das in die Schmelze aufgenommene Wasser, begünstigt durch den Druck des auflagernden vulkanischen Materials, nicht entweichen konnte und mit eingefroren wurde. In diesem Zusammenhang sind auch Beobachtungen von NASEDKIN (1975) zu nennen, der die Ausbildung von bimsartigen Dachbereichen von Lavakörpern in Glasfazies auf einen Schäumprozeß zurückführt. Ursache dafür ist der geringere Außendruck gegenüber dem Druck der Volatile an der Oberfläche des Vulkanitkörpers.

Die Vorstellungen über eine Hydratation unter normalen klimatischen Bedingungen werden gestützt durch

- die Möglichkeit des Austausches von Sauerstoffisotopen (NESTLER 1976)
- den primären H₂O-Gehalt in vulkanischen Gläsern, der in der Regel nur 1 bis 2 % beträgt und
- die Anwesenheit von Pyroxen in einigen vulkanischen Gläsern (VENDL 1927).

Abschließend kann eingeschätzt werden, daß neben einer Anreicherung von Fluida durch Hydratation unter Oberflächenbedingungen noch große Fluidmengen mit der magmatischen Schmelze gefördert werden konnten, deren Einfluß in Form von mineralbildenden Prozessen je nach der Platznahmeart unterschiedlich zu werten ist. Lagerstätten genetisch bedeutsam ist der Wassergehalt der Schmelze bei subvulkanischer Platznahme. Dabei werden magmatische Restlösungen freigesetzt, aus denen möglicherweise lagerstättenbildende Elementkonzentrationen entstehen konnten.

Somit wird eine minerogenetische Spezialisierung mit geochemisch-mineralogischen Besonderheiten, gesehen als Funktion des Raumes und der Zeit, offenbar (TISCHENDORF, LÄCHELT & RENTZSCH 1969).

Dem Fluor kommt bei magmatischen Prozessen eine besondere Rolle zu, da seine Aktivität zur Mobilisation von Zinn und anderen Elementen sowie deren Lagerstättenbildung in entscheidendem Maße beiträgt (BAUMANN & TISCHENDORF 1976). Im intrusiven Zweig des subsequenten Magmatismus sind im Bereich des oberen Erzgebirges bedeutende Sn-Lagerstätten unter erheblicher Beteiligung einer relativ hohen F-Konzentration gebildet worden.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen konnten im Raum von Flöha – Frankenberg bei Karl-Marx-Stadt erhöhte Gehalte von Fluor, Zinn und Lithium auch in Vulkaniten des Subsequenzstadiums festgestellt werden. Fluorit als Bestandteil im Gestein fand sich im Alkalirhyolith von Altenhain bei Frankenberg (KALKOWSKY 1874), im Rhyolith von Erdmannsdorf (BINDRICH 19931) und im Rhyolith von Augustusburg (ZIMMERMANN 1903). Bei Obermühlbach, östlich Frankenberg konnte Fluorit in einem rhyolithischen Glas beobachtet werden (JENTSCH, im Druck). Darüber hinaus wurden in den genannten Gesteinen über dem Durchschnittswert liegende Zinngehalte festgestellt.

Am Beispiel des Porphyrtuffs vom Zeisigwald bei Karl-Marx-Stadt konnte gezeigt werden, daß die in ihm vorhandene Fluoritmineralisation mit der Bildung des Tuffes selbst in Zusammenhang zu bringen ist. In diesem Tuff sind ebenfalls erhöhte Sn-Gehalte nachgewiesen worden (JENTSCH & URBAN 1978).

Die Herkunft des Fluors und der anderen konzentriert auftretenden Elemente in den Vulkaniten von Flöha – Frankenberg ist noch problematisch. Nach dem heutigen Kenntnisstand lassen sich zwei Möglichkeiten anführen, unter denen die Konzentrationen erfolgt sein können:

- Anreicherung im Zuge der Differentiation von Schmelzen i.w.S.
- Anreicherung durch Assimilation der alten Sn-führenden Gesteinsserien des Erzgebirges (z.B. der sog. „Felsithorizont“, BAUMANN & WEINHOLD 1963).

Beide genetische Möglichkeiten stehen nicht im Widerspruch, vielmehr läßt sich ein Zusammenhang insofern vermuten, als unter Beteiligung von Fluor das Zinn und andere Elemente aus intrakrustalen Bereichen extrahiert und assimiliert wurden (vgl. BAUMANN & TISCHENDORF 1976) sowie durch nachfolgende Differentiationsprozesse eine weitere Anreicherung erfahren haben.

Die Herkunft des Fluor kann im Sinne von BAUMANN, LEEDER & WEBER (1975) erklärt werden. Danach besteht die Möglichkeit einer Beeinflussung der Schmelzen durch Mantelentgasung. Im vorliegenden Fall war durch die Tiefenreichweite der sich kreuzenden Tiefenstörungen, des Zentralsächsischen Lineaments (WATZNAUER 1965) und der Flöhatal-Tiefenstörung (HÖSEL 1972), ein Migrationsraum gegeben (BAUMANN & JENTSCH 1978).

Der Gehalt an organischen Substanzen in vulkanischen Gläsern ist bereits im vorigen Jahrhundert bekannt (KNOX 1823).

POPP (1903) untersuchte den Pechstein des Götterfelsens bei Meißen und stellte in seinem Destillat Ammoniak fest. WOLFF (1964) untersuchte ebenfalls Gläser aus dem Raum von Meißen und konnte gelblich-grünliche Destillate mit schwach alkalischen pH-Werten zwischen 7,5 und 8 nachweisen. Als Gasbestandteile der Gläser erbrachte er in unterschiedlichen Mengen den halbquantitativen Nachweis für N₂, H₂, CO, CH₄, C₃ und i-C₄ (Tab. 12).

Tabelle 12: Gasbestandteile des Rhyodazitglases (Pechstein) von Meißen-Garsebach (nach WOLFF 1964)

Fundort	Destillat		Gasbestandteile						
	Gew.-%	Farbe	N ₂	H ₂	CO	CH ₄	C ₃	i-C ₄	C ₅
1	6,2	schwach gelblich	xx	x	x	x	x	x	-
2	7,6	grünlich	xx	xx	xx	x	x	x	?
3	6,3	grünlich	x	xx	x	xx	x	x	-
4	6,2	gelbgrünlich	xx	x	x	x	x	xx	?

- 1 – Garsebach, südöstlich der Ortslage
- 2 – Tal bei Meißen-Dobritz
- 3 – Götterfels
- 4 – Fundpunkt nicht aufgeführt

Wenn auch die detaillierten Untersuchungen zur Bestimmung der Genese dieser Kohlenstoffkonzentrationen nicht vorliegen, läßt sich ihre Entstehung auf anorganischem Wege sinnvoll erklären. DOLENKO (1971) und andere Autoren vermuten ihre Bildung in der sog. GUTENBERG-Schicht durch Mantelentgasungsprozesse, wobei in dem zitierten Sammelband folgende spezifische Entstehungsmöglichkeiten vorgeschlagen werden:

- Oxydation von FeO zu Fe_3O_4 und gleichzeitige Reduktion von Kohlenstoffverbindungen, die das erforderliche C und H für den Syntheseprozess liefern (ČEKALJUK).
- Bildung von Kohlenwasserstoffen aus deren Radikalen wie CH (Methin), Methylen (CH_2) und Methyl (CH_3) in einer Zone „relativen Vakuums“ in einem hochreaktionsfähigen Milieu bis 3500 at (GRINBERG).
- Bildung im Zuge der Serpentinisierung von Olivin unter Anwesenheit von H_2O , SiO_2 und CO_2 (ELANSKIJ).
- Gasbildung im Zusammenhang mit Vulkanismus an tiefreichenden Verwerfungen unter Beteiligung von Wasser und Kohlenoxiden (KRAVZOV).

Diese Synthesen erfordern neben hohen Temperaturen und Drücken die Anwesenheit von Wasser, das aus der Dehydratation magmatischer Gesteine abgeleitet wird. Wenn auch, den Untersuchungen von DOLENKO (1971) folgend, vordergründig die Synthese in der sog. GUTENBERG-Schicht wahrscheinlich gemacht wird, lassen sich derartige Syntheseprozesse auch in höheren Niveaus der Erdkruste vermuten. Dazu einige

Bemerkungen:

- Gegenüber der Entstehung von Kohlenwasserstoffen auf anorgan. Wege, insbesondere der lagerstättenkundlich bedeutsamen Konzentrationen, brachte MEINHOLD (1973) den Einwand, daß auf diese Weise die Bildung der Porphyrine, Pristane, Phytane, Naphtaaromate, Sterole, Triterpane u.a. nicht erklärbar ist. Zwar sind im Erdöl die genannten Substanzen reichlich vorhanden, aber in den Destillaten der vulkanischen Gläser konnten sie nicht nachgewiesen werden.
- Für die Synthese von Kohlenwasserstoffen sind Wasser bzw. Kohlenoxide als Ausgangssubstanzen der Modellvorstellungen nötig. Das Vorhandensein von freiem Wasserstoff, Kohlenmonoxid und reichlich H_2O , das durch intrakrustale Vorgänge

angereichert wurde (vgl. Pkt. 4.4.2.), wird die Theorie der anorganischen Bildung im vorliegenden Falle weiter gestützt.

- Unter dem Einfluß der Volatilen kam es in der vulkanischen Schmelze im Stadium ihrer Platznahme zum Abbau femischer Komponenten (insbesondere Pyroxen) und zu Neubildung von Magnetit, d.h. zu einem Vorgang, der mit den Vorstellungen von ELANSKIJ zu vergleichen ist.

Abschließend sei zu dieser Problematik eingeschätzt, daß zwar die vorgebrachten Argumente keine Beweiskraft haben, aber Analogieschlüsse unter Beachtung der geologischen Situation eine Genese der Kohlenwasserstoffverbindungen in den Gläsern des Subsequenzstadiums auf anorganischem Wege sehr wahrscheinlich machen.

6. Minerogenetische Faktoren und Indikatoren

6.1. Vorbemerkung

Aus der Bearbeitung der vulkanischen Gläser haben sich eine Reihe von Problemen ergeben, die zu einem Teil nur angerissen werden konnten. Dennoch läßt sich ein Bild über Wesen, Entstehung und Veränderung der glasigen Gesteine im Untersuchungsgebiet entwickeln. Gläser vulkanischen Ursprungs sind im Sinne der von TAMMANN (1935) gegebenen Definition unterkühlte Flüssigkeiten und ihr Zustand ist in jedem Falle energiereicher als das entsprechende kristallisierte Gestein. Vulkanische Gläser sind nach petrochemischen Gesichtspunkten keine eigenständigen Gesteine, sondern sie stellen spezifische Erstarrungsmodifikationen der magmatischen Schmelze dar. Im folgenden wird der Versuch unternommen, sowohl für die Bildung vulkanischer Gläser als auch für die mit ihnen genetisch verbundenen postvulkanischen Erscheinungen minerogenetische Faktoren abzuleiten.

6.2. Minerogenetische Faktoren der Glasbildung

Die Bindung der Gläser an ein Gebiet, das dem Erzgebirge nördlich vorgelagert ist, stellt eine minerogenetisch bedeutsame Erscheinung dar. Dabei können, getrennt durch das Zentralsächsische Lineament als ein Strukturelement höherer Ordnung, zwei petrochemisch unterschiedliche Glástypen territorial ausgehalten werden (Abb. 26). Südöstlich dieser Linie ist ein sauerer, pyroxenfreier Glástyp I anzutreffen, während im Nordwesten dieses Gebietes ein pyroxenführender, basischer Glástyp II vertreten ist. Schlußfolgerungen lassen sich daraus insofern ziehen, daß in Analogie zu den Ergebnissen von SCHMIDT, KATZUNG & FRANKE (1977) einerseits der geologische Untergrund bei der Schmelzengeneration entscheidend die geochemische Spezifik geprägt hat und andererseits durch das Zentralsächsische Lineament die räumliche Trennung der Verbreitungsgebiete beider Glástypen bewirkt wurde. Der Untergrund der Vorkommen vom Glástyp I besteht hauptsächlich aus hochmetamorphen Gesteinen und Magmatiten, dagegen lagert der Glástyp II in der Regel auf schwach metamorphen, daher auch wasserreicheren präkambrischen und

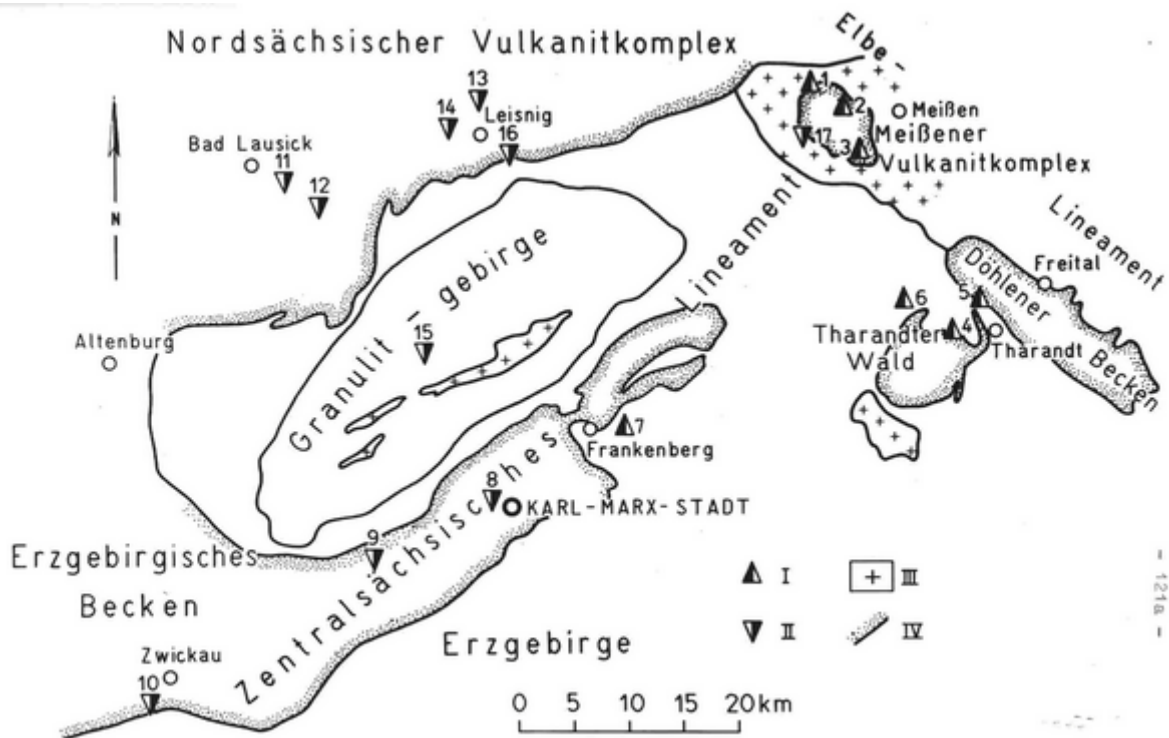


Abb. 26: Übersicht über die bekannten, oberflächlich anstehenden Gesteinsglasvorkommen (Pechsteine, Vitrophyre) der Subsequenzperiode (nach BAUMANN & JENTSCH; im Druck)

- I - Gläser vom rhyolithischen bis rhyodazitischen Typ
- II - Gläser vom rhyodazitischen bis dazitischen Typ
- III- variszische Granitoide
- IV - vulkanisch-sedimentäres Übergangstockwerk

Einzelvorkommen und ihre strukturelle Bindung (Auswahl):

1 - Wachnitz, 2 - Seilitz, 3 - Meißen-Garsebach (Porphyry-Pechstein-Körper des Meißner Vulkanitkomplexes); 4 - Spechtshausen, 5 - Braunsdorf; 6 - Mohorn (Ignimbritkörper des Tharandter Waldes); 7 - Obermühlbach (Ignimbrit); 8 - Karl-Marx-Stadt - Altendorf, 9 - Wüstenbrand, 10 - Zwicku-Planitz (ignimbritischer Quarzporphyr-Pechstein-Körper des Erzgebirgischen Beckens); 11 - Buchheim, 12 - Ebersbach, 13 - Korpitzsch (Basisbildungen der Rochlitzer Folge im Nordsächsischen Vulkanitkomplex); 14 - Brösen, 15 - Wiederau (wahrscheinlich den Bildungen von 11, 12, 13 zuordenbar); 16 - Queckhain (vermutlich Gangstruktur); 17 - Leutewitz (Basisbildung des ignimbritischen Porphyrits im Meißener Vulkanitkomplex)

altpaläozoischen Gesteinen oder innerhalb vulkanogen-sedimentärer Gesteinskomplexe des Subsequenzstadiums. Die Aussage muß allgemein gehalten bleiben, daß die Lage der Förderzentren für diese Vulkanite, die zu einem großen Teil ignimbrisch gebildet wurden, nur ungenügend bekannt sind.

Nach heutigen Kenntnissen ist der Zeitraum, in dem sich die vulkanischen Gläser entstanden, von Oberkarbon bis Unterperm anzusetzen, d.h. eine genauere Einordnung ihrer Bildung an ein bestimmtes Zeitintervall innerhalb des Subsequenzstadiums ist nicht gegeben. Die Bindung der vulkanischen Gläser an einen bestimmten Raum und weniger an eine bestimmte Zeit wird auch dadurch unterstrichen, daß diese Gesteine in unterschiedlichen Strukturformen, wie z.B. als vulkanische Laven, als Deckenbodenausbildung ignimbrischer Gesteine oder als subvulkanische Gänge, auftreten.

Aus dieser Feststellung ergibt sich die Schlußfolgerung, daß die Glasbildung nicht einfach als eine Folge schneller Schmelzenabkühlung zu sehen ist, da die Dimensionen der Glaskörper beachtliche Unterschiede aufweisen, sondern auch geochemische Faktoren eine entscheidende Rolle spielen. Durch VOLJANJUK (1972) konnte gezeigt werden, daß mächtige Glaskörper in ihrem Chemismus dem granitischen Eutektikum nahekommen, was auch durch vorliegende Untersuchungen unterstrichen werden kann.

An dieser Stelle ist darauf hinzuweisen, daß die Zinngranite des Erzgebirges in ihrem Chemismus ebenfalls dem granitischen Eutektikum nahekommen und der Sn-spezialisierte Altenhainer Alkalirhyolith Phänokristen mit einem eutektischen Gefüge von Quarz-Kalifeldspat-Aggregaten aufweist. Dieser Körper befindet sich im Flöha-Frankenberger Gebiet, das durch seine Sn-F-Li-Anreicherungen in vulkanischen Gesteinen eine Sonderstellung einnimmt.

6.3. Minerogenetische Indikatoren für Glaskörper

Da im mitteleuropäischen Raum infolge der Ausbildung einer meist tiefreichenden Verwitterungsdecke Glaskörper oft nicht mehr direkt nachzuweisen sind, sollen an dieser Stelle einige Erfahrungen mitgeteilt werden, die auf das Vorhandensein eines vulkanischen Glases nach der Definition (TGL 25 235) vermuten lassen.

Generell ist es sinnvoll, im Zuge einer Analyse der Lagerungsverhältnisse zu prüfen, ob in der Teufe ein Glaskörper erwartet werden kann.

Dieser wird in der Regel angekündigt durch ein Scherbengefüge in der Grundmasse des Gesteins, durch Funde von Rhyolithkugeln in den Zersatzmassen oder durch Glasfunde selbst.

Geophysikalisch lassen sich Körper von vulkanischem Glas durch Suszeptibilitätsmessungen (SÄRCHINGER & WASTERNACK 1963) lokalisieren.

Bedingt durch die relativ magnetitreicheren hyalinen Gesteinsteile gegenüber den kristallinen Vulkaniten werden Anomalien erzeugt, die zum Nachweis von Glaskörpern herangezogen werden können und sogar den Charakter einer indirekten Indikation für vulkanisches Glas aufweisen.

6.4. Minerogenetische Faktoren einiger magmatogener Mineralisationen

In diesem Abschnitt werden einige Aspekte der Bildung postvulkanischer Erscheinungen dargestellt, die sich insbesondere aus der Bearbeitung der vulkanischen Gläser ergaben.

Ausgehend von der Erkenntnis, daß bei der Bildung der glasigen Gesteine in der Subsequenzperiode in einem begrenzten Raum relativ fluidreiche Schmelzen gefördert werden, ist die Beantwortung der Frage von Interesse, welche Rolle derartige Schmelzen bei einer möglichen subvulkanischen Platznahme gespielt haben. Unter derartigen Bedingungen mußte eine beachtliche Menge flüchtiger Bestandteile, insbesondere Wasser, freigesetzt werden, da von den gesteinsbildenden Mineralen nur ein geringer Teil der Fluida in den Kristallverband aufgenommen werden konnte. Die freigesetzten Bestandteile bildeten postvulkanische Lösungen und wurden dementsprechend wirksam.

Mit dieser Aussage ist nichts über einen möglichen Metall- bzw. Fluorgehalt angedeutet, der minerogenetisch besonders zu bewerten ist. Vermutlich ist für die Zufuhr dieser Substanzen die Beeinflussung der Schmelzen durch Mantelentgasung erforderlich, die durch die Wirksamkeit tiefreichender Störungen ermöglicht wurde (BAUMANN, LEEDER & WEBER 1975), BAUMANN & WEBER 1976, BAUMANN & JENTSCH im Druck).

Diese modellhafte Darstellung erhält eine Stützung durch einige Indikatoren für vulkanogene Mineralisationen, die im folgenden Abschnitt zusammengestellt sind.

6.5. Minerogenetische Indikatoren magmatogener Mineralisationen

Aus der Erkenntnis heraus, daß das Verbreitungsgebiet vulkanischer Gläser auch für postvulkanische Erscheinungen prädestiniert ist, lassen sich in diesem Zusammenhang folgende Bildungen sehen:

- Es hat sich gezeigt, daß im Untersuchungsgebiet verstärkt Hydrothermalbildungen in Form von Trümmern und Gängen (Quarz, Karbonat) auftreten, die vergleichsweise in anderen Gebieten mit Vulkaniten des Subsequenzstadiums nur in geringem Maße vorhanden sind.
- Weitere Mineralisationen in diesem Zusammenhang liegen als silifizierte Hölzer, stratiforme Verkieselungszonen und als Ausfüllungen von Blasen Hohlräumen in Rhyolithkugeln vor. Es konnte gezeigt werden, daß diese Mineralisationstypen – wenn auch erzzarm bzw. erzfrei – schwerpunktmäßig im Untersuchungsgebiet auftreten (BAUMANN & JENTSCH, im Druck; Abb. 27).
- Silifizierungen sind eine verbreitete Erscheinung im Untersuchungsgebiet. Sie liegen z.B. stratiform als „Altendorfer Hornsteinplatte“ bei Karl-Marx-Stadt oder in Form des „Schweinsdorfer Flözes“ des Döhlener Beckens vor, wobei in wechselnder Menge organische Substanz in die Silifizierung mit einbezogen ist. In diesem Zusammenhang sind auch Verkieselungen von tuffogenen Gesteinen zu sehen, von denen als Beispiele die Vorkommen des sog. Bandjaspis bei Kohren-Salis zwischen Altenburg und Bad Lausick und die verkieselte Varietät des Tuffes vom Zeisigwald bei Karl-Marx-Stadt genannt sein sollen.

Bedeutende Fundstellen von silifizierten Hölzern liegen unter anderem bei Karl-Marx-Stadt, Frankenberg, Leisnig und Rochlitz (ROTHPLETZ 1881, FELIX 1883, KRENKEL 1914, URBAN 1967). Meistens treten die Verkieselungserscheinungen in Verbindung mit tuffogenen Gesteinen auf (REICHEL & BARTHEL 1964, URBAN 1967).

- Gute Absatzbedingungen für mineralisierende Lösungen in der Subsequenzperiode waren in Hohlräumen der vulkanischen Festgesteine gegeben. Insbesondere Spalten und Blasenräumen von Rhyolithkugeln dienten als Absatzort. Speziell am Beispiel des Erzgebirgischen Beckens konnte gezeigt werden, daß zwischen diesen Mineralisationen und den hydrothermalen erzgebirgischen Gangmineralisationen von vom kb-, ugk- und eb-Typ enge paragenetische Zusammenhänge existieren (JENTSCH 1973).

Die Untersuchungen erfolgten schwerpunktmäßig im Bereich des teilweise glasig ausgebildeten und ignimbritischen Rhyodazitkörpers (Quarzporphyr-Pechstein-Körper), in dem gute Absatzbedingungen für Hydrothermalbildungen gegeben waren. Insgesamt konnten fünf Abfolgen der Mineralisation unterschieden werden:

Abfolge 1: Pyrit, Arsenopyrit und Quarz als Imprägnation im Rhyodazit

Abfolge 2: Pyrit, Arsenopyrit und Quarz als Kluftfüllungen

Abfolge 3: Quarz (Hornstein und Chalcedon) mit Hämatit und Pyrophyllit

Abfolge 4: Karbonate (Calcit, Dolomit, Aragonit), Baryt, Quarz und Hämatit

Abfolge 5: Karbonate, Quarz, Chalkopyrit und Tetraedrit

Die Abfolgen 1 und 2 wurden der kiesig-blendigen Bleierzformation, die Abfolgen 3 und 4 der Uran-Quarz-Karbonat-Abfolge und die Abfolge 5 der Edlen Braunspatformation zugeordnet (vgl. BAUMANN 1968).

- Eine Sonderstellung bezüglich syn- und postvulkanischer Mineralisationen nimmt das bereits mehrfach erwähnte Flöha-Frankenberger Gebiet ein. In ihm sind neben Sn-, Li- und F-Konzentrationen in sauren Vulkaniten in reichlichem Maße Fluorit-Paradoxit-Quarz-Mineralisationen in permosilesischen Vulkaniten und Sedimenten vorhanden, deren Genese ebenfalls mit dem Magmatismus des Subsequenzstadiums im Zusammenhang gesehen werden kann (JENTSCH, im Druck).

Der fluoritführende Porphyrtuff des Zeisigwaldes in Karl-Marx-Stadt weist Erscheinungen auf, die auf eine syngenetisch-magmatische Fluorkonzentration im vulkanoklastischen Material hindeuten. Diese Annahme wird durch über dem Durchschnittswert liegende Sn- und Be-Gehalte gestützt. Außerdem konnte anhand petrographischer Merkmale eine Zeitmarke für die Fluoritisierung im Autun abgeleitet werden.

Die Gesteine mit erhöhten F-, Li-, Sn- und Be-Gehalten, deren Anreicherung gegenüber dem Durchschnittsgehalt der Erdkruste das 3 bis 5fache beträgt, tragen Wesenszüge der von KOVALENKO & KOVALENKO (1976) beschriebenen Ongonite.

- Durch die magmatischen Vorgänge der Subsequenzperiode wird auch die Genese der bekannten Buntmetall-Arsen-Konzentrationen in bentonitisierten Vulkaniten und sandig-tonigen Sedimenten des Autuns im Erzgebirgischen Becken erklärbar. Locus typicus dieser Bildungen sind die Vorkommen von Zwickau-Planitz, die Merkmale einer red-bed-Entstehung aufweisen und ihren Metallinhalt aus Verwitterungslösungen nahegelegener Melaphyrkörper erhalten haben sollen (v. HOYNINGEN-HUENE 1959). Kleinere Vorkommen dieser Art, wo keine direkte Verbindung zu Melaphyrkörpern hergestellt werden kann, wurden in der nördlichen Umgebung von Zwickau (SIEGERT 1901), südlich von St. Egidien (MIETZSCH 1877) und vom Südrand des Erzgebirgischen Beckens aus dem Gebiet von Leukersdorf-Pfaffenhain bekannt.

Lage und Stoffinhalt dieser Vorkommen, bei denen vor allem die Elementassoziationen einer hydrothermalen Vererzung entsprechen, deuten auf eine primär aszendente Zufuhr der mineralisierenden Lösungen hin. Gestützt wird diese Hypothese durch das Vorhandensein von hydrothermalen Gangvererzungen am Rand des Erzgebirgischen Beckens (z.B. Hohenstein-Ernstthal, Thalheim; DEMMLER 1977), die intrakrustale Äquivalente der Bildungen in permischen Gesteinen sein können.

6.6. Einige Konsequenzen für die minerogenetische Rayonierung

Auf der Grundlage der vorliegenden Untersuchungen lassen sich folgende minerogenetische Schlußfolgerungen ziehen:

Anknüpfend an die Vorstellungen von PORSTENDORFER, BAUMANN & OLSZAK (1976), wo die Möglichkeit dargestellt wurde, daß zur Zeit des Variszikums in Mitteleuropa eine Subduktionszone wirksam war, können in der vorliegenden Arbeit einige diese Hypothese unterstützende Fakten angeführt werden. Dennoch muß hier darauf verwiesen werden, daß damit der Nachweis einer solchen Zone nicht erbracht werden kann. Vorliegende Ergebnisse sind nur Hinweise, die prinzipiell die Hypothese über die Existenz einer Subduktionszone im mitteleuropäischen Raum unterstützen.

Abgesehen von der relativ geringen Ausdehnung dieser vermuteten, im Bereich der heutigen Mitteldeutschen Kristallinzone nach SE abtauchenden Subduktionszone, ergeben sich aus Petrochemie und Verbreitung der vulkanischen Gläser der Subsequenzperiode Anhaltspunkte für ihre Existenz.

Die Grundlage bildet der Nachweis von zwei Typen vulkanischer Gläser des Subsequenzstadiums, deren Vorkommen ungeachtet von der Entstehungszeit und der Art ihrer Platznahme differenziert auftreten. In bezug auf die Lage zu der vermuteten Subduktionszone liegen die Vorkommen des basischeren Glástyps II dieser näher als die Vorkommen des Glástyps I. Trennbereich zwischen der Verbreitung beider Typen ist das Zentralsächsische Lineament, das mit Vorbehalt als eine Verschuppungsfläche i.S. von PORSTENDORFER, BAUMANN & OLSZAK (1976) gedeutet werden kann. Es ist also festzustellen, daß in Richtung des Einfallens der vermuteten Subduktionszone analog den Darstellungen über das minerogenetische Zoning von BAUMANN & TISCHENDORF (1976) die Basizität der Gläser nach SE, in Richtung auf die Böhmisches Masse zu, abnimmt. Durch die Ausbildung der Glasfazies ist die physikochemische Vergleichbarkeit weitgehend gewährleistet. Damit ist auch der verstärkte Einfluß krustaler Elemente in dieser Richtung angedeutet.

Die petrographischen und petrochemischen Untersuchungen zeigten, daß mit der Förderung von Schmelzen, die zur Ausbildung glasiger Gesteine geführt haben, erhebliche Mengen an Fluida zur Oberfläche gelangten. Ausdruck dessen ist unter anderem das Auftreten von Rhyolithkugeln im Untersuchungsgebiet und das Vorhandensein von verstärkt auftretenden Hydrothermalbildungen. Insbesondere die Rhyolithkugeln sind geeignet, als minerogenetischer Indikator zu fungieren, und zwar als Nachweis für ehemals fluidareiche Schmelzen oder als Indikator für das Mineralisationsgeschehen in dem bestimmten Gebiet, wenn die Hohlraumfüllungen dieser Kugeln betrachtet werden.

Es besteht ein Zusammenhang zwischen Glasbildung und hydrothermalem Prozeß, der Ausdruck in Rhyolithkugelbildung, Silifizierung und anderen Mineralisationserscheinungen findet (Abb. 27).

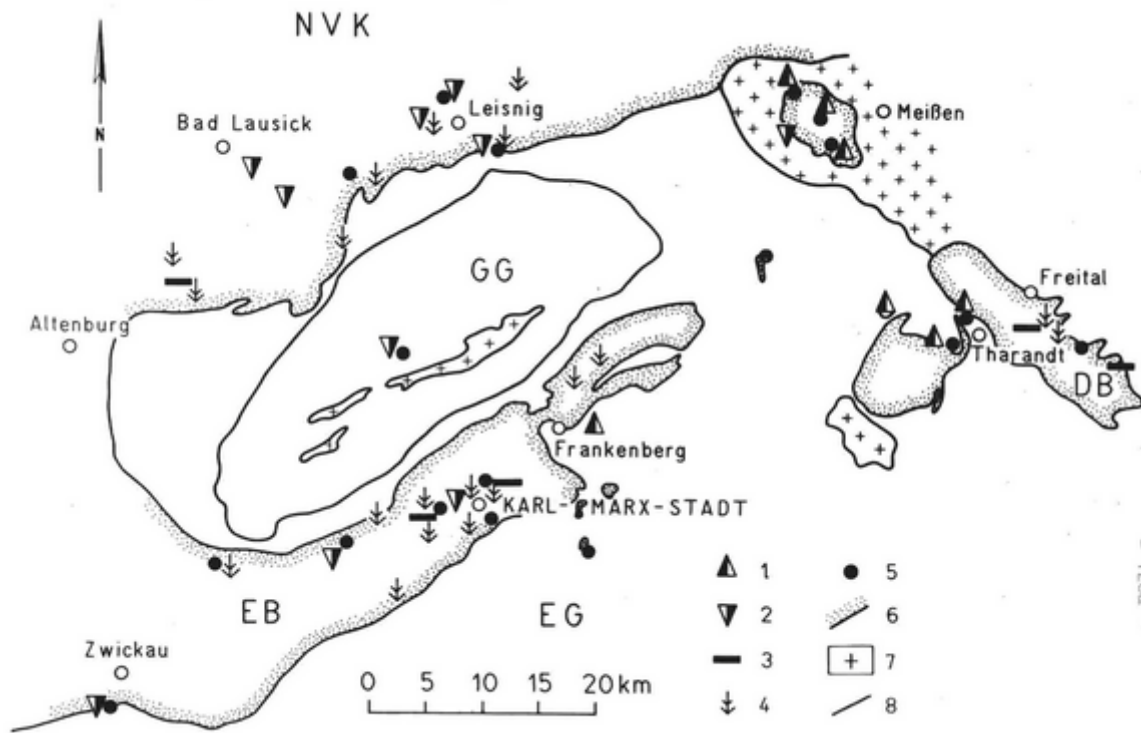


Abb. 27: Übersicht über die übertägig bekannten Vorkommen von vulkanischen Gläsern, Rhyolithkugeln, Silifizierungszonen und silifizierter organischer Substanz des variszischen Übergangsstockwerkes (nach BAUMANN & JENTSCH, im Druck)

- 1 - Gläser vom rhyolithischen bis rhyodazitischen Typ
- 2 - Gläser vom rhyodazitischen bis dazitischen Typ
- 3 - Silifizierungszonen, meist stratiform
- 4 - silifizierte organische Substanz
- 5 - Rhyolithkugeln
- 6 - vulkanisch-sedimentäres Übergangsstockwerk
- 7 - variszische Granitoide
- 8 - geologische Grenzen

- NVK - Nordsächsischer Vulkanitkomplex
- GG - Granulitgebirge
- EB - Erzgebirgisches Becken
- EG - Erzgebirge
- DB - Döhlener Becken

Für eine minerogenetische Rayonierung ist weiterhin wichtig, daß die Fluidaanreicherungen in Form von H_2O in den glasbildenden Schmelzen nicht automatisch mit Konzentrationen von minerogenetisch bedeutsamen Substanzen in Zusammenhang stehen. Vielmehr muß eingeschätzt werden, daß speziell im Untersuchungsgebiet für die Anreicherung von Sn und F ein Einfluß durch Mantelentgasung i.S. von BAUMANN, LEEDER & WEBER (1975) vermutet werden muß. Als Beweis für diese Feststellung kann gewertet werden, daß petrographisch und makrochemisch ähnliche vulkanische Gläser nicht den gleichen Anreicherungseffekt an Sn und F aufweisen, sondern daß dies anscheinend nur im Raum von Flöha-Frankenbergr eine verbreitete Erscheinung darstellt.

Dieses Gebiet liegt im Kreuzungsbereich zweier tiefreichender Störungen (Zentralsächsisches Lineament, Flöhataltiefenstörung) und die Mantelentgasung dürfte durch den Tiefgang dieser Störungen ermöglicht worden sein. Weitere Hinweise für tektonomagmatische Aktivitäten sind durch Auftreten von Explosionsbrekzien (JENTSCH, im Druck) zu sehen.

7. Vulkanische Gläser des Subsequenzstadiums und ihre Bedeutung als Rohstoff

Nachstehende Bemerkungen über die Verwendung der vulkanischen Gläser der Subsequenzperiode sind eine Ergänzung zu der in den vorangegangenen Abschnitten aufgezeigten minerogenetischen Problematik. Neben der Darstellung der vulkanischen Gläser als minerogenetische Indikatoren für magmatogene Prozesse soll an dieser Stelle auf die Verwendung dieser Gesteine eingegangen werden.

Gegenwärtig werden die vulkanischen Gläser des Subsequenzstadiums im Untersuchungsgebiet nicht genutzt und auch in absehbarer Zeit ist ihre Verwendung nicht vorgesehen. Dennoch kann auf eine größere Bedeutung dieser Gesteine als Rohstoff in der Vergangenheit verwiesen werden.

Insgesamt wenig bedeutsam war die Nutzung der Gläser als Schotter- und Splittmaterial. Die Sprödigkeit der Gesteine und ihre leichte Verwitterbarkeit erwiesen sich als nachteilig für diese Zwecke, so daß die Steinbruchsbetriebe lediglich lokale Bedeutung hatten und meistens nur kurzlebig waren.

Im Raum von Zwickau erfolgte im vergangenen Jahrhundert die Verarbeitung der Zersetzprodukte des Rhyodazitglases (Quarzporphyr-Pechstein-Körper des Erzgebirgischen Beckens) zu irdenen Gefäßen.

Die bedeutendste und zugleich umfangreichste Nutzung der vulkanischen Gläser erfolgte mit dem Einsatz der Pechsteine des Meißener Raumes als Gemengebestandteil zur Herstellung von Farbglas.

Die gute Einschmelzbarkeit des Pechsteins hat ihre Ursache in der Struktur und der chemischen Zusammensetzung des vulkanischen Glases selbst. In der Regel sind Gläser energiereicher als der entsprechende kristallisierte Stoff. Ihre Aufschmelzung ist also energetisch vorteilhafter als bei kristallisierten Substanzen, mit gleicher chemischer Zusammensetzung. Außerdem sind „alte“ vulkanische Gläser der Eruptivperiode Karbon/Perm, zu denen auch die Pechsteine gehören, durch einen hohen bis sehr hohen Gehalt an flüchtigen Bestandteilen gekennzeichnet, der zwischen 3 und 10 Masse-% liegen kann. Alterserscheinungen wie z.B. Felsitisierungen wirken sich ebenfalls begünstigend auf den Schmelzprozeß aus.

Die Verarbeitung des Pechsteins erfolgte, 1868 beginnend, in den Werken von Friedrich SIEMENS, aus denen 1888 die Aktiengesellschaft für Glasindustrie hervorging. Fast ein Jahrhundert wurde unter Verwendung von diesem Gestein Farbglas für Flaschen produziert. Die Besonderheit der SIEMENSschen Produktionstechnologie bestand darin, daß einerseits der Schmelzprozeß in sog. Regenerativöfen erfolgte und andererseits im Gemenge verschiedene magmatische Gesteine, wie der sogenannte Pechstein, ferner Syenit, Basalt und Phonolith eingesetzt wurden.

Abschließend sollen einige Vorzüge und Nachteile des Einsatzes von Pechstein aus dem Raum von Meißen – Garsebach zur Erzeugung von Gläsern herausgestellt werden.

Vorzüge:

- Die chemische Zusammensetzung des Pechsteins war der Zusammensetzung des zu erzeugenden Glases ähnlich. Dadurch konnte kostenaufwendige Zusätze, z.B. Alkalisalze, eingespart werden.
- Der niedrige Eisengehalt des Pechsteins (< 1 %) erlaubte, viele Farbvarianten (Halbweiß, hell- bis dunkelbraun, goldgelb, hell- bis dunkelgrün sowie stahlblau) herzustellen.
- Begünstigend auf die mechanischen und chemischen Eigenschaften des erzeugten Glases wirkte u.a. sich der dem Pechstein innewohnenden Al_2O_3 -Gehalt aus. Die Flaschen wiesen entsprechend dem damaligen Qualitätsanforderungen eine hohe Festigkeit und gute Säurebeständigkeit aus.
- Die Natur des vulkanischen Glases und die dadurch bedingte gute Einschmelzbarkeit erlaubten, bei günstig liegenden Schmelztemperaturen zu arbeiten. Eine Feinzerkleinerung des Pechsteins war nicht erforderlich. Es kamen Stücke bis zu Faustgröße im Glasgemenge zum Einsatz.
- Der geringe Gehalt an Einsprenglingen im Pechstein, insbesondere das Fehlen femischer Komponenten, wirkte sich begünstigend auf eine störungsfreie Einschmelzung aus.

Nachteile:

- Den Schmelzungsprozeß beeinflusste negativ die inhomogene chemische Zusammensetzung des Pechsteins.
- Durch partielle Umwandlung des Pechsteins in Tonminerale kam es zu erheblichen Störungen bei der Einschmelzung.

Die Art und Weise, unter Verwendung von vulkanischen Gläsern im sächsischen Raum Gebrauchsglas zu erzeugen, trägt historischen Charakter. Für heutige Bedingungen muß eingeschätzt werden, daß die Entwicklung der Glastechnologie einen weitaus höheren Stand als damals erreicht hat und der Einsatz von Pechstein nicht mehr sinnvoll ist. Wesentliche Faktoren, wie z.B. die Verarbeitung unter gegenwärtigen Bedingungen, die Qualitätsanforderungen an das Produkt, die Anforderungen an den Rohstoff selbst, die Rohstofflage und auch Bedingungen, die mit dem Schutz unserer Landeskultur im Zusammenhang stehen, geben hier den Ausschlag.

8. Zusammenfassung

Mit der minerogenetischen Bearbeitung vulkanischer Gläser ist ein Fallbeispiel aus dem Bereich der Speziellen Minerogenie gegeben. Ausgehend von der geotektonischen Position, werden vulkanische Gläser als Bestandteil des Magmatismus der Subsequenzperiode vorgestellt. Ihre Charakteristik erfolgt anhand makro- und mikroskopischer sowie makro- und mikrochemischer Untersuchungen.

Besondere Aufmerksamkeit in der vorliegenden Arbeit ist der genetischen Problematik von Rhyolithkugeln geschenkt. In diesem Zusammenhang wird ein spezielles statistisches Verfahren vorgeschlagen, das zur Klärung von Entgasungsvorgängen der Schmelze mit herangezogen werden kann.

Im einzelnen liegen folgende Ergebnisse vor:

- Das Verbreitungsgebiet der vulkanischen Gläser der Subsequenzperiode im Sächsischen Raum ist dem Erzgebirge im Norden vorgelagert. Es wird durch die Städtelinie Altenburg – Bad Lausick – Leisnig – Meißen – Freital, Karl-Marx-Stadt – Zwickau eingegrenzt. Innerhalb dieses Raumes treten, getrennt durch das Zentralsächsische Lineament, im Nordwesten rhyodazitische bis dazitische und im Südosten rhyolithische bis rhyodazitische Gläser auf.
- Die Rhyolithkugeln, als intramagmatische Bildungen, die durch Entgasung und Entglasung der Schmelze im Kugelbereich entstanden sind, können als Indikatoren für ehemals hochviskose, relativ fluidareiche Schmelzen angesehen werden. Diese Kugeln sind für das Untersuchungsgebiet typisch und treten nicht nur in Gläsern, sondern auch in kristallisierten Vulkaniten dieses Raumes auf. Dieser Sachverhalt ist ein Hinweis für die regionale Kontrolle der magmatischen Bildungen des Subsequenzstadiums und die minerogenetische Spezialisierung des Untersuchungsgebietes.

- Der Fluidreichtum der im Untersuchungsgebiet geförderten sauren Schmelzen hat mineralogische Bedeutung, da bei einer intrakrustalen Platznahme dieser Schmelzen bedeutende Mengen flüchtiger Bestandteile freigesetzt werden und postmagmatische Lösungen gebildet werden können. Konzentrationserscheinungen von Fluor und Zinn, die wahrscheinlich Ergebnis einer Mantelentgasung und der dadurch bedingten Beeinflussung der Schmelzen sind, werden vorgestellt.

9. Literaturverzeichnis

- ADAM, Ch.; SCHIRN, R. (1963): EB mit der Vorratsberechnung über die in den Jahren 1962 und 1963 durchgeführten geolog. Erkundungsarbeiten auf Pechstein im Objekt Pechstein Meißen. VEB Geolog. Erk. Süd Freiberg
- AGRICOLA, G. (1546): De natura fossilium
- ALBERT, J. (1958): Geblähter Perlit, seine Herstellung und Verwendung als Zuschlagstoff. Silikatechnik 9, 11, 453 - 457, Berlin
- Autorenkollektiv (1972): Bericht über die 1971 und 1972 im Südteil der DDR durchgeführten metallogenetischen Untersuchungen an sauren und intermediären Magmatiten. Stand. Dez. 1972 Unv. Bericht ZGI, Berlin
- BAUMANN, L. (1958): Tektonik und Genesis der Erzlagerstätten von Freiberg (Zentralteil) Freiburger Forsch.-H. C 46, Berlin
- BAUMANN, L. (1965): Die Erzlagerstätten der Freiburger Randgebiete. Habilitationsschrift Bergakademie Freiberg
- BAUMANN, L. (1967): Zur Frage der varistischen und postvaristischen Mineralisation im sächsischen Erzgebirge. Freiburger Forsch.-H. C 209. 15 - 39
- BAUMANN, L. (1968): Die Mineralparagenesen des Erzgebirges - Charakteristik und Genese. Freiburger Forsch.-H. C 230, 217 - 233, Leipzig
- BAUMANN, L. (1970): Tin deposits of the Erzgebirge. Inst. Min. Metall. Trans. 79, Nr. 762 B 68- B 75, London
- BAUMANN, L.; JENTSCH, F. (im Druck): Zur minerogenetischen Bedeutung von Gesteinsgläsern des subsequenter Magmatismus im sächsischen Raum. Z. geol. Wiss., Berlin
- BAUMANN, L.; LEEDER, O.; WEBER, W. (1975): Beziehungen zwischen regionalen Bruchstrukturen und postmagmatischen Lagerstättenbildungen und ihre Bedeutung für die Suche und Erkundung von Fluorit-Baryt-Lagerstätten. Z. angew. Geol. 21, 6-17, Berlin
- BAUMANN, L. (im Druck): Zur Bedeutung der Plattentektonik für die Metallogenie-Minerogenie.

- BAUMANN, L.; TISCHENDORF, G.; SCHMIDT, K.; JUBITZ, K.B. (1976):
Zur minerogenetischen Rayonierung des Territoriums der
Deutschen Demokratischen Republik.
Z. geol. Wiss. 4, 7, 955-973, Berlin
- BAUMANN, L.; WEBER, W. (1976): Deep faults, simatic magmatism, and
the formation of mineral deposits in Central Europe outside the
Alps.
Votr. zur Internat. Konf. „Metallogeny and Plate Tectonics in
the NE-Mediterrane. Fac. of Mining and Geol..University of
Belgrad and UNESCO Corr. Progr. No. 3, Belgrad (im Druck)
- BAUMANN, L.; WEINHOLD, G. (1963): Zum Aufschluß des sog.
„Felsithorizontes“ von Halsbrücke.
Z. geol. Wiss. 9, 338-345, Berlin
- BEDERKE, E. (1948): Grundfragen des Vulkanismus.
Geol. Rdsch. 35, 127-133, Stuttgart
- BEDERKE, E. (1959): Probleme des permischen Vulkanismus.
Geol. Rdsch. 48, 10-18, Stuttgart
- BENEK, R.; EIGENFELD, F.; RÖLLIG, G.; SCHWAB, M. (1973): Zur
strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im
DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden.
Veröff. Zentralinst. Phys. Erde Potsdam 40, 1.; 203-244
- BENEK, R.; JENTSCH, F.; PÄLCHEN, W.; RÖLLIG, G. (1977): die
permosilesischen Vulkanite von Meißen, des Tharandter Waldes
und des Osterzgebirges.
In: Exkursionsführer zur Tagung variszischer subsequenter
Vulkanismus, Leipzig 1977
- BERGT, W. (1932): Über pechsteinverdächtige Porphyre Sachsens.
S.B. u. Abh. d. Isis 1932, 35-43, Dresden
- BEUDANT, F. S. (1822): Voyage mineral. et geol. es Hongrie, 3, 4.
- BILIBIN, I. A. (1959/1961): Ausgewählte Werke
Izd. AN SSSR, Moskva (russ.)
- BLANKENBURG, H. J.; JAGUSCH, K. H: (1964): Mögliche Fehler bei
Schwermineraluntersuchungen.
Z. angew. Geol. 10, H. 12
- BÖTTCHER, H.; TISCHENDORF, G. (1969): Zur Anwendung der
Diskriminanzanalyse in der Geochemie.
Z. angew. Geol. 15, 4, 181-184
- BRYAN, W. H. (1954): Spherulite and allied structures
Proc. R. Soc. Queensl., V. (LXV)

- BUDNIKOV, P. P. (1965): Untersuchung und Verwendung vulkanischer wasserhaltiger Gesteine.
Silikattechnik 16, 12, 383-388
- BURJANOVA, I. S.; FAFORSKAJA, M. A. (1961): Über die Entstehung kugeliger Laven im Süden von Sichote-Alin.
Izv. AN SSSR, ser. geol. Nr. 12 (russ.)
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage.
Basel, Stuttgart
- BUSCH, W. A.; KIRJUCHIN, L. G. (1972): Über die Verbreitung subsequenter Effusiva des Jungpaläozoikums in Mitteleuropa.
Z. angew. Geol. 18, 7, 323-328, Berlin
- CHARPENTIER, J. F. W. (1778): Mineralogische Geographie der Chursächsischen Lande.
Leipzig, bei S. L. Crusius
- COTTA, E. (1836): Geognostische Beschreibung der Gegend von Tharandt. Ein Beitrag zur Kenntnis des Erzgebirges.
Dresden und Leipzig
- CREDNER, G. R. (1876): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens. Blatt 45 (Leisnig), 1. Aufl.
- DEMMLER, T. (1977): Paragenetische Untersuchungen an hydrothermalen Gangmineralisationen von Hohenstein-Ernstthal, Thalheim und Munzig.
Unveröff. Meldearbeit, Bergakademie Freiberg, Sektion Geowissenschaften
- DOLENKO, G. N. (1971): Die Entstehung von Erdöl und Erdgas und die Bildung ihrer industriellen Lager.
Izd. Naukava Dumka, Kiev (russ.)
- DOUGLAS (1907): Geol. Soc. London, Quart. Jow., 63, 145
- DSHRBAŠJAN, P. T. (1961): Sphärolithische Laven aus der Umgebung des Dorfes Gamsatschiman.
Isv. AN SSSR, ser. Geol. 11, 105-110 (russ.)
- ERLICH, E. N.; MELEKESCEV, I. V. (1971): Quartärer saurer Vulkanismus Kamčatkas.
Tesy dokl. XV Gen. Assamblei MGGS, M., 1971 (russ.)
- EIGENFELD, F.; SCHWAB, M. (1974): Zur geotektonischen Stellung der permosilesischen subsequenten Vulkanit in Mitteleuropa
Z. geol. Wiss. 2, 115-137, Berlin
- EISMANN, L. (1970): Geologie des Bezirkes Leipzig.
Natura regionis Lipsiensis 1/2, 176 S., Leipzig

- FABBRI, B.; PAGANELLI, L. (1973): Sr und Ba partitioning between phenocrysts and groundmass, and Cr, Ba, Cu, V, Mg, Fe, Ti, Mn abundance in the triassic volcanic rocks near Forno (Fiemme Valley).
Miner. e petrogr. acta 19, 103-120
- FAVORSKAJA, M. A.; TOMSON, J. N. u.a. (1969): Das Verhältnis von Magmatismus und endogener Metallogenie zur Blocktektonik.
Izd. Nedra, Moskau (russ.)
- FEDOROV, E. (1903): Die Gesteine von Kedabeka.
Zap. Akad. Nauk, 14, 3 (russ)
- FELIX, I. (1883): Über die versteinerten Hölzer von Frankenberg in Sachsen.
Ber. d. naturforsch. Ges. zu Leipzig, Sitzung vom 9.5.1882, 1-4
- FISCHER, W. (1940): Das Vorkommen des Rochlitzer Achates in Wiederau b. Rochlitz, Sachsen.
Sitzungsber. u. Abh. d. Naturwiss. Ges. Isis. Jg. 1938 und 1939, 165-186, Dresden
- FRANCKE, G. (1898): Die Porphyre des Burgstalles und der Träschke bei Wechselburg.
Festschrift der städt. Realschule Rochlitz
- FREMD, G. M. (1964): Kuglige Ignimbrite Süd-Dshungariens.
Trudy laboratorii paleovulkanologii KasJMCA, vyp. 3, Alma Ata (russ.)
- FREMD, G. M. (1972): Orogener Vulkanismus des Süd-Dshugansker und Ost-Sichote-Alinsker Gürtels.
Tomsk (russ.)
- GALLWITZ, H. (1959): Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der Mitteldeutschen Hauptscholle.
Geol. Rdsch. 48, 27-32, Stuttgart
- GARLICK, D. G.; DYMOND, J. R. (1970): Oxygen isotope exchange between volcanic materials and ocean waters.
Bull. Geol. Soc. Amer. 81, 2137-2142
- GORANSON, R. W. (1931): The solubility of water in granite magmas.
Amer. Journ. Sci. 22, 481-502
Ref. N. Jb. Min. II 1934, S. 672

- GEINITZ, H. B. (1958): Einige Bemerkungen zu der Abhandlung des Herrn Dr. Jentzsch „Über die Verbreitung des Melaphyrs und Sanidinquarzporphyrs in der Gegend von Zwickau“.
Zeitschr. d. dt. geol. Ges., A, 10, 272-276
- GRIP, E. (1935): Die Arvidsjaurporphyrs. – Eine achäische Effusivgesteinsreihe im nördlichen Schweden.
Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, v. XXV, Nr. 3, 135-220
- GRUMBT, E.; LÜTZNER, M.; ELLENBERG, F.; FALK, F.; LUDWIG, A. (1973): Zur Sedimentation und Tektonik im Übergangsbereich zwischen Molassestadium und Tafelentwicklung der Varisziten in Mitteleuropa.
Veröffentl. Zentralinst. f. Phys. d. Erde, Akad. Wiss., DDR, Nr. 14, Teil 1, 175-192, Potsdam
- HART, S. R.; BROOKS, C. (1974): Clinopyroxene matrix partitioning of K, Rb, Sr and Ba.
Geochim. et. cosmochim. acta 38, 12, 1799-1806
- HARZER, D. (1965): Zur Methodik der Sauerstoffisotopenuntersuchungen bei geologischen Problemen.
Bergakademie 17, 360-364
- HAÜY (1814): Monteiro, Journal des Mines, tome XXXV, 359
- HAZARD, J. (1880): Erl. geol. Spezialkarte Sachsen, Blatt 44 (Colditz), 1. Aufl.
- HELLMERS, J. H. (1921): Die rotliegenden Eruptivgesteine des erzgebirgischen Beckens und ihre gauverwandtschaftliche Stellung unter den rotliegenden Eruptivgesteinen Deutschlands.
Diss. 1920/21
- HÖSEL, G. (1972): Fortschritte der Metallogie im Erzgebirge. Position, Aufbau sowie tektonische Strukturen des Erzgebirges.
Geologie 21, 4/5, 437-457, Berlin
- HOYNINGEN-HUENE, E.v. (1959): Zur Geologie der Kupfervorkommen im Rotliegenden von Zwickau
Freiberger Forsch.-H., C 58, 93-105, Berlin
- IDDINGS, J. P. (1887): Nature and origin of lithophysae.
Am. J. Sci. 1887, 43
- IDDINGS, J. P. (1888): Obsidian Cliff Yellestone National Park.
Seventh. Am. Rep. USGS, Washington
- JAKES, P.; WHITE, A. I. R: (1972): Major and Trace Element in Volcanics Rocks of Orogenic Arcas.
Geol. Soc. of America Bull. 83, 29-40

- JENTSCH, F. (1971): Beitrag zur Kenntnis des Quarzporphyr-Pechstein-Körpers im Unterrotliegenden des Erzgebirgischen Beckens.
Veröff. Mus. Nat. Karl-Marx-Stadt 6, 39-57
- JENTSCH, F. (1972): Gaskanäle im Quarzporphyr-Ignimbrit-Körper des Erzgebirgischen Beckens.
Veröff. Mus. Nat. Karl-Marx-Stadt 7, 89-91
- JENTSCH, F. (1973): Zur Kenntnis der endogenen Mineralisation im Autun des Erzgebirgischen Beckens.
Z. angew. Geol., 19, 1, 1-4
- JENTSCH, F. (im Druck): Beitrag zur Kenntnis fluoritführender Mineralisationen im Gebiet zwischen Karl-Marx-Stadt und Flöha.
Veröff. Mus. Nat. Karl-Marx-Stadt
- JENTSCH, F.; URBAN, G. (im Druck): Fluorit im Zeisigwalder Porphyrtuff von Karl-Marx-Stadt.
Veröff. Mus. Nat. Karl-Marx-Stadt
- JENTZSCH, G. (1858a): Verbreitung des Melaphyrs und Sanidinquarzporphyrs bei Zwickau
Zeitschr. d. dt. geol. Ges., A. 10, 31-79, 1858
- JENTZSCH, G. (1858b): Über den Sanidin-Quarzporphyr aus der Gegend von Zwickau im Königreich Sachsen, den sogenannten Pechstein, Hornstein-Porphyr, Tonstein-Porphyr, Felsitporphyr der dasigen Bergleute.
N. Jb. Min. Jg. 1858, S. 651-658
- JUBITZ, K. B. (1973): Zu einigen allgemeinen Aspekten geotektonischer Forschung.
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 14, 1, 17-22
- KALKOWSKY, E. (1874): Mikroskopische Untersuchungen von Felsiten und Pechstein Sachsens.
Min. Mitt. (Tschermak) 1874, S. 31-58
- KASCHKAJ, M. A. (1963): Pechsteine des Kelbadsharsker Rayons.
(In: Petrographische Kriterien der Liqutation in sauren Laven)
Tr. IGEM AN SSSR, vyp. 90 (russ.)
- KATZUNG, G. (1972): Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa.
Geologie 21, 4/5, 570-584, Berlin
- KITAGORODSKIJ, I. I. (1959): Technologie des Glases.
2. Aufl., Verlag Technik Berlin
- KNOX (1823): Philosoph, Transact., 520
- KONSTANTINOV, W. M. (1968): Uranführende Kugelbildungen in sauren Extrusivas.
Isv. AN SSSR, ser. geol. 7, 43-49 (russ.)

- KRAMER, W. (1976): Genese der Lamprophyre im Bereich der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone. Chem. Erde 35, 1-49
- KRENKEL, E. (1914): Geologischer Führer durch Nordwestsachsen. Sammlung geologischer Führer 19, Berlin
- KRENKEL, E. (1922): Die Bruchzonen Ostafrikas. - Berlin
- KOVALENKO, V. I.; KOVALENKO, I. I. (1976): Ongonite. Izd. Nauka, Moskva
- LAGORIO, A. (1887): Über die Natur der Glasbasis sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. Mineral. u. petr. Mitth. (Tschermak) 8, 421-530
- LEBEDJEVA, L. L. (1973): Lithium, Rubidium und Cäsium in vulkanischen Gläsern. Geochimija 11, 1678-1688 (russ.)
- LEEDER, O. (1966): Geochemie der Seltenen Erden in natürlichen Fluoriten und Kalziten. Freiburger Forsch.-H. C 206, Leipzig
- LEEDER, O.; BAUMANN, L. (1974): Neue Aspekte zur Genese hydrothermaler Lagerstätten. Z. geol. Wiss. 2, 1207-1212, Berlin
- LOWELL, D. J. & GULIBERT, J. M. (1970): Lateral and vertical alteration - mineralisation zoning in porphyry ore deposits. Econ. Geol. 65, 373-408
- LUDWIG, G. (1953): Untersuchungs- und Darstellungsmethoden von Schwermineralanalysen. Geologie 2, 208-219
- LÜTZNER, H.; RENTZSCH, J. (1975): Sedimentation und Metallogenie in einem intramontanen Becken der variszischen Molasse. Z. geol. Wiss. 3, 1473-1490, Berlin
- MARSHALL, P. (1935): Acid rocks of the Taupo-Rotura volcanic district. Royal. Soc. New Zealand, Transact, 64, Wellington
- MARSHALL, R. R. (1961): Devitrification of natural glass. Geol. Soc. Amer. Bull. 72, 1493-1520
- MEINHOLD, R. (1973): Bemerkungen zu einigen neueren Arbeiten über die anorganische Erdölentstehung. Z. angew. Geol. 19, 11-13
- MIETZSCH, H. (1877): Das Rotliegende. In: Erl. geol. Spezialkarte Bl. 94 (Glauchau), Leipzig

- MOESTA, G. (1928): Brüche und Porphyreffusionen im östlichen Erzgebirge.
Z. Dtsch. Geol. Ges. 80, 343-408
- MÜLLER, H. (1879): Die Erzgänge von Hohenstein.
In: Erl. Geol. Spezialkarte Bl. 95 (Hohenstein), Leipzig
- NABOKO, I. S. (1974): Vulkanismus, hydrothermaler Prozeß und Erzbildung.
Izd. Nedra, Moskva (russ.)
- NASEDKIN, V. V. (1963): Wasserhaltige vulkanische Gläser saurer Zusammensetzung, ihre Genese und Veränderung.
AN SSSR, Tr. inst. geol. rud mest. petr. min. i geochim., vyp. 98, Moskva (russ.)
- NASEDKIN, V. V. (1975): Petrogenese saurer Vulkanite.
Izd. Nauka, Moskva (russ.)
- NAUMANN, E. (1845): Erläuterungen zur geognostischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Sekt. X
- NESTLER, P. (1974): Zur Anwendung der Sauerstoff-Isotopenanalyse bei der Lösung petrologischer und geochemischer Fragen.
Z. geol. Wiss. 2, 6, 691-703
- NESTLER, P. (1976): Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an Magmatiten unterschiedlicher geologischer Position.
Freiberger Forsch.-H. C 314, Leipzig
- NESTLER, P. (1977): Kriterien zur Genese von Magmatiten anhand von Sauerstoffuntersuchungen.
Vortrag GGW-Tagung „Subsequenter Vulkanismus“ in Leipzig
- OLADE, M.; FLETCHER, K.; WARREN, H. V. (1975): Barium-strontium relationship at the Highland Valley porphyry copper deposits, BC.
West. Miner. 48, 3, 24-28
- ONČÁKOVÁ, N. (1962): Slovenske perlity.
Sbornik Verdeckych Prac, Kosice Zv. II
- PÄLCHEN, W. (1968): Zur Geochemie und Petrologie der postorogenen variszischen Magmatite des Osterzgebirges.
Unveröff. Dissertation, Bergakademie Freiberg
- PÄLCHEN, W.; LE THI LAI (im Druck): Zur stofflichen Entwicklung und metallogenetischen Bedeutung des subsequenteren Magmatismus im Osterzgebirge.
Z. geol. Wiss. 6, Berlin
- PETROV, V. P.; NASEDKIN, V. V. (1961): Perlit und andere saure Gläser als Gesteine und industrielle Rohstoffe.
Trudy IGEM AN SSSR, vyp. 48 (russ.)

- PIETZSCH, K. (1917): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens, Blatt 82 (Kreischa), 2. Auflage, Leipzig
- PIETZSCH, K. (1922): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens, Blatt 81 (Tharandt), 2. Auflage
- PIETZSCH, K. (1959): Der subsequente Magmatismus im sächsischen Varistikum (ein Kurzüberblick).
Zbl. f. Min., Teil II, Heft 3/4, 32-42
- PIETZSCH, K. (1963): Die Geologie von Sachsen.
VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften Berlin
- PLATT, H. (1915): Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Benshausen.
Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt, II, 175-225
- POLOVINKINA, J. J. (1966): Strukturen und Texturen der eruptiven und metamorphen Gesteine.
Isd. Nedra, Moskva (russ.)
- POPP, M. (1909): Über die Anwesenheit von nichtanorganischen Substanzen und von Gasen in sächsischen Pechsteinen.
Dissertation Leipzig
- PORSTENDORFER, G.; BAUMANN, L.; OLSZAK, G. (1976): Geophysikalisch-regionale Tiefenerkundung als Voraussetzung für die Lagerstättenprognose.
Z. geol. Wiss. 4, 1033-1047, Berlin
- RANKIN, P. C. (1973): Correlation of volcanic glasses in tephrae and soils using microelement compositions.
N.Z.I. Geol. and Geoph. 16, 3, 637-641
- REICHEL, W.; BARTHEL, M. (1964): Das „Schweinsdorfer Flöz“ des Döhlener Beckens. Neue Flözaufschlüsse und Florenzfunde.
Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol. 1964, 203-247
- REIMANN, G. (1968): Vulkanotektonische Untersuchungen im Leisniger Quarzporphyrkomplex NW-Sachsens.
Unv. Dipl.-Arb. M.-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, Halle
- REINISCH, R. (1928): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens, Blatt 48 (Meißen), 3. Aufl.
- RENTZSCH (1860): Die Pechsteine des Meißner Porphyrdistrikts.
Dresden
- RENTZSCH, J. (1974): The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian Copperbelt.
Centen. Soc. Geol. Bel., Gisem. stratif. prov. cuperf., Liege 395-418
- RICHTHOFEN, F. v. (1860): Studien aus den Ungarisch-Siebenbürgischen Trachyt-Gebirgen.
Jb. Geol. R.-A., XI Jahrg. 1860

- RITTMANN, A. (1960): Die Vulkane und ihre Tätigkeit.
Stuttgart
- RITTMANN, A. (1967): Die Bimodalität des Vulkanismus und die
Herkunft der Magmen.
Geol. Rdsch., 57, 277-295, Stuttgart
- RODYGIN, A. I. (1962): Über die Kugellaven und sauren davonischen
Effusiva am Nordhang des Sailjugemsker Rückens.
Izv. AN SSSR, ser. geol., Nr. 6 (russ.)
- RÖLLIG, G.; STRAACH, P. (1973): Zum Einsatz faktorenanalytischer
Methoden in der Geologie.
Z. angew. Geol. 19, 12, 600-609, Berlin
- RÖLLIG, G.; SCHIRMER, B.; LÄCHELT, S.; TISCHENDORF (1975): Evolution
and Metallogenic Evaluation of the Subsequent Variscan
Volcanics in the Southern Part of the G.D.R.
Bull. volcanologique, Napilo 38
- RÖLLIG, G.; TISCHENDORF, G. (1974): Vulkanismus und Metallogenie.
Z. angew. Geol. 20, 168-171 und 232-237
- ROSENBUSCH, H. (1887): Mikroskopische Physiographie der massigen
Gesteine.
2. Auflage, Stuttgart
- ROSENBUSCH, H. (1896): Mikroskopische Physiographie der Mineralien
und Gesteine.
Bd. 2; Massige Gesteine, 3. Aufl., Stuttgart
- ROSENBUSCH, H. (1904-1908): Mikroskopische Physiographie der
Mineralien und Gesteine.
4. neubearb. Aufl., Stuttgart
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L. (1955): Water and other volatiles in
volcanic glasses.
Amer. Mineralogist, vol. 40, Nr. 11-12, 1071-1089
- ROTHPLETZ, A. (1881): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens, Blatt 78
(Frankenberg-Hainichen), 1. Aufl.
- ROTHPLETZ, A.; DATHE, E. (1876): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens,
Blatt 60 (Rochlitz) 1. Aufl.
- SAJČENKO, E. P. (1963): Kugellaven des Rayons der Niznetjuser
polymetallischen Lagerstätte (Nord-Tien-Schan).
Tr. In-ta geol. rudn. mestop., petrogr., mineral. i geochimii,
vyp. 90 (russ.)
- SALAT, J.; ONČÁKOVÁ, P. (1964): Perlity, ich výskyt, petrolchemia a
praktické použitie
- SÄRCHINGER, H.; WASTERNAK, J. (1963): Die Eruptivgesteine im
nördlichen Teil des NW-sächsischen Vulkanitgebietes und ihre
geologische Problematik in Verbindung mit geophysikalischen
Untersuchungsergebnissen.
Exk.-Führer 10. Jahrestagung geol. Ges. DDR, 197-212, Berlin

- SÄRCHINGER, H. (1966): Ergebnisbericht Feldgeologie Ballendorf.
VEB Geophysik Leipzig, Leipzig
- ŠATKOV, G. A. u.a. (1971): Saure wasserhaltige vulkanische Gläser
des Argungebietes (östlich Transbaikaliens).
Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. geol., 9, 73-84
- SAUER, A. (1910): Über Pechstein von Meißen und Felsitporphyr von
Dobritz. Zur Richtigstellung gegen Herrn STUTZER – Freiberg.
Z. deutsch. geol. Ges. 62, 695-722
- SAUER, A. (1888): Über die genetischen Beziehungen zwischen
Pechstein und Porphyr des Meißner Gebietes.
Z. deutsch. geol. Ges. 1888, 601-606
- SAUER, A.; BECK, R. (1891): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens, Blatt
81 (Tharandt); 1. Auflage
- SAUER, A. (1889): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens, Blatt 48
(Meißen), 1. Auflage
- SCHMIDT, K.; KATZUNG, G.; FRANKE, G. (1977): Zur Entwicklung des
präpermischen Untergrundes und des Magmatismus im südlichen
Vorfeld der Osteuropäischen Tafel.
Z. angew. Geol. 23, 9, 426-436
- SCHOTT, G.; LINCK, G. (1924): Über die Hydratation natürlicher und
Künstlicher Gläser.
Kolloid.-Z., 34, 2
- SCHREITER, R. (1929): Neue Beobachtungen an Diabas, Kugelpechstein
und Basalt bei Tharandt.
Sitzungsber. u. Abb. d. Naturwiss. Ges. Isis., 71-77, Dresden
- SCHREITER, R. (1930): Neue Fund im Gebiet des Kugelpechsteins von
Spechtshausen.
Zbl. f. Min. A, 56-60
- SCHREITER, R. (1931a): Wie ist der Kugelpechstein von Spechtshausen
entstanden?
Zentralbl. f. Min., 1931, A, S. 85-100
- SCHREITER, R. (1931b): Der Pechstein von Mohorn.
Zentralbl. f. Min., 1931, A, S. 322-325
- SCHROEDER, E. (1971a): Probleme tektonischer Untersuchungen im
Orogen, speziell in den Varisziden.
Zentralbl. f. Min., 1931, A, Veröff. Zentralinst. Phys. Erde
Potsdam 14, 2., 273-302
- SCHÜLLER, A. (1954): Petrographische Untersuchung der Sedimente und
Vulkanite des Rotliegenden von Zwickau.
Archiv des VEB Geol. Forschung und Erkundung. Berlin

- SCHULZE, H. (1974): Ein Beitrag zur Geochemie des Fluors in Metamorphiten.
Freiberger Forsch.-Heft C 295, Leipzig
- SCHULZE, H. (1963): Petrographisch-geochemische Untersuchungen der Tharandter Porphyre.
Unv. Dipl.-Arb., BA Freiberg, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre
- SCHWAB, M. (1970): Die Beziehungen der subsequenten Vulkanite des Permosiles zum varistischen Orogen, dargestellt unter besonderer Berücksichtigung des Halleschen Vulkanitkomplexes.
Geologie, 19, 3, 249-280, Berlin
- SIEGERT, Th. (19019): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens, Blatt 45 (Leisnig) 2. Auflage
- SIEGERT, Th. (1899): Das Rotliegende. In: Erl. z. geol. Spezialkarte v. Sachsen, Blatt 111 (Zwickau-Werdau), 2. Auflage
- SIEGERT, Th. ; DANZIG, E. (1912): Erl. geol. Spezialkarte Sachsens, Blatt 29 (Mutzschen), 2. Auflage
- SILLITOE, R. H. (1972): Die Bindung metallogenetischer Provinzen des südamerikanischen Kontinents an Subduktionszonen ozeanischer Lithosphäre.
Bull. Geol. Soc. Amer., 83, 813-818
- SMIRNOV, S. S. (1944): Abriß der Metallogene von Ost-Transbaikalien.
Moskau (Gosgeolizdat)
- SOBOJEV, V. S.; KOSTJUK, V. P.; GORBAČESKAJA, O. N. (1947): Petrographie neogener vulkanischer Gesteine des Ushgorod-Chustsker Rückens.
Tr. Lvovs. geol. oduy-ba, ser. petr. 1 (russ.)
- STECHER, E. (1916): Die Porphyrbomben von Chemnitz und seiner Umgebung.
Ber. naturw. Ges. Chemnitz, 19, 53-67
- STECHER, E. (1920): Über die Verbreitung der Chemnitzer Porphyrbomben.
Ber. naturw. Ges. Chemnitz, 20
- STECHER, E. (1925): Die Porphyrbomben von Chemnitz und seiner Umgebung.
Ber. naturw. Ges. Chemnitz, 21, 109-114
- STECHER, E. (1928): Die Porphyrbomben von Chemnitz und seiner Umgebung.
Ber. naturw. Ges. Chemnitz, 22, 29-32
- STECHER, E. (1931): Die Porphyrbomben von Chemnitz und seiner Umgebung.
Ber. naturw. Ges. Chemnitz, 23, 29-34

- STECHER, E. (o.J.): Paläovulkanische Bomben.
Chemnitz. o.J. (1931)
- STEINBRÜCK, M. (1710): Nachrichten von denen im Churfürstlichen
Ertzgebürge ... befindlichen edlen guthen und raren Gesteinen
usw. - Dresden
- STILLE, H. (1950): Der subsequeute Magmatismus.
Abh. Geotektonik Berlin 3, 1-25
- STRAACH, P.; RÖLLIG, G. (1975): Die Clusteranalyse als Methode der
Klassifizierung geologischer Parameter.
Z. angew. Geol. 21, 6, 269-274, Berlin
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and nomenclature of igneous
rocks, Bern
- STUTZER, O. (1910a): Über die genetischen Beziehungen zwischen
Pechstein und Porphyr in der Meißner Gegend.
J. d. G. 62, 191, Monatsbericht, 205-214
- STUTZER, O. (1910b): Über Pechsteine von Meißen.
J. d. g. G. 62, Monatsber., 102-113
- STUTZER, O. (1911): Über Pechstein von Meißen und Felsitporphyr von
Dobritz.
J. d. g. G., 63, Monatsbericht 361-362
- TAMMANN, G. (1935): Über die Gläser als unterkühlte Flüssigkeiten.
Glastechn. Ber. 13 (1935), H. 1, S. 31; H. 7, S. 251
- TAYLOR, H. P. (1968): The oxygen isotope geochemistry of igneous
rocks.
Contr. Mineral and Petrol 19, 1-17
- TAYLOR, H. P.; FORESTIER, R. W. (1971): Low O igneous rocks from the
intrusive complexes of Skye, Mull and Ardnamurchan, Western
Scotland.
Journ. Petrol. 12, 3, 465-491
- TISCHENDORF, G. (1970): Zur geochemischen Spezialisierung der
Granite des Westerzgebirgischen Teilplutons.
Geologie, 19, 1, 25-40, Berlin
- TISCHENDORF, G.; LÄCHELT, S.; RENTZSCH, J. (1969): Zu Problemen der
Metallogenie in der DDR.
Z. angew. Geol. 15, 9, Berlin
- TOLSTICHIN, O. N. (1961): Zur Frage über die Menge von juvenilem
Wasser, das bei der Bildung von Effusivgesteinen ausgeschieden
wird.
Geochimija Nr. 11, 1005-1008 (russ.)

- TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Bd. 2 – Stuttgart
- TRUESDELL, A. N. (1966). Ion – exchange constants of natural glasses by the electrode method.
Amer. Min. 51, N 1-2
- TUREKIAN, K. K.; WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some Major Units of the Earth's Crust.
Bull. Geol. Soc. America 72, 175
- TYRELL, G. W. (1963): Geology of Arran.
Mem. Geol. Surv. Scotland. L.
- URBAN, G. (1967): Der Versteinerte Wald von Karl-Marx-Stadt.
Veröff. Min. Naturk. Karl-Marx-Stadt 3, 1-44
- VENDL, A. (1927): Die Typen der ungarischen Rhyolithe.
N. Jb. Min. LV Beilage Bd. A, 183-249
- VINOGRADOV, A. P.; DONCOVA, E. J.; GERASIMOVSKIJ, V. J.; KUSNECOVA, L. D. (1971): Isotopenzusammensetzung des Sauerstoffs von Karbonatiten kontinentaler Riftzonen in Ostafrika.
Geochimija 5, 507-514 (russ.)
- VOGELSANG, H. (1872): Die Kristalliten. – Bonn
- VOLJANJUK, N. J. (1972): Vulkanische Gläser von Muchor-Tala und die an ihnen gebundenen Kugelbildungen.
Izd. Nedra, Moskva (russ.)
- WATZNAUER, A. (1965): Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums.
Geol. Rdsch., 54, Stuttgart
- WERNER, A. G. (1784): Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten.
Dresden, Walthersche Hofbuchhandlung
- WERNER, C. D. (im Druck): subsequenter Vulkanismus im Unterharz – Geochemie und Petrologie.
Z. geol. Wiss., Berlin
- WEYL, R. (1948): Die Einheit magmatischen Geschehens im orogenen Zyklus.
Geol. Rdsch. 36, 35-39, Stuttgart
- WEYL, R. (1967): Krustenbau und sialischer Vulkanismus.
Geol. Rdsch. 56, 369-372, Stuttgart
- WILSDORF, R. (1871): (Über den Achat von Altendorf bei Chemnitz).
Ber. naturwiss. Ges. Chemnitz 3, 82-84

- WOLFF, G. (1964): Zur Petrographie und Petrochemie sächsischer Pechsteine.
Diss. TU Dresden
- ZAVARITSKIJ, A. N. (1954): Einführung in die Petrochemie der Eruptivgesteine.
Berlin, Akademie-Verlag
- ZIMMERMANN, R. (1903): Neue Mineralien aus dem Quarzporphyr von Augustusburg.
Zentralbl. f. Min. 194-295
- ZIRKEL, F. (1873): Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine.
Leipzig, Verl. W. Engelmann
- ZIRKEL, F. (1894): Lehrbuch der Petrographie

„Zur minerogenetischen Bedeutung der Gesteinsgläser des
Magmatismus des Subsequenzstadiums im sächsischen Raum“

Von der Fakultät für Mathematik und
Naturwissenschaften des wissenschaft-
lichen Rates der Bergakademie Freiberg
genehmigten Dissertation zur Erlangung
des Grades eines Doktors des Wissen-
schaftszweiges

(Dr. rer. nat.)

- Anlagen -

Anlage 1:

Verzeichnis der Abbildungen im Textteil

- 1 Lage des Untersuchungsgebietes im zur DDR gehörenden Teil des variszischen Orogens
- 2 Magmatismus und Lagerstättenbildung im Geosynklinal- (Orogen-) Bereich
- 3 Die Lage vulkanischer Glasvorkommen der Subsequenzperiode im sächsischen Raum
- 4 Schema der vulkanologischen Entwicklung in den Teilbereichen des Untersuchungsgebietes
- 5 Phänokristen-Modalbestand der untersuchten Vulkanite im Q-A-P-Dreieck
- 6 Varianz des Phänokristen-Modalbestandes der untersuchten Gläser
- 7 Festlegung des Sippencharakters der untersuchten Vulkanite nach RITTMANN (1960)
- 8 Abhängigkeit τ von gegenüber SiO_2
- 9 Darstellung der Parameter Q und C nach ZAVAITZKIJ (1954)
- 10 Darstellung der Parameter al gegen alk (nach NIGGLI)
- 11 Darstellung der Parameter al gegen fm (nach NIGGLI)
- 12 Darstellung des Makrochemismus der untersuchten Gesteine im K-Na-Ca-Dreieck
- 13 Abhängigkeit zwischen Gesamtchemismus und isolierter Grundmasse
- 14 Abhängigkeit des Kaliums in bezug auf die Summe der Alkalien zum Wassergehalt der untersuchten Gesteine

- 15 Normativbestand (Standardkatanorm) der untersuchten Gesteine im Q-A-P-Dreieck
- 16 Gegenüberstellung von Normativ- und Modalbestand der untersuchten Gesteine
- 17 Abhängigkeit des Verhältnisses K/Ba vom Gehalt an SiO₂
- 18 Clusteranalyse, nach Merkmalen geordnet (R-Methode)
- 19 Clusteranalyse mit Ähnlichkeitsmaß, nach Proben geordnet (Q-Methode).
- 20 Rhyolithkugel-(Lithophysen-)Typen nach IDDINGS (1888)
- 21 Klassifizierung der Rhyolithkugeln in Typen nach Hohlraumvolumen und -ausbildung
- 22 Profil durch den ignimbrischen und z.T. glasigen Rhyodazitkörper des Erzgebirgischen Beckens im Bereich von Karl-Marx-Stadt-Altendorf mit Lokalisierung der auftretenden Rhyolithkugeltypen
- 23 Prinzipskizze zur Ermittlung von h und r₂ an Rhyolithkugeln.
- 24 Ergebnisse der Rhyolithkugelstatistik
- 25 Änderung des Phänokristen-Modalbestandes im Zuge der Verschweißung und Kristallisation der Grundmasse
- 26 Übersicht über die bekannten, oberflächlich anstehenden Gesteinsglasvorkommen (Pechsteine, Vitrophyre)
- 27 Übersicht über die übertägig bekannten Vorkommen von vulkanischen Gläsern, Rhyolithkugeln, Silifizierungszonen und silifizierter organischer Substanz des variszischen Übergangsstockwerkes

Anlage 2:

Verzeichnis der Tabellen im Textteil

- 1 Abgrenzung der vulkanischen Gläser Obsidian, Perlit und Pechstein nach ihrem Wassergehalt
- 2 Ansprache der untersuchten Gesteine nach traditionellen, modalen und normativen Gesichtspunkten
- 3 Albit-Anorthit-Gehalte von Plagioklasen in glasigen Gesteinen
- 4 Mittlere Spurenelementgehalte der untersuchten Vulkanite
- 5 Merkmalsgruppen, die glasige und kristallisierte vulkanische Gesteine statistisch gesichert trennen
- 6 Merkmalsgruppen, die vulkanische und subvulkanische Gesteine statistisch gesichert trennen
- 7 $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von glasigen und kristallisierten Vulkaniten des Untersuchungsgebietes
- 8 Synonyma des Begriffes Rhyolithkugel (Auswahl)
- 9 Dichte von kristallinen Gesteinen und von daraus erschmolzenen Gläsern
- 10 Verteilung der Schwerminerale der diamagnetischen Fraktion
- 11 Chemische Analysen von Rhyolithkugeln und deren zementierenden Massen
- 12 Gasbestandteile des Rhyodazitglases (Pechstein) von Meißengarsebach

Anlage 3:

Proben- und Fundpunktverzeichnis

Probe-Nr.	Gestein	Fundort
4	Vitrorhyodazit	Karl-Marx-Stadt-Altendorf SE Flemmingstraße/Ecke Albert- Schweitzer-Straße
12	Vitrorhyodazit (Rhyolithkugel)	wie Probe 4
14	Vitrorhyodazit	wie Probe 4
15	Rhyodazitglas	wie Probe 4
16	Rhyodazitglas	wie Probe 4
17	Dazitglas	wie Probe 4
18	Rhyodazitglas	wie Probe 4
19	Dazitglas	wie Probe 4
20	Vitrorhyodazit	wie Probe 4
33	Vitrorhyodazit (Rhyolithkugel)	wie Probe 4
35a	Rhyodazitglas	wie Probe 4
35b	Vitrorhyodazit	wie Probe 4
61	Rhyodazitglas	Ebersbach b. Leipzig, Stbr N Ortslage
62	Rhyodazitglas	wie Probe 61
64	Rhyodazitglas	Korpitzsch b. Leisnig, Lesematerial
68	Dazitglas	Leutewitz b. Meißen, 200 m N ehem. Bf. (Lesematerial)
73	Rhyodazitglas	Obermühlbach bei Frankenberg, 350 m NW Gasthof (Lesematerial)

Probe-Nr.	Gestein	Fundort
75	Rhyolith (Wildes Ei)	Spechtshausen, 300 m S Ortslage, Lesematerial
76	Rhyolith (Wildes Ei)	Braunsdorf b. Tharandt, 100 m S ehemal. Kalkwerk, Lesematerial
77	Rhyodazitglas	wie Probe 76
79	Rhyodazitglas	wie Probe 75
81	Rhyodazitglas	wie Probe 76
84	Rhyodazitglas	Garsebach b. Meißen, Stbr. Obersemmlsberg
86	Rhyodazitglas	Garsebach, Stbr. an Straße nach Dobritz
109	Rhyodazit	Wechselburg, Bahneinschnitt am „Burgstall“
110	Rhyodazit	wie Probe 109
116	Dazit	Mockzig b. Altenburg, ehem. Stbr. Ortsausgang E.
120	Rhyodazit (pegmatitische Ausbildung)	Erdmannsdorf, Stbr. an Straße nach Karl-Marx-Stadt („Roter Stein“)
121	Rhyodazit (helle Varietät)	wie Probe 120
122	Rhyodazit (rote Varietät)	wie Probe 120
139	Rhyolith (einsprenglingsreich)	Obermühlbach, Stbr. 400 m SW Gasthof
140	Rhyodazitglas	Brösen b. Leisnig, 250 m W Liebchens Mühle
141	Rhyodazitglas	Queckhain b. Leisnig, N Ortslage, Lesematerial
143	Dazitglas	Leutewitz b. Meißen. wie Probe 68
146	Rhyodazitglas	Buchheim bei Bad Lausick, 1 km W Ortslage
152	Rhyodazitglas	Karl-Marx-Stadt-Altendorf, wie Probe 4

Probe-Nr.	Gestein	Fundort
154	Rhyodazitglas	Garsebach, wie Probe 86
168	Rhyolith	Dobritz, Stbr. an Straße nach Garsebach
177	(Alkali-)rhyolith	Flöha, Stbr. an Straße nach Altenhain, 800 m nach Flöhabrücke
178	Rhyolith („Bandporphyr“)	Obermühlbach, wie Probe 139
179	Rhyolith (einprenglingsreich)	wie Probe 139
180	Rhyodazit (einsprenglingsarm)	wie Probe 139
181	Rhyolith	wie Probe 139, 100 m desselben, Lesestein
182	Alkalirhyolith	Altenhain b. Frankenberg, Stbr an Bahnlinie nach Niederwiesa
183	Alkalirhyolith (miarolithisch)	wie Probe 182
190	Rhyolith	Augustsburg, Stbr. am Parkplatz zum Schloß
191	Rhyolith	wie Probe 190

Anlage 4a.: Makrochemismus der untersuchten Vulkanite (in Masse-%)

Probe-Nr.	12	62	64	73	77	79	84
SiO ₂	73,50	66,60	70,50	72,30	70,10	69,86	71,70
TiO ₂	0,50	0,49	0,38	0,07	0,13	0,15	0,20
Al ₂ O ₃	12,65	14,10	13,85	11~85	13,50	16,28	13,00
Fe ₂ O ₃	0,10	1,23	0,76	0,47	1,39	0,36	1,60
FeO	1,92	1,39	1,63	1,05	0,10	0,67	0,10
MnO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,07	n.b.
MgO	0,18	0,49	0,46	0,40	0,34	0,01	0,50
CaO	1,68	2,20	1,68	0,84	0,84	0,85	1,30
Na ₂ O	2,72	2,80	3,34	1,86	3,24	3,07	2,30
K ₂ O	5,06	4,46	3,92	5,18	3,92	5,22	3,80
H ₂ O ⁻	0,08	1,12	0,71	1,29	1,39	0,01	0,01
H ₂ O ⁺	0,76	3,60	3,40	4,56	4,29	3,37	5,80
P ₂ O ₅	0,13	0,98	0,01	0,01	0,01	n.b.	n.b.
CO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
S	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
F	0,09	0,09	0,08	0,13	0,09	n.b.	n.b.
	99,37	99,55	100,72	100,01	99,34	99,92	100,11

Anlage 4a (1. Fortsetzung)

Probe-Nr.	109	116	120	140	141	143	152
SiO ₂	72,90	67,60	77,10	67,30	66,60	64,70	69,00
TiO ₂	0,70	0,52	0,35	0,28	0,45	0,62	0,52
Al ₂ O ₃	13,30	14,70	11,00	12,40	13,10	13,20	13,90
Fe ₂ O ₃	1,50	4,47	0,61	1,60	1,16	1,85	0,90
FeO	2,50	0,35	0,14	0,90	1,86	2,12	1,63
MnO	0,02	n.b.	0,02	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	0,80	0,69	0,64	0,86	0,76	2,45	0,80
CaO	2,00	2,52	0,89	1,60	1,96	4,15	1,96
Na ₂ O	1,40	3,76	2,25	1,89	2,43	2,80	3,48
K ₂ O	2,60	3,55	4,95	4,64	5,30	2,71	3,61
H ₂ O ⁻	0,10	0,28	0,35	1,82	1>23	1,08	1,03
H ₂ O ⁺	1,20	1,92	1,43	3,65	3,60	4,84	3,12
P ₂ O ₅	0,20	0,15	n.b.	0,02	0,13	0,22	0,13
CO ₂	0,30	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
S	0,30	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
F	n.b.	0,09	0,23	0,08	0,10	0,08	0,08
	99,82	100,60	99,96	97,04	98,68	100,82	100,16

Anlage 4a (2. Fortsetzung)

Probe- Nr.	168	177	175	179	180	182	191
SiO ₂	75,50	80,90	76,10	80,40	76,70	79,70	77,10
TiO ₂	0,20	0,25	0,23	0,13	0,13	0,25	0,23
Al ₂ O ₃	11,50	9,20~	12,40	9,90	12,00	10,40	11,60
Fe ₂ O ₃	2,20	0,96	0,61	0,53	0,46	0,81	0,75
FeO	0,10	0,10	0,46	0,18	0,67	0,10	0,10
MnO	n.b.	n.b.	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
MgO	0,30	0,74	0,80	0,61	0,80	0,61	0,34
CaO	0,70	0,22	0,18	0,22	0,46	0,13	0,15
Na ₂ O	0,80	0,37	1,45	1,25	2,00	0,47	1,40
K ₂ O	6,90	5,05	4,90	4,15	4,90	6,80	6,40
H ₂ O ⁻	0,10	0,11	0,18	0,18	0~13	0,03	0,18
H ₂ O ⁺	1,10	1,38	2,15	1,61	0,86	0,91	1,16
P ₂ O ₅	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
CO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
S	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
F	n.b.	0,03	0,09	0,07	0,15	0,04	0,04
	99,61	99,31	100,27	99,25	99,29	100,97	99,47

Anlage 4b: Mikrochemismus der untersuchten Vulkanite (in ppm)

Probe-Nr.	12	42	64	73	77	79	84
B	17	36	24	51	19	13	15
Ba	870	1300	570	900	490	800	760
Be	2,1	4,5	2,4	3,2	6,6	6,0	3,7
Cu	8,2	11,0	7,5	8,6	4,6	4,0	4,5
Ga	13,0	22,7	11,5	27,4	17,6	15,0	15,8
Li	48,2	39,9	43,0	74,9	42,1	27,0	8,7
Mn	280	190	130	330	440	420	210
Nb	16,1	28,8	14,0	68,7	57,2	65,0	46,0
Pb	9,4	5,7	9,2	34,6	61,3	26,0	20,7
Sn	2,5	2,5	2,5	40,0	2,5	2,5	3,0
Sr	155	229	176	212	89,2	86,0	84,0
Rb	166	740	266	495	189	78	212
Ti	4600	3800	2300	750	1200	1200	620
V	30,4	15,4	15,9	15,6	9,5	5,0	14,5
Zr	370	279	230	92	160	130	74

Anlage 4b(1. Fortsetzung)

Probe- Nr.	109	116	120	140	141	143	152
B	10	16	5	35	32	13	16
Ba	290	570	84	1500	900	2000	850
Be	1,0	2,2	1,6	6,0	4,0	4,6	2,3
Cu	5,5	6,2	3,4	8,0	7,0	16,8	11,7
Ga	12,3	11,5	10,0	16,0	15,0	21,4	12,7
Li	63,8	32,3	25,1	5,0	36,0	24,3	54,9
Mn	190	150	50	300	400	250	90
Nb	12,1	15,7	23,9	20,0	14,0	38,0	20,1
Pb	6,0	4,3	5,6	7,0	13,0	23,5	14,6
Sn	4,5	7,7	3,3	2,5	2,5	2,5	2,5
Sr	54,0	2,5	8,0	170	3100	145	100
Rb	213	166	333	500	380	165	137
Ti	4200	115	610	2800	640	3600	3400
V	35,1	10,7	5,0	40	15,0	35,0	31,8
Zr	280	240	100	150	310	120	290

Anlage 4b(2. Fortsetzung)

Probe-Nr.	168	177	178	179	180	182	191
B	22	12	13	12	13	13	5
Ba	230	200	127	120	134	60	32
Be	2,6	3,0	4,0	1,0	3,5	3,0	1,0
Cu	3,0	7,0	3,0	3~0	3,0	2,8	2,3
Ga	7,4	5,0	13,7	5,0	14,5	10,0	11,6
Li	158	29,0	184	90	147	49,5	27,1
Mn	110	50	120	50	180	100	50,0
Nb	30,6	15,0	24,8	26,0	22,9	25,0	20,3
Pb	8,0	4,0	8,5	4,0	7,4	4,0	4,0
Sn	3,0	10,0	20,0	27,0	16,0	20,5	23,8
Sr	43,1	38,0	8,0	8,0	8,0	38,8	17,1
Rb	382	360	535	240	383	142	398
Ti	750	500	300	320	270	250	170
V	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Zr	110	160	110	150	110	170	150


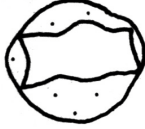



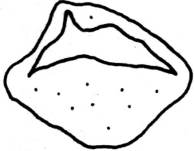
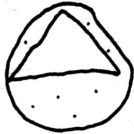

Anlage 5: Modalbestände der untersuchten Gesteine und Q-A-P-Daten







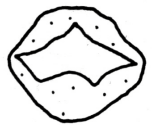

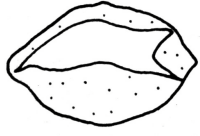
Probe-Nr.	Fundpunkt (Kurzbezeichnung)	Gesteinsbezeichnung nach TGL 35235	Punkte	Grundmasse/E Einsprengl.
4	Karl-Marx-Stadt	Phänolatitglas	2000	72,8:27,2
7	"	Phänovitrolatit	2000	81,3:18,7
14	"	Phänovitrolatit	2000	70,0:30,0
15	"	Phänolatitglas	2000	75,5:24,5
16	"	Phänolatitandesitglas	2000	71,0:29,0
17	"	Phänolatitglas	2000	75,8:24,2
18	"	Phänolatitglas	2000	73,5:26,5
19	"	Phänolatitandesitglas	2000	63,1:36,9
20	"	Phänovitrolatit	2000	69,8:30,2
33	"	Phänovitrolatit	3000	87,0:13,0
61	Ebersbach	Phänolatitglas	2000	62,8:38,0
65	Korpitzsch	Phänolatitglas	2000	62,4:37,6
68	Leutewitz	Phänolatitandesitglas	2000	55,2:44,8
75	Spechtshausen	Phänotrachyt	2000	93,8: 6,2
76	Braunsdorf	Phänotrachyt	2000	90,8: 9,2
77	"	Phänotrachytglas	2000	90,4: 9,6
79	Spechtshausen	Phänotrachytglas	2000	91,6: 6,4
81	Braunsdorf	Phänotrachytglas	3000	94,3: 5,7
83	Leutewitz	Phänolatitandesitglas	2000	69,6:30,4
84	Garsebach	Phänorhyodazit	3000	70,5:29,5
121	Erdmannsdorf	Phänorhyolith	2000	61,2:38,4
122	"	Phänoalkalirhyolith	2000	61,6:38,4
139	Obermühlbach	„Quarzvulkanit“	2000	58,9:41,4
140	Brösen	Phänodazitglas	2000	82,6:17,4
141	Queckhain	Phänolatitandesitglas	2000	75,2:24,8
146	Buchheim	Phänolatitandesitglas	2000	77,4:22,6
154	Garsebach	Phänorhyodazit	2500	94,7: 5.3
176	Flöha	„Quarzvulkanit“	2000	87,2:12,8
181	Obermühlbach	„Quarzvulkanit“	2000	73,0:27,4
183	Altenhain	Phänoalkalirhyolith	2000	83,0:17,0
190	Augustusburg	Phänorhyolith	2000	88,4:11,6










nlage 5 (Fortsetzung)





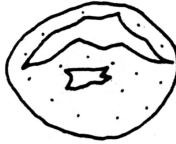

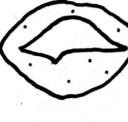


Probe -Nr.	Quarz	Sanidin	Plagio- -klas	Pyroxen (frisch)	Pyroxen (umgew.)	Pyroxen (gesamt)	Amphi- bol	Bio- tit	Opake u. Akzes- sorien	Q	A	P
4	5,2	36,7	46,0	0,5	9,1	9,6	-	0,7	1,8	5,9	40,8	53,3
7	6,9	40,7	41,2	-	7,5	7,5	-	1,6	2,1	7,9	45,7	46,4
14	4,3	36,1	46,2	-	11,0	11,0	-	2,7	1,7	4,9	41,3	53,8
15	6,1	30,6	47,7	9,4	-	9,4	-	3,7	2,5	7,3	36,2	56,3
16	3,1	31,4	44,5	16,5	-	16,5	-	3,1	1,4	3,9	39,7	56,4
17	3,7	22,7	50,8	18,2	-	18,2	-	2,5	2,2	4,8	29,4	65,8
18	7,9	30,6	50,2	6,4	-	6,4	-	3,4	1,5	8,4	34,5	56,6
19	10,6	12,5	35,2	39,8	-	39,8	-	0,5	1,4	18,1	21,8	60,1
20	8,6	32,0	38,6	-	17,9	17,9	-	1,3	1,6	11,8	40,5	47,7
33	7,7	50,1	30,7	-	5,4	5,4	-	3,8	2,3	8,7	56,6	34,7
61	7,9	48,4	35,0	1,8	-	1,8	-	6,0	0,9	8,6	53,0	38,4
65	12,8	49,8	27,2	1,6	1,6	3,2	-	5,7	1,3	14,2	55,5	30,3
68	7,3	11,8	56,1	10,4	-	10,4	2,4	10,4	1,5	9,7	15,7	74,6
75	-	67,2	30,4	-	-	-	-	-	2,4	-	68,8	31,2
76	-	82,3	15,3	-	-	-	-	-	2,4	-	84,3	15,7
77	-	73,0	25,2	-	-	-	-	-	1,8	-	74,4	25,6
79	-	61,0	29,0	-	-	-	4,0	3,0	3,0	-	67,7	32,3
81	-	65,5	33,0	-	-	-	-	-	1,5	-	66,6	33,4
83	2,7	14,2	43,4	12,4	5,2	17,6	9,1	11,1	2,0	4,5	23,6	71,9
84	59,0	22,3	15,8	-	-	-	-	-	2,9	60,8	23,0	16,2
121	47,6	42,3	7,4	-	-	-	-	2,0	0,7	49,0	43,4	7,6
122	48,5	44,6	2,9	-	-	-	-	3,2	0,8	50,5	46,5	3,0
139	77,3	20,4	-	-	-	-	-	1,6	0,7	79,2	20,8	-
140	16,2	11,9	43,6	-	-	-	-	26,3	2,0	22,6	16,8	60,6
141	2,2	12,5	68,7	8,3	-	8,3	-	7,5	0,8	2,6	15,0	82,4
146	8,2	9,6	72,7	5,3	1,1	6,4	-	0,4	2,7	9,1	10,3	80,6
154	39,9	31,3	25,8	-	-	-	-	-	3,0	41,1	32,3	26,6
176	75,9	11,5	9,0	-	-	-	-	-	3,6	78,8	11,9	9,3
181	70,1	16,6	11,3	-	-	-	-	0,4	1,6	71,7	16,9	11,4
183	54,5	39,9	-	-	-	-	-	-	5,8	57,9	42,1	-
190	33,8	47,0	17,5	-	-	-	-	-	1,7	34,3	47,8	17,9










Anlage 6: Darstellung der 100 untersuchten Rhyolithkugeln








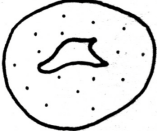

Lfd. Nr.	Kugelschnitt	V_K [cm ³]	V_H [cm ³]	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K}$ [%]
1		3,288	0,583	15,8
2		3,888	1,454	37,2
3		5,698	0,925	16,3
4		3,284	0,924	28,7
5		5,427	1,325	23,4
6		14,300	1,987	13,9
7		5,108	1,168	20,8
8		4,112	0,751	18,3









Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K [\text{cm}^3]$	$V_H [\text{cm}^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K} [\%]$
9		3,140	0,372	7,3
10		3,320	1,268	36,1
11		3,462	0,678	19,5
12		3,941	1,144	29,2
13		7,424	2,018	27,2
14		5,519	0,188	3,4
15		5,850	1,448	24,3
16		3,736	0,755	20,2
17		17,953	3,892	21,7










Lfd. Nr.	Kugelschnitt	V_K [cm ³]	V_H [cm ³]	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K}$ [%]
18		5,113	0,977	17,8
19		4,592	1,075	22,3
20		4,782	0,947	19,9
21		2,252	0,565	25,1
22		1,966	0,357	18,1
23		4,365	1,181	27,0
24		14,535	0,185	1,3
25		9,324	3,142	30,3
26		10,787	0,047	0,4







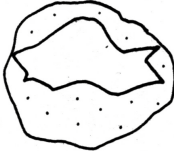


Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K [cm^3]$	$V_H [cm^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K} [\%]$
27		3,284	0,771	24,1
28		3,026	0,550	18,2
29		3,120	0,504	16,2
30		3,633	1,079	29,7
31		12,678	1,670	13,2
32		1,134	0,242	21,3
33		4,412	0,645	14,6
34		6,370	0,484	7,6
35		5,361	0,508	9,5










Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K [cm^3]$	$V_H [cm^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K} [\%]$
36		4,732	1,345	27,0
37		4,461	0,827	18,5
38		2,838	0,408	14,4
39		3,319	0,721	21,7
40		1,233	0,333	27,2
41		3,344	0,524	15,6
42		6,181	1,729	28,1
43		4,990	1,014	20,2
44		5,678	0,107	1,5



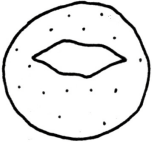






Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K [cm^3]$	$V_H [cm^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K} [\%]$
45		4,955	0,512	10,3
46		3,361	0,719	21,3
47		10,067	1,644	16,4
48		2,332	0,711	29,8
49		4,231	0,929	21,0
50		3,144	0,840	26,7
51		3,639	0,377	10,4
52		11,183	0,146	1,3
53		5,487	0,837	15,3

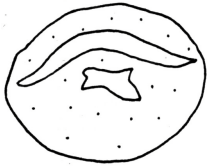

Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K [cm^3]$	$V_H [cm^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K} [\%]$
54		3,138	0,157	5,0
55		3,963	0,714	18,0
56		7,276	2,760	38,1
57		4,394	1,076	24,0
58		3,564	1,119	31,4
59		5,311	1,074	20,3
60		4,490	0,364	8,5
61		4,110	1,106	26,9
62		5,216	1,515	29,0

Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K[\text{cm}^3]$	$V_H[\text{cm}^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K} [\%]$
63		4,982	0,898	18,0
64		3,808	0,517	13,6
65		2,157	0,594	27,4
66		2,390	0,361	15,4
67		6,649	1,626	24,5
68		4,274	1,527	36,3
69		5,629	0,130	23,1
70		4,113	0,152	3,7
71		6,024	0,138	2,2

Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K[\text{cm}^3]$	$V_H[\text{cm}^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K} [\%]$
72		4,002	0,448	11,2
73		2,674	0,465	15,7
74		3,331	0,747	22,3
		9,057	2,168	23,9
76		3,788	0,801	22,9
77		4,383	1,025	23,4
78		19,314	4,901	25,5
79		5,581	0,013	0,2
80		3,177	0,371	11,7

Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K [cm^3]$	$V_H [cm^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K} [\%]$
81		2,900	0,794	27,4
1 82		5,637	1,573	27,9
83		7,674	2,383	31,3
84		5,218	1,641	31,4
85		14,631	0,448	30,5
86		3,260	0,551	16,9
87		6,136	1,832	30,8
88		2,579	0,674	26,1
89		4,351	1,227	28,2

Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K[\text{cm}^3]$	$V_H[\text{cm}^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K}[\%]$
90		4,053	1,366	33,17
91		3,674	0,270	7,4
92		12,345	0,739	5,19
93		4,314	1,258	29,2
94		10,558	2,878	27,3
95		5,644	1,075	18,9
96		3,988	1,043	26,3
97		3,167	0,451	14,2
98		4,000	1,500	37,5

Lfd. Nr.	Kugelschnitt	$V_K [cm^3]$	$V_H [cm^3]$	$\frac{V_H \cdot 100}{V_K} [\%]$
99		30,727	3,371	11,0
100		2,181	0,625	28,7

V_K = Volumen der Gesamtkugel

V_H = Volumen des Entgasungshohlraumes bzw. Kerns

$\frac{V_H \cdot 100}{V_K}$ = Prozentualer Anteil des Kerns an der Gesamtkugel

Anlage 7: Tabelle zur Berechnung der Kugel- und Hohlraumvolumina an Rhyolithkugeln

r_2 \ h	Faktor	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	10^1	0,314	0,628	0,942	1,26	1,57	1,88	2,20	2,51	2,83	3,14	3,45	3,77	4,08	4,40	4,71	5,02	5,34	5,85
2	10^1	0,942	1,88	2,83	3,77	4,71	5,65	6,60	7,54	8,48	9,42	10,4	11,3	12,2	13,2	14,1	15,1	16,1	17,0
3	10^1	1,57	3,14	4,71	6,28	7,85	9,42	11,0	12,6	14,1	15,7	17,3	18,8	20,4	22,0	23,6	25,1	26,7	28,3
4	10^1	2,20	4,40	6,59	8,79	11,0	13,2	15,4	17,6	19,8	22,0	24,2	26,4	28,6	30,8	33,0	35,2	37,4	39,6
5	10^1	2,83	5,65	8,48	11,3	14,1	17,0	19,8	22,6	25,4	28,3	31,1	33,9	36,7	39,6	42,4	45,2	48,0	50,9
6	10^1	3,45	6,91	10,4	13,8	17,3	20,7	24,2	27,6	31,1	34,5	38,0	41,4	44,9	48,4	51,8	55,3	58,7	62,2
7	10^1	4,08	8,16	12,2	16,3	20,4	24,5	28,6	32,7	36,7	40,8	44,9	49,0	53,1	57,1	61,2	65,3	69,4	73,1
8	10^1	5,71	9,42	14,1	18,8	23,6	28,3	33,0	37,7	42,4	47,1	51,8	56,5	61,2	65,9	70,7	75,4	80,1	84,8
9	10^1	4,34	10,7	16,0	21,4	26,7	32,0	37,4	42,7	48,0	53,4	58,7	64,1	69,4	74,7	80,1	85,4	90,7	96,1
10	10^2	0,597	1,19	1,79	2,39	2,98	3,58	4,15	4,77	5,37	5,97	6,56	7,16	7,76	8,35	8,95	9,55	10,1	10,7
11	10^2	0,659	1,32	1,98	2,64	3,30	3,96	4,62	5,28	5,93	6,59	7,25	7,91	8,57	9,23	9,89	10,6	11,2	11,9
12	10^2	0,722	1,44	2,17	2,89	3,61	4,33	5,06	5,78	6,50	7,22	7,94	8,67	9,39	10,1	10,8	11,6	12,3	13,0
13	10^2	0,785	1,57	2,36	3,14	3,93	4,71	5,50	6,28	7,07	7,85	8,64	9,42	10,2	11,0	11,8	12,6	13,3	14,1
14	10^2	0,848	1,70	2,54	3,39	4,24	5,09	5,93	6,78	7,63	8,48	9,33	10,2	11,0	11,9	12,7	13,6	14,4	15,3
15	10^2	0,911	1,82	2,73	3,64	4,55	5,46	6,37	7,28	8,20	9,11	10,0	10,9	11,8	12,7	13,7	14,6	15,5	16,4
16	10^2	0,973	1,95	2,92	3,89	4,87	5,84	6,81	7,79	8,76	9,73	10,7	11,7	12,7	13,6	14,6	15,6	16,5	18,7
17	10^2	1,04	2,07	3,11	4,14	5,18	6,22	7,25	8,29	9,33	10,4	11,4	12,4	13,5	14,5	15,5	16,6	17,6	18,4
18	10^2	1,10	2,20	3,30	4,40	5,50	6,59	7,69	8,79	9,89	11,0	12,1	13,2	14,3	15,4	16,5	17,6	18,7	19,8

Anlage 7: 1. Fortsetzung

r_2 \ h	Fak- tor	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
19	10^2	1,16	2,32	3,49	4,65	5,81	6,97	8,13	9,29	10,5	11,6	12,8	13,9	15,1	16,3	17,4	18,6	19,8	20,9
20	10^2	1,22	2,43	3,67	4,90	6,12	7,35	8,57	9,80	11,0	12,2	13,5	14,7	15,9	17,1	18,4	19,6	20,8	22,0
21	10^2	1,29	2,57	3,86	5,15	6,44	7,72	9,01	10,3	11,6	12,9	14,2	15,4	16,7	18,0	19,3	20,6	21,9	23,2
22	10^2	1,35	2,70	4,05	5,40	6,75	8,10	9,45	10,8	12,1	13,5	14,9	16,2	17,6	18,9	20,3	21,6	23,0	24,3
23	10^2	1,41	2,83	4,24	5,65	7,07	8,48	9,89	11,3	12,7	14,1	15,5	17,0	18,4	19,8	21,2	22,6	24,0	25,4
24	10^2	1,48	2,95	4,43	5,90	7,38	8,85	10,3	11,8	13,3	14,8	16,2	17,7	19,2	20,7	22,1	23,6	25,1	26,6
25	10^2	1,54	3,08	4,62	6,15	7,69	9,23	10,8	12,3	13,8	15,4	16,9	18,5	20,0	21,5	23,1	24,6	26,2	27,7
26	10^2	1,60	3,20	4,80	6,41	8,61	9,61	11,2	12,8	14,4	16,0	17,6	19,2	20,8	22,4	24,0	25,6	27,2	28,8
27	10^3	1,66	3,33	4,99	6,66	8,32	9,99	11,6	13,3	15,0	16,6	18,3	20,0	21,6	23,3	25,0	26,6	28,3	30,0
28	10^3	1,73	3,45	5,18	6,91	8,64	10,4	12,1	13,8	15,5	17,3	19,0	20,7	22,5	24,2	26,0	27,6	29,4	31,1
29	10^2	1,79	3,58	5,37	7,16	8,95	10,7	12,5	14,3	16,1	17,9	19,7	21,5	23,3	25,1	26,8	28,6	30,4	32,2
30	10^2	1,85	3,71	5,56	7,41	9,26	11,1	13,0	14,8	16,7	18,5	20,4	22,2	24,1	25,9	27,8	29,6	31,5	33,3
31	10^2	1,92	3,83	5,75	7,66	9,58	11,5	13,4	15,3	17,2	19,2	21,1	23,0	24,9	26,8	28,7	30,6	32,6	34,5
32	10^2	1,98	3,96	5,93	7,91	9,89	11,9	13,8	15,8	17,8	19,8	21,7	23,7	25,7	27,7	29,7	31,7	33,6	33,6
33	10^2	2,04	4,08	6,12	8,16	10,2	12,2	14,3	16,3	18,4	20,4	22,5	24,5	26,5	28,6	30,6	32,7	34,7	36,7
34	10^2	2,10	4,21	6,31	8,42	10,3	12,6	14,7	16,8	18,9	21,0	23,1	25,2	27,3	29,5	31,6	33,7	35,8	27,9
35	10^2	2,17	4,33	6,50	8,67	10,8	13,0	15,2	17,3	19,5	21,7	23,8	26,0	28,2	30,3	32,5	34,7	36,8	39,0
36	10^2	2,23	4,46	6,69	8,92	11,1	13,4	15,6	17,8	20,1	22,3	24,5	26,8	29,0	31,2	33,4	33,7	37,9	40,1

Anlage 7: 2. Fortsetzung

r_2 \ h	Faktor	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
1	10^1	5,97	6,28	6,59	6,91	7,22	7,54	7,85	8,16	8,48	8,79	9,11	9,42	9,73	10,0	10,4	10,4	11,0	11,3
2	10^2	1,79	1,86	1,98	2,0?	2,17	2,26	3,36	2,45	2,14	2,64	2,73	2,93	2,92	3,01	3,11	3,20	3,30	3,39
3	10^2	2,96	3,14	3,30	3,45	3,61	3,77	3,93	4,08	4,24	4,40	4,55	4,87	4,87	5,02	6,18	5,34	5,50,	5,65
4	10^2	4,18	4,140	4,62	4,84a	5,06	5,28	5,50	5,71	5,93	6,15	6,37	6,81	6,81	7,03	7,25	7,47	7,69	7,91
5	10^2	5,37	5,65	6,93	6,22	6,50	6,78	7,07	7,35	7,63	7,91	8,20	8,76	8,76	9,04	9,33	9,61	9,89	10,2
6	10^2	6,56	6,91	7,25	7,60	7,94	8,29	8,64	8,98	9,33	9,67	10,0	10,4	10,7	11,1	11,4	11,7	12,1	12,4
7	10^2	7,76	8,16	8,57	8,98	9,39	9,80	10,2	10,6	11,0	11,4	11,8	12,2	12,7	13,1	13,5	13,9	14,3	14,7
8	10^2	8,95	9,42	9,89	10,4	10,8	11,3	11,8	12,2	12,7	13,2	13,7	14,1	14,6	15,1	15,5	16,0	16,5	17,0
9	10^3	1,01	1,07	1,12	1,17	1,23	1,28	1,33	1,39	1,44	1,49	1,55	1,60	1,65	1,71	1,76	1,81	1,81	1,92
10	10^3	1,13	1,19	1,25	1,31	1,37	1,43	1,49	1,55	1,61	1,67	1,73	1,79	1,85	1,91	1,97	2,03	2,09	2,15
11	10^3	1,15	1,32	1,36	1,45	1,52	1,58	1,65	1,71	1,78	1,85	1,91	1,98	2,04	2,11	2,18	2,24	2,31	2,37
12	10^3	1,37	1,44	1,52	1,59	1,66	1,73	1,81	1,88	1,95	2,02	2,09	2,17	2,24	2,31	2,38	2,46	2,53	2,60
13	10^3	1,49	1,57	1,65	1,73	1,81	1,88	1,96	2,04	2,12	2,20	2,28	2,36	2,43	2,51	2,59	2,67	2,75	2,83
14	10^3	1,61	1,69	1,78	1,87	1,95	2,03	2,12	2,20	2,29	2,37	2,46	2,54	2,63	2,71	2,80	2,88	2,97	3,26
15	10^3	1,73	1,82	1,91	2,00	2,09	2,19	2,28	2,37	2,46	2,55	2,64	2,73	2,82	2,91	3,00	3,10	3,19	3,05
16	10^3	1,85,	1,95	2,04	2,14	2,24	2,34	2,43	2,53	2,63	2,73	2,62	2,92	3,02	3,11	3,21	3,31	3,41	3,50
17	10^3	1,97	2,07	2,18	2,28	2,38	2,49	2,59	2,69	2,80	2,90	3,00	3,11	3,21	3,32	3,42	3,52	3,63	3,73

Anlage 8: Bildteil



Bild 1: Dazit (Vitrophyr) von Mockzig.

Lesestein.

Perlitische Teilbarkeit der vulkanischen Masse (hell), mit Quarz (Achat) verkittet.



Bild 2: Vitrophyr vom Burgstall bei Wechselburg.

Handstück.

Schlierentextur von ehemaliger Glasmasse.



Bild 3: Vitrophyr vom Burgstall bei Wechselburg.

Aufschluß an der Muldentalbahn, 500 m südlich der Ortslage Wechselburg.

Säulenbildung des Gesteins.



Bild 4: Rhyodazitglas von Ebersbach.

Stbr. E-Ortseingang Ebersbach (1972).

Säulige Absonderungsklüftung mit Querteilung parallel zum Pseudofluidalgefüge.



Bild 5: Rhyodazitglas von Brösen.

Klippen 250 m W von Liebchens Mühle bei Brösen (1975).

Klotzige Absonderung mit vorherrschender horizontaler Klüftung.



Bild 6: Rhyodazitglas von Brösen.

Klippen wie Bild 5.

Vertikale Striemung, durch wechselnden Biotitgehalt hervorgerufen, ist deutlich. Dieses Gestein wird auf Grund des verhältnismäßig hohen Biotitgehalts in die Gruppe der pyroxenführenden Gläser eingestuft, wenn auch dieses Mineral praktisch nicht beobachtet werden konnte.



Bild 7: Rhyodazitglas von Garsebach.

Garsebach, Klippen am N-Ortsausgang Richtung Meißen (1975).

Klotzige Absonderung mit deutlicher horizontaler Absonderungsklüftung, die auch im komagmatisch gebildeten Dobritzer Quarzporphyr analog ausgebildet ist.



Bild 7: Rhyodazitglas von Garsebach.

Garsebach wie Bild 7.



Bild 9: Rhyodazitglas vom Typ Garsebach.

Garsebach, Klippen am N-Ortsausgang.

Auffallend sind einerseits pechartig glänzende Glaspartien und matte Felsitisierungsbereiche (hellgrau).

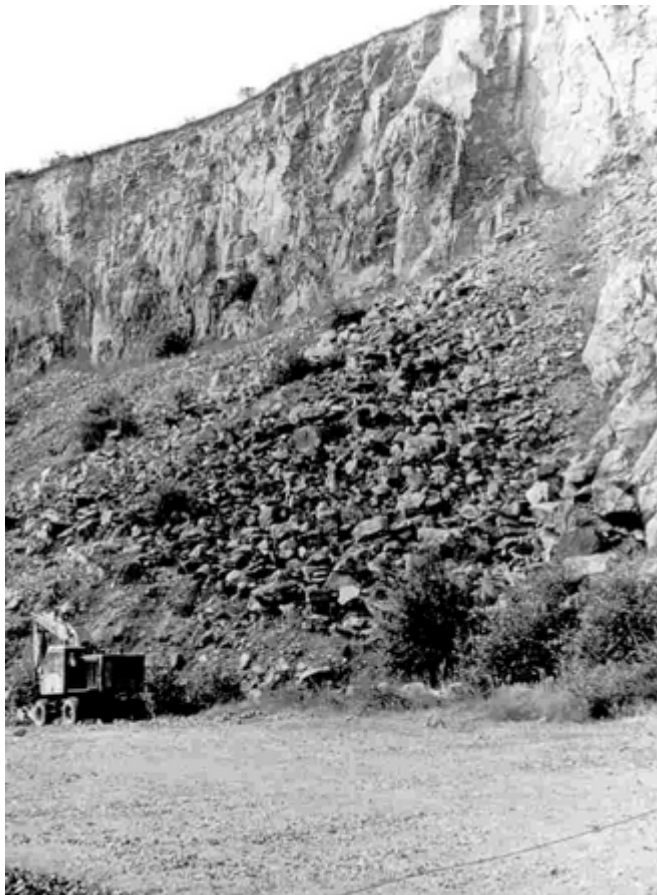


Bild 10: Dazit von Leutewitz.

Stbr. 500 m E Leutewitz (1975).

Dieses Gestein lagert im hangenden Bereich des Dazitglases von Leutewitz und ist eine kristallisierte Varietät von ihm.

Das Vorkommen des Glases befindet sich etwa 300 Meter S des gezeigten Stbrs. und stellt eine Deckenbodenausbildung des Ignimbrits dar.



Bild 11: Rhyolith von Dobritz.

Stbr. an Straße zwischen Garsebach und Dobritz (1975).

Beachtenswert ist die Absonderungsklüftung bezogen auf das Rhyodazitglas von Garsbach (Bilder 7, 8).



Bild 12: „Wildes Ei“ aus Rhyodazitglas (1972).

Braunsdorf. Lesestein.

Durch die dunklere Außenschale ist der poröse Bereich angedeutet, in dem Fluida konzentriert wurden.



Bild 13: Rhyolithkugel aus dem Bereich des Wachtelberg-Porphyr des Döhlener Beckens.

Hänichen, W des Haldenfußes des Beharrlichkeits-Schachtes (1976).

Die Hammerspitze zeigt auf den kleinen nichtmineralisierten Kugelhohlraum.



Bild 14: Rhyolithglas vom Typ Obermühlbach.

Obermühlbach, 350 m W des ehemaligen Gasthofes, Lesestein (1975).

Das Gestein erhält durch sein Glasfetzengefüge einen ignimbrischen Charakter. Außerdem ist es durch eine Vielfalt von Gesteinsbruchstücken durchsetzt, die dem Gestein einen brekziösen Charakter geben, dessen Matrix Glas darstellt.



Bild 15: Rhyolithglas von Obermühlbach.

Obermühlbach, wie Bild 14 (1975).

In einem großen Glasfetzen (im Bild dunkel) ist perlitische Teilbarkeit mit perlschnurartiger Aneinanderreihung der Kügelchen deutlich.



Bild 16: Ignimbrittuff im Hangenden des Rhyolithglases.

Obermühlbach, Stbr. 300 m NW Gasthof Obermühlbach (1975).

Diese Brocken geben dem Gestein einen agglomeratischen Charakter.



Bild 17: „Quarzvulkanit“ vom Typ Obermühlbach.

Obermühlbach, 400 m SE
Gasthof Obermühlbach (1975).

Flachliegende Säulen der einsprenglingsarmen Varietät. Im Bereich der Auslenkung der Säulen nach oben (rechts im Bild) befindet sich der Kontakt zu einer einsprenglingsreichen Varietät. Schlotnähe ist anzunehmen.



Bild 18: „Bandporphyr“ Obermühlbach.

Obermühlbach, Stbr. wie Bild 17 (1976).

Feinplattige Ausbildung der einsprenglingsarmen Varietät, hervorgerufen durch lagige sphärolithische Kristallisation der Grundmasse.



Bild 19: „Bandporphyr“ Obermühlbach.

Obermühlbach, wie Bild 17 (1976).

Limonitabsätze auf Teilbarkeitsflächen.



Bild 20: „Quarzvulkanit“ von Flöha Obermühlbach.

Straße Flöha-Altenhain, Stbr. 800 m von Abzweigung Flöhatal (1976).

Klotzige bis säulige Absonderung mit guter Vertikalklüftung.



Bild 21: Rhyodazit von Erdmannsdorf.

Stbr. „Roter Stein“, Straße Erdmannsdorf-Karl-Marxstadt. 1600 m vor Ortslage Euba (1972).

Beachtenswert ist die Biegung der Klufflächen (subvulkanische Gesteinskörper).



Bild 22: (Alkali-)rhyolith von Altenhain.

Stbr. an Bahnlinie Niederwiesa Frankenberg. 500 m N Ortslage Altenhain (1976).

Steil einfallende Plattung des Gesteins deutet auf Schlotbereichsnähe hin, sowie die genannten Sn-F-Anreicherungen in diesem Gestein.



Bild 23: Rhyodazitglas von Karl-Marx-Stadt (Pechstein).

Karl-Marx-Stadt-Altendorf, E der Fleming/Rudolf-Krahl-Straße (1964).

Klotzige Absonderung des Gesteins, schlechte Klüftung durch mäßige Verschweißung dieses ignimbrischen Materials.



Bild 24: Vitrorhyodazitglas von Karl-Marx-Stadt (Quarzporphyr).

Karl-Marx-Stadt-Altendorf, 200 m E von Lokalität Bild 23.

Plattige Absonderung mit guter Vertikalklüftung. Dieses Gestein befindet sich als linsenförmige Einschaltung im Pechstein (s. Abb. 23 und 25).



Bild 25: Vitrorhyodazit in Rhyolithglas.

Karl-Marx-Stadt-Altendorf, 100 m E von Lokalität Bild 23.

Stärkere Entglasung in den medialen Teilen des Phänolatitkörpers ist angezeigt durch plattige Absonderungsformen.



Bild 26: Rhyodazit von Wüstenbrand.

Stbr. 200 S Ortslage Wüstenbrand.

Verschweißungszonalität des Ignimbrites ist durch die Dichte der Platten gekennzeichnet (oben stark, unten weniger stark verschweißt) Vorliegendes Gestein ist Bestandteil des sog. Quarzporphyr-Pechstein-Körpers des Erzgebirgischen Beckens.



Bild 27: Rhyodazit von Wüstenbrand.

Stbr. Wüstenbrand, wie Bild 26.

Ineinanderzahnen der Gesteinsplatten, wie es häufig bei Ignimbriten zu beobachten ist.



Bild 28: Rhyolithkugeln im Rhyodazit von Wüstenbrand bei Karl-Marx-Stadt.

Wüstenbrand, Stbr. wie Bild 26.

Bildung des Hohlraumes in den Kugeln ist sowohl nach oben als auch nach unten innerhalb der Kugel entsprechend der Lage zum Pseudofluidalgefüge erfolgt.

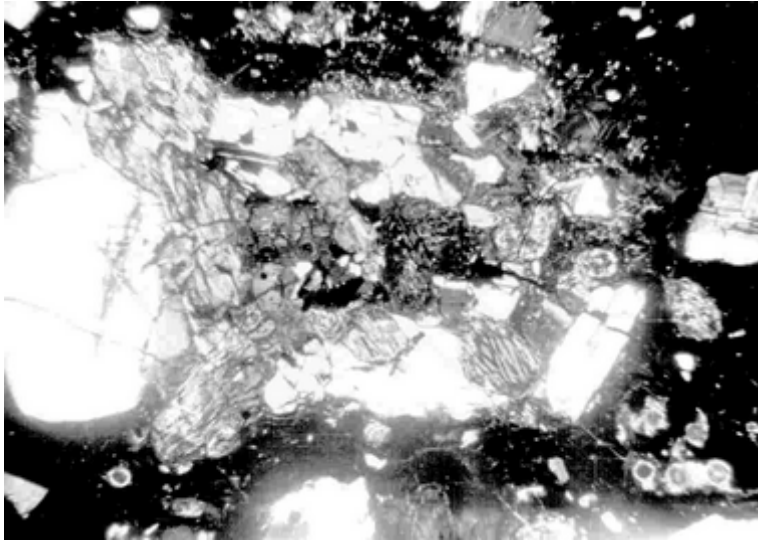


Bild 29: Rhyodazitglas von Karl-Marx-Stadt.

Gabbroider Einschluß (Plagioklas-Pyroxen-Aggregat), der vergleichbar mit Relikten basischer Gesteine ist (Xenokristallaggregat).

Schliff , Nic. x,
M : 27x

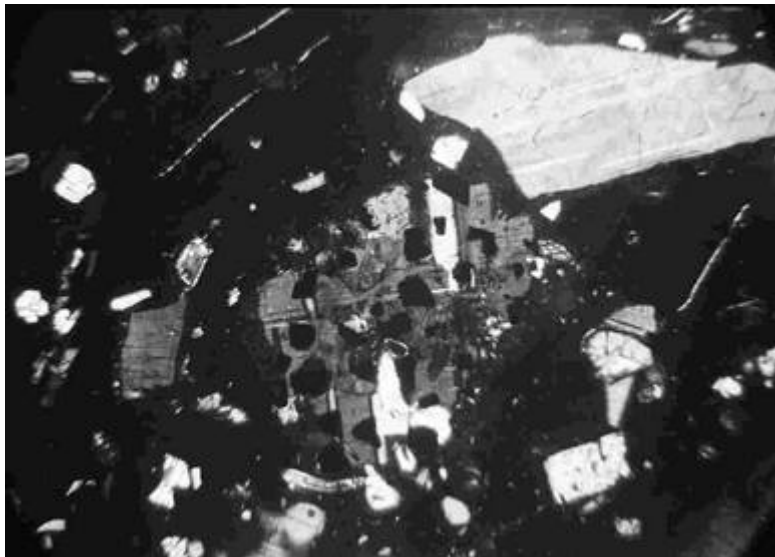


Bild 30: Dazitglas von Leutewitz bei Meißen.

Gabbroider Einschluß (Plagioklas-Pyroxen-Magnetit-Aggregat).

Schliff 83 , Nic. x,
M : 64x.

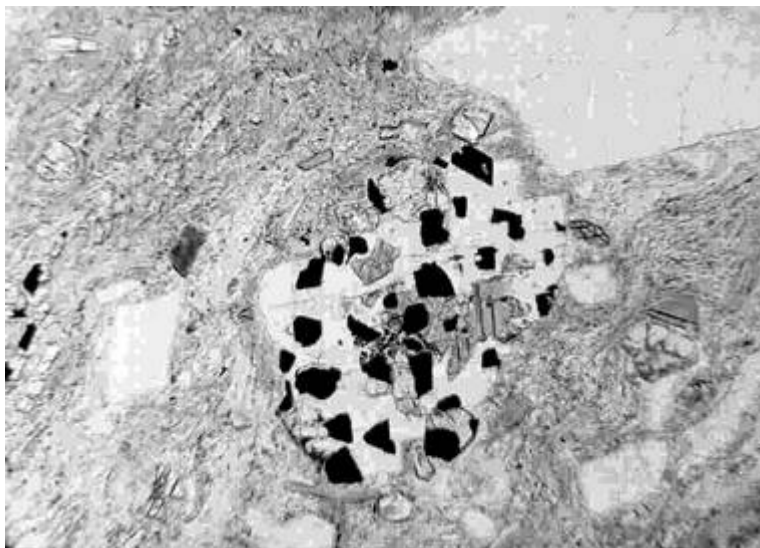


Bild 31:
Phänolatitandesitglas von Leutewitz.

Wie Bild 30

Schliff 83, Nic. ||,
M : 64x.

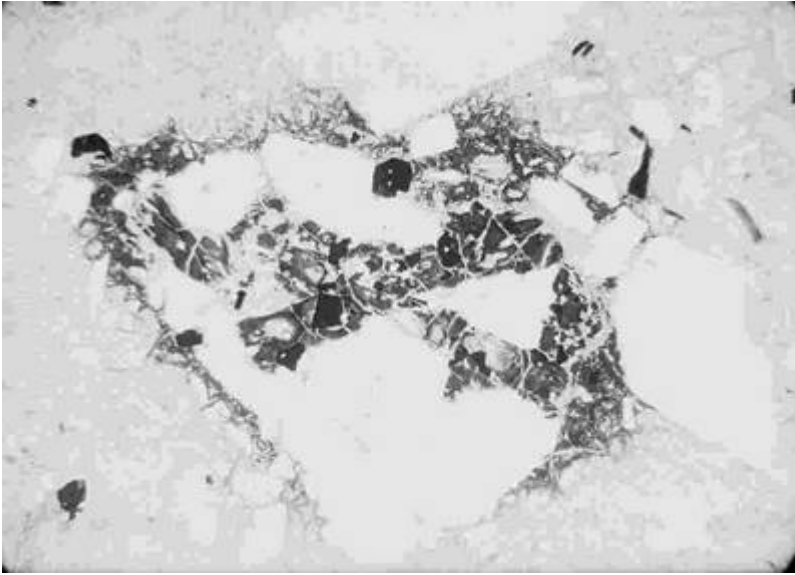


Bild 32: Rhyodazitglas von Ebersbach.

Basischer Xenolith mit brauner Hornblende und Plagioklas.

Schliff 61, Nic. ||,
M : 27x.

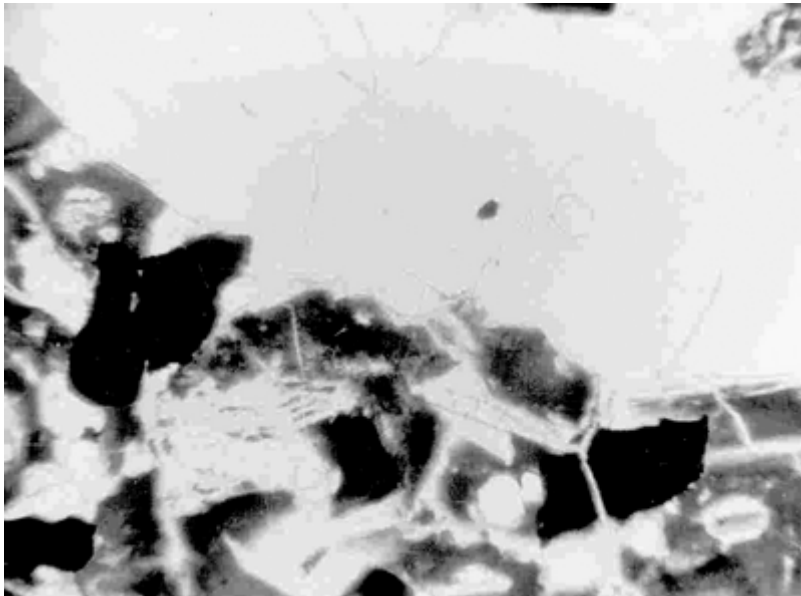


Bild 33: Rhyodazitglas von Ebersbach.

Relativ hohe Konzentration von Apatit im Bereich des Einschlusses.

Schliff 61, Nic. ||,
M : 156x.

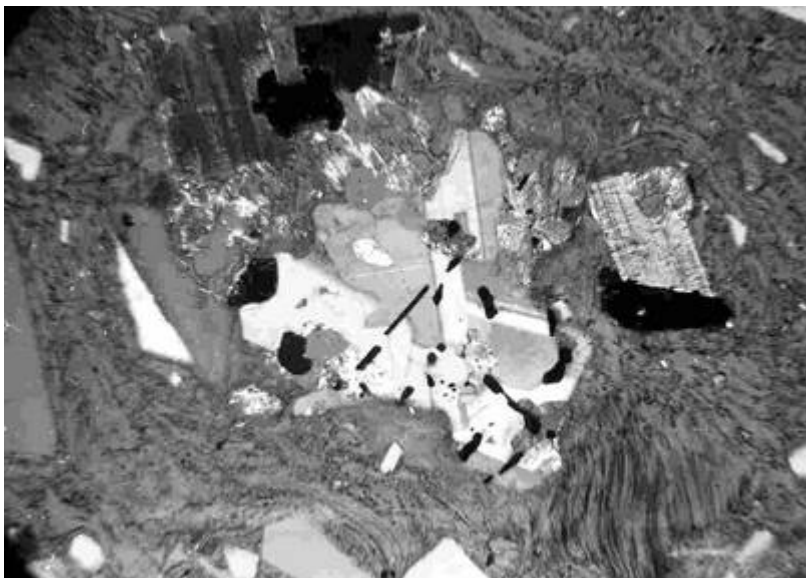


Bild 34: Rhyodazitglas von Korpitzsch.

Plagioklasaggregat mit orientiert eingewachsenen Ilmenitleisten.

Schliff 65, Nic. unvollständig x,
M : 27x.

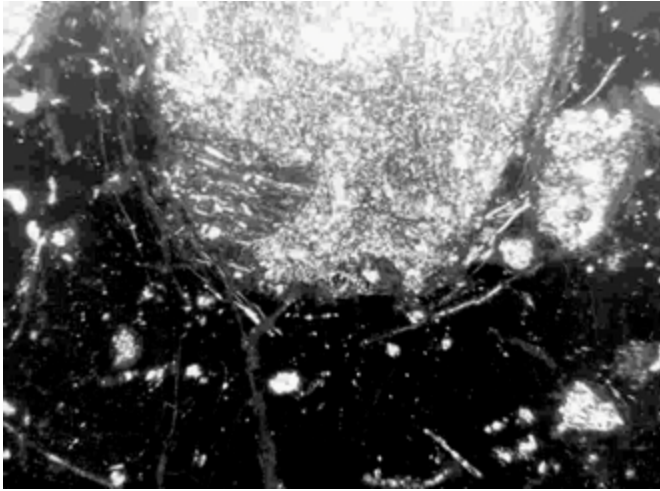


Bild 35: Rhyodazitglas von Braunsdorf.

In agglomeratischem Einschluß weiterer Einschluß eines fluidalen Rhyolithoids, ein Hinweis auf die Mehrphasigkeit des magmatischen Prozesses.

Schliff 77, Nic. x,
M : 27x.

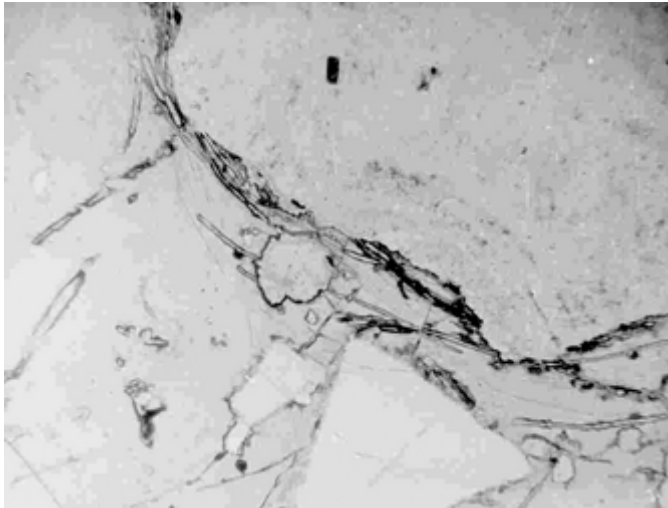


Bild 36: Rhyodazitglas von Braunsdorf.

Perlitische Sprünge mit Tonmineralneubildungen, die von Limonit umsäumt sind.

Schliff 77, Nic. ||,
M : 27x.

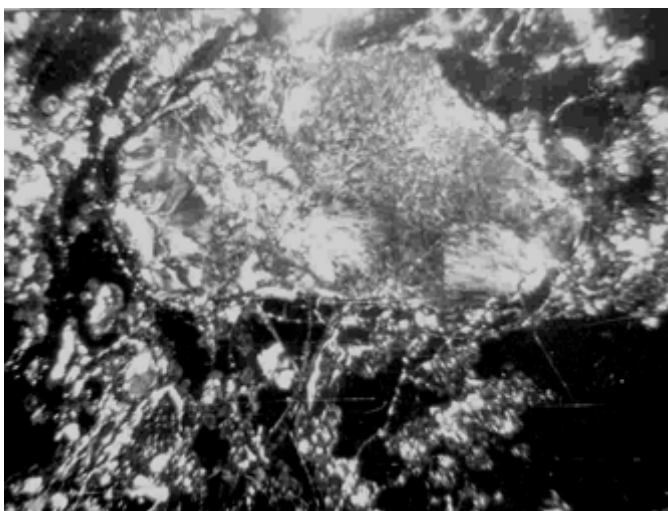


Bild 37: Rhyodazitglas von Obermühlbach.

Agglomeratischer Einschluß eines sphärolithischen Rhyolithoids.

Schliff 73, Nic. x,
M : 64x.

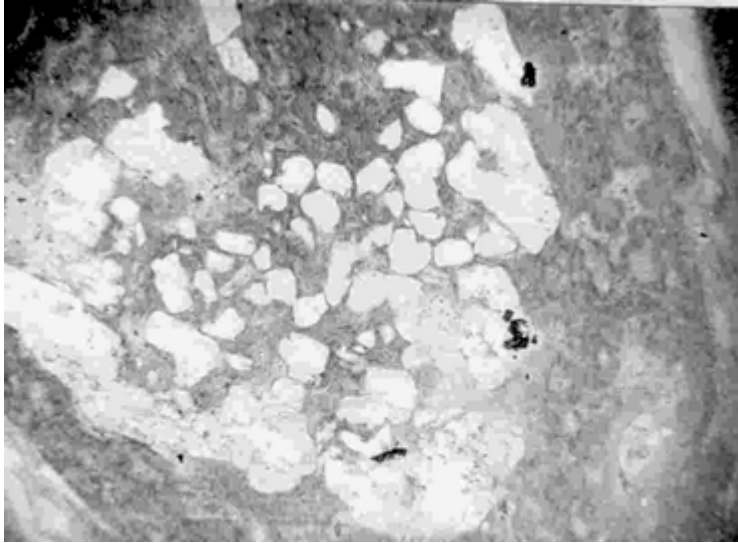


Bild 38: Rhyodazit vom
Burgstall bei Wechselburg.

Kataklasierter und
resorbierter
Plagioklasxenokristall.

Schliff 111, Nic. ||,
M : 27x.

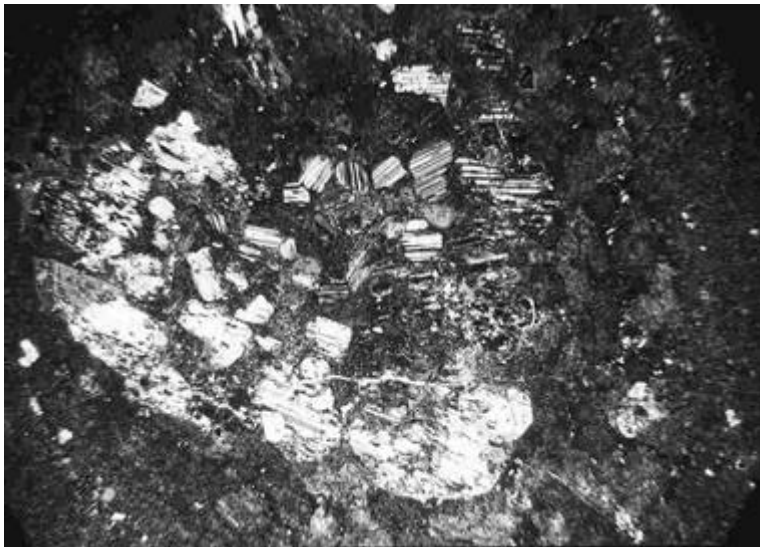


Bild 39: Rhyodazit vom
Burgstall bei Wechselburg.

Wie Bild 38.

Schliff 111, Nic. x,
M : 27x.

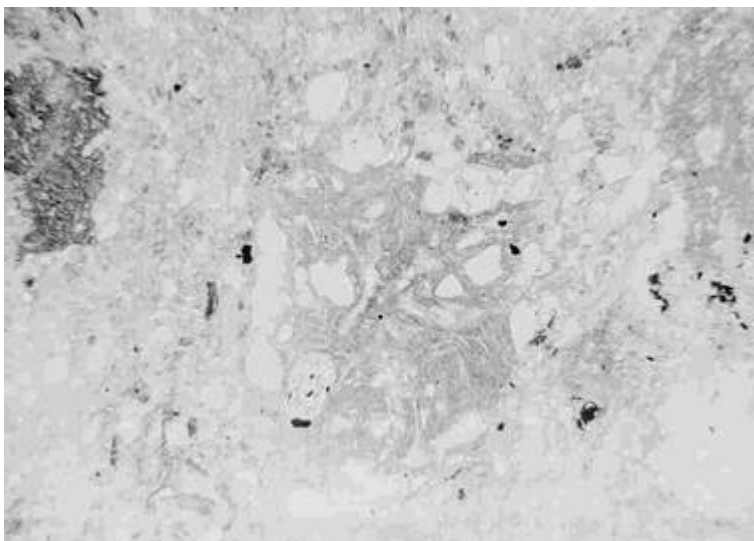


Bild 40: Rhyodazitglas von
Ebersbach.

Einschluß eines fluidalen
Rhyoliths.

Schliff Nic. x,
M : 27x.

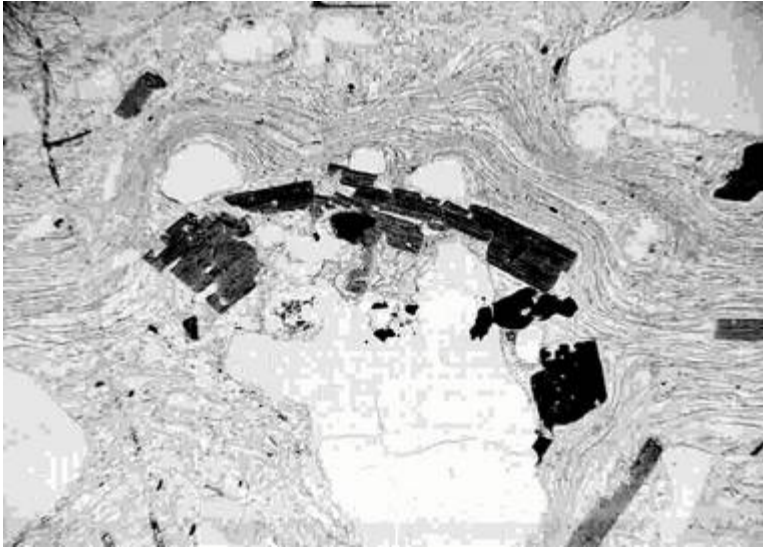


Bild 41: Rhyodazitglas von Korpitzsch.

In situ durch Bedingungen der Platznahme zerscherter Biotit.

Schliff 65, Nic. ||,
M : 27x.

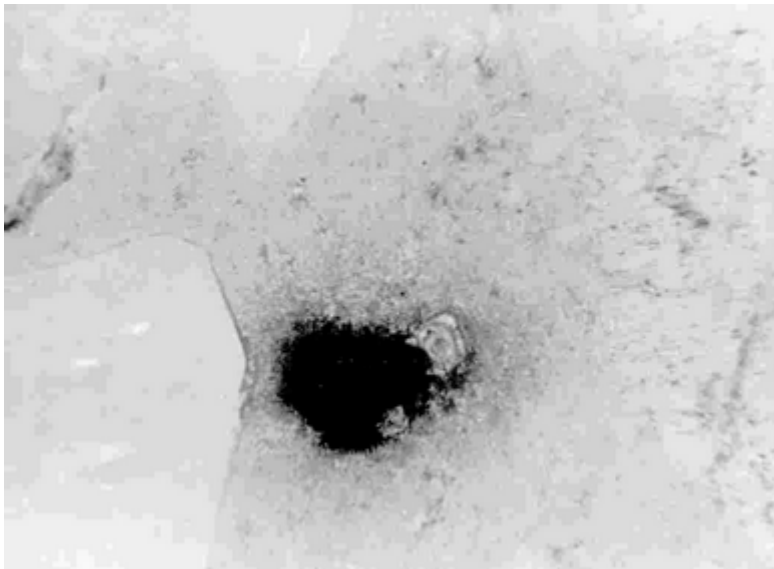


Bild 42: Rhyodazit von Erdmannsdorf.

Orthit in Grundmasse.

Schliff 121, Nic. ||,
M : 27x.

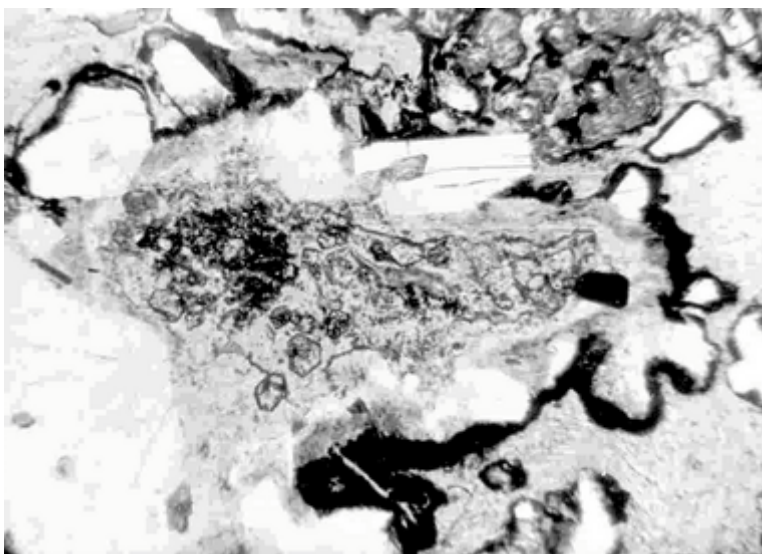


Bild: Rhyodazitglas Korpitzsch.

Spinellkristalle in der Glasmatrix eines Fetzens.

Schliff 65, Nic ||,
M : 64x.

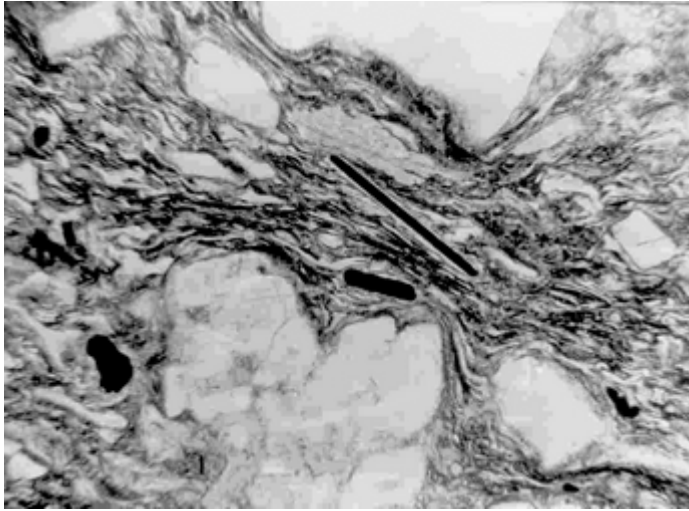


Bild: Rhyodazitglas von Karl-Marx-Stadt.

Ilmenitleisten in Glasgrundmasse.

Schliff 18, Nic. ||,
M : 64x.

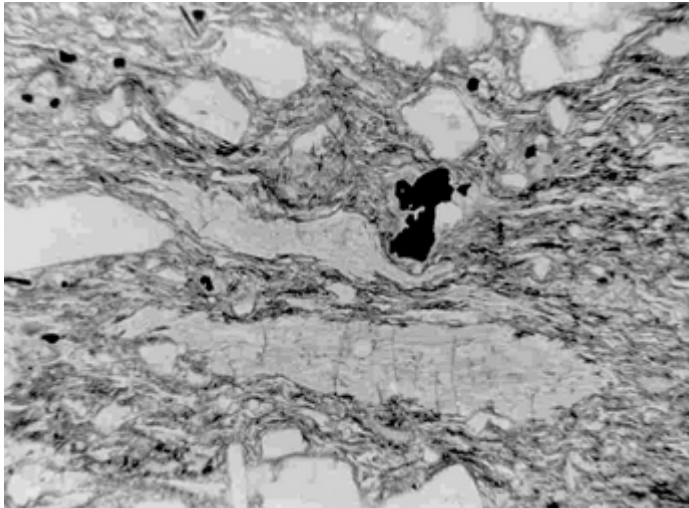


Bild: Rhyodazitglas von Karl-Marx-Stadt.

Größere Glasfetzen in pyroklastischer Glasmatrix.

Schliff 18, Nic. ||,
M : 27x.

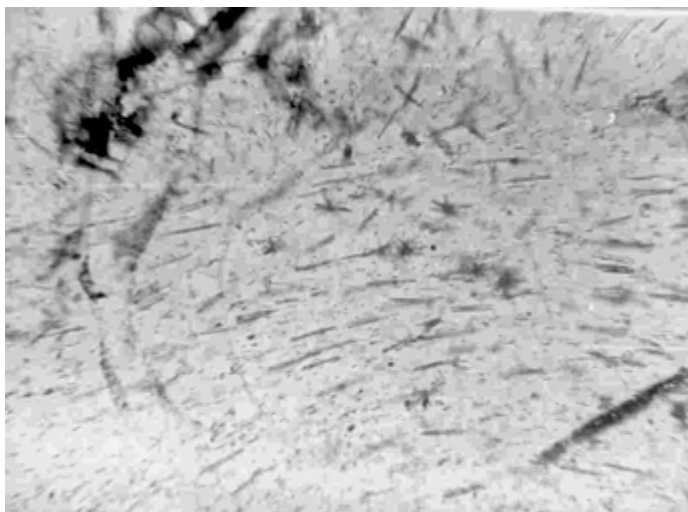


Bild 46: Rhyodazitglas von Buchheim.

Nadelige und sternförmige Mikrolithe in der Glasgrundmasse.

Schliff 145, Nic. ||,
M : 27x.

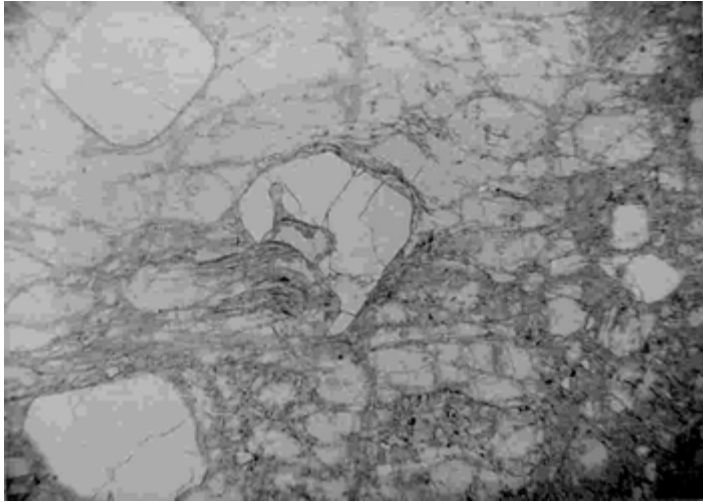


Bild 47: Rhyodazitglas von Garsebach.

In der Grundmasse deutliche perlitische Teilbarkeit, die durch Tonmineralneubildungen (dunkelbraun) an den Teilbarkeitsflächen markiert wird (Felsitisierung).

Schliff 84, Nic. ||,
M : 27x.

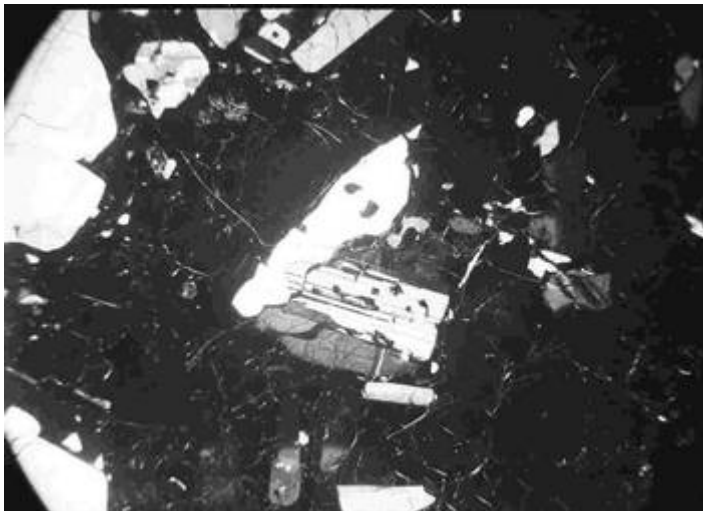


Bild 48: Rhyodazitglas von Ebersbach.

Perlitische Teilbarkeit in der glasigen Grundmasse.

Schliff 61, Nic. x
M : 27x.



Bild 49: Dazit von Mockzig.

Um perlitische Teilbarkeitsflächen stärkere Kristallisation der Grundmasse.

Schliff 115, Nic. x,
M : 27x.

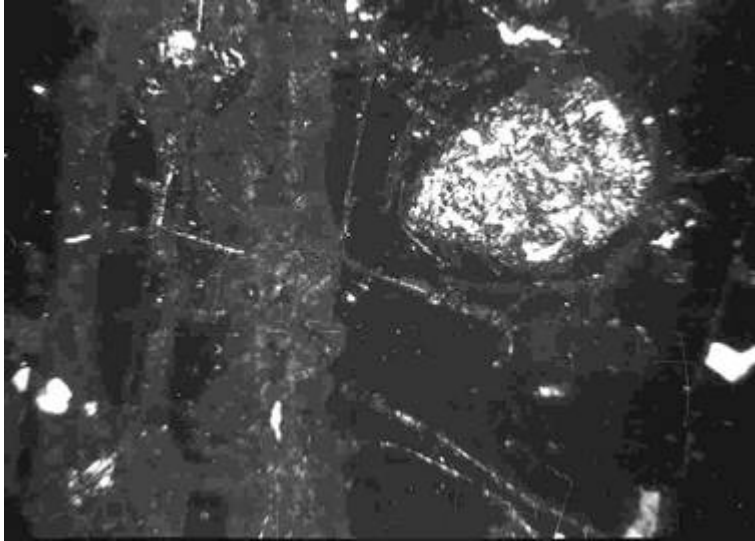


Bild 50: Rhyodazitglas von Spechtshausen.

Bandartige „Felsitisierung“ (Tonmineralbildung) und agglomeratische Kugel mit sphärolithischer Grundmasse, zwei genetisch zu trennende Erscheinungen.

Schliff 79, Nic. x,
M : 27x.

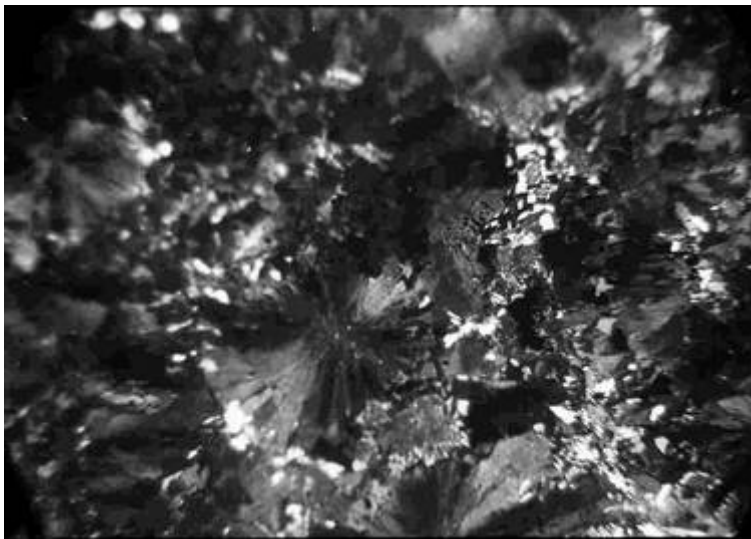


Bild: Rhyodazit vom Burgstall bei Wechselburg.

Sphärolithbildungen in größeren Schlieren.

Schliff 110, Nic. x,
M : 156x.

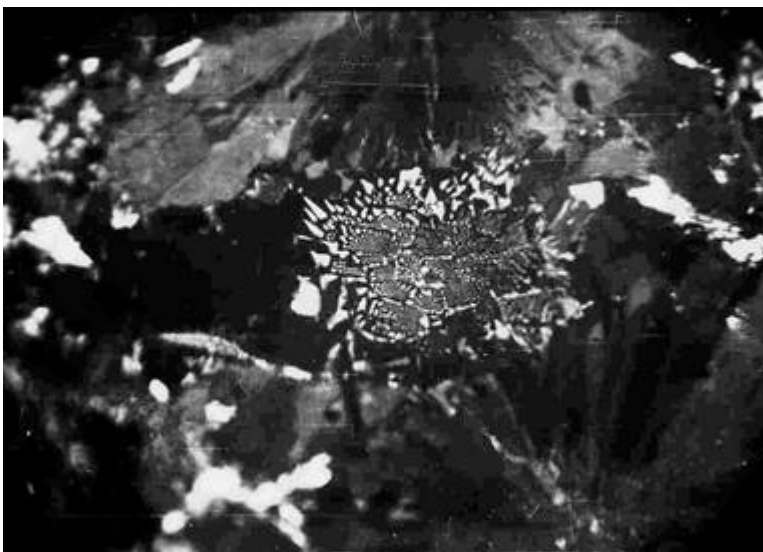


Bild: Rhyodazit vom Burgstall bei Wechselburg.

Graphische Quarz-Feldspatverwachsungen in Grundmasseschlieren, ein Hinweis auf eutektische Zusammensetzung der Schmelze in Teilbereichen.

Schliff 110, Nic. x,
M : 27x.

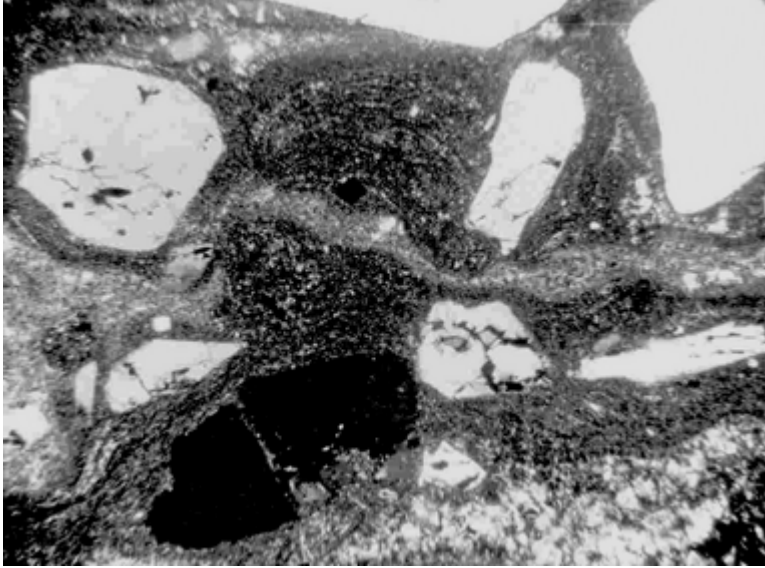


Bild 53: „Quarzvulkanit“
von Obermühlbach.

Schlierige Ausbildung der
Grundmasse,
einsprenglingsreiche
Varietät.

Schliff Nic. x,
M : 27x.

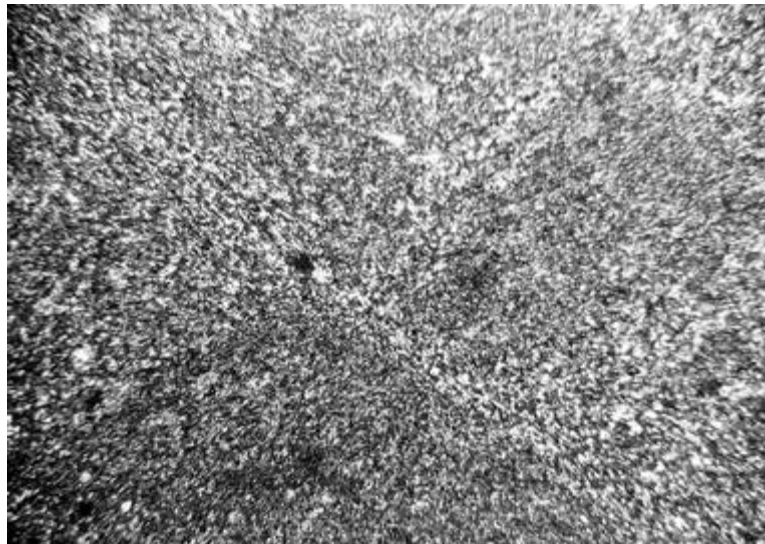


Bild 54: „Quarzvulkanit“
von Obermühlbach.

Dichte Grundmasse mit
mikrogranitischem Gefüge,
einsprenglingsarme
Varietät.

Schliff 135, Nic. x,
M : 27x.

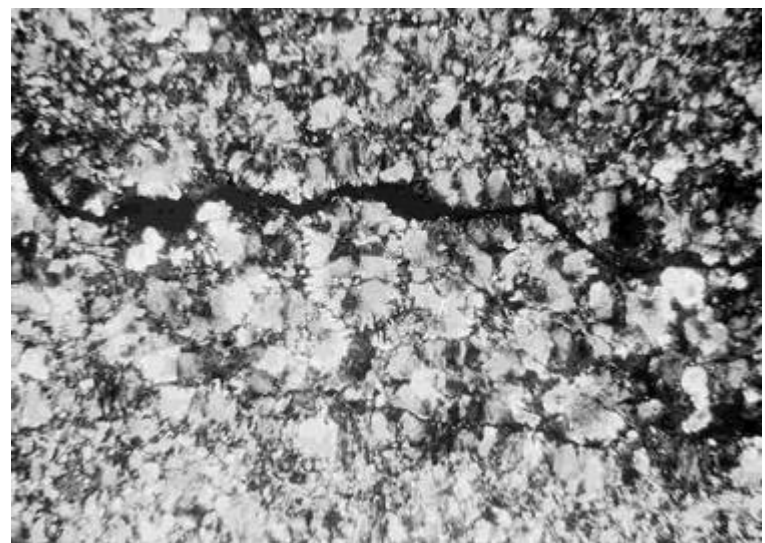


Bild 55: „Bandporphyr“
Obermühlbach.

Sphärolithische Ausbildung
der „Bänder“. Teilbarkeit
ist durch Bruch des
Schliffes erkennbar.

Schliff 134, Nic. x,
M : 27x.



Bild 58: Rhyolith von Augustusburg.

Mikrogranitische Grundmasse mit sphärolithischen Anteilen.

Schliff 190. Nic. x,
M : 27x.

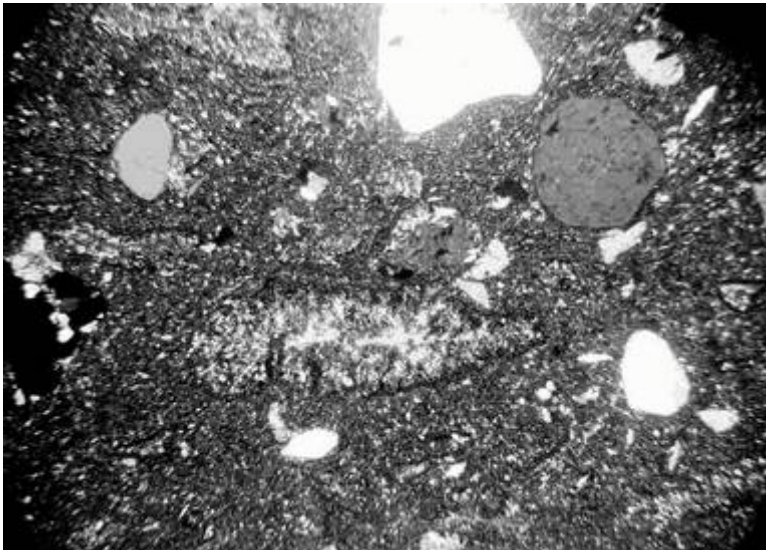


Bild 59: „Quarzvulkanit“ von Flöha.

Grundmasse wird von kristallisierten Lavafetzen gestaltet.

Schliff 176, Nic. x,
M : 27x.

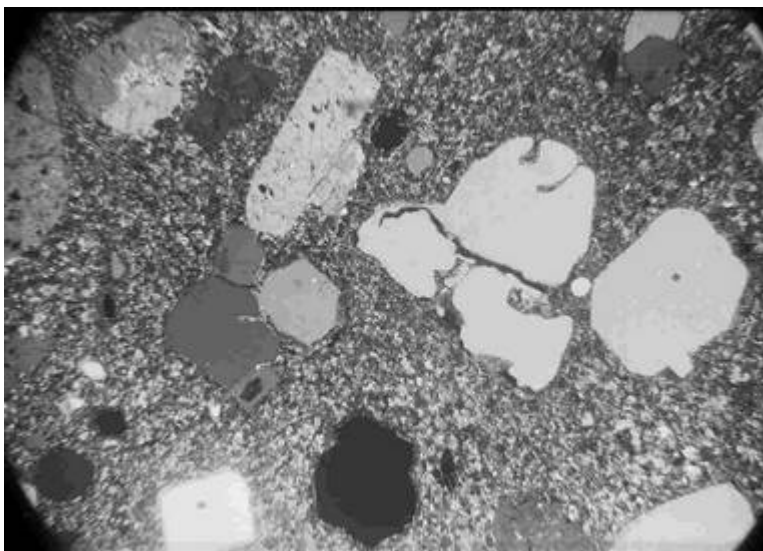


Bild 58: Rhyodazit von Erdmannsdorf (Roter Stein).

Mikrogranitische Grundmasse, starke Resorption an Quarzen.

Schliff 120, Nic. x,
M : 27x.

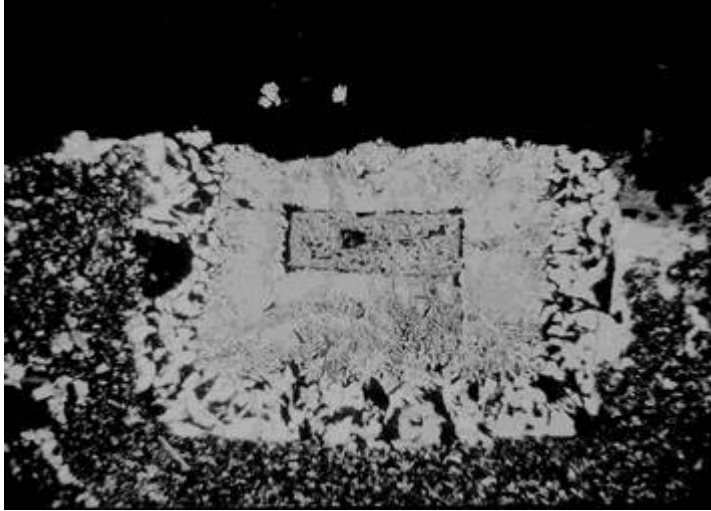


Bild 59: (Alkali-)rhyolith von Altenhain.

Quarz-Feldspat-Phänokristen mit eutektisch-graphischem Gefüge.

Schliff 183, Nic. x,
M : 27x.

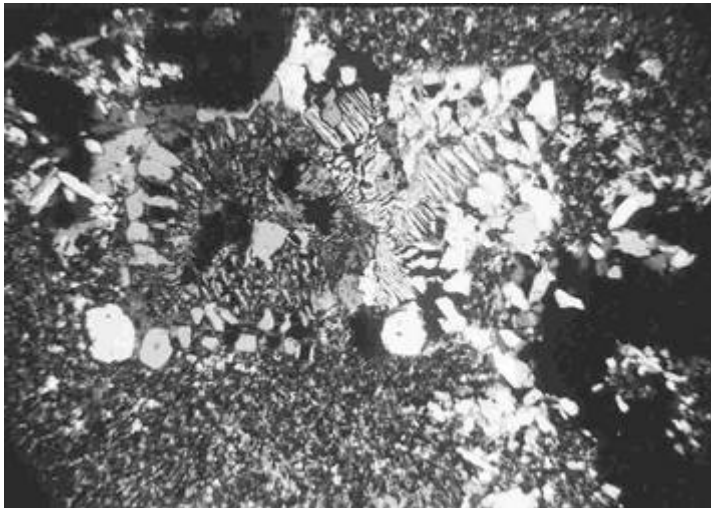


Bild 60: (Alkali-)rhyolith von Altenhain.

Wie Bild 59.

Schliff 183, Nic. x,
M : 27x.

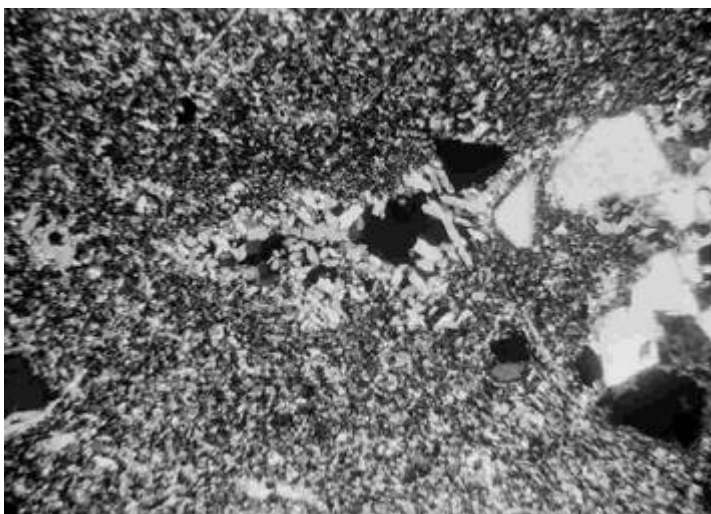


Bild 61: (Alkali-)rhyolith von Altenhain.

Miarolithische Grundmasse, Wachstum von stengligem Quarz.

Schliff 183, Nic. x,
M : 27x.

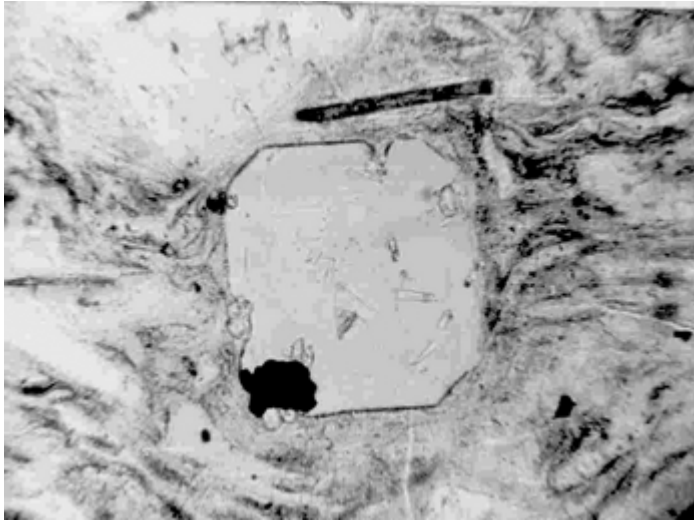


Bild 62: Rhyodazitglas von Karl-Marx-Stadt.

Pseudomorphose von kryptokristallinem Quarz, Apatit und Magnetit nach Pyroxen.

Schliff o. Nr., Nic. ||,
M : 64x.

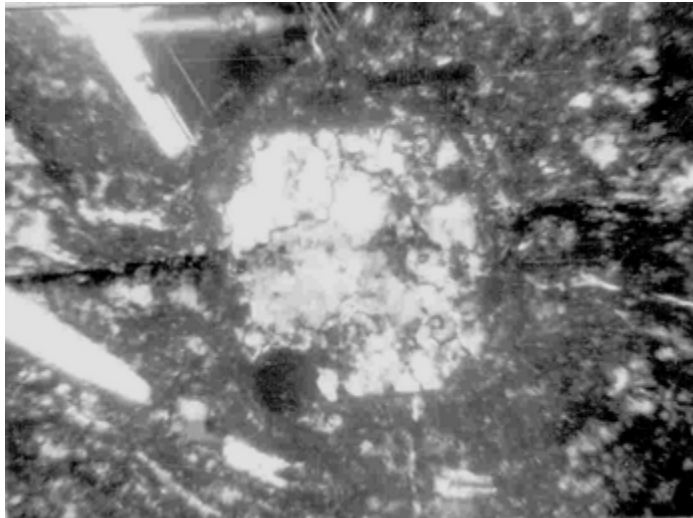


Bild 63: Vitrorhyodazit von Karl-Marx-Stadt.

wie Bild 62.

Schliff o. Nr., Nic. x,
M : 27x.

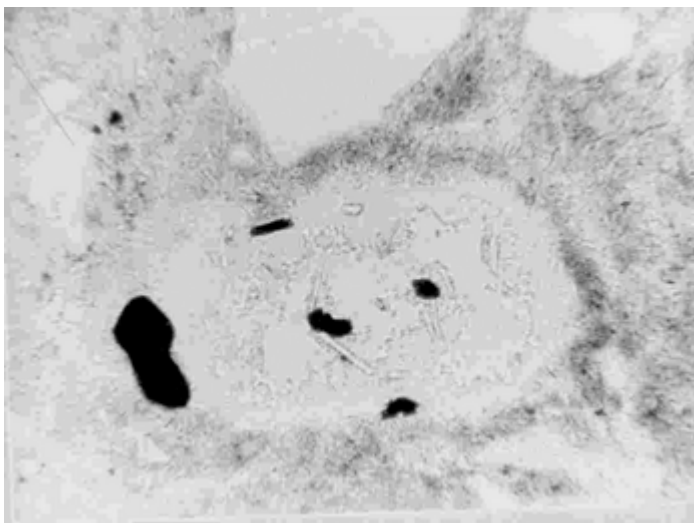


Bild 64: Vitrorhyodazit von Ebersbach.

Pseudomorphose von Chlorit, kryprokristallinem Quarz. Magnetit und Apatit nach Pyroxen.

Schliff 63, Nic. ||,
M : 157x.

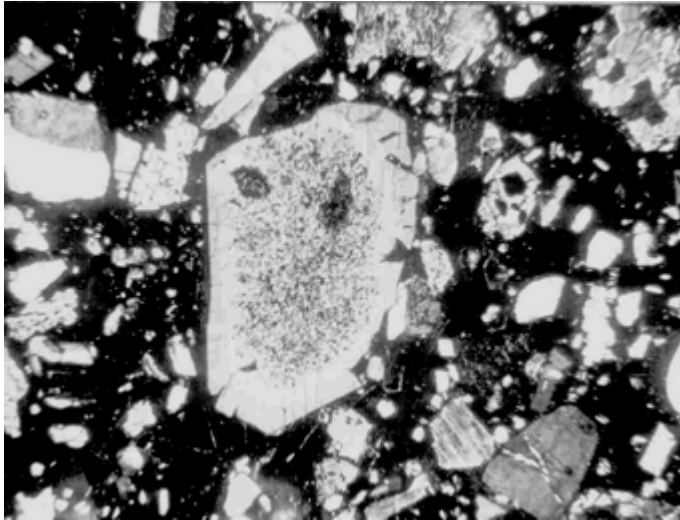


Bild 65: Dazitglas von
Leutewitz.

Teilweise Aufschmelzung von
Plagioklas I.

Schliff 83, Nic. x,
M : 27x

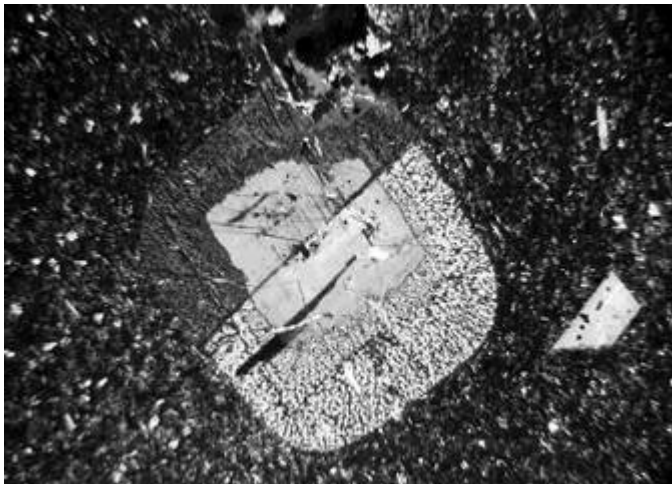


Bild 66: Dazit von Mockzig.

Aufschmelzungserscheinungen
von Plagioklas am Rand des
Korns.

Schliff 114, Nic. x,
M : 27x.



Bild 67: Dazit von Mockzig.

Fortschreitende
Aufschmelzung von
Plagioklas von außen nach
innen.

Schliff 113, Nic. x,
M : 27x.

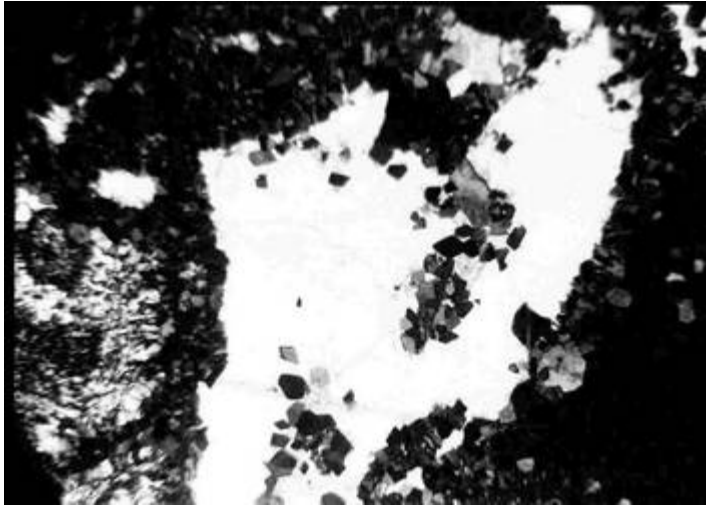


Bild 68: „Wildes Ei“ aus dem Rhyodazitglas von Braunsdorf.

Ideoblastisches Wachstum von K-Feldspäten (Adular) in Quarz.

Schliff 76, Nic. x,
M : 27x.



Bild 69: „Wildes Ei“ aus dem Rhyodazitglas von Spechtshausen.

Wie Bild 68.

Schliff 75 Nic. x,
M : 64x.



Bild: „Wildes Ei“ aus dem Rhyodazitglas von Spechtshausen.

Neben ideoblastischen K-Feldspat treten sphärolithische Quarz-Feldspat-Aggregate auf.

Schliff 76, Nic. x,
M : 64x.

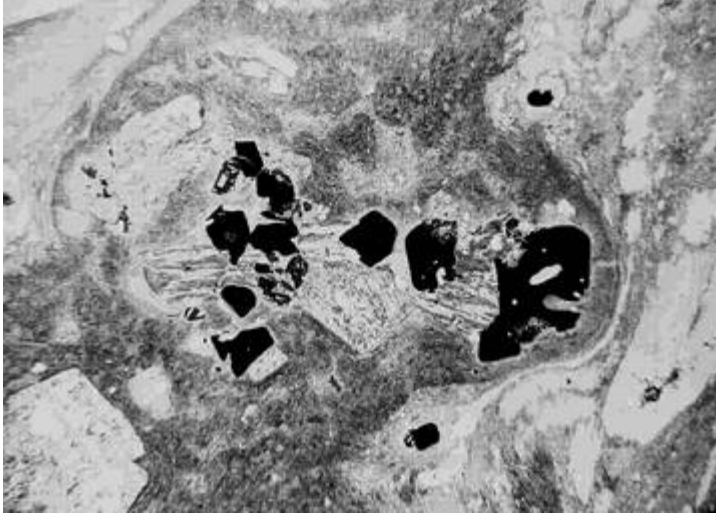


Bild 71: Rhyodazit von Wechselburg.

Umwandlung von Pyroxenen und Ilmenit unter Bildung von Epidot, Chlorit und Rutil.

Schliff 111, Nic. ||,
M : 27x.



Bild: Rhyodazit von Wechselburg.

Wie Bild 71.

Schliff 111, Nic. ||,
M : 27x.



Bild 73: Rhyodazit von Wechselburg.

Rutilneubildung durch Umbildung von Ilmenit.

Schliff 111, Nic. x,
M : 27x.

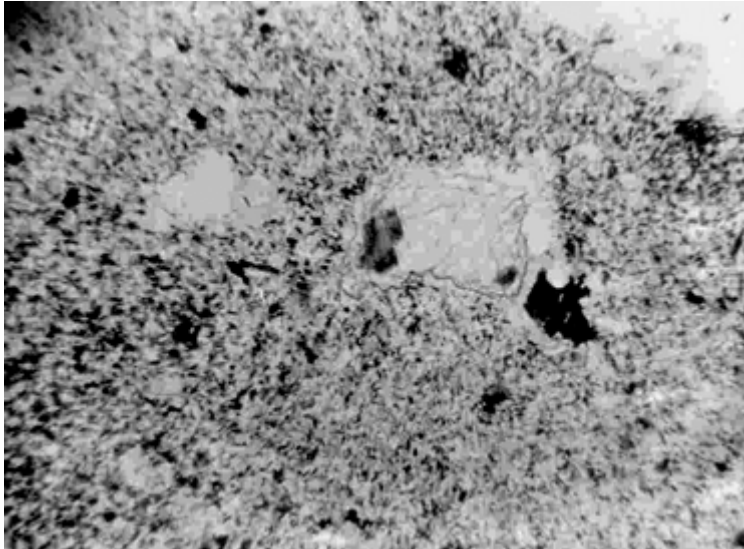


Bild 74: Rhyodazit von Erdmannsdorf.

Fluorit in Grundmasse.

Schliff 120, Nic. ||,
M : 64x.

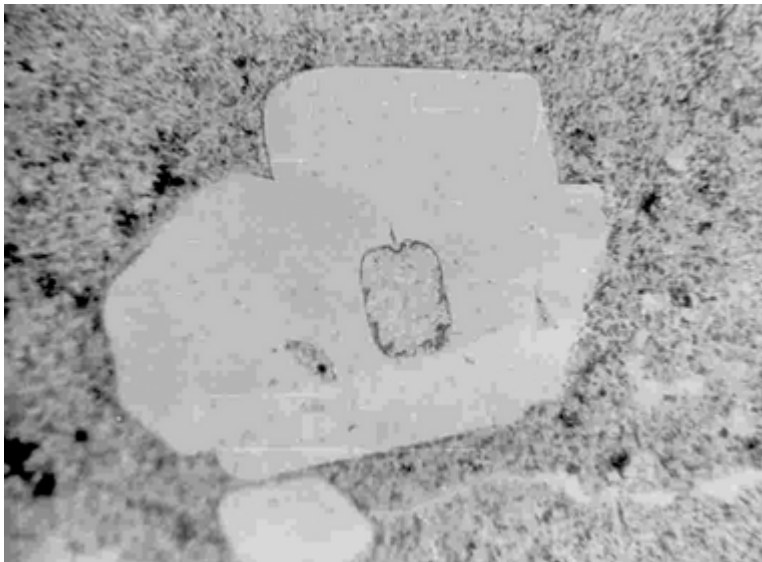


Bild 75: Rhyodazitglas von Erdmannsdorf.

Fluorit, in Quarz eingeschlossen.

Schliff 122, Nic. ||,
M : 64x.

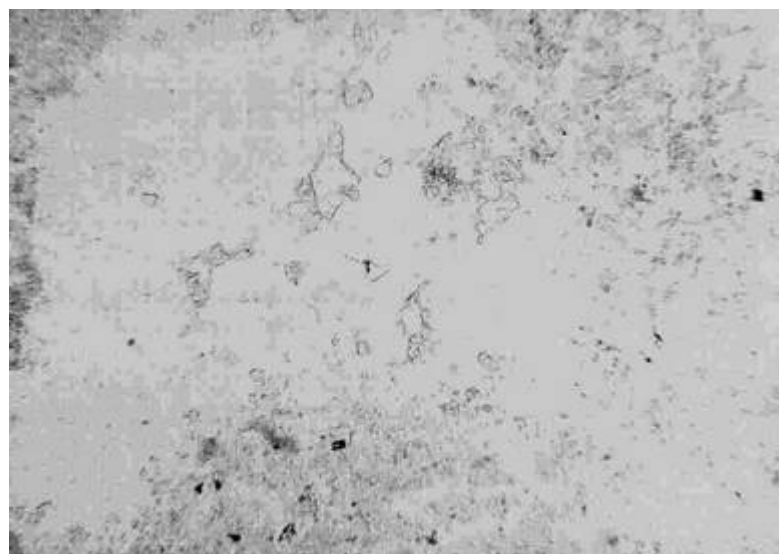


Bild 76: Rhyodazitglas von Obermühlbach.

Xenomorpher Fluorit in Entglasungskugeln des Gesteins.

Schliff 73, Nic. ||,
M : 64x.



Bild 77: Rhyolithkugel aus dem Rhyodazitglaskörper des Erzgebirgischen Beckens (Typ I).

Fundort: Zwickau-Schedewitz.

(Sammlung des Museums für Naturkunde Karl-Marx-Stadt).



Bild 78: Rhyolithkugel aus dem Rhyodazitglaskörper des Erzgebirgischen Beckens mit „Rinde“ (Typ I).

Fundort: ehemal. Pluto-Merkur-Schacht Lugau bis Stollberg.

(Sammlung des Museums für Naturkunde Karl-Marx-Stadt).



Bild 79: Wie Bild 78.

Fundort: ehemal. Helene-Schacht Lugau.

(Sammlung des Staatl. Museums Min. Geol. Dresden, Nr. 868).

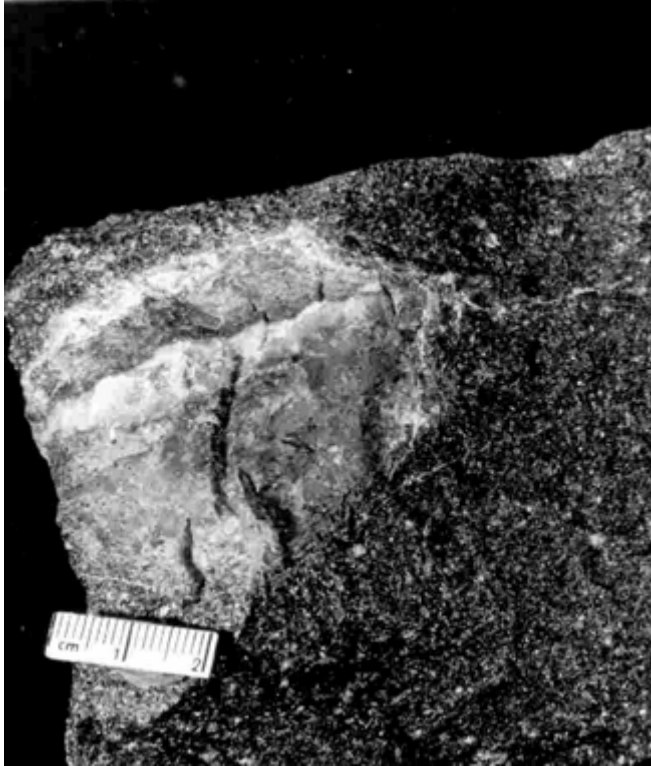


Bild 80: Rhyolithkugel im
Rhyodazitglas des
Erzgebirgischen Beckens,
Kugeltyp I.

Fundort:
Bürgergewerkschacht bei
Zwickau.
(Sammlung des Staatl.
Museums Min. Geol. Dresden,
Nr. 859)

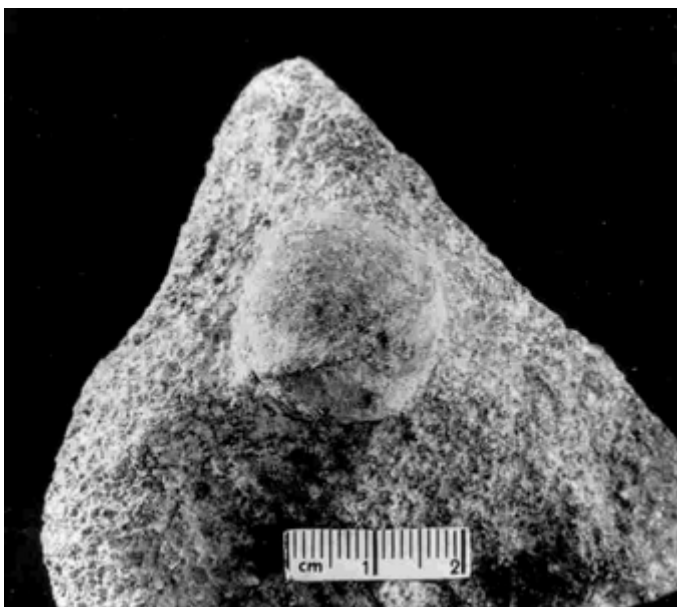


Bild 81: Wie Bild 80.

Fundort: Karl-Marx-Stadt-
Altendorf.



Bild 82: Sphärolith aus dem Rhyodazitglas von Meißen.

Fundort: Wachwitz bei Meißen.

(Sammlung des Staatl. Museums Min. Geol. Dresden, Nr. 879).

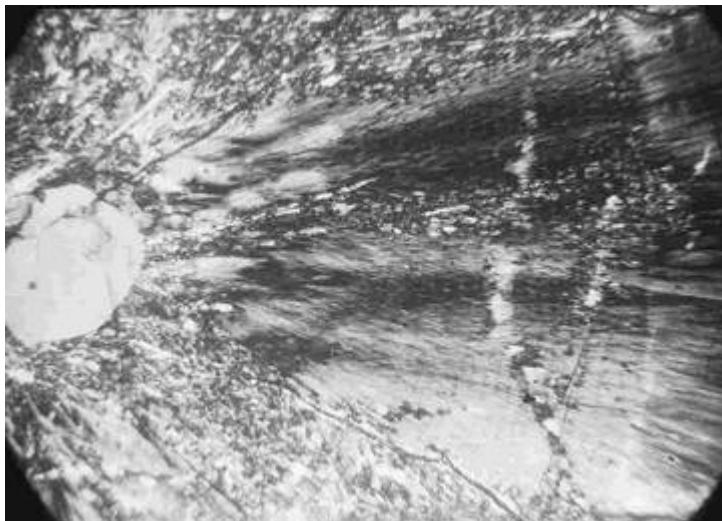


Bild 83: Wie Bild 82 unter dem Mikroskop.

Schliff 101, Nic. x.
M : 27x.



Bild 84: Sphärolithische Kristallisation des Rhyodazitglases.

Fundort: Meißen.

(Sammlung des Staatl. Museums Min. Geol. Dresden, Nr. 949).



Bild 85: Sphärolithische
Kristallisation des
Rhyoliths von Augustusburg.

Fundort: Augustusburg.

(Sammlung des Museums für
Naturkunde Karl-Marx-Stadt
ohne Nr.).

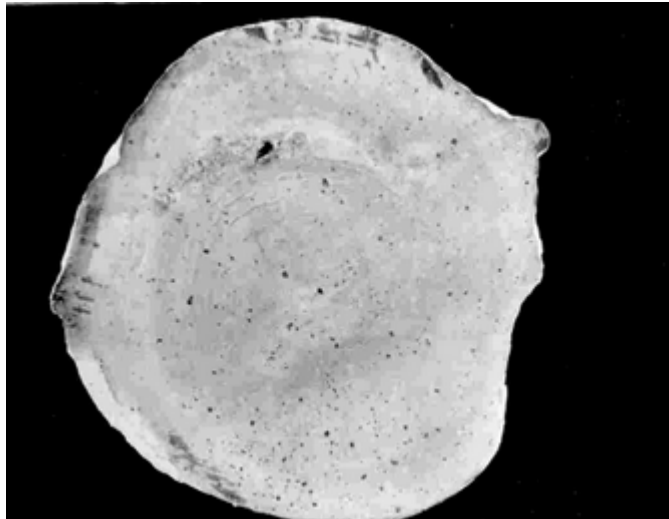


Bild 86: Rhyolithkugel aus
dem Rhyolith von
Augustusburg,
Kugeltyp III.

Fundort; Augustusburg an
der oberen Seilbahnstation.

(Sammlung des Museums für
Naturkunde Karl-Marx-Stadt
Nr. 818).

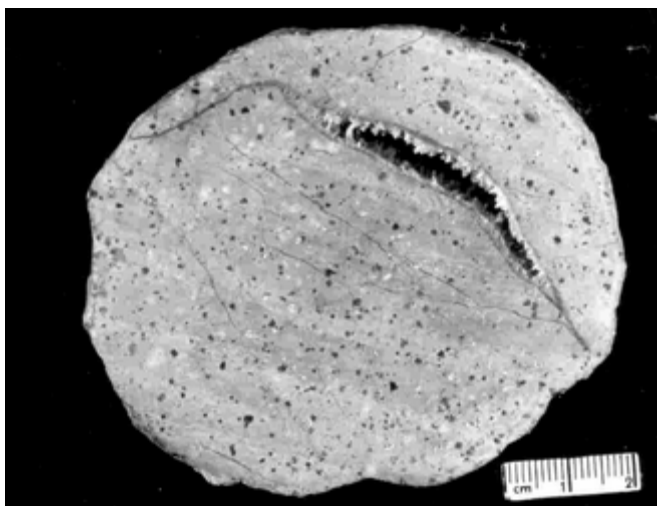


Bild 84: Bild 86:
Rhyolithkugel aus dem
Rhyolith von Augustusburg,
Kugeltyp III.

Fundort; Augustusburg an
der oberen Seilbahnstation.

(Sammlung des Museums für
Naturkunde Karl-Marx-Stadt
Nr. B 5).