

| | | | | |
|--------------------|----------------|------------------|----------|---------------------|
| Jahrb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 124, Heft 1 | S. 1-109 | Wien, Dezember 1981 |
|--------------------|----------------|------------------|----------|---------------------|

Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie

Von HELMUT HEINISCH *)

Mit 28 Abbildungen, 17 Tabellen und 3 Fototafeln

Schlüsselwörter

Ostalpen
Südalpen
Ordovizium
Porphyroide
Petrographie
Geochemie
Metamorphose
Vulkanismus
Paläogeographie
Geotektonik

INHALT

| | |
|--|----|
| Zusammenfassung | 4 |
| Summary | 5 |
| 1. Einführung | 5 |
| 1.1 Problemstellung | 5 |
| 1.2 Lage der Arbeitsgebiete und Übersicht über die Probenahme | 6 |
| 1.3 Literaturübersicht | 8 |
| 2. Stratigraphie | 10 |
| 2.1 Ostabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Arbeitsgebiete E, R, V) | 11 |
| 2.2 Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Arbeitsgebiete D, K) | 13 |
| 2.3 Westteil der Karnischen Alpen (Arbeitsgebiet C) | 15 |
| 2.4 Quarzphyllitgebiete (Arbeitsgebiete B, M, T) | 16 |
| 2.5 Zusammenfassung Stratigraphie | 18 |
| 3. Petrographie | 19 |
| 3.0 Methodik | 19 |
| 3.1 Porphyroide des Kitzbüheler und Dientner Raumes mit gut erhaltenen Reliktgefügen | 19 |
| 3.1.1 Ignimbritle ohne bedeutenden Lapilli-Anteil | 20 |
| 3.1.2 Ignimbritle mit Lapilli-Anteil | 22 |
| 3.1.3 Vitrophyllagen | 24 |
| 3.1.4 Unverschweißte Tuffe und Tuffite | 25 |
| 3.1.5 Konglomerate und Brekzien | 26 |

*) Adresse des Verfassers: Dr. HELMUT HEINISCH, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2.

| | | |
|-------|--|----|
| 3.2 | Porphyroide der übrigen Untersuchungsgebiete | 27 |
| 3.2.1 | Kristallreiche Porphyroide | 27 |
| 3.2.2 | Lapilli-führende Porphyroide | 31 |
| 3.2.3 | Porphyroid-Tuffe | 33 |
| 3.2.4 | Grüngesteinseinschlüsse innerhalb der Porphyroide | 34 |
| 3.2.5 | Rekristallisierte Porphyroide | 35 |
| 3.2.6 | Porphyroide in Quarzphyllitgebieten | 37 |
| 3.3 | Zusammenfassung Petrographie | 39 |
| 4. | Geochemie | 40 |
| 4.0 | Vorbemerkungen | 40 |
| 4.1 | Überblick über das Spektrum der chemischen Zusammensetzung | 40 |
| 4.1.1 | Häufigkeitsverteilungen Haupt- und NebenkompONENTEN | 41 |
| 4.1.2 | Häufigkeitsverteilungen Spurenelemente | 47 |
| 4.2 | Klassifikation der Porphyroide | 49 |
| 4.2.1 | Lage der Analysen im STRECKEISEN-Doppeldreieck | 49 |
| 4.2.2 | Kennzeichnung der Porphyroide nach dem Alkaligehalt | 54 |
| 4.2.3 | Lage der Analysen im System Quarz-Albit-Orthoklas | 58 |
| 4.3 | Regionale Trends in ausgewählten Diagrammen | 59 |
| 4.3.1 | AFM-Diagramm | 59 |
| 4.3.2 | K/Rb-Verhältnisse | 61 |
| 4.3.3 | Rb/Sr-Verhältnisse | 64 |
| 5. | Geochemisch-petrographische Säulenprofile und regionale Gliederung der Porphyroide in Ablagerungseinheiten | 66 |
| 5.1 | Umgebung von Kitzbühel | 67 |
| 5.2 | Zeller Furche-Dienten | 68 |
| 5.3 | Radmer, Blasseneck und Ratschengraben | 69 |
| 5.4 | Raum Eisenerz | 72 |
| 5.5 | Hohe Veitsch | 73 |
| 5.6 | Westteil der Karnischen Alpen | 74 |
| 5.7 | Quarzphyllitgebiete | 75 |
| 6. | Stellungnahme zum Augengneisproblem | 76 |
| 7. | Hinweis auf die Metamorphosegeschichte der Porphyroide | 78 |
| 8. | Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse | 79 |
| 8.1 | Vulkanologische Interpretation der Porphyroide | 79 |
| 8.1.1 | Nachweis der Ignimbritnatur | 80 |
| 8.1.2 | Mächtige, bimsreiche Ignimbrite | 81 |
| 8.1.3 | Mächtige, kristallreiche Ignimbrite | 82 |
| 8.1.4 | Geringmächtige Porphyroidlagen | 83 |
| 8.2 | Vergleich der Porphyroide mit Vulkaniten verschiedener geotektonischer Positionen | 83 |
| 8.2.1 | Lage der Porphyroide im GOTTINI-RITTMANN-Diagramm | 84 |
| 8.2.2 | Häufigkeitsverteilung des SiO ₂ -Gehaltes in Vulkaniten der Ostalpen | 84 |
| 8.2.3 | Vergleich mit Intraplatten-Vulkaniten | 86 |
| 8.2.4 | Vergleich mit Inselbogen-Vulkaniten | 87 |
| 8.2.5 | Vergleich mit Vulkaniten aktiver Kontinentalränder | 88 |
| 8.2.6 | Vergleich mit Vulkaniten anorogener anatektischer Kontinentbereiche | 88 |
| 8.2.7 | Vergleich mit dem Modell intrakontinentaler Subduktion (A-Subduktion) | 89 |
| 8.2.8 | Wertung der Modelle | 89 |
| 8.3 | Überlegungen zur Paläogeographie des Ablagerungsraumes | 90 |
| 8.3.1 | Paläogeographische Beziehungen zwischen den Untersuchungsbereichen | 90 |
| 8.3.2 | Großtektonischer Rahmen | 91 |
| | Literatur | 93 |

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

- Tafel 1 Dünnschliff-Fotografien von Porphyroiden der Nördlichen Grauwackenzone
Tafel 2 Anschließ-Fotografien von Vulkaniten der Nördlichen Grauwackenzone
Tafel 3 Dünnschliff- und Raster-Elektronenmikroskop-Fotografien von Porphyroiden der Steirischen Grauwackenzone
- Abb. 1 Geographische Lage der Arbeitsgebiete und der untersuchten Porphyroidkomplexe
Abb. 2 Stratigraphische Korrelation im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone (Untersuchungsgebiete E, R, V)
Abb. 3 Stratigraphische Korrelation im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone (Untersuchungsgebiete K, D)
Abb. 4 Stratigraphische Korrelation in den Karnischen Alpen (Untersuchungsgebiet C)
Abb. 5 Prostratigraphische Korrelation in Quarzphyllitgebieten (Untersuchungsgebiete B, M, T)
Abb. 6 KGL-Diagramm des Kitzbüheler und Dientner Raumes
Abb. 7 KGL-Diagramm der Untersuchungsgebiete B, C, E, M, T, V
Abb. 8 Häufigkeitsverteilung des SiO_2 -Gehaltes, unterteilt nach Untersuchungsgebieten
Abb. 9 Häufigkeitsverteilung des K_2O -Gehaltes, unterteilt nach Untersuchungsgebieten
Abb. 10 Häufigkeitsverteilungen der übrigen Haupt- und Nebenkomponten
Abb. 11 Häufigkeitsverteilungen der Spurenelemente
Abb. 12 STRECKEISEN-Doppeldreiecke einzelner Untersuchungsgebiete
Abb. 13 STRECKEISEN-Doppeldreiecke, Sammeldiagramm aller Porphyroide im Literaturvergleich
Abb. 14 Diagramm Alk- SiO_2
Abb. 15 Magmatisches Spektrum
Abb. 16 System Qu-Ab-Or
Abb. 17 AFM-Diagramm aller Porphyroide im Literaturvergleich
Abb. 18 AFM-Diagramme einzelner Untersuchungsgebiete
Abb. 19 K/Rb-Verhältnisse
Abb. 20 Rb/Sr-Verhältnisse
Abb. 21 Säulenprofil Wildseeloder
Abb. 22 Säulenprofil Blasseneck
Abb. 23 Säulenprofile Ratschengraben
Abb. 24 Säulenprofil Polster – Eisenerz
Abb. 25 Säulenprofile Karnische Alpen
Abb. 26 GOTTINI-RITTMANN-Diagramm
Abb. 27 SiO_2 -Gehalt aller Vulkanite der Nördlichen Grauwackenzone im Vergleich mit Häufigkeitsverteilungskurven von Vulkaniten verschiedener geotektonischer Positionen
Abb. 28 Paläogeographischer Geocartoon
- Tab. 1: Arbeitsgebiete mit Kennbuchstaben.
Tab. 2: Übersicht über die Probenahme.
Tab. 3: Modalanalysen Ignimbrit ohne bedeutenden Lapilli-Anteil.
Tab. 4: Modalanalysen Ignimbrit mit Lapilli-Anteil
Tab. 5: Modalanalysen Vitrophyrlagen.
Tab. 6: Modalanalysen Unverschweißte Tuffe und Tuffite.
Tab. 7: Modalanalysen Kristallreicher Porphyroid.
Tab. 8: Modalanalysen Pyroklastischer Porphyroid.
Tab. 9: Modalanalysen Porphyroid-Tuff.
Tab. 10: Modalanalysen Chloritschiefer.

- Tab. 11: Modalanalysen Rekrystallisierte Porphyroide.
Tab. 12: Modalanalysen Porphyroide aus Quarzphyllitgebieten.
Tab. 13: Deskriptive Statistik der Porphyroide (n = 255).
Tab. 14: Literaturvergleich.
Tab. 15: Verteilung der Porphyroide auf Gesteinsklassen des STRECKEISEN-Diagramms.
Tab. 16: Rb/Sr-Verhältnisse im Literaturvergleich.
Tab. 17: Variationsbreite ausgewählter Augeneisdaten im Vergleich zum Chemismus der Porphyroide.

Zusammenfassung

Im Altpaläozoikum der Ostalpen sind saure Vulkanite weit verbreitet. Trotz einer metamorphen Überprägung konnte in der Nördlichen Grauwackenzone (NGZ) durch conodontenstratigraphische Untersuchungen das Alter dieses Porphyroidvulkanismus auf den Zeitraum des oberen Ordovizium (Grenze Caradoc-Ashgill bis tieferes Ashgill) eingengt werden (SCHÖNLAUB 1979). Weitere, stratigraphisch nicht einzustufende Porphyroide finden sich in der Gurktaler Decke, im Brixener Quarzphyllit, im Thurntaler Quarzphyllit, im Marteller Quarzphyllit und im Südalpinen Paläozoikum. Säulendiagramme geben Einblick in die Lithologie der wichtigsten Porphyroidvorkommen und die fazielle Entwicklung ihrer Ablagerungsräume. Maximale Mächtigkeiten von 1500 m werden in der Steirischen Grauwackenzone erreicht.

Die petrographische Analyse führt zur Unterscheidung verschiedener Ignimbrittypen, unverschweißter Tuffe und vulkano-sedimentärer Wechselfolgen. Zumindest für einen Teil der Vulkanite kann eine subaerische Ablagerung als erwiesen gelten. Andere Sequenzen liegen in vollmariner Umgebung.

Geochemisch sind Alkalirhyolithe, Rhyolithe, Rhyodacite, Dacite und Andesite abgrenzbar, wobei die Andesite nur sehr untergeordnet auftreten. Innerhalb dieses sauren Vulkanismus zeigt sich eine deutliche Mehrgipfeligkeit der Verteilungskurve mit 3 Maxima im Alkalirhyolith- und Rhyodacitbereich. Regional stehen Gebiete mit homogenem Chemismus Bereichen mit großer chemischer Variabilität gegenüber. Insbesondere im Raum Radmer-Blaseneck ist ein kalkalkalischer Differentiationstrend nachzuweisen.

Aus der Kombination aller petrographischen und geochemischen Daten können einzelne Fließ- bzw. Ablagerungseinheiten unterschieden werden. Außerdem lassen sich bezüglich Ablagerungsmilieu und Fördermechanismus einheitlich interpretierbare Porphyroidtypen definieren, deren Verbreitung tektonisch kontrolliert wird. Mächtige, bimsreiche Ignimbritfolgen werden als Produkte von Zentraleruptionen gedeutet, während mächtige, kristallreiche Ignimbritlagen als Spalteneruptionen interpretierbar sind. Diese beiden Typen sind an subaerische Bedingungen gebunden und treten nur in der NGZ und in den Karnischen Alpen auf. Geringmächtige Porphyroidlagen, vornehmlich der Quarzphyllitgebiete, stellen in marine Beckenbereiche transportierte Vulkanite dar.

Beim Vergleich der Ergebnisse mit paläogeographischen Rekonstruktionen für das Altpaläozoikum ergäbe sich ein in einem mobilen Außenschelf angeordneter Vulkanbogen, dessen Förderprodukte in den klastischen Innenschelf der Quarzphyllitgebiete verfrachtet wurden.

Einfache plattentektonische Subduktionsmodelle reichen nicht zur Erklärung des oberordovizischen Vulkanismus aus. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand bleiben mehrere Alternativen der geotektonischen Interpretation nebeneinander bestehen:

- Ablagerung der altpaläozoischen Gesteine in einem Randbecken hinter einer Subduktionszone am Südrand der Europäischen Plattform;
- Bildung von Schwellen und Becken als Folge eines aufsteigenden Manteldiapirs in einer südwesteuropäischen triple junction;
- Epikontinentale Entwicklung der Ablagerungsräume über einem Bereich intrakontinentaler Subfluenz (A-Subduktion).

Alle verwertbaren Modelle müssen eine Erklärung für die weitflächige Existenz granitoider Magmen und die für den Aufstieg dieser Magmen erforderliche Dehnungstektonik liefern. Vergleiche mit den Neufundländischen Appalachen legen die Vermutung nahe, daß auch im alpinen Raum im Zusammenhang mit der Verengung des Protoatlantik im oberen Ordovizium eine Umstellung des großtektonischen Spannungsmusters eintrat und die Eruption der Porphyroide möglicherweise den Zeitpunkt dieser Umstellung markiert.

Summary

Acid volcanic rocks, the well-known "porphyroids" cover a large area in the Lower Paleozoic of Northern Greywacke Zone (NGZ) of the Eastern Alps. Despite metamorphism it was possible to show by means of conodonts, that these volcanics are of Upper Ordovician age (SCHÖNLAUB 1979). Porphyroids also occur in the Gurktal nappe, the Brixen, Thurntaler and Martell quartz phyllites and in the Carnic Alps, but stratigraphic data are still lacking here. The lithology of all important porphyroid masses and their surrounding rocks is compiled in profiles. Thicknesses up to 1500 m are found in the eastern part of NGZ.

Petrographic work allows discrimination between different types of ignimbrites, unwelded tuffs and volcanoclastic series. The majority of the porphyroids was undoubtedly deposited under subaerial conditions, but intercalations of porphyroids within marine sediments also occur.

Geochemical analysis shows, that alkali-rhyolitic, rhyolitic, rhyodacitic and dacitic porphyroids are abundant, while andesites were only found in one special case. Within the range of acid to intermediate chemistry the porphyroids show a trimodal frequency distribution with maxima between alkali-rhyolite and rhyodacite. Areas with geochemical uniformity contrast to areas with large-scale geochemical variability. In particular, the Radmer-Blasseneck region shows a calcalkaline differentiation trend from andesitic to alkali-rhyolitic composition.

Petrographic as well as geochemical characteristics support the discrimination of single flow-units within the volcanic sequences. Certain types of porphyroids are established, which are each linked to a particular mechanism of eruption and environment of deposition. These types of porphyroids never occur together in the same tectonic sub-unit: Thick ignimbrites rich in pumice are regarded as products of central eruptions, while thick layers of ignimbrites rich in crystals are explained as products of fissure eruptions. Both types are associated with subaerial conditions and occur only in the NGZ and the Carnic Alps. Thin layers of porphyroids, most common in the quartz phyllites, are regarded as volcanic debris, which has been transported into marine basins.

Paleogeographic reconstructions of the Alpine Paleozoic suggest the existence of a volcanic arc within an outer mobile belt. The clastic products of this arc are transported to the inner clastic quartz phyllite shelf.

Models of modern plate tectonics are inadequate to explain all aspects of the Upper Ordovician volcanism. Several alternatives should be considered:

- Deposition of the Lower Paleozoic rocks within the marginal basin of a subduction zone at the southern rim of the European platform;
- Development of swells and basins stimulated by an updoming mantle diapir at a Southwest European triple junction;
- Epicontinental development of sedimentary basins above a zone of intracontinental subduction (A-subduction).

All valid models have to explain the widespread existence of anatectic granitoid melts and of tensional stress that permits the sudden eruption of high quantities of magma. Comparisons with the Newfoundland Appalachians lead to the idea, that continuing subduction and closing of the Protoatlantic Ocean caused a change in the stress-pattern of the Alpine region. The eruption of porphyroids might possibly mark this event.

1. Einführung

1.1 Problemstellung

Schon seit den ersten Anfängen in der Erforschung des Paläozoikums der Ostalpen am Beginn des 19. Jahrhunderts sind aus der Nördlichen Grauwackenzone vulkanische Gesteine bekannt (PANTZ & ATZL 1814). Diese metamorph überprägten sauren Vulkanite wurden nach ihrer Typlokalität später mit dem Namen „Blasseneckporphyroide“ belegt. Aufgrund ihrer charakteristischen Ausbildung, ihrer weiten Verbreitung, Horizontbeständigkeit und ihrer großen Mächtigkeit waren diese Gesteine schon immer ein Leithorizont in der Schichtfolge des Paläozoikums. Vielfach untersucht und beschrieben, fehlen jedoch bis heute detaillierte geochemische Daten aus diesen mächtigen Vulkanitabfolgen, obwohl aus

ihrer Verbreitung bereits weitreichende Schlüsse zur geotektonischen Situation des Alpenraumes im Paläozoikum gezogen wurden (MOSTLER 1970, LOESCHKE 1977).

Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist eine möglichst vollständige Dokumentation der petrographischen und geochemischen Entwicklungsbreite der Porphyroide. Hierbei ist sowohl der räumliche Vergleich der in verschiedenen tektonischen Einheiten auftretenden Vorkommen als auch die Erfassung möglicher zeitlicher Variationen petrographischer und geochemischer Parameter von Interesse.

Erst diese umfassende Bestandsaufnahme erlaubt es, folgenden weiteren Fragen nachzugehen:

- Lassen sich die Porphyroide eindeutig mit Vulkaniten gegenwärtig aktiver magmatischer Provinzen vergleichen?
- Lassen sich daraus Anhaltspunkte für die geotektonische Situation des Ost- und Südalpenraumes im Altpaläozoikum ableiten?
- Liefert der geochemische Vergleich weitere Anhaltspunkte für die lithostratigraphische Korrelation fossilereer Quarzphyllitäreale?
- Bestehen genetische Zusammenhänge zwischen Porphyroiden und hochmetamorphen Augengneisen des ostalpinen Altkristallins?
- Läßt sich der zu vermutende genetische Zusammenhang mit sauren Intrusivgesteinen gleichen Alters geochemisch bestätigen und so das radiometrisch fixierte „kaledonische Ereignis“ auch im sedimentären Stockwerk belegen?

1.2 Lage der Arbeitsgebiete und Übersicht über die Probenahme

Vor einer Festlegung der einzelnen Arbeitsgebiete wurden die bisher in der Literatur beschriebenen Porphyroidabfolgen zusammengestellt. Als wichtigstes Arbeitsgebiet stellte sich die Nördliche Grauwackenzone (NGZ) heraus, da hier die Porphyroide ihre größte Mächtigkeit und auch im Kartenbild weiteste laterale Verbreitung zeigen. Neben einer natürlichen Zweiteilung der NGZ in Westabschnitt (Tiroler und Salzburger Teil) und Ostabschnitt (Steirischer Teil) wurde eine feinere Einteilung getroffen. Innerhalb der NGZ ergeben sich so 5 Untersuchungsabschnitte, die jeweils einzelnen mächtigen Porphyroidkörpern zugeordnet sind. Die Arbeitsgebiete sind mit ihren Kennbuchstaben tabellarisch erfaßt (Tab. 1) und graphisch dargestellt (Abb. 1). Neben diesen Kerngebieten, aus denen die ersten grundlegenden petrographischen Arbeiten über die Blasseneckporphyroide stammen, wurden einige kleinere Porphyroidvorkommen in die Betrachtung einbezogen, die sich südlich des Tauernfensters anordnen. Sie liegen innerhalb der ostalpinen Thurntaler und Marteller und südalpinen Brixener Quarzphyllite. Da sie stratigraphisch bisher nicht datiert sind, stützt sich die Annahme, daß es sich bei diesen Vorkommen um Porphyroid-Äquivalente handeln könnte, nur auf lithostratigraphische Analogieschlüsse. Deshalb war ein geochemischer Vergleich von besonderem Interesse.

Das südalpine Paläozoikum der Karnischen Alpen enthält im Westen den Comelicoporphyroid, der ebenfalls bearbeitet wurde.

Vergleichsanalysen wurden außerdem noch von hellen Gneisen der Habachserie unbekanntes Alters, von einigen Augengneisen des ostalpinen Altkristallins und von einigen basischen Vulkaniten der NGZ angefertigt.

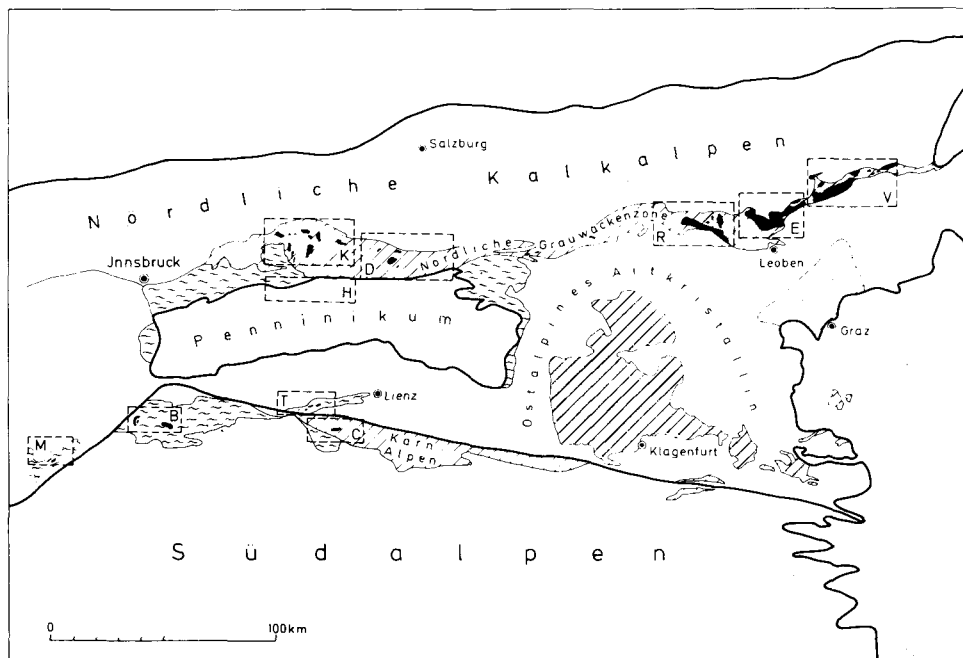


Abb. 1: Geographische Lage der Arbeitsgebiete und der untersuchten Porphyroide.

Tab. 1: Arbeitsgebiete mit Kennbuchstaben.

| Geographische Lage | Kennbuchstabe |
|---|---------------|
| a) innerhalb der Nördlichen Grauwackenzone | |
| Umgebung von Kitzbühel | K |
| Zeller Furche - Dienten | D |
| Radmer, Blasseneck und Ratschengraben | R |
| Eisenerzer Raum | E |
| Hohe Veitsch | V |
| b) außerhalb der Nördlichen Grauwackenzone | |
| Habachserie (Tauern-Nordrand) | H |
| Thurntaler Quarzphyllit (westlich von Lienz) | T |
| Marteller Quarzphyllit (Martelltal, Vintschgau) | M |
| Brixener Quarzphyllit (Südalpin) | B |
| Comelico (Westteil der Karnischen Alpen) | C |

Viele kleine in ihrer Bedeutung untergeordnete Vorkommen konnten nicht in die Untersuchungen einbezogen werden; von anderen Gebieten liegen bereits Daten anderer Bearbeiter vor (vgl. 1.3).

Die Anzahl der bearbeiteten Proben ist aus Tab. 2 zu ersehen. Aus über 500 Proben wurden 376 für die geochemische Analyse ausgewählt; davon entfallen 255 Analysen auf Porphyroide. Der Rest („Sonstige“) setzt sich aus Augengneisen, Metabasiten, hellen Gneisen der Habachserie und Gneisen fraglichen Ursprungs zusammen.

Tab. 2: Übersicht über die Probenahme.

| R A U M | GEOCHEMISCHE PROBEN | | | SONSTIGE | SUMME |
|---------------|---------------------|----------|-------|----------|-------|
| | Porphyroide | Sonstige | Summe | | |
| Brixen B | 15 | 1 | 16 | 18 | 34 |
| Comelico C | 33 | - | 33 | 25 | 58 |
| Dienten D | 5 | 1 | 6 | 13 | 19 |
| Eisenerz E | 36 | 9 | 45 | 10 | 55 |
| Habachserie H | -- | 60 | 60 | 11 | 71 |
| Kitzbühel K | 48 | 15 | 63 | 27 | 90 |
| Martell M | 12 | -- | 12 | -- | 12 |
| Radmer R | 66 | 9 | 75 | 18 | 93 |
| Thurntaler T | 23 | 24 | 47 | 3 | 50 |
| Veitsch V | 17 | 2 | 19 | -- | 19 |
| GESAMTSUMME | 255 | 121 | 376 | 125 | 501 |

1.3 Literaturübersicht

Bedingt durch die wirtschaftliche Bedeutung des Steirischen Erzberges befaßten sich bereits im Jahre 1814 Geologen mit dem Blasseneckporphyroid, der das Erzvorkommen unterlagert (PANTZ & ATZL 1814). Obwohl bereits diese die Vulkanitnatur erkannt hatten, wurden später auch paragene Deutungen der Gesteine als „körnige Grauwacke“, „Sericit-grauwacke“ oder „Blasseneckgneis“ gegeben (SCHOUPPE 1854, STUR 1865, FOULLON 1886, VACEK 1900, HERITSCH 1907). Eine Vielzahl von Autoren befaßte sich in der Folgezeit mit den erneut als vulkanogen erkannten Porphyroiden der Nördlichen Grauwackenzone (OHNESORGE 1905, 1925, ANGEL 1918, REDLICH 1923, HRADIL 1923, HIESSLEITNER 1931, 1935, HABERFELNER 1935, CORNELIUS 1936, 1952, HAMMER 1937, 1938, METZ 1940, 1953, HEISSEL 1951, HANSELMAYER 1961, 1966, ANGEL et al. 1966, HAJEK 1966, FLAJS & SCHÖNLAUB 1973, FLAJS 1974). Ein ausführlicher Überblick über die Literatur findet sich in SCHÖNLAUB (1979).

Außerhalb der NGZ wurde von H. SCHMIDT (1930) in den Westlichen Karnischen Alpen der Comelicoporphyröid beschrieben. Im Paläozoikum der Turracher Höhe konnten geringmächtige Porphyroidlagen entdeckt und stratigraphisch eingestuft werden (HÖLL 1970).

Fortschritte in der lithostratigraphischen Untergliederung fossilerer Phyllitgebiete, Quarzphyllite und hochmetamorpher Kristalline schufen die Voraussetzungen für einen prostratigraphischen Vergleich mit der NGZ:

Aus dem Gurktaler Phyllitgebiet wurde von FRITSCH (1961, 1961 a) ein Keratophyr mit reliktschen Pillow-Strukturen beschrieben. In der Phyllitgruppe der Saualpe tritt ein einige 100 m mächtiger Metakeratophyrzug auf, der mit dem Blasseneckporphyroid verglichen wurde (SCHÖNENBERG 1967, NEUGEBAUER et al. 1971, KLEINSCHMIDT et al. 1975). Die geochemischen Daten dieses Metakeratophyrs (HURLER 1972) wurden als Vergleichsanalysen verwendet.

Auch aus Quarzphyllitgebieten wurden Porphyroidäquivalente beschrieben: In der Goldeckgruppe fand DEUTSCH (1977) Porphyroidlinsen; bei eigenen Aufnahmen im Thurntaler Quarzphyllit konnten auch dort Porphyroidhorizonte ausgeschieden werden (HEINISCH & K. SCHMIDT 1976). Im Bereich der Südalpinen Quarzphyllite treten ebenfalls Relikte eines sauren Vulkanismus auf (FELLERER 1968).

Die intensive Bearbeitung der hochmetamorphen Kristallinenzonen der Stubalm, Gleinalm und Saualm führte zu einer lithostratigraphischen Gliederung, innerhalb der einem Augengneiszug besondere Bedeutung zukommt (BECKER 1977). HERITSCH & TEICH (1975) deuten diesen mächtigen und gut kartierbaren Augengneis als Äquivalent der oberordovizischen Porphyroide.

Innerhalb der Habachserie des Penninikums wiesen HAMMER (1937) und FRASL (1953) auf Porphyroidlagen hin, deren Altersstellung offen ist.

Mit der Entdeckung, daß weltweit früher als extrusive Quarzporphyre interpretierte Gesteine in Wirklichkeit als explosive Ignimbrite zu deuten sind, folgten auch erste vulkanologische Neubearbeitungen der Blasseneckporphyroide. Eine Innsbrucker Arbeitsgruppe postulierte für den Kitzbüheler Teil der NGZ die Ignimbritnatur der Porphyroide (MOSTLER 1970, EMMANUILIDIS & MOSTLER 1971, VAVTAR 1976). Neue Kartierungen im Dientner Raum führten zur Entdeckung kleinerer Porphyroidlagen, die als Tuffe gedeutet wurden (BAUER, LOACKER & MOSTLER 1969).

In der Magdalensbergserie Mittelkärntens rekonstruierte RIEHL-HERWIRSCH (1970) die Relikte eines oberordovizischen Vulkanaufbaus, der saure Magmen gefördert hatte.

Im Bereich der Karawanken (Trögern, Seeberg) konnten innerhalb des Altpaläozoikums intermediäre und saure Aschentuffe, Kristalltuffe und Ignimbritlagen ausgeschieden werden (ROLSER 1968, SCHÖNENBERG 1967, LOESCHKE & ROLSER 1970 a, b), von denen auch geochemische Analysen vorliegen.

Im Zuge der Neubearbeitungen wurden auch tektonische Konzepte für einzelne Teilgebiete entwickelt und auf den gesamten Ostalpenraum extrapoliert. MOSTLER stellt die Förderung der Porphyroide in engen Zusammenhang zur takonischen Phase (MOSTLER 1970): Nach der Sedimentation der „eugeosynklinalen“ Wildschönauer Schiefer wird die gesamte Geosynklinalfüllung herausgehoben, und es kommt zur subaerischen Förderung der Ignimbrite. Syndementäre Bruchtektonik führt nach der Ablagerung der sauren Vulkanite zu einem Zerbrechen der starren Porphyroplattform. Transgressionssedimente belegen diesen paläographisch bedeutsamen Umbruch. Magmentektonisch wird der Vulk-

nismus mit dem Aufstieg eines Manteldiapirs und damit verbundenem kontinentalem rifting in Zusammenhang gebracht (MOSTLER 1971, COLINS, HOSCHEK & MOSTLER 1979).

Ein völlig anderes tektonisches Konzept erarbeitete LOESCHKE aufgrund der im Paläozoikum der Karawanken um Seeberg und Vellach und der südlichen Saualpe gewonnenen petrographischen und geochemischen Daten basischer und saurer Vulkanite (LOESCHKE 1974): Er führt die nur teilweise stratigraphisch fixierten Vorkommen auf eine gemeinsame Ursache zurück und vergleicht die ost- und südalpinen paläozoischen Vulkanite mit eugeosynklinalen Vulkaniten der kaledonischen Geosynklinale Norwegens. Bei Vergleich mit rezenten Vulkaniten unterschiedlicher geotektonischer Positionen paßt nach der Ansicht des Autors das Entwicklungsschema eines jungen Inselbogens am besten mit den Daten zusammen. Die ostalpinen Vulkanite sollen demnach über einer Subduktionszone entstandene Manteldifferentiate darstellen (LOESCHKE 1977). Auch die Porphyroide der NGZ werden innerhalb dieser Arbeitshypothese als Manteldifferentiate gedeutet. Innerhalb der tektonisch zerrissenen altpaläozoischen Komplexe könnte sich bei Rückformung des Deckenbaus ein etwa 250 km langer Inselbogen rekonstruieren lassen, dessen zugehörige Subduktionszone vermutlich nach Süden abtauchte (Zunahme der Alkalinität und der TiO_2 -Gehalte nach S).

Eine ähnliche großtektonische Situation folgerten HÖLL & MAUCHER (1976) aus der asymmetrischen Verteilung der metallogenischen Zonen in den tektonischen Einheiten der Alpen. Allerdings ergibt sich hierbei ein Abtauchen der Subduktionszone nach Norden. Die o. g. Autoren leiten den sauren Vulkanismus nicht von Manteldifferentiaten ab, sondern favorisieren eine Entstehung durch Palingenese über der Subduktionszone, womit der Zusammenhang mit Granitintrusionen postuliert wird.

Allgemein kann heute als erwiesen gelten, daß in Mittel- und Südwesteuropa im Altpaläozoikum granitischer Plutonismus auftrat, der von sauren Oberflächenäquivalenten begleitet wurde (K. SCHMIDT 1977 cum lit.). Diese Tatsache zeigt sich in der Verteilung der radiometrischen Alterszahlen (K. SCHMIDT 1976). Die geodynamische Interpretation dieses „kaledonischen thermischen Ereignisses“ ist nach wie vor in Diskussion (BÖGEL et al. 1979). Dies geht auch deutlich aus der Zusammenstellung der divergierenden Ansichten über die Genese der Blasseneckporphyroide hervor. Es war daher an der Zeit, die bisher nicht untersuchten, aber ihrem Volumen nach bedeutsamsten Porphyroidvorkommen neu zu bearbeiten.

2. Stratigraphie

In den metamorphen und tektonisch stark beanspruchten Serien des Altpaläozoikums der Ostalpen war der auf Makrofossilien beruhenden Stratigraphie wenig Erfolg beschieden. Demzufolge änderte sich die stratigraphische Einstufung der Porphyroide sehr häufig und reichte vom Präkambrium bis ins Karbon (vgl. THALMANN 1975). Erst durch die Anwendung conodontenstratigraphischer Untersuchungsmethoden wurde es möglich, für einige Profile in der NGZ den zeitlichen Rahmen der Vulkanitförderung abzugrenzen (FLAJS 1964, 1967, FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972, SCHÖNLAUB & FLAJS 1975, SCHÖNLAUB 1977). Eine vollständige Darstellung aller bis 1979 verfügbaren stratigraphischen Daten aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen wurde von SCHÖNLAUB (1979) gegeben.

2.1 Ostabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone

(Arbeitsgebiete E, R, V; Abb. 2)

In der näheren Umgebung des Steirischen Erzberges am Polster (Arbeitsgebiet E) wurden von FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) stratigraphische Profile aufgenommen, die den Porphyroidvulkanismus gut eingrenzen: Die Unterlage der Porphyroide bildet die Gerichtsgraben-Gruppe. Sie besteht aus Phylliten mit Silt- und Sandsteineinschaltungen und erreicht ca. 300 m Mächtigkeit. Karbonatlinsen innerhalb der Phyllite enthielten Conodontenfau- nen, die ein Alter von Caradoc-Ashgill bis tieferem Ashgill anzeigen. Das Ende des Vulkani- smus ist durch den im NE-Teil des Polsters folgenden Polsterquarzit fixiert, der sich zu- sammen mit dem überlagernden Cystoideenkalk in dieselbe Conodontenzone (amorpho- gnathus ordovicicus) wie die Kalkeinschaltungen der Gerichtsgraben-Gruppe einordnen läßt. Es muß sich also um ein relativ kurzzeitiges vulkanisches Ereignis gehandelt haben. Bemerkenswert ist die im Südteil des Polsters auftretende Schichtlücke. Sie zeigt fazielle Unterschiede auf engstem Raum an, da Quarzite und Kalke diachron auf demselben Por- phyroidkörper transgredieren. Der Porphyroid erreicht am Polster eine aufgeschlossene Mächtigkeit von maximal 440 m und wird durch eine Schiefereinschaltung in zwei Lager

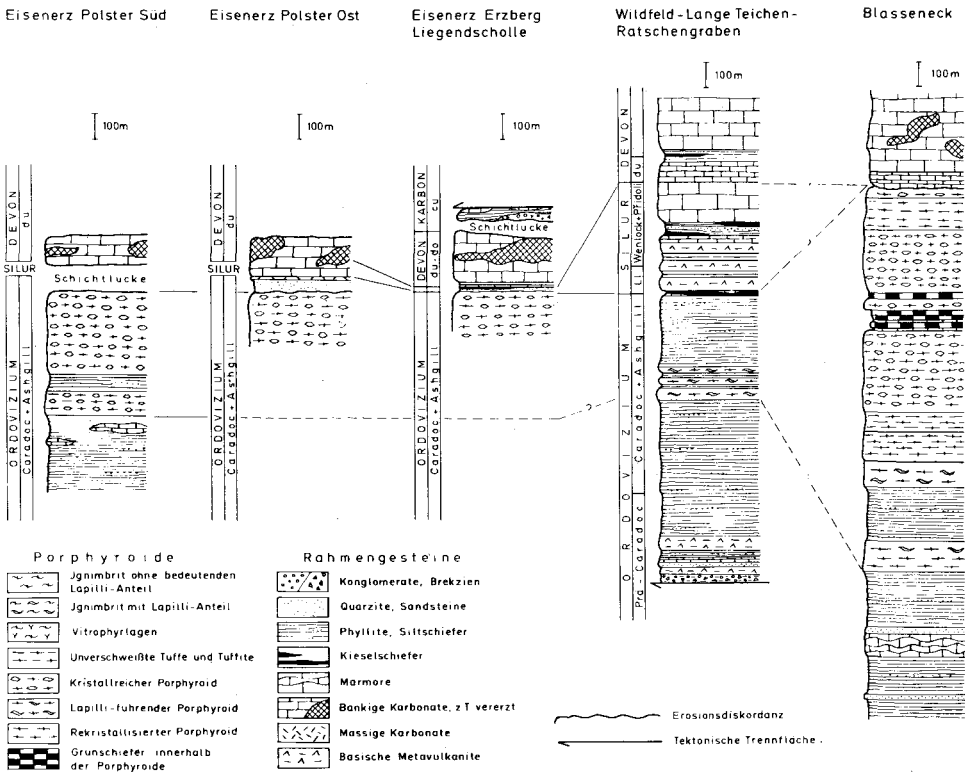


Abb. 2: Stratigraphische Korrelation im Osteil der Nördlichen Grauwackenzone; Profile Eisenerz Polster Süd, Ost, Erzberg Liegendenscholle und Wildfeld-Lange Teichen-Ratschengraben nach FLAJS & SCHÖNLAUB (1976), SCHÖNLAUB (1979) vereinfacht und im Maßstab verändert, im Bereich der Porphyroide durch eigene Aufnahmen ergänzt; Profil Blasseneck nach eigenen Aufnahmen entworfen.

geteilt (Petrographisch-geochemische Bearbeitung siehe Kap. 4). Aus dem Tagbaubereich des nahegelegenen Erzberges liegen ebenfalls conodontenstratigraphische Untersuchungen vor (SCHÖNLAUB 1979).

Die von HAJEK (1966) beschriebenen Porphyroidhorizonte innerhalb der verzerrten Devonkarbonate sind leider nicht mehr aufgeschlossen. Vermutlich handelte es sich hierbei um Lagen grünlicher „Serizitschiefer“, deren genetische Bedeutung unklar ist und die statistisch verteilt auf mehrere Abbautagen, vor allem auch in Nähe des ins Karbon zu stellenden Zwischenschiefers auftreten. Möglicherweise handelt es sich hierbei um Derivate eines späteren Karbon-Vulkanismus. Ein genetischer Zusammenhang mit dem oberordovizischen Porphyroidvulkanismus ist mit Sicherheit auszuschließen.

Im Bereich Wildfeld-Lange Teichen ist der Porphyroid durch mehrere einige Zehnermeter mächtige Lagen vertreten, die in Metapeliten eingeschaltet sind. Er zeichnet sich durch einen hohen Anteil an Bims- und Fremdgesteinskomponenten aus. Nach der Phase saurer Eruptivtätigkeit, die wiederum an die Wende Caradoc-Ashgill bis tieferes Ashgill gestellt wird, hält die Sedimentation der feinklastischen Metapelitefolgen mit teilweise sandigeren Einschüttungen weiter an. Das untere Silur ist durch einen Kalk-Kieselschiefer-Komplex gekennzeichnet, über dem maximal knapp 200 m mächtige basische Vulkanite mit Schiefer-Zwischenlagen folgen. Schichtlücken sind in dieser Abfolge nicht festzustellen. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch im Bereich Radmer-Finstergraben (FLAJS & SCHÖNLAUB 1973). Hier treten über dem in mehrere Lagen aufgespaltenen Finstergrabenporphyroid basische Vulkanite auf.

Eine völlig andere Situation zeigte sich bei der Profilaufnahme an der Typlokalität, dem Blasseneck. Über eine Mächtigkeit von 1500 m konnte die vulkanogene Serie verfolgt und petrographisch untergliedert werden (Abb. 2). Die hier stellenweise bis zu 600 m Mächtigkeit erhaltene Liegendfolge besteht aus Phylliten mit Quarzit- und Marmoreinschaltungen. Der Vulkanismus setzt in Form einzelner, durch Phyllite getrennter Lagen ein, die lateral rasch auskeilen. Im aufgenommenen Profil am Blasseneck-Südhang führen die ersten Porphyroidlagen ähnlich wie in der Langen Teichen lithische Komponenten. Der mächtige Zentralteil des Porphyroids konnte mit Hilfe petrographischer und geochemischer Methoden in einzelne Förderphasen zerlegt werden und zeigt als Besonderheit eine Einschaltung von Grüngesteinen, begleitet von karbonatischen Schiefen (vgl. 5.3). Eine tektonische Einschuppung dieser Gesteine scheidet weitgehend aus. Das Deckgestein der Porphyroide bilden zunächst feinplattige, dann grobbankige bis massige Karbonate. Sie sind unterschiedlich dunkelgrau bis hell gefärbt und führen reichlich Rohwandvererzung. Der Kontakt zum Porphyroid ist in der Regel leicht tektonisch überprägt. Der lithologische Vergleich läßt eine ähnliche stratigraphische Situation wie am Polster-Südhang vermuten (Abb. 2).

Aus der Hohen Veitsch sind keine conodontenstratigraphischen Untersuchungen bekannt. Die lithologische Ausbildung des Porphyroides entspricht der des Eisenerzer Raumes. Seine Überlagerung besteht aus Karbonatgesteinen, so daß insgesamt ähnliche Verhältnisse wie am Polster bei Eisenerz wahrscheinlich sind.

Als wichtig für den ganzen Ostteil der NGZ ist festzuhalten (vgl. Kap. 9), daß der Porphyroid in sehr unterschiedlicher gesteinsfazialer Umgebung zu finden ist, die auf engem Raum wechseln kann. Bei einer vorsichtigen sedimentologischen Interpretation der zusammengestellten Profile ist zu vermuten, daß die Vulkanite in folgenden verschiedenen Bereichen abgelagert wurden:

- a) In morphologischen Hochlagen, in großer Mächtigkeit abgelagert und durch Karbonate überlagert;
- b) in Beckenbereichen, als geringmächtige Lagen vertreten, gekoppelt mit marinen feinklastischen Sedimenten und der späteren Extrusion basischer Vulkanite.

2.2 Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone

(Arbeitsgebiete K, D, Abb. 3)

Im Gebiet zwischen Westendorf, Kitzbühel und Fieberbrunn ist eine Anzahl mächtiger Porphyroidkörper aufgeschlossen (MALZER 1964, MOSTLER 1965, EBERHARDT & MOSTLER 1966, MOSTLER 1968, MAVRIDIS & MOSTLER 1971). Die Sedimentation beginnt mit einer bis 1000 m mächtigen klastischen Folge, die als Wildschönauer Schieferserie bekannt ist. In diese Folge ist eine große Anzahl basischer Vulkanite eingeschaltet; es handelt sich hierbei teils um Intrusiva (Sills), teils um extrusive Laven und Pyroklastika (MOSTLER 1971). Diese Folge wird ins Ordovizium gestellt, wobei oberes Kambrium von den Autoren nicht ausgeschlossen werden kann. Ein markanter Umschwung in der als „eugeosynklinal“ bezeichneten Sedimentabfolge wird durch die Platznahme der Porphyroide angezeigt. Ihre stratigraphische Untergrenze ließ sich bisher nicht fassen, da die Porphyroidkörper sehr häufig tektonisch abgesichert sind. Wie eine Profilaufnahme am Wildseeloder zeigte, erreichen die überwiegend als Ignimbrite ausgebildeten Porphyroide maximale Mächtigkeiten von über 600 m, die sich allerdings lateral rasch verringern können (vgl. Abb. 3). Über den Porphyroiden setzt eine Faziesdifferenzierung ein. In einigen Profilen folgen Karbonate, die in Westendorf, in Klausenbad bei Kitzbühel und im Bereich des Kitzbüheler Hornes in die Celloni-Zone des Llandovery eingestuft wurden. In anderen Profilen finden sich unmittelbar über dem Porphyroid Konglomerate, Brekzien, Sandsteine und Siltschieferlagen, die mit den Vulkaniten auch lateral verzahnen. Der Altersumfang dieser Klastika ist unklar und kann nach oben nur durch die in beiden Faziestypen folgenden Kalke des Devon abgegrenzt werden. Bei der Profilaufnahme am Wildseeloder zeigte sich im Gipfelbereich ein tektonisch leicht überformter Kontakt zwischen Porphyroid und Karbonaten. Im Westhang des Berges schalten sich bis zu 20 m mächtige klastische Folgen zwischen die Kalke und den Porphyroid ein. Für das vulkanologisch gut bearbeitbare Wildseeloderprofil (vgl. 5.1) fanden sich leider keine conodontenstratigraphischen Angaben in der Literatur, so daß der Versuch der Korrelation auf Analogieschlüssen beruht (Abb. 3).

Der Liegendkontakt des Porphyroides ist tektonisch. Eingeschuppte rote Sandsteine, geröllführende Tonschiefer und die randlich intensive Rotfärbung des Ignimbrits lassen vermuten, daß hier die tektonisch überprägte Transgressionsfläche des Perm erhalten ist. In streichender Fortsetzung wurde am Ende des Wildseeloderporphyroides im Bereich der Magnesit-Lagerstätte Hochfilzen ein weiteres Profil beprobt. Hier herrschen bezüglich der Kontakte ähnliche Verhältnisse; der Porphyroid ist in seiner Mächtigkeit auf 130 m reduziert. Beim Abbau Bürglkopf hat er nur noch 20 m Mächtigkeit.

Der Dientner Raum wurde von BAUER, LOCKER & MOSTLER (1969) stratigraphisch gegliedert. Beim Großteil der von den o. g. Autoren dargestellten Porphyroidlagen dürfte es sich um Tuffe und umgelagerte Tuffite handeln, die an die Wende Ordoviz-Silur gestellt werden.

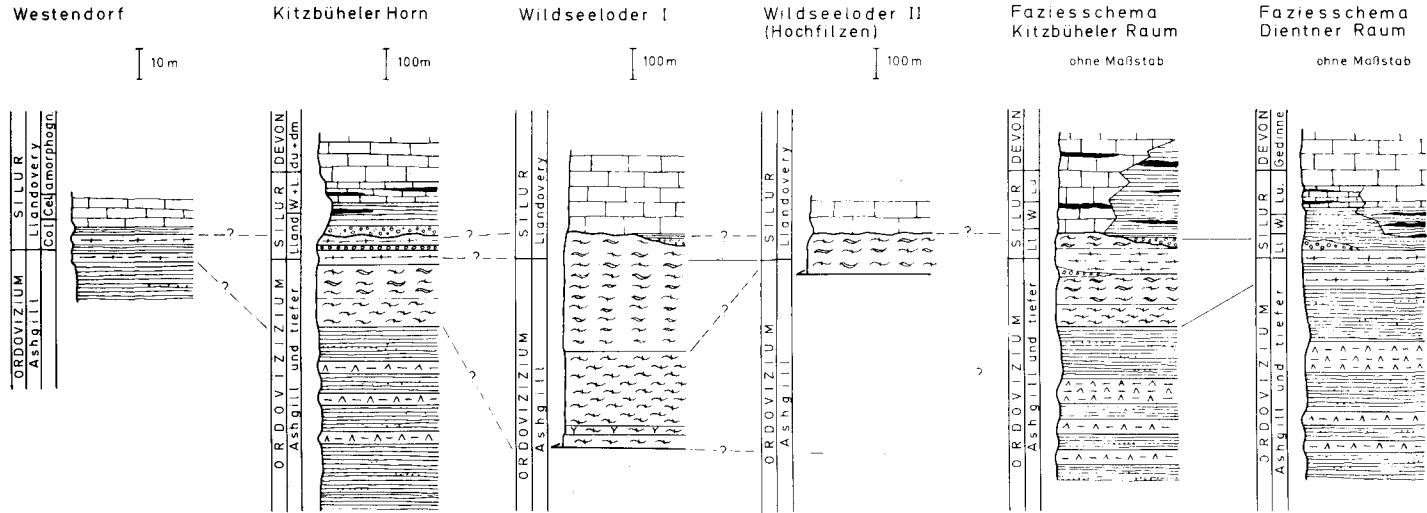


Abb. 3: Stratigraphische Korrelation im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone; Profil Westendorf nach MOSTLER (1968), stark verändert; Profil Kitzbüheler Horn aus MOSTLER (1968) und EMMANUIIDIS & MOSTLER (1971) kombiniert und vereinfacht; Profile Wildseeloder I und II nach eigenen Aufnahmen entworfen; Faziesschema Kitzbüheler Raum unter Berücksichtigung aller verfügbaren Daten entworfen; Faziesschema Dientner Raum nach BAUER, LOACKER & MOSTLER (1969) und eigenen Aufnahmen im Bereich der Porphyroide zusammengestellt; Legende wie Abb. 2.

Allgemein bestehen bei der Einstufung der Porphyroide im Westabschnitt der NGZ noch Probleme. Während die genannten Innsbrucker Autoren die Eruption der sauren Vulkanite an die Wende Ashgill-Llandovery stellen, wird in der Korrelationstabelle des Paläozoikums von Österreich ihre Einstufung analog zu den Verhältnissen im Eisenerzer Raum postuliert (SCHÖNLAUB 1979). Unabhängig von dieser stratigraphischen Unsicherheit ist festzuhalten, daß auch im Westabschnitt der NGZ eine deutliche Faziesdifferenzierung zu verzeichnen ist, die zur Abtragung eines Teils der Porphyroidplatte führte und in entsprechenden Sedimenten dokumentiert ist. In anderen Bereichen sind geringmächtige Porphyroidlagen in vollmarine Metapelite eingeschaltet. Zur Klärung der Frage, ob der saure Vulkanismus in der gesamten Grauwackenzone gleichzeitig in Gang kam, sind die stratigraphischen Ergebnisse leider nicht hinreichend genau.

2.3 Westteil der Karnischen Alpen

(Arbeitsgebiet C, Abb. 4)

In den klassischen stratigraphischen Profilen der Karnischen Alpen (Cellonetta, Kellerwand, Mooskofel u. ä.) fehlen Zeugen vulkanischer Aktivität. Das obere Ordovizium, das ab dem Caradoc datiert werden konnte, besteht hier aus einer feinklastischen Stillwasserfazies, der SCHÖNLAUB (1971) eine größer klastische Bewegwasserfazies gegenüberstellte. Diese ist vor allem in den Westlichen Karnischen Alpen verbreitet und verzahnt mit dem Comellicoporphryoid. Bemerkenswert ist, daß innerhalb dieser klastischen Folgen auch vulkanosedimentäre Lagen auftreten (SCHÖNLAUB 1979). Die fazielle Verzahnung des Comellicoporphryoides mit der Fleonsfazies, die nach neuen Kartierergebnissen als erwiesen gelten kann, wird von SCHÖNLAUB (1979) zur Einstufung des Comellicoporphryoides in den Bereich Caradoc-Ashgill verwendet.

Aus der unmittelbaren Umgebung des Comellicoporphryoides sind keine neuen stratigraphischen Daten bekannt. Der Porphyroid liegt innerhalb der tektonischen Einheit des „Pfannspitzstreifens“ (H. SCHMIDT 1930) und erreicht Mächtigkeiten von 600 m. 2 Profile im Bereich der maximalen Mächtigkeit zeigen etwas voneinander abweichende lithologische Entwicklungen (Abb. 4): Im Profil Roßkopf-Pfannspitze entwickelt sich der Vulkanismus aus einer einige 100 m mächtigen Phyllitfolge („Comellicophyllite“), in die Feinkonglomerat- und Quarzithorizonte eingeschaltet sind. Über eine Mächtigkeit von rd. 200 m wechseln zunächst Tufflagen mit Phyllitlagen ab. Anschließend folgen rd. 400 m massige Porphyroide. Der Hangendkontakt ist tektonisch überprägt; stark verfaltete Äquivalente des oberordovizischen Wolayerkalkes (SCHÖNLAUB 1979) sind lokal als tektonische Schuppen zu finden, während an anderen Stellen die zunächst gebankten und später massigen Karbonate direkt auf dem Porphyroid zu liegen kommen.

Im Profil am S-Hang der Königswand ist der vulkanogen beeinflusste Bereich 540 m mächtig. Der Vulkanismus setzt mit einer geringmächtigen massigen Lage ein; nach einer Phylliteinschaltung folgen geringmächtige Tuffe, die dann von ca. 350 m mächtigen massigen Porphyroiden überlagert werden. Im Hangenteil ist eine Tuff-Phyllitwechselfolge erhalten, auf der ein ca. 80 m mächtiger Quarzithorizont folgt. Auch hier trennt ein stark tektonisch gestörter Bereich den Porphyroid von den mächtigen wandbildenden Karbonaten der Großen Königswand. In dieser Störungszone finden sich wiederum Äquivalente des Wolayerkalkes mit fraglichen Fossilresten. Es kommt zu einer tektonischen

Faziesschema
Karnische Alpen

Roßkopf- Pfannspitz

Gr. Königswand

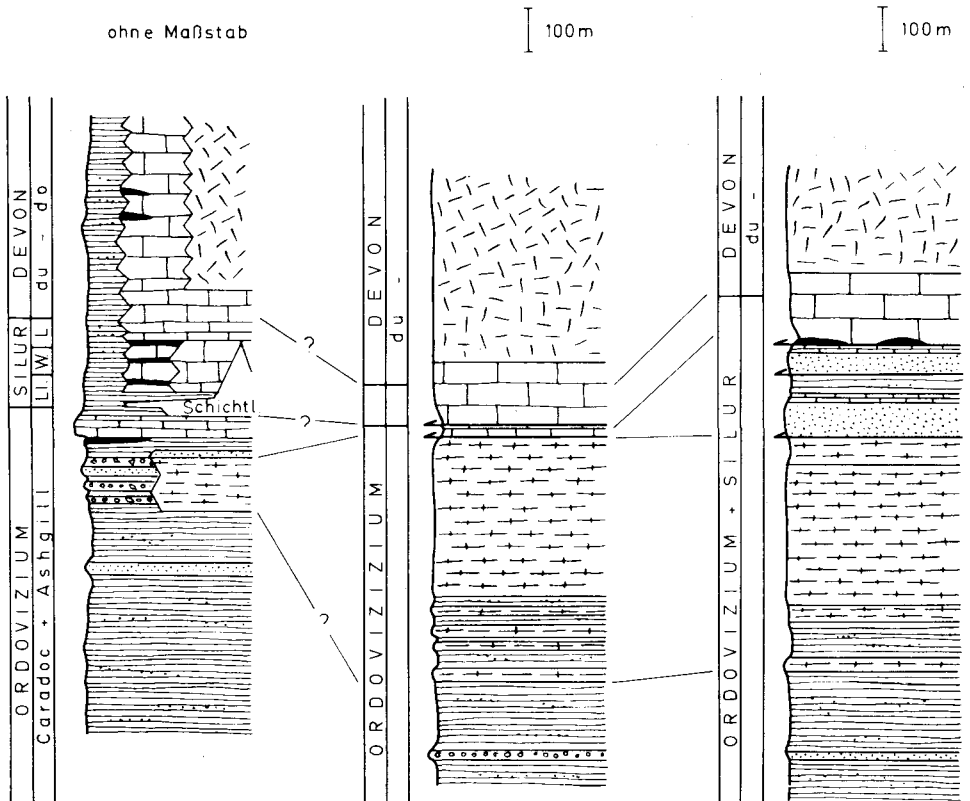


Abb. 4: Stratigraphische Korrelation in den Karnischen Alpen; Faziesschema nach „Korrelation des Ostalpinen Paläozoikums“ (SCHÖNLAUB 1979), stark vereinfacht; Profile Roßkopf-Pfannspitze und Große Königswand nach eigenen Aufnahmen; Legende wie Abb. 2.

Schichtwiederholung von Phylliten, Quarziten und Wolayerkalk. Stellenweise sind geringmächtige Schollen eines Kieselschieferkomplexes vorhanden.

Insgesamt zeigt sich eine starke tektonische Überformung im Hangenteil des Comelico-porphyröides. Es ist anzunehmen, daß das Fehlen der Tufflagen im Hangenteil des Pfannspitz-Profiles tektonisch begründet ist. Entsprechend ist für den Bereich der Karnischen Alpen nicht zu klären, ob überall klastische Transgressionsedimente über dem Porphyroid folgten.

2.4 Quarzphyllitgebiete

(Arbeitsgebiete B, M, T, Abb. 5)

In den fossilereen Quarzphyllitgebieten bieten Vulkaniteinschaltungen einen Ansatzpunkt für lithostratigraphische Serienvergleiche. Eine weitgehend vollständige Zusammenstellung schematischer Faziesprofile wird von ANGENHEISTER, BÖGEL & MORTEANI (1975) gegeben.

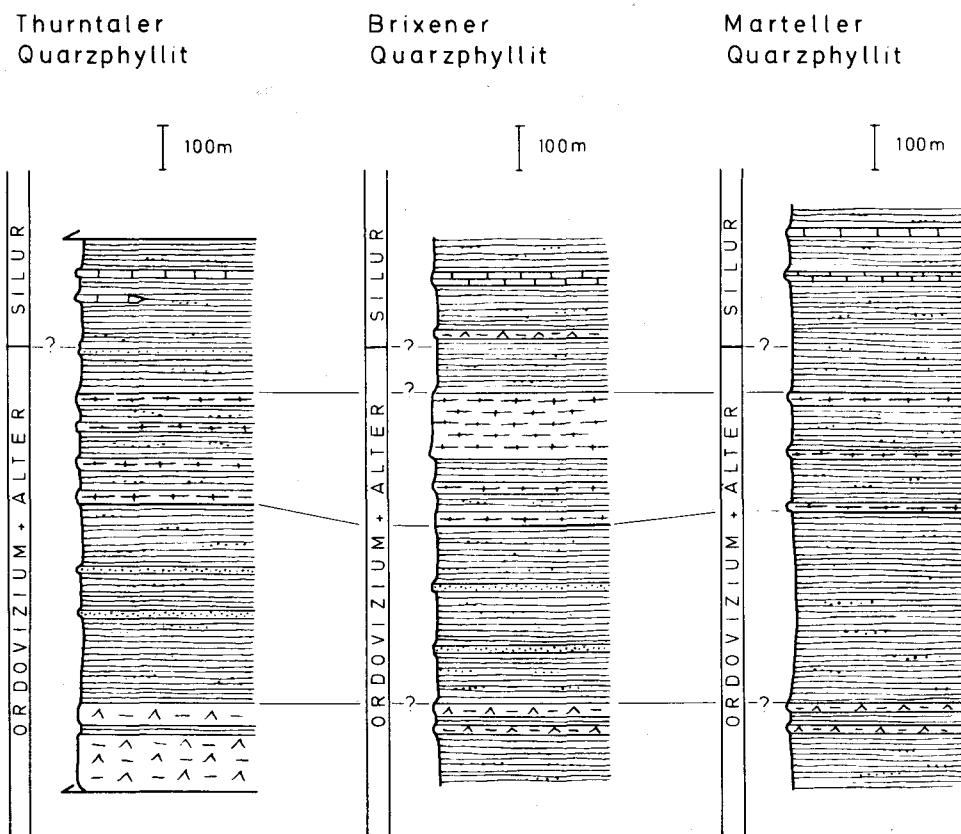


Abb. 5: Prostratigraphische Korrelation in Quarzphyllitgebieten; Mächtigkeiten durch Interpretation geologischer Kartierungen ermittelt (HEINISCH 1976, MORETTI 1967, C. MÜLLER 1979); Legende wie Abb. 2.

Im Bereich der Thurntaler Quarzphyllite (Arbeitsgebiet T) ließen eigene Arbeiten eine Vervollständigung des Profils zu. In Metapeliten mit siltig-sandigeren Bereichen, die ca. 1000 m Mächtigkeit haben dürften, sind in verschiedenen Horizonten Vulkanite eingeschaltet (Abb. 5). Es handelt sich hierbei sowohl um Amphibolite und begleitende Chlorit-schiefer als auch um Porphyroide. Sie konnten in Form mehrerer Lagen von maximal 20 m Mächtigkeit auskartiert werden, die sich über längere Strecken (km) verfolgen lassen. In einem etwas höheren Niveau trifft man wenige dm bis maximal 1 m mächtige Marmorlinsen an.

Ähnliche Verhältnisse herrschen im südalpinen Brixener Quarzphyllit (Arbeitsgebiet B); einzelne Porphyroidkörper erreichen hier bis zu 150 m Mächtigkeit, Porphyroide finden sich auch in südalpinen Quarzphyllitaufbrüchen von Agordo, Cima d'Asta und Val Sugana (ANGENHEISTER et al. 1975).

In den Marteller Quarzphylliten gelang ebenfalls der Nachweis von Porphyroidlagen, die gemeinsam mit Amphiboliten und Marmorbändern als Einschaltungen auftreten (C. MÜLLER 1979).

Bei den stark verfalteten und tektonisch verschuppten Quarzphylliten fällt es schwer, Mächtigkeiten zu ermitteln. Die in Abb. 4 eingetragenen Werte beruhen auf der Auswertung von Kartierungen und dürften Minimalwerte darstellen. Die lithofazielle Ähnlichkeit der Quarzphyllite zu manchen stratigraphisch gesicherten Profilen aus der NGZ und den Karnischen Alpen erlaubt es, als Arbeitshypothese ein oberordovizisches Alter der Porphyroidhorizonte anzunehmen. Man muß aber betonen, daß auch eine andere stratigraphische Stellung nicht auszuschließen ist, solange keine biostratigraphischen oder radiometrischen Beweise vorhanden sind.

2.5 Zusammenfassung Stratigraphie

Der überregionale Vergleich vieler Porphyroidprofile zeigt, daß trotz deutlicher Fortschritte in der stratigraphischen Gliederung des Altpaläozoikums der Ostalpen nur an wenigen Stellen das Alter des sauren Vulkanismus hinreichend genau eingengt werden kann. Wo dies der Fall ist, zeigt sich nach dem bisherigen Stand der Conodontenstratigraphie immer, daß es sich um ein relativ kurzzeitiges Ereignis handelte, welches sich an der Wende Caradoc-Ashgill einordnen läßt. Sollten sich die stratigraphischen Ergebnisse aus dem Kitzbüheler Raum bestätigen, so wäre hier der Vulkanismus erst am Ende des Ordoviziums (Wende Ashgill-Llandovery) aufgetreten.

Porphyroide treten in verschiedenen Faziesräumen auf, die durch die wechselvolle tektonische Geschichte des Ostalpenraumes heute eine im Vergleich zur Zeit der Entstehung völlig andere geometrische Anordnung haben können. Dies ist mit ein Grund, warum mächtige Porphyroidlagen mit Schichtlücken, Transgressionsbildungen und überlagernden Flachwasserkarbonaten zusammen mit geringmächtigen Porphyroidprofilen in der gleichen großtektonischen Einheit vorkommen. Die geringmächtigen Porphyroide sind in Metapelitfolgen eingeschaltet, welche auch basische Vulkanite und Kieselchiefer enthalten. Rein lithologisch zeigt sich daher häufig eine größere Übereinstimmung zwischen Profilen aus verschiedenen Arbeitsgebieten, als zwischen den Profilen innerhalb eines Arbeitsgebietes.

Dies liegt neben den tektonischen Transporten allerdings auch in einer auf engstem Raum nachweisbaren Faziesdifferenzierung begründet, deren tektonische Bedeutung bereits mehrfach hervorgehoben wurde. So betrachtet, sind die Analogien zwischen den 3 gut untersuchten Bereichen Nördliche Grauwackenzone Ost, West und Karnische Alpen auffallend.

Die Schichtsäulen der Quarzphyllitgebiete lassen sich mit Profilen korrelieren, in denen geringmächtige Porphyroide in Beckenfazies vergesellschaftet mit Metabasiten und geringmächtigen Karbonatlagen auftreten.

Gerade in den durch Karbonatarmut gekennzeichneten Profilen sollte man aber nicht vergessen, daß auch die Möglichkeit besteht, die sauren Vulkanitlagen mit dem Vulkanismus des Kambriums in Verbindung zu bringen. Zur Vorsicht mahnt insbesondere die Tatsache, daß aus dem Barrandium Zentralböhmens mächtige kambrische Rhyolithe, Dacite und Andesite bekannt sind (HAVLICEK 1971) und auch im Altpaläozoikum Zentralspaniens die als Ignimbrite interpretierten „Ollo di Sappo“ ins Kambrium gestellt werden (BISCHOFF et al. 1973).

Dies gilt in noch viel stärkerem Maße für die prostratigraphischen Gliederungsversuche in hochmetamorphen Altkristallteilen wie zum Beispiel für den Augengneiszug der

Glein- und Stubalpe, der von TEICH (1978) als Äquivalent des Blasseneckporphyroides gedeutet wird.

Stratigraphische Unsicherheit herrscht auch über das Alter der Habachserie. Die in ihr enthaltenen sauren Gneise (Porphyrmaterialschiefer, Porphyroide, u. ä.) sind häufig mit wesentlich mächtigeren basischen Vulkaniten vergesellschaftet. Theoretisch läßt sich diese Vulkanitfolge sowohl mit oberordovizischen als auch mit älteren Abfolgen in Verbindung bringen (vgl. SCHÖNLAUB 1979).

3. Petrographie

3.0 Methodik

In den geologischen Spezialkarten von Österreich und früheren Arbeiten werden sehr unterschiedliche Gesteine zur Kartiereinheit „Blasseneckporphyroid“ zusammengefaßt. Es war daher notwendig, mit petrographischen Methoden Gesteinstypen zu klassifizieren, die sowohl als Kartiereinheit verwendet werden können als auch eine einheitliche Interpretation ihrer Genese zulassen.

Die einzelnen Untersuchungsbereiche wurden verschieden stark in die variszische und alpidische Gebirgsbildung einbezogen. Es stehen daher Gesteine mit relativ gut erhaltenen Primärgefügen völlig tektonisierten und mehrfach rekristallisierten Gesteinen gegenüber. Dadurch sind häufig wichtige Kriterien für eine vulkanologisch-sedimentologische Bearbeitung ausgelöscht. In diesen Fällen müssen daher mehrere Alternativen der Interpretation nebeneinander bestehen bleiben; der Interpretationsspielraum läßt sich nur durch Analogieschlüsse einengen. Um die unterschiedliche Aussagesicherheit zu dokumentieren, wurde das Kriterium der Rekristallisation durch Schieferung und Metamorphose mit in die Typenklassifikation aufgenommen. Bei den stark tektonisch überprägten Varianten wurde Wert auf eine weitgehend genesefreie Beschreibung gelegt, und erst am Ende folgt die Diskussion verschiedener Deutungsmöglichkeiten.

Zur Untersuchung der Gesteine dienten polierte Gesteinsanschliffe und eine Auswahl von 220 Dünnschliffen. Modalanalysen wurden je nach Korngröße der Komponenten am Handstück oder mikroskopisch mit dem Point-counter (Fa. SWIFT) durchgeführt. Die Anzahl der Zählpunkte wurde nach dem von CHAYES (1956), VAN DER PLAS & TOBI (1965) und KALSBECK (1969) beschriebenen Kriterien festgelegt.

Der Anorthitgehalt der Feldspäte wurde mit Hilfe von Migrationskurven (BURRI, PARKER & WENK 1967), übersichtsmäßig auch nach FOUQUE (1894) bestimmt. Dies war bei den vorliegenden Anorthitgehalten möglich. Zur Untersuchung der feinkristallinen Grundmasse diente ein Röntgendiffraktometer vom Typ PHILIPS PW 1730.

3.1 Porphyroide des Kitzbüheler und Dientner Raumes mit gut erhaltenen Reliktgefügen

In Teilbereichen der NGZ sind die ursprünglichen Vulkanitgefüge fast vollständig erhalten. Es handelt sich hierbei um den Wildseeloderporphyroid zwischen Kitzbühel und Fieberbrunn und in eingeschränktem Maße auch um die Umgebung der Schwalbenwand bei Dienten. Der Raum westlich Kitzbühel und Teile des Untersuchungsgebietes Dienten wurden in ähnlichem Maße wie der Steirische Anteil der NGZ überprägt. Diese Gesteine werden daher zusammen mit den höher metamorphen Porphyroiden beschrieben.

3.1.1 Ignimbrit ohne bedeutenden Lapilli-Anteil

Am Grat des Wildseeloder und im Pletzergraben stehen massige Gesteine von weinroter bis cremegrüner Farbe an, die in quaderförmigen bis säulig-prismatischen Blöcken absondern. Durch ihre Härte zählen diese Gesteinstypen zu den Gipfelbildnern der NGZ.

In einer makroskopisch nicht auflösbaren, dichten Grundmasse sind porphyrische Einsprenglinge von Feldspat und Quarz eingebettet; es ist keine Einregelung der Kristalle erkennbar. Der Gehalt an Gesteinsfragmenten (Bims + Fremdgestein) ist sehr gering und bewegt sich zwischen 0 – 5 Vol.%.
 Die mittleren Durchmesser der Einsprenglinge liegen zwischen 1 – 3 mm. Quarz tritt in Form von hypidiomorphen bis idiomorphen teils klastisch zerbrochenen Dihexaedern auf. Er zeigt gut erhaltene Korrosionsbuchten und Korrosionsschläuche (Tafel 1). Alkalifeldspäte sind idiomorph oder kataklastisch zerbrochen und haben Fleckenperthit-Entmischungen. Andere sind in Teilbereichen oder vollständig in Schachbrettalbit, klaren Albit oder Mikroklin umkristallisiert. Sehr häufig sind sie stark zersetzt und bereichsweise serizitisiert. Es sind relik-tisch komplexe Zwillingbildungen nach Karlsbader und Albitgesetz zu erkennen. Seltener findet man auch Plagioklase, deren Anorthitgehalte, soweit sie noch optisch bestimmbar sind, zwischen 0 – 40% An schwanken. Ein relik-tischer Zonarbau läßt sich manchmal aus unterschiedlich starker zonarer Umwandlung der Plagioklase ableiten. Bräunliche, stark zersetzte, vererzte Aggregate können Relikte von Biotiten oder Alkalihornblenden darstellen.

Die dicht erscheinende Grundmasse läßt bei Betrachtung in einfach polarisiertem Licht einen Aufbau aus scharf abgegrenzten, oft dreieckigen, Y-, V- oder halbmondförmigen Strukturen erkennen, deren Ränder durch einen Pigmentsaum markiert werden (Tafel 1). Es handelt sich hierbei um Relikte ehemals glasiger Wandteile und Zwickel zerplatzter Gasbläschen. Die Glasscherben („shards“) sind stark verschweißt und zeigen sekundäres Fließgefüge („pseudo-eutaxitische Textur“). Insbesondere in Nachbarschaft von Einsprenglingen läßt sich die Verschweißung der Glasscherben und Einsprenglinge in plastischem Zustand erkennen. Solche Gefügebilder sind nur aus Ignimbriten bekannt. Die feine braune Pigmentierung ist nach ROSS & SMITH (1960) durch Oxidation und spätere teilweise Reduktion des Eisens im Glasanteil zu erklären. Der Vergleich von Dünnschliff-Fotografien der Porphyroide mit rezenten Ignimbriten zeigt überzeugende Analogien (Tafel 1). Die Länge der relik-tischen Glasfetzen liegt bei 0,05 – 0,1 mm.

Unter gekreuzten Nicols zeigt sich, daß die Glasmatrix devitrifiziert ist. Sie besteht aus einem feinen Filz von Quarz, Feldspat, Serizit und Chlorit. Akzessorisch findet man in der Grundmasse idiomorphe Zirkone, Apatit, Rutil, Ilmenit, Titanit, Opakerz und Calcit; der mittlere Korndurchmesser der Grundmasse beträgt 0,007 mm. Röntgenographisch konnte neben den genannten Mineralen noch Laumontit und Kaolinit nachgewiesen werden. Manche Schliffe zeigen sphärolithische und axiolithische Entglasungsstrukturen (Tafel 1).

Diese Vulkanitgefüge werden unterschiedlich intensiv durch die Schieferung überprägt; sigmoidale Schieferungsflächen in der Umgebung der Einsprenglinge verleihen den Dünnschliffen ein ignimbrit-ähnliches Gefüge und geben zur Verwechslung Anlaß. Ein Nachweis von Glasfragmenten gelang daher nicht in allen Dünnschliffen. Der Übergang vollzieht sich stufenlos, so daß man die Zerstörung der Reliktgefüge durch fortschreitende Schieferung verfolgen kann. Hierbei tritt eine schieferungsbedingte, sekundäre Kataklastik der Einsprenglinge ein.

Diese Vulkanitgefüge werden unterschiedlich intensiv durch die Schieferung überprägt; sigmoidale Schieferungsflächen in der Umgebung der Einsprenglinge verleihen den Dünnschliffen ein ignimbrit-ähnliches Gefüge und geben zur Verwechslung Anlaß. Ein Nachweis von Glasfragmenten gelang daher nicht in allen Dünnschliffen. Der Übergang vollzieht sich stufenlos, so daß man die Zerstörung der Reliktgefüge durch fortschreitende Schieferung verfolgen kann. Hierbei tritt eine schieferungsbedingte, sekundäre Kataklastik der Einsprenglinge ein.

Interpretation

Klassifiziert man die Gesteine nach den Ergebnissen der Modalanalysen (Tab. 3), sind sie bei einem Glasanteil von 80% als vitrische Tuffe zu bezeichnen (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977). Bei einer Klassifikation nach der Korngröße fallen sie in das Feld der

Tab. 3: Modalanalysen Ignimbrit ohne bedeutenden Lapilli-Anteil.

| Pr. | Schliff | Einsprenglinge | | | | Glas | Bims und Fremdgestein |
|------------|---------|----------------|-----|-----|----|------|-----------------------|
| Nr. | Nr. | Qu | Akf | Plg | Su | | |
| K 26 | 7616 | 7 | 9 | 5 | 21 | 74 | 5 |
| K 63 | 8384 | 8 | 3 | - | 11 | 84 | 5 |
| K 64 | 8385 | 7 | 6 | 1 | 14 | 84 | 2 |
| K 65 | 8386 | 6 | 6 | - | 12 | 87 | 1 |
| K 67 | 8388 | 11 | 6 | - | 17 | 80 | 3 |
| K 68 | 8389 | 6 | 6 | - | 12 | 85 | 3 |
| K 71 | 8391 | 17 | 7 | - | 24 | 76 | - |
| K 73 | 8392 | 18 | 8 | - | 26 | 74 | - |
| Mittelwert | | 10 | 6 | 1 | 17 | 81 | 2 |

Aschentuffe. Nachdem trotz Metamorphose in einigen Proben Relikte verschweißter Glasfetzen und ein sekundäres Fließgefüge nachgewiesen werden konnten, lassen sich die Porphyroide des Wildseeloder in bezug auf ihren Ablagerungsmechanismus als Glutwolkenabsätze (Ignimbrite, ash flows) deuten. Vergleichbar gut erhaltene Strukturen in paläozoischen Vulkaniten werden auch aus dem Armorikanischen Massiv und dem Zentralmassiv Frankreichs beschrieben (BOYER 1973).

Benützt man den Anteil an Kristallen, Glasresten und Gesteinsfragmenten (incl. Bims) zur Darstellung der Modalanalysen in einem Dreiecksdiagramm, ordnen sich die Proben innerhalb eines engen Streubereichs an der Kristall-Glas-Verbindungsline an (Abb. 6); die Proben lassen sich eindeutig von anderen Porphyroid-Typen abgrenzen.

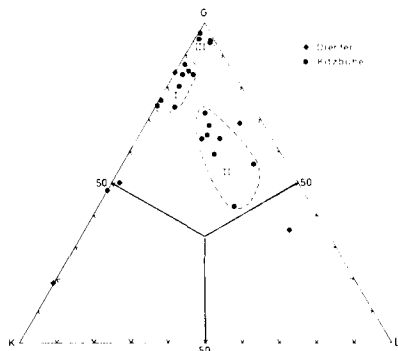


Abb. 6: K(Kristalle)-G(Glas)-L(Bims + Fremdgestein)-Diagramm des Kitzbühler und Dientner Raumes; Feld I Ignimbrit ohne bedeutenden Lapillianteil, Feld II Ignimbrit mit Lapillianteil, Feld III Vitrophylagen.

Der Zustand der Feldspatphasen läßt eine durch mehrphasige Zersetzungs- und Metamorphoseprozesse bedingte Entmischung und Umkristallisation vermuten und zeigt Analogien zu anderen paläozoischen sauren Vulkaniten (FLICK 1977, HURLER 1972). Durch die sekundäre Albitisierung war auch lange der Begriff „Quarzkeratophyr“ für die Porphyroide üblich (ANGEL 1918). Die entsprechend der Grünschieferfazies der Gesteine vorliegende Tieftemperaturvergesellschaftung der Minerale bedingt, daß die Zusammensetzung der primär magmatischen Feldspäte nicht mehr rekonstruierbar ist. Eine detaillierte Untersuchung der Feldspäte, z. B. mit Hilfe der Mikrosonde, steht noch aus. Im normativen Feldspatbestand (vgl. 4.2, RITTMANN-Norm) tritt je nach Chemismus Sanidin oder Anorthoklas \pm Plagioklas auf.

3.1.2 Ignimbrit mit Lapilli-Anteil

Im Profil des Wildseeloder sind Gesteine erfaßt, die sich von den eben beschriebenen durch einen erhöhten Anteil an Gesteinsfragmenten unterscheiden. Im Aufschluß und im Handstück fällt ihre sehr inhomogene Zusammensetzung auf. Die Gesteine werden von unregelmäßig, wellig angeordneten sigmoidalen Trennflächen durchzogen. Stark zerdrückte, kollabierte und ausgelängte Bimslapilli schwimmen in dichter Grundmasse, die außerdem porphyrische Einsprenglinge enthält. Die Farbe des Gesteins wechselt im cm-Bereich linsenartig zwischen grün und rot. Durch die gelängten Lapilli wird ein sekundäres Fluidalgefüge auch makroskopisch gut erkennbar. Der Gehalt an Lapilli liegt über 14%. Derartige Porphyroidtypen sind neben dem Wildseeloderporphyroid auch stellenweise am Kitzbüheler Horn vertreten.

Analog zum Ignimbrit ohne Bimsetzen findet man als Einsprenglinge idiomorphe, magmatisch korrodierte Quarzhexaeder, sekundär fleckig perthitisierte Alkalifeldspäte, selten auch Plagioklase und fragliche Biotitreste. Die Korngröße der Einsprenglinge hat ebenfalls analoge Werte (mittl. \varnothing 1 – 3 mm).

In der Grundmasse sind bei einfach polarisiertem Licht ebenfalls die durch Pigmentsäume markierten verschweißten Glasfetzen zu erkennen. Bei gekreuzten Nicols zeigen sich die Produkte der Devitrifizierung in Form eines Quarz-Feldspat-Serizit-Filzes mit Korngrößen um 0,007 mm. Akzessorische Minerale sind im selben Umfang wie im ersten Porphyroidtyp enthalten.

Die Lapilli sind teils als eckige Bruchstücke, teils kollabiert und stark gelängt erhalten (Tafel 2). Innerhalb eines einzelnen Aufschlusses findet man keinerlei Sortierung nach der Korngröße, die in der Längsachse von wenigen mm bis maximal 15 cm reicht. Innerhalb des Gesamtprofils stellt man eine gesetzmäßige Zunahme der Korngröße der Lapilli von der Basis zum Top der komponentenführenden Serie fest (Abb. 3). Die Lapilli lassen sich in zwei Gruppen einteilen: Als Fremdgesteinskomponenten treten Tonschieferfetzen mit erhaltener Feinschichtung, Quarzite und Grauwackenbruchstücke auf, die Fremdgesteine sind meist eckig. Vulkanogene Bimslapilli sind kollabiert, komprimiert und stark gelängt; sie stellen, dreidimensional betrachtet, in einer Achse stark komprimierte Ellipsoide dar. Von der Matrix unterscheiden sie sich durch andere Färbung, teilweise höheren Quarzanteil, geringeren Einsprenglingsanteil und andere Korngröße der Devitrifizierungsprodukte. In seltenen Fällen kann man noch den Glasrand erkennen.

Tab. 4: Modalanalysen Ignimbrit mit Lapilli-Anteil

| Pr. | Schliff | Einsprenglinge | | | | Glas | Bims und Fremdgestein |
|------------|---------|----------------|-----|-----|----|------|-----------------------|
| Nr. | Nr. | Qu | Akf | Plg | Su | | |
| K 1 | 7553 | 8 | 9 | 1 | 18 | 59 | 23 |
| K 2 | 7552 | 8 | 8 | 3 | 21 | 43 | 36 |
| K 6 | 7539 | 14 | 4 | 1 | 19 | 64 | 17 |
| K 28 | 7554 | 6 | 8 | - | 14 | 73 | 14 |
| K 59 | 8380 | 9 | 8 | - | 17 | 65 | 18 |
| K 60 | 8381 | 7 | 2 | - | 9 | 56 | 35 |
| K 61 | 8382 | 6 | 8 | - | 14 | 64 | 22 |
| K 62 | 8383 | 7 | 8 | - | 15 | 68 | 17 |
| Mittelwert | | 8 | 7 | 1 | 16 | 61 | 23 |

Interpretation

Nach den Modalanalysen ordnen sich diese Gesteine etwa im Schwerpunkt des Feldes der vitrischen Tuffe an. Verwendet man die Korngröße der Komponenten zur Klassifikation, liegt das Gestein im Bereich der Lapilli-Tuffe. Im KGL-Diagramm (Abb. 6) lassen sich diese Typen deutlich vom Feld der bimsfreien Porphyroide abtrennen. Durch die Variation im Lapillianteil (15 – 36%) ergibt sich ein größeres Streufeld. Das Auftreten kollabierter Bimslapilli mit extremer Längung und schlechter Sortierung läßt zusammen mit den verschweißten Glasfetzen der Grundmasse nur die Deutung des Gesteins als subaerisch geförderter Ignimbrit zu. Der optische Vergleich mit Aufschlüssen und Handstücken tertiärer Ignimbritprovinzen zeigt auffällige Ähnlichkeiten. Die typischen, als „flammae“, „collapsed pumice“, „discoides“ oder „lenticles“ bezeichneten kollabierten Bimslapilli sind in allen Fällen ein wichtiges Indiz für die Ignimbritnatur. Vergleichbare Flammengefüge finden sich z. B. in den Italienischen Vulkanprovinzen der Mti Vulsini (SPARKS 1975) und des Mte Amiata oder auch auf den Canarischen Inseln (SCHMINCKE & SWANSON 1976).

Da die Porphyroide metamorph vorliegen, können keine Angaben zum Verschweißungsgrad und über mögliche vertikale oder laterale Änderungen dieses Parameters gemacht werden. Es ist daher auch nicht möglich, auf die komplizierte Nomenklatur pyroklastischer Ströme einzugehen (vgl. PETERSON 1970, ROSS & SMITH 1961). Ebenso konnten keine granulometrischen Verfahren üblicher Art verwendet werden; die Kriterien der Korngrößenverteilung und Sortierung finden in der Literatur verbreitet Anwendung zur Unterscheidung zwischen submarinen Tuffen, subaerischen Tuffen („air fall tuffs“) und pyroklastischen Strömen („pyroclastic flows“, „ash flows“) (vgl. SCHMINCKE 1967, SPARKS 1976, BRAUN 1977). Wendet man den von PARSONS (1968) vorgeschlagenen Bestimmungsschlüssel für Pyroklastika an, gelangt man zur Bezeichnung „ash flow tuffs“, die

synonym zu Ignimbrit verwendet wird. Innerhalb eines Ignimbritstromes werden manchmal charakteristische Variationen in Gehalt und Größe lithischer Komponenten, Bimsfragmente und Kristalle beobachtet (FISCHER 1966). Der im Profil des Wildseeloder festgestellte Anstieg der Korngröße der Bimsfragmente zum Hangenden stimmt mit Beobachtungen von SPARKS (1976) bei tertiären Ignimbriten überein und legt die Vermutung nahe, daß der bimsführende Porphyroidanteil einer Eruption zuzuordnen sein dürfte (Abb. 3).

Ein gesetzmäßiger Anstieg des Kristallanteils zum Hangenden, wie er von anderen Autoren beschrieben wird (WALKER 1972), konnte in den Porphyroiden bisher nicht nachgewiesen werden. Während in vielen Ignimbritströmen kein einfacher Zusammenhang zwischen Korngröße der Lapilli und Transportweite vom Eruptionszentrum besteht (SPARKS 1975), konnte in anderen Fällen die Korngröße der lithischen Fragmente zur Abschätzung der Transportweite verwendet werden (KUNO 1964). Da die maximale Korngröße lithischer Fragmente über 10 cm liegt, wäre danach eine Ablagerung in einer Entfernung unter 10 km vom Eruptionszentrum wahrscheinlich. Hierfür spricht auch die große Mächtigkeit einzelner Lagen. Dies wäre eine vergleichsweise geringe Transportweite, da Ignimbritströme von über 100 km Länge bekannt sind (SMITH 1960). Eine Deutung der Gesteine als submarine ash flows, wie sie von FISKE & MATSUDA (1964) beschrieben wurden, kann mit ziemlicher Sicherheit ausgeschlossen werden. Für submarinen Transport wäre eine stärkere Sortierung, Gradierung und Auflösung in kleinere Trübestromablagerungen typisch, die von mächtigeren feingeschichteten Tuffen überdeckt werden.

3.1.3 Vitrophyrlagen

Das Gestein tritt in geringmächtigen Lagen von einigen dm bis maximal 1 – 2 m innerhalb mächtiger Porphyroidentwicklungen auf und hat grüne oder rote Farbe. In der dichten Grundmasse sind keine Kristalleinsprenglinge und in der Regel auch keine Bimsfragmente zu erkennen.

Mikroskopisch sind in der Grundmasse stellenweise die Relikte einzelner Glasscherben mit verschwommenen Rändern nachweisbar. Über die Begrenzungen der Glasscherben hinweg greifen Entglasungsstrukturen. Von einzelnen Kristallisationskeimen ausgehend haben sich sphärolithischer Strahlquarz und büschelige Verwachsungen von Quarz und Feldspat gebildet. An planaren Elementen (Kluftflächen, Bewegungsflächen) entglasen andere Bereiche axiolithisch, so daß senkrecht auf die Kluft beiderseits stengelige Kristallreihen entstehen. Der Mineralbestand der Matrix (Quarz, Albit, Mikroklin, Hellglimmer) war nur röntgenographisch bestimmbar.

Tab. 5: Modalanalysen Vitrophyrlagen.

| Pr. | Schliff | Einsprenglinge | | | | Glas | Bims und Fremdgestein |
|------------|---------|----------------|-----|-----|----|------|-----------------------|
| | | Qu | Akf | Plg | Su | | |
| Nr. | Nr. | | | | | | |
| K 31 | 7593 | 2 | - | 2 | 4 | 96 | - |
| K 31 | 7617 | 1 | - | - | 1 | 94 | 5 |
| K 66 | 8387 | 2 | 1 | - | 3 | 97 | - |
| Mittelwert | | 2 | - | 1 | 3 | 96 | 1 |

Interpretation

Es handelt sich bei diesen Gesteinen um fast reine Glastuffe (Tab. 5, Abb. 6). Nach ihrer ursprünglichen Korngröße wären sie als Aschentuffe zu bezeichnen.

Innerhalb einer Ignimbritsequenz eingelagerte dünne Lagen von Glastuffen kann man als Abschluß eines Ablagerungsvorganges im Zuge einer Glutwolkeneruption deuten. Bedingt durch den turbulenten Transport der Komponenten innerhalb der Glutwolke werden kleinere Glasfetzen herausgeschleudert und legen sich nach Absatz der Glutwolke als feine Lagen über den erkaltenden Ignimbrit (ROSS & SMITH 1960). Diese Vitrophyrlagen sind in der Regel unverschweißt, können aber durch die thermische Energie des Ignimbrites wieder aufgeheizt werden und nachträglich etwas verschweißen. Dies gilt vor allem, wenn nachfolgende Ignimbrite mit den zuerst abgelagerten eine gemeinsame Abkühlungseinheit („cooling unit“) bilden (PETERSON 1970). Da die Glasreste nur sehr unvollkommen erhalten sind, kann man im Fall der Porphyroide keine Aussagen über den Verschweißungsgrad treffen. Vitrophyrlagen lassen sich in der Feldkartierung als Grenze zwischen einzelnen Ablagerungseinheiten einer Ignimbritfolge verwenden. Der Unterschied zu unverschweißten Aschentuffen ist nur in ihrer engen genetischen Beziehung zum Mechanismus des Glutwolkenabsatzes zu sehen.

3.1.4 Unverschweißte Tuffe und Tuffite

Vornehmlich im Raum Dienten, im Bereich der Schwalbenwand und des Ochsenkopfes treten geringmächtige Einschaltungen in sedimentären Grauwacken-Schieferabfolgen auf, die als Derivate des Porphyroidvulkanismus aufzufassen sind. Es handelt sich um einzelne feingebänderte Lagen von dm bis 10 m Mächtigkeit. Petrographische Studien ergaben sehr unterschiedliche Gesteinszusammensetzungen; in Zweifelsfällen wird eine Abgrenzung zu pelitischen Sedimenten schwierig, da intensive Verschieferung und Rekristallisation auftritt.

In feiner Grundmasse aus Serizit, Quarz, Feldspat, Chlorit sind deutlich größere Quarze und Feldspatformrelikte zu erkennen; die Paralleltexur und Feinbänderung dominiert auch im mikroskopischen Bild. Einzelne Lagen enthalten reichlich Gesteinsfragmente, größtenteils Sedimentgestein, seltener auch Vulkanite.

Folgende Typen konnten petrographisch unterschieden werden (Tab. 6):

- a) Kristalltuffe
Gehalt an Quarz und Alkalifeldspat-Porphyrroklasten 50 – 80%; die feine Grundmasse wird als ehemals glasiger Anteil interpretiert.
- b) Glastuffe
Fast ausschließlich feine vulkanische Aschen enthaltend, feingebändert mit einigen vulkanogenen Feldspäten und Quarzen.
- c) Lapillireiche Tuffe
Dominierendes Kennzeichen ist der Lapillianteil, der dem Gestein ein fleckiges Aussehen verleiht; die Fragmente sind durch die Schieferung überformt und in der Hauptachse um 3 cm lang.
- d) Tuffite
Bei hohem Anteil an sedimentärem Detritus ist der Gehalt an vulkanogenen Komponenten unterschiedlich. Es treten teilweise Grauwackenbänke auf, die aus Alkalifeldspäten und Quarz vulkanogener Art bestehen. Sobald die Grundmasse rekristallisiert, kann man nicht mehr unterscheiden, ob der feinkörnige Serizitfilz sedimentär ist oder devitri-

Tab. 6: Modalanalysen Unverschweißte Tuffe und Tuffite.

| Pr. | Schliff | Einsprenglinge | | | | Glas | Bims und Fremdgestein |
|------------------------|---------|----------------|-----|-----|----|------|-----------------------|
| Pr. | Nr. | Qu | Akf | Plg | Su | | |
| a) Kristalltuffe | | | | | | | |
| D 2 | 7576 | 12 | 40 | - | 52 | 47 | - |
| D 5 | 7579 | 32 | 16 | - | 48 | 50 | 2 |
| D 11 | 7584 | 2 | 79 | - | 81 | 19 | - |
| b) Glastuffe | | | | | | | |
| D 8 | 7581 | 1 | 1 | - | 2 | 93 | 5 |
| c) Lapillireiche Tuffe | | | | | | | |
| D 12 | 7603 | - | 6 | - | 6 | 69 | 25 |
| D 3 | 7577 | 7 | 3 | - | 10 | 35 | 55 |

fizierte Glaspartikel darstellt. Eine Unterscheidung zwischen Tuffen und Tuffiten ist dann nicht mehr möglich. Im Bereich der Ton-Silt-Korngröße ist manchmal eine feine Gradierung erkennbar (Tafel 2).

Interpretation

Der Dientner Raum ist durch die geringmächtige Entwicklung von auf engem Raum sich faziell vertretenden vulkanogenen Sedimenten gekennzeichnet, die im KGL-Dreieck (Abb. 6) starke Streuungen zeigen. Es dürfte sich um marin verdriftete Absätze von Aschen- und Bimsregen handeln. Einige Grauwackenbänke mit rein vulkanogenem Anteil könnten, da sie korngestützte Gefüge zeigen, sogenannte „debris flows“, also submarine Schuttströme darstellen (vgl. 3.2). Insgesamt zeigen Porphyroid-Äquivalente dieser Art einen Ablagerungsraum in größerer Entfernung von den Eruptionszentren an, wie auch die geringe Mächtigkeit und intensive Verzahnung mit Sedimenten eines Meeresbeckens bestätigt.

Gerade bei Eruptionsvorgängen in Meeresnähe oder gar in submarinem Niveau ist eine Vielfalt von Umlagerungsvorgängen des abregnenden vulkanogenen Materials durch abgleitende Trübestrome zu erwarten (FISKE & MATSUDA 1964), was zur Bildung lithologisch komplexer epiklastischer vulkanosedimentärer Abfolgen führt (FISHER 1961).

3.1.5 Konglomerate und Brekzien

In enger genetischer Beziehung zum Porphyroid müssen einige Brekzienlagen gesehen werden, die aus dem Pletzergraben am Wildseeloder und vom Kitzbüheler Horn je-

weils im Hangenden der Porphyroide beschrieben wurden (MOSTLER 1968). Eine Übersichtsaufnahme zeigte, daß diese dunklen Konglomerate und Brekzien nicht nur am Top des Porphyroids auftreten, sondern offensichtlich lateral faziell mit dem Porphyroid verzahnen.

Die Konglomerate sind geringmächtig (ca. 10–20 m) und keilen rasch aus. In eine dunkle, pelitisch erscheinende Matrix sind Teilbereiche eingeschaltet, die Sandstein- bis Konglomeratkorngröße erreichen. Innerhalb dieser Lagen ist das Gestein meist gut sortiert, manchmal schwimmen jedoch auch große Klaster isoliert in pelitischer Grundmasse. MOSTLER (1968) deutet die Gesteine als schlecht aufgearbeitete Konglomerate mit hohem Anteil vulkanogener Komponenten.

Vorläufige mikroskopische Untersuchungen zeigen, daß es sich um ein Gemisch aus vulkanogenen großen Quarzen und Feldspäten, Bruchstücken verschiedener klastischer Gesteine und einer feinen Matrix handelt. Bisher fanden sich an Gesteinsklaster feingeschichtete Tonschieferfetzen, Grauwacken mit hohem Anteil an vulkanogenen Feldspäten und Quarzen, einzelne Bimslapilli- und Ignimbritbruchstücke. Die Matrix scheint aus pelitischem Detritus zusammengesetzt zu sein; zumindest konnten bisher keine Glasfetzen entdeckt werden.

Interpretation

Die Entstehung der Gesteine wird von MOSTLER (1968) diskutiert. Eine endgültige Klärung der Genese steht noch aus. Entscheidend wäre, ob die Grundmasse aus devitrifizierten Glasfetzen oder detritischen Tonmineralen besteht. Als plausibel kann eine Deutung als sekundär umgelagertes, möglicherweise als Turbidit vom Vulkanhang abgeglittenes vulkaniklastisches Gestein gelten. Dieser Vorgang ergäbe ein Gemisch aus vulkanogenen, mehrfach umlagerten Komponenten und marinem feinklastischem Detritus. Hierbei können auch grobklastische Erosionsprodukte erneut in die Umlagerung einbezogen worden sein.

Als Alternative wäre die Deutung als submarine ash flow-Ablagerung zu prüfen.

Ganz ähnliche Gesteine wurden in jüngster Zeit aus den Karnischen Alpen von SCHÖNLAUB (1979) unter dem Namen Fleons-Fazies beschrieben (vgl. 2).

MOSTLER (1971) interpretiert diese Zeugen einer unruhigen klastischen Sedimentation als Produkte eines „Konglomeratslumpings“ im Zuge des „Niederbrechens“ der Porphyroplattform.

3.2 Porphyroide der übrigen Untersuchungsgebiete

Nachdem die Porphyroide der Steirischen Grauwackenzone, der Karnischen Alpen und der Quarzphyllitgebiete in wesentlich stärkerem Maße von Schieferung und Rekristallisation betroffen sind als diejenigen der Tiroler Grauwackenzone, lassen sie sich als Gruppe gemeinsam den bisher definierten Porphyroidtypen gegenüberstellen. Im höher metamorphen Bereich ist die Möglichkeit genetischer Aussagen in noch stärkerem Maße eingeschränkt.

3.2.1 Kristallreiche Porphyroide

Die besonders im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone in großer Mächtigkeit (einige 100 m) und großer lateraler Ausdehnung (über Zehnerkilometer) verbreiteten Porphyroid-

körper wurden ursprünglich als Grauwacken-Gneise kartiert (FOULLON 1886). Auch in größeren Aufschlüssen sind die massigen Gesteine sehr homogen und lassen keinerlei Bankungen, Schichtung oder Gradierung erkennen. Ihr porphyrisches Gefüge wird durch die Tatsache verschleiert, daß ein sehr hoher Anteil an Einsprenglingen auftritt. Dies erklärt auch die ursprüngliche Deutung als Paraserie. Das sehr harte, zähe Gestein bildet mächtige, durch die Großklüftung bedingte Quadern. Eine Schieferung ist nur unvollkommen ausgebildet und im Aufschluß schwer zu erkennen. Die Gesteinsfarbe wechselt von graugrün bis (angewittert) braungrau. Bereits im Handstück gut erkennbare porphyrische Quarze und Feldspäte sind regellos verteilt.

Neben dem typischen Verbreitungsgebiet dieser Gesteine in der Umgebung des Steirischen Erzberges (Arbeitsgebiet E) kommen sie auch in den übrigen Arbeitsgebieten der Steirischen Grauwackenzone Veitsch und Radmer vor. Auch einzelne Porphyroidkörper westlich von Kitzbühel im Bereich Westendorf sind diesem Typ zuzurechnen. Dieser Gesteinstyp war Grundlage einer ersten gründlichen mikroskopischen Bearbeitung des Porphyroids (ANGEL 1918 und REDLICH 1923).

Ein dichter Filz aus Serizitschüppchen, Chlorit, Quarz und klaren Albitkörnchen baut die Grundmasse auf; ihre Korngröße schwankt zwischen 0,002 und 0,07 mm. Da eine mikroskopische Diagnose bei dieser Korngröße schwierig ist, wurden einige Diffraktometer-Aufnahmen angefertigt. Die Diffraktogramme brachten neben dem Nachweis der genannten Minerale Hinweise auf einen merklichen Kaolinitgehalt.

Bereits ANGEL (1918) vermutete nach optischen Messungen Kaolinit in der Grundmasse und in zersetzten Feldspäten. Akzessorisch sind in der Grundmasse Zirkon, Apatit, Epidot, Turmalin und verschiedene Erzminerale (Magnetit, Titanit, Pyrit, Siderit, Ankerit) zu finden. Lokal führt der Porphyroid auch Flußspat. Auf Klüften und teilweise auch innerhalb der Grundmasse haben sich Karbonate gebildet. In der Nähe vererzter Kalke sind diese Umwandlungsvorgänge besonders stark. In manchen Schlifften ist die Grundmasse quantitativ durch ein Gemisch aus Kalzit, Siderit, Ankerit und feinen Kaolin-Aggregaten ersetzt. Da die Erze des Steirischen Erzberges ebenfalls deutliche Mobilisationserscheinungen zeigen (BERAN 1977) ist dies nicht verwunderlich.

Die Einsprenglingsquarze (Korngröße durchschnittlich $2,5 \times 1,3$ mm) sind magmatisch gebildet und haben gut erhaltene Korrosionsbuchten und -schläuche, die tief in die häufig noch hypidiomorph mit angeschmolzenen Kanten erhaltenen Dihexaeder eingreifen. Innerhalb einer Korrosionsbucht fanden sich durch Chlorit markierte Reste sphärolithischer Entglasungsstrukturen. In manchen Bereichen sind die Einsprenglinge primär oder sekundär zerbrochen; manchmal treten Säume senkrecht zur Kristallfläche angeordneter Strahlquarze auf. Die Korngröße der Feldspatrelikte ($1,5 \times 0,9$ mm) ist geringer als die der Quarze. Die starke Umwandlung macht im Normalfall eine nähere Diagnose der Feldspat-Formrelikte unmöglich, an Zersetzungsprodukten sind Serizit, Kaolinit, Calcit, Quarz zu nennen. In günstigen Fällen kann man unterscheiden:

- a) Polysynthetisch verzwilligte Plagioklase mit stark streuendem Anorthitgehalt (An 0 – 40%) von Albit bis Andesin, die manchmal einen durch unterschiedlich starke Zersetzung markierten Zonarbau haben.
- b) Alkalifeldspäte mit Fleckenperthit, bereichsweise umkristallisiert zu Mikroklin.
- c) Bei zunehmender Rekrystallisation Mikroklin.

In einer den Feldspäten ähnlichen Korngröße (1,5 – 1,0 mm) sind mehrdeutige Formrelikte zu erwähnen. Die sehr häufig rechteckigen Gebilde haben, in Lamellen angereichert, einen hohen Anteil an Opakerzkörnchen. Zwischen den Lamellen liegt ein Aggregat aus Quarz und Serizit, manchmal auch Epidot. Daneben ist auch eine Sammelkristallisation zu größeren Hellglimperpaketen zu beobachten. Vermutlich handelt es sich um völlig umgewandelte Biotitpakete. Es ist aber auch eine Umwandlung von Alkalihornblenden (Riebekit), Feldspäten, Bimsrelikten oder von axiolithischen Entglasungsstrukturen denkbar. ANGEL (1918) vermutete in manchen dieser Strukturen eine „Baueritisierung von Lepidomelanen“, also eine Bleichung und Hydrobiotitbildung aus Biotiten.

Die Zusammenstellung der Modalanalysen zeigt, daß der Kristallanteil der Gesteine in der Regel bei 50 Vol.-% mit einer Schwankungsbreite zwischen 44 – 70% liegt (Tab. 7). Die Mengenverhältnisse der Einsprenglinge untereinander schwanken stark.

Tab. 7: Modalanalysen Kristallreicher Porphyroid.

| Pr. | Schliff | Einsprenglinge | | | | Grund- masse | Bims und Fremdgestein |
|---------------------------------|---------|----------------|----------------|------------------|----|-----------------|--------------------------|
| | | Qu | Feld- späte | Form- relikte | Su | | |
| E 6 | 7532 | 32 | 16 | 2 | 50 | 50 | - |
| E 10 | 7608 | 22 | 37 | 2 | 61 | 39 | - |
| E 16 | 7609 | 7 | 50 | 2 | 59 | 41 | - |
| E 32 | 7535 | 25 | 41 | 4 | 70 | 30 | - |
| E 34 | 7613 | 8 | 35 | 7 | 50 | 50 | - |
| E 36 | 7536 | 11 | 36 | 6 | 53 | 47 | - |
| E 45 | 7614 | 25 | 20 | 4 | 49 | 51 | - |
| Mittelwert Eisenerz | | 19 | 33 | 4 | 56 | 44 | - |
| K 45 | 8372 | 20 | 20 | - | 40 | 60 | - |
| R 37 | 9220 | 20 | 24 | - | 44 | 56 | - |
| R 55 | 8817 | 3 | 46 | - | 49 | 46 | 5 |
| R 63 | 9226 | 11 | 48 | - | 59 | 41 | - |
| R 65 | 8818 | 24 | 16 | 8 | 48 | 52 | - |
| R 65 | 9227 | 26 | 22 | 10 | 58 | 42 | - |
| R 67 | 8819 | 26 | 17 | 4 | 47 | 49 | 4 |
| R 68 | 9228 | 18 | 25 | 9 | 52 | 48 | - |
| R 87 | 9513 | 12 | 33 | 3 | 48 | 52 | - |
| R 90 | 9515 | 9 | 42 | 1 | 52 | 48 | - |
| Mittelwert Radmer/Blasseneck | | 18 | 30 | 4 | 52 | 48 | - |
| Mittelwert Gesamt | | 18 | 31 | 4 | 53 | 47 | - |

Interpretation

Nach ihrem Einsprenglingsgehalt sind die Gesteine im Grenzbereich zwischen Kristalltuffen und Glastuffen anzusiedeln, wobei diese Begriffe keine Aussage über den Ablagerungsmechanismus beinhalten. Im KGL-Diagramm lassen sich die kristallreichen Porphyroide als Gruppe abtrennen (Abb. 7).

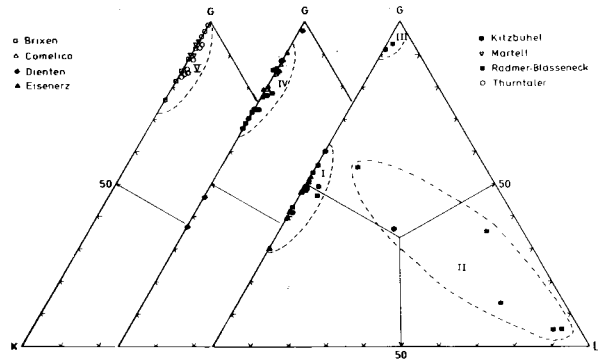


Abb. 7: KGL-Diagramme stärker metamorph überprägter Porphyroide der Untersuchungsgebiete B, C, D, E, K, M, R, T; Feld I kristallreicher Porphyroid, Feld II Lapilli-führender Porphyroid, Feld III Porphyroid-Tuff, Feld IV rekristallisierter Porphyroid, Feld V Porphyroide aus Quarzphyllitgebieten.

Zwei genetische Modelle erscheinen als denkbar:

a) Ignimbritdecken

Die Art der Kristalleinsprenglinge und ihre Anordnung zueinander läßt diese Deutung zu, vor allem wenn man Handstücke und Dünnschliffe permischer Ignimbrite (Bozner Quarzporphyr) und tertiärer Ignimbrite (Italienische Vulkanprovinzen) zum Vergleich heranzieht. Zum Nachweis der Ignimbritnatur müßten in der Grundmasse Glasfetzen erkennbar sein. Durch die Metamorphose sind sämtliche Hinweise auf ehemaligen Glasanteil völlig ausgelöscht. Eine sichere Bestätigung der Ignimbritnatur ist daher nicht möglich. Die großen Mächtigkeiten und völlig homogen erscheinenden Bereiche lassen sich aber am besten mit dem Ignimbritmodell erklären.

Kristallreiche Ignimbrite großer Mächtigkeit entstehen nach RITTMANN (1962) und VAN BEMMELEN (1963) in der Regel bei Spalteneruptionen. Durch Dehnungstektonik gelangen hierbei sehr rasch große Mengen flächenhaft aufgeschmolzenen, anatektischen Materials an die Oberfläche. Mehrere Ignimbritlagen können bei kurzzeitig hintereinander folgender Eruption eine gemeinsame Abkühlungseinheit bilden.

Der in Ignimbriten ausgezählte Kristallanteil kann sich in erheblichem Umfang vom primären Kristallgehalt des Magmas unterscheiden. Bedingt durch die Turbulenzen während der Eruption verliert die Glutwolke Glasanteil. Dies kann zu einer Kristallanreicherung in der Ignimbritlage um 5 – 30% führen (WALKER 1972).

b) Schuttströme

Neben der Deutung als Ignimbrit kommt auch die Möglichkeit der Ablagerung als umgelagertes vulkaniklastisches Gestein in Betracht. Die einzige Möglichkeit eines subaquatischen Massentransportes vulkanogenen Materials ohne Kornsortierung und Gradierung stellen submarine Schuttströme („debris-flows“) dar. Derartige Gesteine wurden beispielsweise von den Canarischen Inseln beschrieben (SCHMINCKE & RAD 1978). Es handelt sich hierbei um korngestützte Schuttströme, die sich im Schildstadium von Vulkaninseln entwickeln, mehrere 100 km² Fläche einnehmen können und sich bis über 100 km vom Eruptionszentrum entfernt nachweisen lassen. Der mechanische Ablauf solcher Massentransporte wurde von RODINE & JOHNSON (1976) experimentell nachvollzogen. Bei einem Kristallanteil über 50% ist ein derartiger Transportmechanismus durchaus möglich.

Nachdem bei der serizitisierten Grundmasse der Porphyroide keine Entscheidung zwischen orthogenem und paragenem Edukt mehr möglich ist, kann eine vulkaniklastische Genese des Gesteins nicht ausgeschlossen werden. Gegen diese Deutung sprechen allerdings die beträchtlichen Mächtigkeiten einzelner Porphyroidkörper.

Eine Deutung als rhyolithische Lavadecken kann ausgeschlossen werden. Die hohe Viskosität saurer Schmelzen verhindert, daß rhyolithische Laven so große Areale bedecken und so große Mächtigkeiten erreichen, wie die Porphyroide. Lavaströme sind daher generell nur in unmittelbarer Nähe von Eruptionszentren anzutreffen und insgesamt sehr selten. Es ist unwahrscheinlich, daß die derzeitige Verwitterungsfläche gerade einen entsprechenden Bereich anschneidet. Außerdem wären die vielfältigen Flächengefüge und Oberflächenstrukturen von rhyolithischen Lavaströmen zumindest als Relikte erhalten geblieben.

Die Bildung von Tonmineralen, wie sie in den Porphyroiden festzustellen ist, wird auch von jungen, nicht metamorphen, sauren Vulkaniten beschrieben. Hierbei entsteht in der Regel aus dem Glasanteil Montmorillonit, während die enthaltenen Oligoklase und Andesine Kaolinit liefern (WETZENSTEIN 1972).

3.2.2 Lapilli-führende Porphyroide

Mengenmäßig im Vergleich zum kristallreichen Porphyroid untergeordnet treten Gesteine auf, die sich gegenüber dem Haupttyp durch einen deutlichen makroskopisch sichtbaren Gehalt an lithischen Bruchstücken unterscheiden.

In einer dichten Grundmasse von meist schwarzer Farbe schwimmen lang ausgezogene und zu Fladen zusammengedrückte kollabierte Lapilli. Sie sind meist weiß und haben eine Längserstreckung von einigen mm bis zu maxim. 25 cm. Makroskopisch auffällig ist das durch die Lapilli markierte deutliche Fluidalgefüge, das von der Schieferung bereichsweise auch transversal überformt wird (Tafel 3).

In der Grundmasse sind nur selten Kristalleinsprenglinge zu erkennen.

Gesteine dieser Art kommen in zwei verschiedenen geologischen Positionen vor:

- a) Am Leobner innerhalb des 1500 m mächtigen Porphyroid-Komplexes der Typlokalität als ca. 50 – 100 m mächtige, seitlich rasch auskeilende Sonderentwicklung, in einzelnen Stücken auch innerhalb des Blasseneck-Profiles (vgl. Abb. 2).
- b) In mehreren, 10 – 20 m mächtigen Bändern innerhalb einer Sedimentabfolge des Ratschengrabens (vgl. Abb. 2), wo der Porphyroid ausschließlich durch diesen Typ repräsentiert wird. In der Ratschengraben-Entwicklung sind auch verstärkt Tonschieferfetzen als Komponenten vertreten. Analog zum kristallreichen Typ gehören auch aus dem Westabschnitt des Kitzbüheler Raumes einige Gesteine des Nachtsöllberges zu dieser Porphyroid-Art.

Wie beim kristallreichen Typ baut ein dichter Filz aus Quarz, Feldspat, Serizit, Kaolinit und Chlorit die Grundmasse auf; ihre Korngröße beträgt 0,002 – 0,007 mm.

Analog treten an volumenmäßig stark zurücktretenden Grundmasseneinsprenglingen idiomorpher Quarz und Feldspatrelikte unterschiedlichen Zersetzungsgrades auf.

In der Gruppe der Lapilli kann man an Fremdgesteinsbruchstücken Tonschieferfetzen, Quarzite und Grauwacken unterscheiden. Vulkanogenes pyroklastisches Material ist in Form eckiger Porphybruchstücke und stark ausgelängter Bimslapilli vertreten. Die Elongation der kollabierten Bimslapilli ist im Ratschengraben-Typ extrem; das Verhältnis zwischen längster und kürzester Achse der Discoide erreicht Werte über 1 : 20 (Tafel 3), wobei Maximallängen von 25 cm auftreten.

Tab. 8: Modalanalysen Pyroklastischer Porphyroid.

| Pr. | Schliff | Einsprenglinge | | | Grund- masse | Bims und Fremdgestein |
|------------|---------|----------------|------------------|----|-----------------|--------------------------|
| | | Qu | "Feld- späte" | Su | | |
| K 36 | 8369 | 12 | 24 | 36 | 34 | 30 |
| R 30 | 8814 | 7 | 10 | 17 | 13 | 70 |
| R 45 | 8815 | 2 | 3 | 5 | 5 | 90 |
| R 73 | 8820 | 1 | 6 | 7 | 5 | 88 |
| R 86 | 9512 | 2 | 32 | 34 | 55 | 11 |
| RA 1 | 34 | 4 | 6 | 10 | 35 | 55 |
| Mittelwert | | 4 | 13 | 17 | 25 | 58 |

Interpretation

Die Tabelle (Tab. 8) der Modalanalysen zeigt eine starke Streuung im Gehalt an Gesteinsbruchstücken. Die charakteristischen, fast ausschließlich aus Gesteinsfragmenten bestehenden Proben sind demzufolge als lithische Tuffe zu charakterisieren. Im KGL-Diagramm kommt die starke Streuung im Lapillianteil deutlich zum Ausdruck (Abb. 7). Nach der Korngröße der Fragmente kommen die Bezeichnungen Lapillituff oder Bombentuff in Betracht.

Die in aller Regel zu beobachtende starke Elongation der Bimslapilli kann durch Ablagerung in plastisch-heißem Zustand, diagenetische Kompaktion und Einwirkung ss-paralleler Schieferung erklärt werden. Wichtig für die Entscheidung, ob es sich um heiße pyroklastische Ströme („flow deposits“) oder kalt abgeregnete Tuffe („fall deposits“) handelt, wäre eine Diagnose der Grundmassennatur. Da in der Grundmasse keinerlei Reliktgefüge erhalten sind, muß die Entscheidung zwischen folgenden Genesemodellen offengelassen werden:

a) Subaerische Ignimbrite mit hohem Bimsanteil:

Die extreme Elongation der Bimslapilli hat große Ähnlichkeit zu Lapilliformen aus Ignimbriten (vgl. Tafel 2 u. 3), ebenso die schlechte Sortierung der Komponenten nach der Größe. Im Falle des Vorkommens am Leobner spricht auch die räumliche Anordnung innerhalb einer mächtigen Porphyroidsequenz mit raschem lateralen Auskeilen für einen kleineren Glutwolkenabsatz.

b) Submarine ash flows:

Die schichtig in pelitisch-siltigen Sedimenten eingeschalteten Porphyroide des Ratschengraben (Abb. 2) enthalten in hohem Maße umgelagertes Sedimentmateriel. Die geringe Mächtigkeit und der innige Lagenwechsel mit sedimentären chaotischen Ablagerungen erinnert an Sedimente, wie sie im Gefolge eines submarinen Glutwolkenausbruches entstehen (FISKE & MATSUDA 1964). Der primäre ash flow stimuliert durch

seine kinetische Energie den Abbruch vieler kleinerer Suspensionsströme; es sind schließlich mehrfach umgelagerte Mischfolgen aus vulkanischem und sedimentärem Detritus die Endprodukte.

c) Bombentuffe:

Auch die Deutung als kalt abgeregnete Bombentuffe muß in Betracht gezogen werden. Für die Ablagerungen des Ratschengraben wäre allerdings aufgrund der großen Fragmente eine Ablagerung in nicht allzu großer Entfernung zum Förderzentrum zu postulieren. Dies ist aufgrund der vollmarinen Umgebung relativ unwahrscheinlich.

d) Marin umgelagerte Tuffite

Für den Typ des Ratschengraben kommt auch eine sekundäre Umlagerung der vulkanogenen Komponenten in Frage. Vom Vulkanhang abgeleitete Trübestrome könnten das grobkörnige Material in tiefere Meeresbereiche transportiert haben.

Während für die innerhalb des Blasseneck-Porphyroides auftretenden Lagen eine rein vulkanogene Platznahme relativ wahrscheinlich ist, läßt sich für die Porphyroide des Ratschengraben zumindest eine Beteiligung von Umlagerungsprozessen im sedimentären Milieu nicht ausschließen. SCHÖNLAUB (1977) bezeichnet die Gesteine des Ratschengraben als „tuffitische Typen“ mit teilweise großen Gesteinsbruchstücken und benennt sie als „Ratschengraben-Typ“.

3.2.3 Porphyroid-Tuff

Als geringmächtige Einschaltungen sind innerhalb der mächtigen Porphyroid-Abfolge des Blasseneck stärker verschieferte Gesteine enthalten, die im Anschliff eine feine Bänderung erkennen lassen. Der Gehalt an Einsprenglingen ist sehr gering, die deutliche Paralleltextur ist teilweise auf eine primäre Anlage, zum anderen Teil auf die im Vergleich zum Nebengestein intensivere Schieferung zurückzuführen.

Unter dem Mikroskop erweist sich die makroskopisch sichtbare Bänderung als ein Lagenwechsel von feinkörnigen Bereichen, die dominierend aus Serizit/Chlorit bestehen und etwas gröberkörnigeren Bereichen, in denen Quarz und Albit dominieren (Kg 0,01 – 0,03 mm).

Lagenweise ist das Gestein stärker rekristallisiert. Die sehr seltenen, vulkanogenen Quarze und Feldspäte unterscheiden sich nicht von denen der anderen Porphyroid-Typen. Lithische Bruchstücke sind selten.

Tab. 9: Modalanalysen Porphyroid-Tuff.

| Pr. | Schliff | Einsprenglinge | | | Grund- masse | Bims und Fremdgestein |
|------|---------|----------------|------------------|-------|-----------------|--------------------------|
| | | Qu | "Feld- späte" | Summe | | |
| R 53 | 9222 | 5 | 4 | 9 | 91 | |
| R 69 | 9229 | - | 6 | 6 | 93 | 1 |

Interpretation

Interpretiert man die feinkörnige Grundmasse als ehemals aus Glasbruchstücken aufgebaut, so fallen die Gesteine ins Feld der Vitrischen Tuffe. Bei der Klassifikation nach der Korngröße sind sie als Aschentuffe zu bezeichnen (Tab. 9). Die reliktsch erhaltene Gradierung und Feinschichtung macht eine Interpretation als unverschweißte Tufflagen wahrscheinlich. Die Frage, ob sie subaerisch oder marin entstanden sind, kann nicht geklärt werden. In ihrer Lage im KGL-Diagramm decken sich die Gesteine mit den aus dem Kitzbühler und Dientner Raum bekannten Gesteinstypen (3.1.3), die teilweise als Vitrophyrlagen, teilweise auch als unverschweißte Aschentuffe gedeutet werden können.

3.2.4 Grüngesteinseinschaltungen innerhalb der Porphyroide

Konkordant im mächtigen Schichtstoß des Blasseneck eingeschaltet treten Grüngesteinshorizonte auf. Unter diesem Sammelbegriff verbergen sich stark geschieferte Grünschiefer, die eng mit Kalkphylliten verfaltet sind, sowie ein Pyroklastika-Horizont, der aus sauren und basischen Komponenten zusammengesetzt erscheint. Die geochemische Analyse zeigte, daß es sich tatsächlich um eine intermediär-andesitische Entwicklung des Porphyroids handelt (vgl. 5.3). Im Handstück fällt neben der starken Schieferung vor allem die intensiv grüne Farbe auf.

Die Grundmasse besteht aus eng miteinander verwachsenen Aggregaten von Quarz, Albit, Chlorit, Epidot, Hornblende, Biotit, Muskovit, Calcit und Erz. Epidot und Hornblende treten nicht immer auf, generell ist jedoch ein hoher Gehalt an Calcit und Erz zu verzeichnen (Tab. 10). Akzessorisch sind Zirkon, Rutil, Apatit, Titanit und Ilmenit festzustellen.

Als Einsprenglinge sind ausschließlich Plagioklase vorhanden, deren primärer Anorthitgehalt nicht mehr bestimmbar ist, da sie albitisiert sind.

Die Gesteinsfragmente innerhalb der Übergangsserie zur normalen Porphyroid-Entwicklung sind als helle, saure Bimsfetzen und dunkle, basische Komponenten zu identifizieren.

Tab. 10: Modalanalysen Chloritschiefer.

| Pr. | Schl. | Einsprenglinge | | | | Grundmasse | | | | | | |
|------|-------|----------------|-----|-------|-----|------------|----|-----|----|----|-----|-----|
| | | Qu | Plg | Qu+Ab | Hbl | Chlo | Ep | Bio | Mu | Cc | Erz | Akz |
| R 35 | 9219 | - | 13 | 29 | - | 34 | - | 3 | 8 | 5 | 7 | 1 |
| R 51 | 9221 | - | 15 | 33 | - | 15 | 14 | - | 12 | 1 | 9 | 1 |
| R 59 | 9224 | - | 8 | 28 | - | 25 | - | - | 19 | 18 | 2 | - |
| R 60 | 9225 | - | 9 | 32 | 15 | 19 | 5 | - | 4 | 3 | 12 | 1 |

Interpretation

Die Grüngesteine, als konkordante, geringmächtige Lagen von 60 und 20 m lokal innerhalb einer 1500 m mächtigen Entwicklung saurer Vulkanite eingeschaltet, können wohl als intermediäre Aschentuffe und Lapillituffe charakterisiert werden. Dabei kommt es offensichtlich zur Mischung saurer und basischer Komponenten während der Eruption, da in einer geringmächtigen Tufflage basische und saure Bimsfetzen miteinander abgelagert wurden.

3.2.5 Rekrystallisierte Porphyroide

Im Unterschied zu den bisher beschriebenen Porphyroid-Arten wurden Tektonik und Metamorphose zum entscheidenden Faktor für die Prägung des Gesteins. Dies bringt mit sich, daß man noch weniger Rückschlüsse auf die ursprüngliche Natur des Gesteins ziehen kann, als bei den unter 3.2.1 bis 3.2.4 beschriebenen Porphyroid-Typen. Die Umwandlung des Gesteins durch Schieferung und Blastese kann so vollständig werden, daß sogar die Unterscheidung von Paragneisserien Probleme aufwirft. Erst durch den Zusammenhang mit diagnostizierbaren Porphyroid-Teilen wird die vulkanogene Natur des Gesteins klar.

Leider sind auch Teile der Nördlichen Grauwackenzone in diesem Zustand. So mußten Abfolgen aus dem Westteil des Kitzbüheler Gebietes (Hahnenkamm, Westendorf), einzelne Bereiche des Dientner, Eisenerzer Raumes und auch die Gesteine des Finstergraben der Radmer, sowie die liegenden Anteile des Blasseneck-Typus-Profiles dieser Gesteinsart zugeordnet werden. Der Porphyroid des Comelico (Pfannspitze) ist vollständig dem rekrystallisierten Typ zuzurechnen.

In dieser Rubrik sind daher alle Gesteine zusammengefaßt, die zwar zweifelsfrei den Porphyroiden im weiteren Sinne zuzuordnen sind, bei denen aber eine nähere Typengliederung nicht mehr möglich ist. Sie können aus den bisher beschriebenen Typen durch fortschreitende Metamorphose, Durchbewegung und Verfaltung abgeleitet werden.

Charakteristisches Kennzeichen aller Gesteine ist das granoblastische Quarz/Albit-Pflastergefüge der Grundmasse. Es kommen allerdings auch Übergänge dergestalt vor, daß dieses Mosaikgefüge nur in Teilbereichen ausgebildet ist, dazwischen hingegen noch ein feinkristalliner Filz aus Serizit, Quarz, Feldspat und Chlorit bestehen bleibt. Die Korngröße der Qu/Ab-Granoblasten liegt bei 0,01 – 0,03 mm. Auch Hellglimmer und Chlorit haben eine deutliche Sammelkristallisation zu größeren Scheiten erfahren. Im Diffraktogramm verschwindet der Kaolin-Peak zugunsten eines sehr markanten Muskovit-Peaks.

Kataklase- und Schieferungsbahnen sind nachträglich granoblastisch rekrystallisiert, die Glimmer in der Schieferung eingeregelt. Die Einsprenglinge treten mit einer durchschnittlich etwas geringeren Korngröße als in den nicht rekrystallisierten Porphyroiden (von 0,8 – 1,2 mm) auf. Die vulkanogene Natur der Quarze, Plagioklase und Kalifeldspäte ist teilweise noch erkennbar. Es ist auch eine Granulation (Sprossung von Quarz und Albit-Pflastergefüge) innerhalb mancher Einsprenglinge festzustellen, wie beispielsweise von den magmatischen Korrosionsbuchten der Quarze ausgehend oder auch innerhalb stark serizitisierter Feldspäte zu beobachten (Tafel 3). In einem Porphyroidzug des Finstergraben im Radmertal stecken bis zu 1,5 cm lange Kalifeldspäte, die dem völlig rekrystallisierten Gestein, das von sigmoidalen Schieferungsflächen durchzogen ist, den Charakter eines Augengneises verleihen. Sofern die Feldspäte noch bestimmbar sind, kommen die gleichen Daten wie bei den weniger überprägten Porphyroiden zustande. Die Anorthitgehalte liegen schwerpunktmäßig bei Albit, selten darüber, bis Oligoklas. Kalifeldspäte sind in Fleckenperthit entmischt, randlich, manchmal auch intern albitisiert oder zu Schachbrettalbit umkristallisiert. Auch eine Zerschierung und anschließend durch Rekrystallisation bedingte Wiederverheilung einzelner großer Einsprenglinge kann beobachtet werden. In den Karnischen Alpen treten als Besonderheit Reste großer Granate auf.

Durch die Rekrystallisation lassen sich ehemalige Fremdgesteinskomponenten nicht mehr erkennen, obwohl in einigen Schlifften fragliche Objekte vorhanden sind.

Interpretation

In dieser Gesteinseinheit können, verschleiert durch die Metamorphose, alle Porphyroidtypen verborgen sein. Trägt man unter Vernachlässigung möglicher nicht erkennbarer Gesteinsfragmente und u. U. epiklastischer Umlagerungsvorgänge, die Gesteine ins KGL-Diagramm ein, so verteilen sie sich entsprechend ihrem Gehalt an Kristalleinsprenglingen entlang der K-G-Linie (Abb. 7). Die Proben aus den Karnischen Alpen liegen zusammen mit Analysen aus den Gebieten D, K, R im Feld der Ignimbrite ohne Bimsfragmente (Typ 3.1.1), eine weitere Anhäufung von Analysen aus dem Raum Radmer/Blasseneck findet

Tab. 11: Modalanalysen Rekrystallisierte Porphyroide.

| Pr. | | Schliff | Einsprenglinge | | | | Grundmasse | | | | | | | |
|--------------------------|------|---------|----------------|----|-----|-------|------------|-----|----|----|--------|-----|-----|--|
| Nr. | Nr. | Qu | Plg | Kf | Su. | Qu+Ab | Chlo | Bio | Mu | Cc | Ep+Zoi | Erz | Akz | |
| C 2 | 8266 | 7 | 16 | - | 23 | 52 | 1 | - | 14 | 2 | - | 7 | 1 | |
| C 5 | 8268 | 2 | 1 | - | 3 | 49 | - | - | 44 | - | - | 3 | 1 | |
| C 10 | 8272 | 10 | 3 | - | 13 | 49 | 3 | - | 26 | 5 | - | 2 | 2 | |
| C 14 | 8274 | 18 | 2 | - | 20 | 43 | 7 | 1 | 19 | - | - | 8 | 2 | |
| C 17 | 8276 | 14 | 6 | - | 20 | 48 | 3 | - | 22 | 3 | - | 3 | 1 | |
| C 21 | 8278 | 8 | 2 | - | 10 | 47 | - | - | 37 | 3 | - | 1 | 2 | |
| C 24 | 8280 | 7 | - | 9 | 16 | 37 | 2 | - | 34 | 1 | 4 | 3 | 4 | |
| C 27 | 8282 | 9 | 3 | - | 12 | 43 | 2 | - | 41 | - | - | 1 | 1 | |
| Mittelwert Comelico | | 9 | 4 | 1 | 14 | 47 | 2 | - | 30 | 2 | - | 3 | 2 | |
| D 9 | 7582 | 5 | 8 | 3 | 16 | 50 | - | - | 30 | - | - | 2 | 2 | |
| D 13 | 7604 | 10 | 24 | 20 | 54 | 33 | 5 | - | 5 | - | - | 2 | 1 | |
| D 15 | 7606 | 22 | 39 | 2 | 63 | 13 | 2 | - | 16 | - | - | 5 | 1 | |
| D 18 | 7586 | 5 | 6 | 4 | 15 | 34 | - | - | 40 | - | - | 1 | 1 | |
| D 19 | 7587 | 2 | 1 | - | 3 | 51 | - | - | 41 | 3 | - | 2 | - | |
| Mittelwert Dienten | | 9 | 16 | 6 | 31 | 37 | 1 | - | 27 | - | - | 3 | 1 | |
| E 48 | 7538 | 11 | 3 | 8 | 22 | 52 | 3 | - | 16 | 3 | - | 1 | 3 | |
| K 24 | 7615 | 7 | 3 | 3 | 13 | 51 | - | 1 | 30 | - | - | 4 | 1 | |
| K 43 | 8371 | 10 | - | 13 | 23 | 50 | - | - | 20 | - | - | 6 | 1 | |
| K 54 | 8377 | 13 | 14 | - | 27 | 33 | 1 | - | 18 | 4 | - | 12 | 5 | |
| Mittelwert Kitzbühel | | 10 | 6 | 5 | 21 | 45 | - | - | 24 | 1 | - | 7 | 2 | |
| R 1 | 7542 | 5 | 1 | 10 | 16 | 59 | - | - | 23 | - | - | - | 2 | |
| R 15 | 7545 | 7 | 2 | 18 | 27 | 47 | - | - | 22 | 2 | - | 1 | 1 | |
| R 16 | 7546 | 11 | 3 | 16 | 30 | 45 | - | - | 23 | - | - | 1 | 1 | |
| R 27 | 8813 | 3 | 19 | - | 22 | 52 | - | 3 | 23 | - | - | - | - | |
| R 56 | 9223 | 5 | 26 | - | 31 | 25 | 4 | 2 | 35 | - | - | 2 | 1 | |
| R 70 | 9230 | 24 | 9 | - | 33 | 35 | - | - | 21 | 6 | - | 3 | 2 | |
| R 85 | 9511 | 15 | 13 | - | 28 | 35 | 4 | 5 | 24 | 2 | - | 1 | 1 | |
| Mittelwert Radmer/Bl. | | 10 | 11 | 6 | 27 | 43 | 1 | 2 | 24 | 1 | - | 1 | 1 | |

sich im Grenzbereich zwischen den Feldern der Typen 3.1.1 und 3.2.1 (kristallreicher Porphyroid). Vermutlich handelt es sich um kristallreiche Porphyroide, mit teilweise zur Grundmasse umkristallisierten Kristallanteilen. Ein geringer Prozentsatz fällt auch in das Feld der Typen 3.1.3 bzw. 3.2.3 (Aschentuffe).

Von der Größe, Art und Anzahl der Einsprenglinge her wäre also eine Zuordnung der Analysen in die Familie der Porphyroide ohne Probleme möglich.

Wichtige Unterscheidungskriterien zu rein klastischen Gesteinen sind folgende:

- a) Vulkanogene Feldspäte und Quarze
- b) Inhomogenität der Korngrößenverteilung – große Einsprenglinge in feinkörniger Grundmasse; Unterschiede der KG. ca. Faktor 100.
- c) Geologischer Zusammenhang mit sicheren Porphyroid-Komplexen (z. B. im Liegenden des Blasseneck-Profiles).

Die Tatsache, daß sich innerhalb der Porphyroid-Profile stufenlos eine fortschreitend stärkere Metamorphose und Durchbewegung einstellt, deren Auswirkung auf das Gefüge man gut verfolgen kann, wurde bereits von ANGEL (1918) betont. Das manchmal fast augengneisartige Aussehen (Finstergraben-Porphyroid) demonstriert die Möglichkeit der Augengneisbildung durch Metamorphose saurer Vulkanite.

3.2.6 Porphyroide in Quarzphyllitgebieten

In den stark tektonisch beanspruchten und im Vergleich zur Nördlichen Grauwackenzone höher metamorphen Quarzphyllit-Arealen kommen Porphyroide in geringmächtigen Lagen von einigen Zehnermetern vor. Proben solcher Porphyroid-Einschaltungen liegen aus dem Thurntaler Quarzphyllit, dem Brixener Quarzphyllit und dem Marteller Quarzphyllit vor.

Die Gesteine haben häufig ein paragneisähnliches Aussehen. Sie fallen im Gelände durch ihre im Vergleich zum Nebengestein hohe Härte und helle, meist weiße Farbe auf. Die häufig von Quarzmobilisationen durchzogenen Gesteine sind deutlich geschiefert und zeigen meist auch im Handstück die charakteristischen Porphyroklasten, die einen sehr unterschiedlichen Volumenanteil des Gesteins ausmachen können.

Die postkinematisch vollständig rekristallisierte Grundmasse zeigt typische mosaikartig aneinander gefügte Körner von Quarz, Albit, Hellglimmer, Biotit und Chlorit. Vereinzelt sind auch kleine Mikrokline zu beobachten. Xenomorphe, vollständig serizitisierte Massen von Plagioklas werden von granoblastischen Quarz-Albit-Aggregaten durchsetzt. Die Hellglimmer-, Biotit- und Chlorit-Scheite zeichnen die Schieferung nach. An Akzessorien findet man Calcit, Apatit, Titanit, Turmalin, Zoisit, Rutil, Zirkon, Opakerz. Die mittlere Korngröße der Grundmasse beträgt im Thurntaler Quarzphyllit 0,05 mm, im Brixener Quarzphyllit 0,14 mm und im Martelltaler Quarzphyllit 0,12 mm, ist also deutlich höher als die der rekristallisierten Porphyroide der NGZ.

Die Einsprenglinge können aus Schachbrettalbiten, Plagioklasen (An bis 20), Kalifeldspat und Quarz bestehen. Charakteristisch ist die eckige Kornform, die augenförmig von einer Haut aus Hellglimmer-Scheiten umschlossen wird, manchmal auch von einem Kranz von Quarz-Albitaggregaten. Selten sind vollständig rekristallisierte magmatische Korrosionsschläuche und -buchten in den Quarzen zu erkennen. Ein Teil der Plagioklase ist sicher zerfallen und wurde durch die Grundmasse ersetzt – wie die xenomorphen serizitisierten Plagioklasmassen in der Grundmasse zeigen (Tab. 12). Die Korngröße der Einsprenglinge liegt bei Querschnitten von 1 mm bis maxim. 2,5 mm (vgl. HEINSCH 1976). In Einzelfällen kann ein reliktscher Zonarbau durch unterschiedliche Serizitierung erkannt werden.

Tab. 12: Modalanalysen Porphyroide aus Quarzphyllitgebieten.

| Pr. | | Schliff | Einsprenglinge | | | | Grundmasse | | | | | | | |
|--|------|---------|----------------|----|-----|-------|------------|------|-----|----|----|-----|-----|-----|
| Nr. | Nr. | Qu | Plg | Kf | Su. | Qu+Ab | Kf | Chlo | Bio | Mu | Cc | Zoi | Erz | Akz |
| B 14 | 6558 | - | 29 | - | 29 | 28 | - | 16 | 6 | 6 | 2 | 6 | 4 | 3 |
| B 16 | 6560 | - | - | 8 | 8 | 62 | 5 | 5 | - | 20 | - | - | 1 | 4 |
| B 17 | 6562 | - | - | 18 | 18 | 64 | - | - | - | 15 | - | - | 2 | 1 |
| B 19 | 6564 | - | - | 12 | 12 | 54 | 2 | - | 1 | 20 | - | - | 1 | 1 |
| Mittelwert Brixener Quarzphyllit | | - | 7 | 10 | 17 | 53 | 2 | 5 | 2 | 15 | 1 | 1 | 2 | 2 |
| +) M | 7643 | | | | 6 | 70 | - | 1 | - | 23 | - | - | 2 | 2 |
| M | 7664 | | | | 10 | 64 | - | 2 | - | 24 | - | - | - | - |
| M | 7670 | | | | 7 | 74 | - | - | - | 18 | - | - | - | - |
| M | 1976 | | | | 10 | 60 | - | 2 | - | 23 | - | - | - | 5 |
| Mittelwert Martelltal | | | | | 8 | 66 | - | 1 | - | 22 | - | - | 1 | 2 |
| T | 4020 | 2 | 4 | 1 | 7 | 38 | - | 1 | - | 39 | - | - | - | 15 |
| T | 4023 | 1 | 2 | - | 3 | 67 | - | 4 | 5 | 18 | 1 | - | - | 1 |
| T | 4024 | 1 | - | - | 1 | 87 | - | 3 | 4 | 4 | - | - | - | 1 |
| T | 4587 | 1 | 3 | 1 | 5 | 66 | - | - | - | 24 | - | - | - | 5 |
| T | 4589 | 2 | 4 | 10 | 16 | 57 | 1 | 3 | - | 18 | - | - | - | 5 |
| T | 4603 | 2 | 10 | - | 12 | 66 | 1 | 2 | - | 15 | - | - | - | 4 |
| T | 4604 | 3 | 4 | 8 | 15 | 57 | - | - | - | 27 | - | - | - | 1 |
| T | 4507 | 3 | 7 | 7 | 17 | 75 | - | 1 | - | 17 | - | - | - | - |
| T | 4957 | 2 | 7 | 7 | 16 | 42 | - | 3 | 13 | 23 | - | - | 1 | 2 |
| T | 5092 | 2 | 4 | 2 | 8 | 51 | - | - | - | 40 | - | - | - | 1 |
| Mittelwert Thurntaler | | 2 | 4 | 4 | 10 | 60 | - | 2 | 2 | 23 | - | - | - | 3 |

+) Modalanalysen des Martelltaler Quarzphyllits aus MÜLLER (1979)

Interpretation

Die Spuren einer mehrphasigen Deformation mit Kataklyse und anschließend erneuter Kristallisation sind noch deutlicher als bei Typ 3.2.5. Ein nicht selten sichtbarer Lagenbau muß nicht zwingend primären Ursprungs sein, sondern kann bereits ein Ergebnis der Metamorphose darstellen. Es ist zu erwarten, daß sich der primäre Gehalt an Einsprenglingen stark verändert hat, so daß lediglich einzelne Porphyroklasten-Reste von der vulkanogenen Natur der Gesteine zeugen. Ausdruck der noch stärkeren Metamorphose ist die Korngröße des Pflaster-Gefüges, die gesetzmäßig innerhalb der beschriebenen Porphyroid-Typen zu höher metamorphen Gefügen über 2 Zehnerpotenzen hinweg ansteigt (von 0,002 mm bis zu 0,15 mm).

Der Vergleich der Porphyroide aus den räumlich sehr weit von einander entfernt liegenden Quarzphyllit-Arealen untereinander zeigt auch in den Modalanalysen sehr große Ähnlichkeiten (Tab. 12). Der Prozentsatz an noch erkennbaren Einsprenglingen überschreitet selten 15% und kann im Marteller und Thurntaler Quarzphyllit sehr stark zurückgehen. Im KGL-Dreieck, in das die Analysen versuchsweise eingetragen wurden, sieht man, daß sie sich teilweise mit denen der rekristallisierten Porphyroide decken, aber gegen die Grundmassen-Ecke (Glasanteil) verschoben sind (Abb. 7). Dies kann primärer Natur sein, ist aber viel wahrscheinlicher auf die bereits erwähnte Zerstörung eines Teils der Einsprenglinge und Umkristallisation zu Grundmasse zu erklären.

Vulkanologische Aussagen sind aus den Porphyroiden der Quarzphyllite nur in geringem Umfang abzuleiten. Da es sich um mehrere, meist nur 10 bis 15 m mächtige Bänder in mächtigen Metapelitserien handelt, ist sicher anzunehmen, daß sie marin abgelagert wurden. Sie können als Schuttströme, ash flows, oder marine Tuffe gedeutet werden, außerdem kann es sich um umgelagerte Grauwackensedimente handeln, die aus vulkanischem Detritus bestehen. Gegen einen allzu weiten Transport als klastisches Sediment spricht allerdings der deutliche Korngrößenunterschied zwischen Einsprenglingen und Grundmasse, so daß die Deutung als vulkanische Ablagerung mehr Wahrscheinlichkeit besitzt.

Eine Hebung der Quarzphyllitgebiete und Absatz unter subaerischen Bedingungen aus den Porphyroiden abzuleiten, ist völlig abwegig. Die größte Ähnlichkeit zu weniger metamorphen Bereichen liegt mit den Profilen des Ratschengraben vor, wo ebenfalls geringmächtige Porphyroid-Bänke in voll marinem Milieu eines vom Eruptionszentrum entfernteren Beckenbereiches auftreten.

Vom petrographischen Befund her spricht nichts gegen die These, daß die Porphyroide in Quarzphyllitgebieten zeitgleich mit den anderen Porphyroiden seien. Es gibt aber keinerlei stratigraphische Belege für diese Annahme.

3.3 Zusammenfassung Petrographie

Die Porphyroide konnten petrographisch in mehr oder weniger stark metamorph überprägte Typen eingeteilt werden. Für einen Teil der Vorkommen, insbesondere des Kitzbüheler Raumes, steht die Ignimbritnatur der Vulkanite außer Zweifel. Unterschiedliche Gehalte an Kristallen, Glas und Lapillikomponenten lassen eine Abtrennung von Untertypen zu, die als Kartiereinheit Verwendung finden können.

In den stärker metamorphen Arealen ist durch Analogieschlüsse die Ignimbritnatur des Hauptteils der Vulkanite stark zu vermuten, aber nicht nachweisbar. Daneben treten vielfältige vulkanosedimentäre Umlagerungsprodukte in Erscheinung – Zeugen des sauren Vulkanismus auch in von den Eruptionszentren entfernteren Bereichen mariner Beckensedimentfolgen.

4. Geochemie

4.0 Vorbemerkungen

Durch die große Anzahl räumlich getrennter Untersuchungsbereiche und die hohe Analysenzahl ergibt sich die prinzipielle Schwierigkeit, die Daten übersichtlich darzustellen. Die Aufbereitung der Daten läßt sich in folgende Schritte gliedern:

Die graphische Darstellung von Häufigkeitsverteilungen einzelner Elemente gibt einen Überblick über die Gesamtschwankungsbreite im Chemismus der in den Ostalpen vorhandenen Porphyroide. Hieraus lassen sich erste Hinweise auf die Stellung der Porphyroide im Literaturvergleich ableiten.

Anschließend folgt die Klassifikation der Gesteine nach den von STRECKEISEN (1969, 1980) und RITTMANN (1973) aufgestellten Nomenklaturregeln.

Binäre Korrelationsdiagramme und ternäre Konzentrationsdreiecke helfen, innerhalb der Datenwolke Gesteinsgruppen abzugrenzen und zu charakterisieren; außerdem können so Hinweise auf Differentiationsvorgänge gesammelt werden.

Detailinformationen über die Variation des Chemismus in einzelnen Vorkommen sind in Form geochemisch-petrographischer Säulenprofile im regionalen Teil (Kap. 5) dokumentiert.

Vollanalysen und Spurenelementanalysen (V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Pb, Rb, Sr, Y, Zr) wurden an einer energiedispersiven RFA der Fa. ORTEC (Typ TEFA 6111 mit 32k – PDB 11/04 und 2 Platten AED Floppy Disk) durchgeführt, es fanden Schmelztabletten Verwendung.

Beim energiedispersiven Typ der RFA kommt der Korrektur der gemessenen Intensitäten durch Computer-Programme eine entscheidende Bedeutung zu. Für die speziellen Belange der geochemischen Gesteinsanalyse wurden Korrekturprogramme entwickelt (WEBER-DIEFENBACH 1979). Zur Aufstellung von Eichkurven dienten internationale Standards. Die endgültigen Konzentrationen der Elemente werden unter Berücksichtigung der Matrixkorrekturen iterativ berechnet. Es ist daher notwendig, alle Haupt- und Nebenelemente der Gesteinsvollanalyse mit dieser Anlage zu messen. Untersuchungen zur Meßgenauigkeit der Anlage wurden von WEBER-DIEFENBACH (1979) durchgeführt.

4.1 Überblick über das Spektrum der chemischen Zusammensetzung

In den Häufigkeitsverteilungskurven der analysierten Elemente wurden 255 Porphyroidproben berücksichtigt. Analysen von Augengneisen, Gneisen der Habachserie und von Metabasiten außerhalb der Porphyroidkörper sind nicht in den Diagrammen enthalten. Tab. 13. gibt einen Überblick über die Variationsbreite im Chemismus der Porphyroide.

Der Vergleich mit Literaturdaten zeigt, daß die Porphyroide einen weiten Streubereich im Chemismus aufweisen, der von basischen Andesiten, Daciten, Rhodaciten, Rhyolithen bis zu Alkalirhyolithen reicht (Tab. 14).

Tab. 13: Deskriptive Statistik der Porphyroide (n = 255).

| Variable | Mittelwert | Standard- abweichung | Minimum | Maximum | Schiefe |
|---------------------------------|------------|-------------------------|---------|---------|---------|
| Haupt- und Nebenelemente | | | | | |
| | % | % | % | % | |
| SiO ₂ | 71.19 | 5.39 | 53.05 | 83.98 | -0.54 |
| Al ₂ O ₃ | 14.89 | 1.79 | 9.05 | 20.71 | 0.23 |
| ΣFe ₂ O ₃ | 3.41 | 2.03 | 0.41 | 12.38 | 1.21 |
| MnO | 0.05 | 0.04 | 0.01 | 0.23 | 1.56 |
| MgO | 1.30 | 1.01 | 0.01 | 6.22 | 1.77 |
| CaO | 1.36 | 1.25 | 0.04 | 7.02 | 1.56 |
| Na ₂ O | 2.64 | 1.30 | 0.01 | 7.52 | 0.30 |
| K ₂ O | 4.28 | 1.85 | 0.41 | 10.74 | 0.59 |
| TiO ₂ | 0.44 | 0.29 | 0.03 | 1.40 | 0.56 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.12 | 0.01 | 0.66 | 0.75 |
| Spurenelemente | | | | | |
| | ppm | ppm | ppm | ppm | ppm |
| V | 50 | 36 | 1 | 168 | 0.70 |
| Cr | 30 | 37 | 1 | 226 | 1.92 |
| Ni | 25 | 10 | 2 | 56 | 0.42 |
| Cu | 21 | 9 | 3 | 61 | 1.12 |
| Zn | 46 | 28 | 1 | 262 | 2.44 |
| Ga | 20 | 3 | 6 | 31 | -0.90 |
| Pb | 23 | 10 | 6 | 85 | 2.58 |
| Rb | 153 | 46 | 37 | 295 | -0.01 |
| Sr | 130 | 145 | 1 | 932 | 2.37 |
| Y | 47 | 6 | 31 | 67 | 0.13 |
| Zr | 249 | 49 | 45 | 415 | 0.32 |

4.1.1 Häufigkeitsverteilungen Haupt- und Nebenkompontenten

SiO₂

Im SiO₂-Gehalt wird die große Variabilität des Chemismus deutlich (Abb. 8). Der Mittelwert liegt bei 71% SiO₂. Der Anteil der intermediären Glieder (52 – 66% SiO₂, CARMICHAEL et al. 1974) ist sehr gering. Im Bereich der sauren Vertreter (über 66% SiO₂) lassen sich 3 Maxima in der Verteilungskurve unterscheiden (67%, 73%, 76% SiO₂). Eine ähnliche mehrgipfelige Verteilungskurve ist auch aus den Keratophyren des Lahn-Dill-Gebietes (FLICK 1977) bekannt. Leicht negative asymmetrisch rechtsschiefe Verteilungen der SiO₂-Gehalte, wie sie bei den Porphyroiden auftreten, werden häufig für granitische Gesteine beschrieben (AHRENS 1966). Zur näheren Betrachtung wurden einzelne Untersuchungs-räume graphisch herausgehoben (Abb. 8):

Tab. 14: Literaturvergleich.

| a) Vollanalysen (Gew.-%, wasserfreie Summe) | | | | | | | |
|---|----------|-------|---------------------|-------|---------------------|-------|-----------|
| | Andesite | | | | Dacite | | Rhyodacit |
| | ① | ② | ③ | ④ | ③ | ⑤ | ⑤ |
| SiO ₂ | 54.34 | 60.14 | 56.72 (53.67-61.77) | 59.89 | 63.42 (62.18-65.24) | 63.74 | 66.56 |
| Al ₂ O ₃ | 17.22 | 17.48 | 16.30 (12.61-19.40) | 17.20 | 16.09 (13.41-18.65) | 16.71 | 15.46 |
| ΣFe ₂ O ₃ | 9.60 | 6.86 | 8.29 (5.58-12.22) | 7.07 | 7.28 (5.02- 9.49) | 5.58 | 4.64 |
| MnO | 0.15 | 0.18 | 0.16 (0.06- 0.21) | 0.15 | 0.20 (0.15- 0.29) | 0.11 | 0.07 |
| MgO | 4.37 | 2.77 | 6.10 (1.75-12.57) | 2.96 | 4.23 (2.07- 7.19) | 2.12 | 1.57 |
| CaO | 7.94 | 5.85 | 4.95 (0.69-12.15) | 6.02 | 1.70 (0.87- 3.75) | 5.54 | 3.70 |
| Na ₂ O | 3.68 | 3.62 | 3.62 (1.02- 6.48) | 3.70 | 3.21 (2.94- 3.59) | 3.99 | 4.15 |
| K ₂ O | 1.11 | 2.06 | 2.39 (0.05- 6.73) | 1.98 | 2.31 (0.53- 2.96) | 1.40 | 3.02 |
| TiO ₂ | 1.31 | 0.78 | 1.18 (0.66- 2.64) | 0.78 | 1.02 (0.56- 1.46) | 0.64 | 0.66 |
| P ₂ O ₅ | 0.28 | 0.26 | 0.33 (0.06- 0.88) | 0.25 | 0.31 (0.15- 0.64) | 0.17 | 0.17 |

| b) Spurenelemente (ppm) | | | | | | | |
|-------------------------|----------------|---------------|---|-----|---------------|------------------------|------------------|
| | Andesit/Diorit | Andesite | | | Dacit | Dacit/Quarz- diorit | Grano- diorit |
| | ① | ③ | ④ | ⑥ | ③ | ① | ⑦ |
| V | 148(4-400) | 247 (197-361) | | 100 | 58 (25- 91) | 99(20-300) | 88 |
| Cr | 55 | 167 (54-400) | | 50 | 145 (127-162) | 16 | 22 |
| Ni | 18(3-28) | 87 (5-180) | | 55 | 9 (6- 11) | - | 15 |
| Cu | 55 | 27 (17- 42) | | 35 | 14 (13- 14) | 25 | 30 |
| Zn | 70 | 86 (60-104) | | 72 | 63 (26-100) | 40-90 | 60 |
| Ga | 21(20-25) | - | | 17 | - | 16 (15-25) | 17 |
| Pb | 11 | - | | 15 | - | 15 | 15 |
| Rb | 73 | 68 (5-137) | | 72 | 88 (35-119) | 97 | 110 |
| Sr | 431 | 413 (21-1298) | | 800 | 279 (93-550) | 317 | 440 |
| Y | 35 | 32 (14- 65) | | 25 | 44 (28- 69) | 35 | 44 |
| Zr | 120 | 233 (54-474) | | 260 | 314 (175-463) | 50-250 | 140 |

| a) Vollanalysen (Gew.-%, wasserfreie Summe) | | | | | |
|---|---------------------|-------|-------|---------------------|--|
| | Rhyolith | | | Alkali- rhyolith | |
| | ③ | ④ | ⑤ | ⑤ | |
| SiO ₂ | 74.03 (70.26-79.12) | 74.08 | 74.18 | 74.79 | |
| Al ₂ O ₃ | 13.15 (11.99-13.90) | 13.68 | 13.55 | 12.62 | |
| ΣFe ₂ O ₃ | 2.65 (1.09- 4.08) | 2.40 | 2.09 | 2.44 | |
| MnO | 0.06 (0.02- 0.11) | 0.06 | 0.03 | 0.05 | |
| MgO | 1.31 (0.21- 4.48) | 0.40 | 0.32 | 0.26 | |
| CaO | 0.49 (0.03- 1.50) | 1.21 | 1.14 | 0.61 | |
| Na ₂ O | 2.92 (1.21- 5.42) | 3.48 | 3.01 | 4.14 | |
| K ₂ O | 5.28 (1.27-12.93) | 4.36 | 5.39 | 4.74 | |
| TiO ₂ | 0.24 (0.01- 0.56) | 0.25 | 0.22 | 0.17 | |
| P ₂ O ₅ | 0.08 (0.01- 0.19) | 0.08 | 0.07 | 0.18 | |

| b) Spurenelemente (ppm) | | | | | |
|-------------------------|---------------|-----------------|--------|----------|---------------------|
| | Rhyolith | Rhyolith/Granit | Granit | Rhyolith | Alkali- rhyolith |
| | ③ | ① | ⑦ | ⑧ | ③ |
| V | 3 (1- 6) | 72 (3-310) | 44 | - | - |
| Cr | 285 (175-409) | 4 | 4 | - | - |
| Ni | 12 (6- 19) | <6 | 4.5 | 1 | 1 |
| Cu | 10 (1- 23) | 0-10 | 10 | 8 | 4 |
| Zn | 97 (34-186) | 98 | 39 | 95 | 365 |
| Ga | - | 19 (16- 22) | 17 | 19 | 36 |
| Pb | - | 24 | 19 | 19 | 23 |
| Rb | 136 (48-229) | 217 | 190 | 119 | 159 |
| Sr | 65 (22- 85) | 115 | 100 | 107 | 3 |
| Y | 82 (67- 88) | 38 | 41 | 155 | 151 |
| Zr | 407 (389-432) | 50-700 | 175 | 273 | 1525 |

- ① Durchschnittsanalysen WEDEPOHL 1969;
- ② Durchschnittsanalysen DALY 1933;
- ③ Oberordovizische Vulkanite Irland STILLMAN & WILLIAMS 1978;
- ④ Mittelwerte für Bilanz des Krustenelementismus RONOV et al. 1976;
- ⑤ Mittelwerte MACKOLDS 1954;
- ⑥ Mittelwerte SCHROLL 1975;
- ⑦ Mittelwerte TÜRKELIAN & WEDEPOHL 1961;
- ⑧ Typische Rhyolithen nach CARMICHAEL et al. 1974.

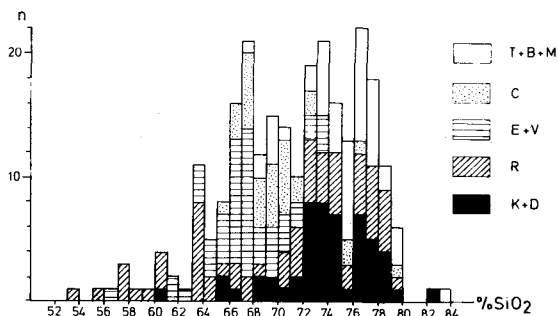


Abb. 8: Häufigkeitsverteilung SiO_2 ; unterteilt nach Untersuchungsbereichen, $n = 255$ Porphyroide.

Der Kitzbüheler Raum zeigt eine ausgeprägte Bimodalität innerhalb der SiO_2 -reichen Analysen. Die beiden Maxima liegen bei 73% und 76% SiO_2 .

Eine besonders große Variationsbreite der SiO_2 -Gehalte kennzeichnet den Raum Radmer/Blasseneck. Er liefert den Hauptanteil der intermediären Proben ($< 66\%$ SiO_2) mit einem deutlichen Maximum bei 63% SiO_2 .

Die Untersuchungsgebiete Eisenerz und Veitsch sind unimodal verteilt. Ihr Maximum liegt bei 67% SiO_2 .

Der Bereich Comelico hat ebenfalls sein Schwergewicht im Bereich dieses Maximums, aber auch einige saure Ausläufer.

Am sauren Ende der Verteilungsfunktion ist das Maximum aus den 3 untersuchten Quarzphyllitgebieten angeordnet.

Die einzelnen Untersuchungsgebiete verhalten sich im SiO_2 -Gehalt also deutlich heterogen, wobei die einzelnen Verteilungskurven sich mehr oder minder stark überlappen.

K_2O

Neben den SiO_2 -Gehalten sind die Gehalte an Alkalien, speziell an Kalium wichtig für die Kennzeichnung des Gesteinschemismus. Ein sehr deutliches Maximum liegt bei K_2O -Gehalten von 4% (Abb. 9). Dies stimmt mit den aus der Literatur bekannten Kaliumgehalten von Rhyolithen überein (Tab. 14 und FLICK 1977). Die Verteilungskurve des Kaliums ist leicht linksschief mit einem deutlichen Nebenmaximum bei 6 bis 7% K_2O . Bezüglich der Schiefe der Verteilungsfunktionen von Kalium lassen sich bei sauren und intermediären Vulkaniten keine Regeln aufstellen (AHRENS 1966). Ein großer Probenanteil ist im Bereich zwischen 2 bis 4% K_2O angesiedelt, Werte, wie sie für Andesite, Dacite und Rhyodacite kennzeichnend sind (vgl. POLYAKOV et al. 1975, RHODES et al. 1971 und Tab. 14). Im Extremfall können Porphyroide bis 11% K_2O enthalten.

Bei regionaler Betrachtung zeigen die Porphyroide des Kitzbüheler Raumes eine breite Streuung im Kaliumgehalt mit einem deutlichen Anteil an kaliumbetonten Typen. Der Untersuchungsgebiet Radmer/Blasseneck zeigt 3 Maxima in der Verteilungsfunktion (2%, 4%, und 6,5% K_2O) und hat, wie bei den SiO_2 -Gehalten die breiteste Streuung aller Untersuchungsgebiete (0 – 9% K_2O). Die Analysen der Untersuchungsgebiete Eisenerz und Veitsch ordnen sich im Hauptmaximum und in einem schwachen Nebenmaximum des kaliumbetonten Bereiches an. Der Karnische Raum liefert ein asymmetrisch lognormales Muster mit einem deutlichen Maximum zwischen 3,5 – 4,5% K_2O . Höhere Kaliumgehalte treten nicht auf. Die Quarzphyllitgebiete zeigen eine deutliche Tendenz zur kaliumbetonten

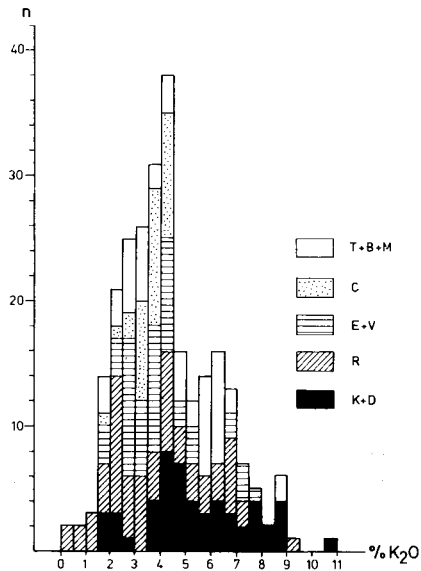


Abb. 9: Häufigkeitsverteilung K_2O ; unterteilt nach Untersuchungsbereichen, $n = 255$ Porphyroide.

Seite der Verteilungskurve mit einem Maximum bei 6% K_2O ; außerdem tritt ein Nebenmaximum bei 3% K_2O auf.

Die Häufigkeitsverteilungskurven der übrigen Haupt- und Nebenelemente sind in Abb. 10 graphisch dargestellt.

Al_2O_3

Die Aluminiumgehalte haben ein ausgeprägtes Maximum bei 15% und schwanken von 9 bis 20%. Die unimodale Verteilungskurve ist annähernd normalverteilt. Sehr ähnliche Verteilungskurven mit schwach positiver Schiefe sind bei granitoiden Gesteinen die Regel (AHRENS 1966).

Summe Eisen als Fe_2O_3

Im Eisengehalt lassen sich 2 Maxima (1 – 2%, 5 – 6% Fe_2O_3) unterscheiden. Bei einer Streuung von 0 – 13% liegt der rechnerische Mittelwert bei 3,4% Fe_2O_3 . Die bimodale Verteilungskurve entspricht dem mehrgipfeligen Verlauf der SiO_2 -Verteilung; extrem Fe-reiche Proben sind den andesitischen Vertretern des Raumes Radmer zuzuordnen. Bedingt durch den bimodalen Charakter ist die Verteilungsfunktion rechnerisch stark linksschief (Tab. 13), wobei auch bei unimodalen Fe_2O_3 -Verteilungen in der Regel lognormal linksschiefe Kurven vorherrschen (AHRENS 1966).

MnO

Die Manganhalte bewegen sich zwischen 0 und 0,24% MnO, mit einem breiten Maximum bei 0,01 – 0,07% und einem weit auslaufenden Streubereich zu höheren Gehalten. Der rechnerische Mittelwert liegt bei 0,05%, wie er für Rhyolithe üblich ist (Tab. 14). In ihrer extrem positiven Schiefe stimmt die Verteilungskurve mit Literaturdaten überein.

MgO

Bei einem Hauptmaximum von 1% streuen die Werte zwischen 0 bis 6% MgO, wobei die Hauptmenge der Analysen Werte unter 2% MgO aufweist. Die Verteilungskurve ist stark linksschief und wohl durch eine lognormale Verteilung anzunähern, wie es häufig bei granitischen Gesteinen der Fall ist (AHRENS 1966).

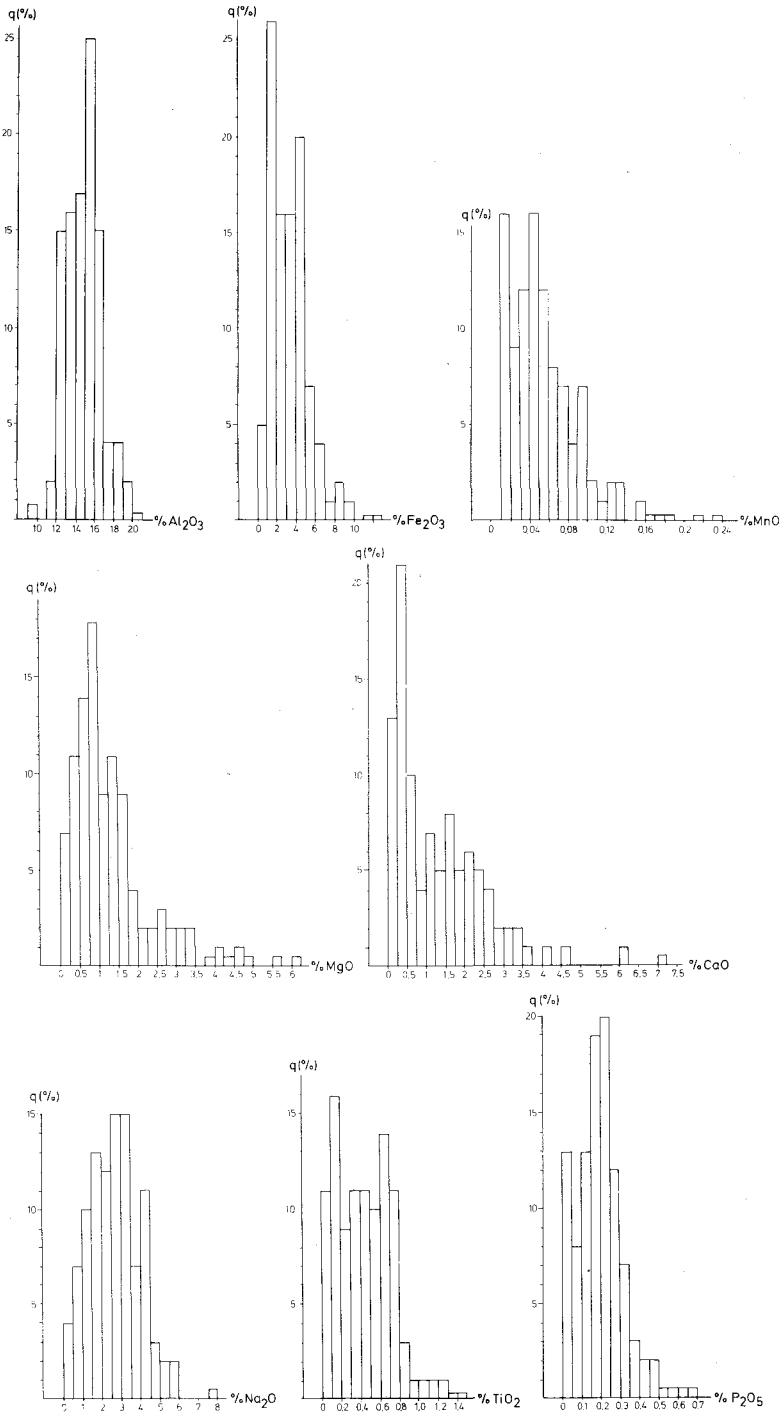


Abb. 10: Häufigkeitsverteilungen der übrigen Haupt- und Nebenkomponenten; n = 255 Porphyroide.

CaO

Auch die Gehalte an CaO mit einem rechnerischen Mittelwert von 1,4% zeigen eine stark asymmetrische Verteilungskurve. Über 20% der Analysen liegen im Bereich zwischen 0,25 – 0,5% CaO. Neben diesem scharfen Maximum zeichnet sich ein Nebenmaximum bei Gehalten zwischen 1 – 2,5% CaO ab, außerdem ein lang ausgezogenes Streufeld bis zu 7,25% CaO mit wenigen andesitischen Analysen. Lognormale linksschiefe Verteilungsmuster sind bei granitischen Gesteinen die Regel.

Na₂O

Die annähernd normalverteilten Natriumgehalte haben eine Variationsbreite zwischen 0 – 6% mit einer solitären Probe bei 7,5% Na₂O. Der rechnerische Mittelwert liegt bei 2,6%. Neben dem breiten Hauptmaximum deutet sich ein Nebenmaximum bei 4,5 – 5% Na₂O an. Aus der Literatur sind ähnliche Verteilungen (AHRENS 1966) und Mittelwerte (FLICK 1977) rhyolithischer Gesteine bekannt.

TiO₂

Im Titangehalt macht sich wieder die hohe Schwankungsbreite des Gesamtchemismus bemerkbar. Der Bereich zwischen 0 und 0,8% TiO₂ ist fast gleichmäßig besetzt und zeigt zwei schwache Maxima (0,1 – 0,2 und 0,6 – 0,7% TiO₂), die sich dem Dacit- bzw. Rhyolithmaximum zuordnen lassen. Einzelne Proben haben höhere Werte bis zu 1,5% TiO₂, entsprechend der andesitischen Fazies mancher Analysen.

P₂O₅

Der rechnerische Mittelwert (0,19% P₂O₅) fällt ins deutlich ausgeprägte Hauptmaximum. Während zu höheren Gehalten hin die Kurve rasch abflacht, enthält ein großer Teil der Porphyroide nur sehr wenig P₂O₅. Es errechnet sich eine mäßig positive Schiefe der Verteilungskurve.

Insgesamt sind die Verteilungen der Haupt- und Nebenkomponten durch die große Variationsbreite der Porphyroide bestimmt, die am deutlichsten in den Komponenten SiO₂, TiO₂ und K₂O zum Ausdruck kommt. Die Mehrgipfeligkeit der Verteilungskurven zeigt Analogien zu anderen metamorphen sauren Vulkaniten (FLICK 1977). Für alle Haupt- und Nebenkomponten bewegen sich die Absolutkonzentrationen innerhalb der aus anderen sauren Vulkanitabfolgen bekannten Bereiche. Auch in ihrem Charakter stimmen die Verteilungskurven mit Literaturdaten (AHRENS 1966) überein:

Während SiO₂ mäßig rechtsschief verteilt ist, haben K₂O, Fe₂O₃, MnO, MgO; CaO, TiO₂ und P₂O₅ linksschiefe Verteilungsmuster, die einer lognormalen Verteilungsfunktion ähneln. Al₂O₃ und Na₂O sind annähernd normalverteilt.

Bei Anwendung einer rein auf dem SiO₂-Gehalt basierenden Nomenklatur (vgl. KOPTEV-DVORNIKOV et al. 1972) kann man die Porphyroide in folgende Gruppen einteilen:

| | Analysenzahl |
|---------------------|--------------|
| Basische Andesite | 3 |
| Andesite | 12 |
| Dacitische Andesite | 12 |
| Dacite | 47 |
| Rhyodacite | 50 |
| Rhyolithe | 131 |

Diese Gruppierung weicht von späteren Ergebnissen etwas ab (vgl. 4.2), zeigt aber deutlich, daß das Hauptgewicht der Häufigkeitsverteilung innerhalb des rhyolithischen Chemismus zu suchen ist. Ein Nebenmaximum ist im Dacitbereich zu verzeichnen. Der Anteil andesitischer Gesteine tritt volumen- und zahlenmäßig stark in den Hintergrund.

4.1.2 Häufigkeitsverteilungen Spurenelemente

Die Variation der Spurenelementgehalte ist in Häufigkeitsverteilungskurven dargestellt (Abb. 11). Manche Spurenelementkonzentrationen bewegen sich im Bereich der Nachweisgrenze, wodurch die Meßgenauigkeiten verringert werden.

V
Bei einer hohen Streuung ergibt sich bei den Vanadiumgehalten ein rechnerischer Mittelwert von 50 ppm, der mit den für Granite und Rhyolithe errechneten Werten übereinstimmt (Tab. 14). Nach WEDEPOHL (1969) zeigt V auch innerhalb homogener Gesteinskomplexe häufig eine hohe Streuung.

Ni
Bei einem Mittelwert von 25 ppm sind die Nickelwerte annähernd symmetrisch verteilt und haben eine geringe Streuung. Der Nickelgehalt der Porphyroide ist gegenüber den Literaturdaten erhöht, da für Granodiorite charakteristische Werte auftreten, obwohl der Hauptanteil der Porphyroide rhyolithischen Chemismus aufweist.

Cu
Rhyolithe und Alkalirhyolithe haben im Normalfall unter 10 ppm Kupfer. Da die Häufigkeitsverteilung einen Mittelwert bei 20 ppm anzeigt, ist der Kupfergehalt relativ angereichert und stimmt mit den Mittelgehalten von Granodioriten und Daciten überein. Eine über die Durchschnittswerte von Andesiten hinausgehende Anreicherung ist aber nicht festzustellen, da nur ein sehr geringer Probenanteil über 45 ppm Cu enthält.

Zn
Die Verteilung der Zn-Gehalte hat bei 40 – 60 ppm ein breites Maximum und stimmt mit den Zn-Gehalten von Graniten und Granodioriten überein. Deutlich abgesetzt vom übrigen Probenfeld zeigen 2 Analysen eine Anreicherung bis 270 ppm Zn. Nach den Daten der Literatur kommen derartige Gehalte bei Alkalirhyolithen vor. Die Zn-Verteilungskurve ist extrem linksschief.

Ga
Allgemein zeigt Ga in intermediären und sauren Gesteinsabfolgen eine geringe Dispersion. Dies gilt auch für Ignimbrite (RHODES 1971). In ihrem Mittelwert (20 ppm) und ihrer Streuung stimmen die Porphyroide mit den Durchschnittsdaten von Graniten, Granodioriten und Andesiten überein.

Pb
Das Maximum der Pb-Verteilungskurve (23 ppm) liegt in dem aus der Literatur bekannten Bereich granitoider Gesteine. Neben diesem scharfen Maximum sind einzelne Proben mit Pb-Anomalien bis 90 ppm zu erkennen, die rechnerisch eine hohe positive Schiefe ergeben. Deutlich positive Schiefen sind aus anderen Pb-Verteilungskurven der Literatur bekannt (AHRENS 1966).

Rb
Die Rb-Gehalte liegen mit einem Mittelwert von 153 ppm im Bereich der Rhyolithe und Granite. Neben einem breiten Maximum sind Ausläufer zu sehr hohen Werten über 280 ppm Rb zu erkennen. Diese hohen Werte sind im Zusammenhang mit extremen Kaliumgehalten zu sehen. Analog zu Erfahrungswerten ist die Verteilungskurve annähernd symmetrisch. Aus intermediären bis sauren Vulkaniten der Anden werden ähnliche Mittelwerte beschrieben (Andesit 74 ppm, Dacit 138 ppm, Ignimbrit 145 ppm, RHODES et al. 1971).

Sr
In der Verteilung des Sr kommt der große Schwankungsbereich des Hauptelementchemismus zum Ausdruck. Da Sr mit Ca hochkorreliert ist, treten zusammen mit hohen Calciumgehalten auch hohe Sr-Gehalte bis zu 950 ppm auf. Das Maximum der stark linksschiefen Verteilung liegt zwischen 25 – 50 ppm Sr und weicht deutlich vom rechnerischen Mittelwert (130 ppm) ab. Während beim Hauptteil der Proben die für Rhyolithe typischen Gehalte auftreten, entsprechen die Ausläufer zu hohen Sr-Werten den andesitischen Typen. Eine weitere Vergleichsmöglichkeit bieten Daten aus Vulkaniten der Anden: Hier enthalten Andesite 555 ppm, Dacite 416 ppm und Ignimbrite 145 ppm Sr (RHODES et al. 1971). Sr ist bekannt für extrem linksschiefe Verteilungskurven (AHRENS 1966).

Y
Yttrium ist entgegen anderen Literaturdaten (AHRENS 1966) symmetrisch verteilt und hat ein scharfes Maximum, das dem der Rhyolithe und Granite entspricht. In sauren Gesteinen ist Y relativ angereichert (GERASIMOVSKIY et al. 1975).

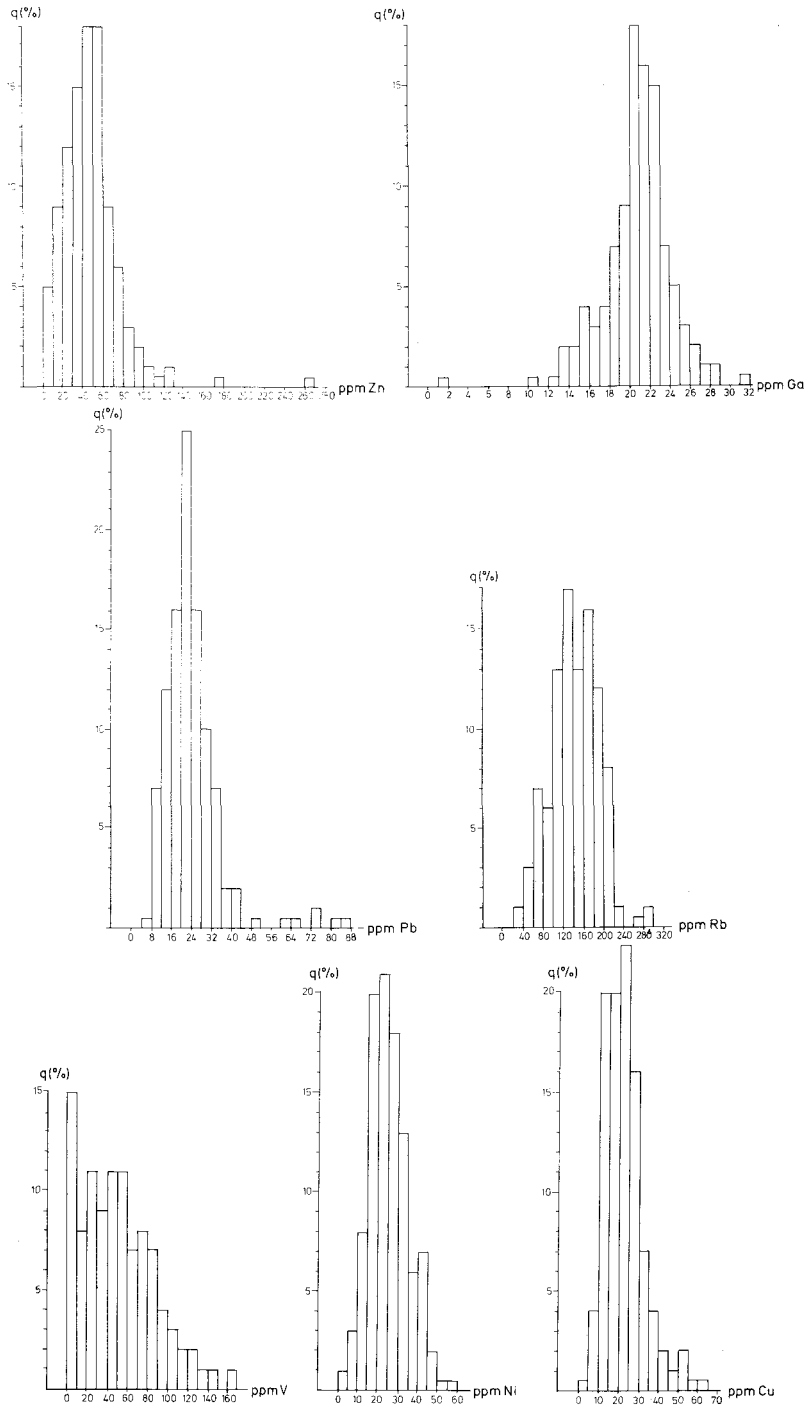


Abb. 11 a: Häufigkeitsverteilungen der Spurenelemente; n = 255 Porphyroide.

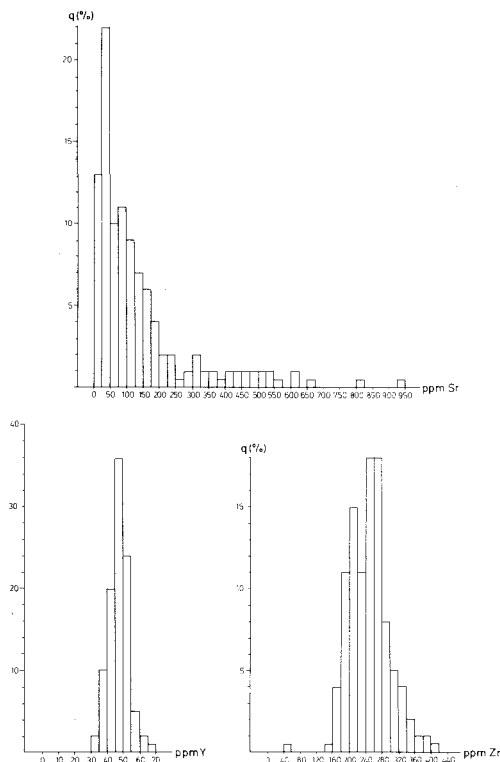


Abb. 11 b.

Zr

Die Verteilung der Zirkoniumgehalte der Porphyroide ist wie bei anderen granitoiden Gesteinen annähernd symmetrisch (AHRENS 1966). Das Maximum ist zweigipfelig (200 – 220 ppm, 240 – 280 ppm Zr). Extrem hohe Gehalte (über 1400 ppm Zr), wie sie von Ignimbriten und Pantelleriten in Alkaliprovinsen an Riftzonen beschrieben werden, sind nicht zu verzeichnen (GERASIMOVSKIY et al. 1972).

Generell läßt sich bei den Spurenelementen eine gute Übereinstimmung mit Durchschnittsanalysen der Literatur feststellen. Auch die Schiefe der Verteilungskurven stimmt in der Mehrzahl der Elemente mit den Erfahrungswerten überein. Stark linksschiefe Verteilungen haben Cu, Zn, Pb und Sr; annähernd symmetrisch normalverteilt sind Rb und Zr. Abweichend von Literaturdaten haben V und Ni normalverteilte Kurven. Bei diesen Elementen ist allerdings eine hohe Standardabweichung in der Meßgenauigkeit festzustellen.

Nennenswerte, über die Durchschnittsgehalte von Granodioriten hinausgehende Anomalien in den Buntmetall-Konzentrationen konnten nicht festgestellt werden.

4.2 Klassifikation der Porphyroide

4.2.1 Lage der Analysen im STRECKEISEN-Doppeldreieck

Bei der Bestimmung des Mineralbestandes für die Klassifikation nach STRECKEISEN (1969, 1980) trifft man bei Vulkaniten auf Schwierigkeiten, wenn sie bei ihrer Erstarrung

glasige Matrix ausgebildet hatten. Da die Porphyroide zudem noch metamorph sind, kann der mikroskopisch bestimmte modale Mineralbestand nicht zur Klassifikation verwendet werden.

Die Berechnung wurde nach der CIPW-Norm durchgeführt. Dies hat aber bei Vulkaniten den entscheidenden Nachteil, daß nur die drei Feldspatkomponenten Albit, Anorthit und Orthoklas, nicht aber Sanidin bzw. Anorthoklas berechnet werden.

Es wurden daher die Analysendaten mit Hilfe eines in RITTMANN (1973) enthaltenen Nomogramms im Feldspatgehalt nach der RITTMANN-Norm korrigiert. Nachdem es sich bei den Porphyroiden nicht um unterkieselte Magmen handelt und der Großteil sauren Chemismus aufweist, war die Anwendung der Nomogramme ohne Einschränkungen möglich. Eine ausführliche Diskussion der Problematik findet sich in RITTMANN (1973).

Zur Verringerung der Punktdichten wurden die Proben getrennt nach den Untersuchungsbereichen in STRECKEISEN-Diagramme eingetragen (Abb. 12). Der Chemismus der Porphyroide deckt fast alle Felder der SiO_2 -übersättigten sauren bis intermediären Vulkanite ab. Die Hauptmenge der Proben ist als Alkalirhyolith zu bezeichnen. Eine weitere große, streuende Gruppe liegt mit ihrem Schwerpunkt an der Feldergrenze Rhyolith –

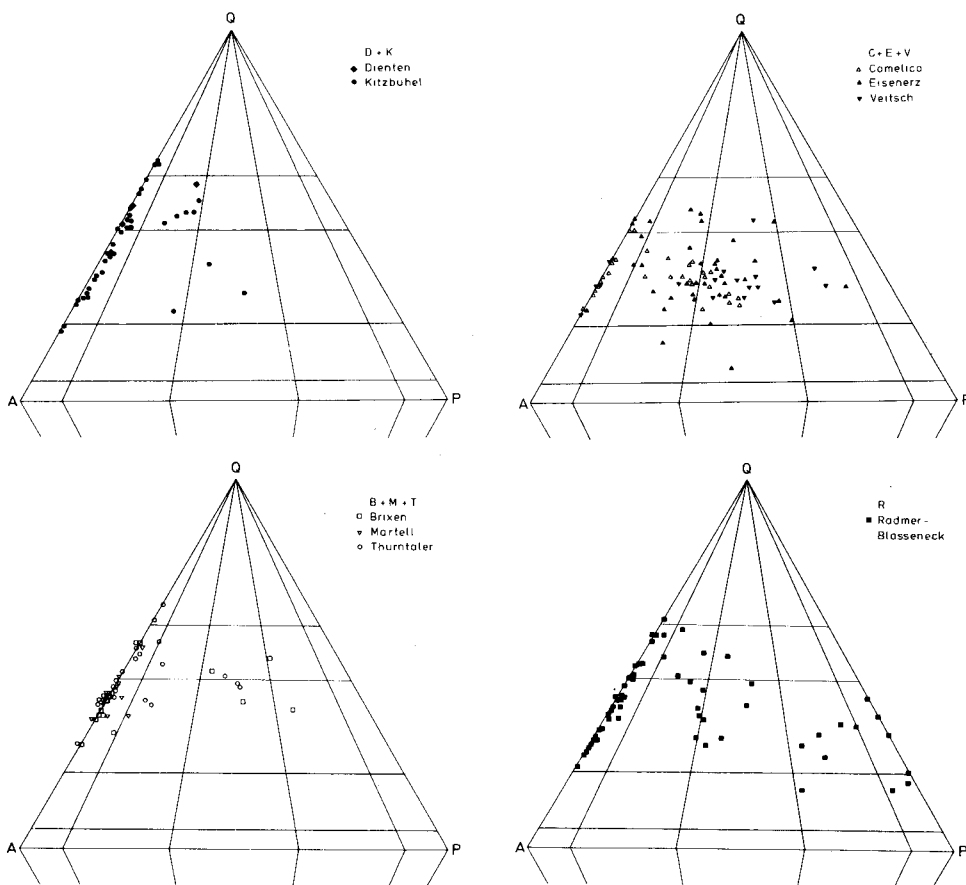


Abb. 12: STRECKEISEN-Doppeldreiecke einzelner Untersuchungsgebiete.

Tab. 15: Verteilung der Porphyroide auf Gesteinsklassen des STRECKEISEN-Diagramms.

| | | | | | | | | | | | |
|-----|-----------------------|-----------------|------------------|--------------|----------------------|----------------|--------------|---------------------|---------------------|----------------|--------------|
| B | 11 | | 2 | 2 | | | | | | | 15 |
| C | 15 | 9 | 9 | | | | | | | | 33 |
| D | 3 | 2 | | | | | | | | | 5 |
| E | 5 | 13 | 13 | 3 | | 1 | 1 | | | | 36 |
| K | 38 | 7 | 3 | | | | | | | | 48 |
| M | 11 | 1 | | | | | | | | | 12 |
| R | 38 | 9 | 6 | 5 | | | | 1 | 5 | 2 | 66 |
| T | 17 | 3 | 3 | | | | | | | | 23 |
| V | 5 | 1 | 9 | 2 | | | | | | | 17 |
| Anz | 143 | 45 | 45 | 12 | - | 1 | 1 | 1 | 5 | 2 | 255 |
| % | 56 | 18 | 18 | 5 | - | - | - | - | 2 | 1 | 100 |
| | <i>Alkalirhyolith</i> | <i>Rhyolith</i> | <i>Rhyodacit</i> | <i>Dacit</i> | <i>Alkalitrachyt</i> | <i>Trachyt</i> | <i>Latit</i> | <i>Latitandesit</i> | <i>Quarzandesit</i> | <i>Andesit</i> | <i>Summe</i> |

Rhyodacit. Etwas weniger dicht ist das Dacitfeld besetzt. Einige wenige Analysen kommen in den Bereichen der Alkalitrachyte, Trachyte, Latite, Latitandesite, Quarzandesite und Andesite zu liegen. Die Vulkanite sind regional deutlich unterschiedlich verteilt (Abb. 12, Tab 15):

Als Alkalirhyolith-Provinz zeigt sich vor allem der Kitzbüheler Raum (Wildseeloder, Diagramm D + K). Große Ähnlichkeit mit diesem Bereich hat ein Teil des Raumes Radmer-Blasseneck. In der Regel sind diejenigen Proben alkalirhyolithisch, die in geringmächtigen Ignimbritlagen (Ratschengraben) vorkommen oder lithologisch als Tuffe klassifizierbar sind (Diagramm R). Außerdem können alle Proben aus den Quarzphyllitgebieten (Brixen, Martell, Thurntaler) als Alkalirhyolithe eingestuft werden (Diagramm B + M + T). Ein kleiner Teil der Analysen aus Quarzphylliten liegt auch im Rhyolit- und Dacitbereich.

Den Alkalirhyolith-Provinzen stehen Gebiete mit Rhyodacit- und Dacitvormacht gegenüber. Hierzu zählt vor allem der Eisenerzer Raum, die hierin fast identischen Proben der Veitsch und auch der Raum Comelico-Karnische Alpen (Diagramm E + V + C). Es kommen in diesen Bereichen allerdings auch einzelne Alkalirhyolithe vor.

Eine Sonderstellung nimmt der Untersuchungsbereich Radmer – Blasseneck ein, wo im Blasseneck-Profil konkordant eingeschaltete Quarz-Andesite und Andesite zu verzeich-

nen sind. Hier ist innerhalb einer Abfolge das breite Spektrum von Alkalirhyolithen bis zu Andesiten lückenlos vertreten.

Man kann also generell Gebiete mit einheitlichem Chemismus und geringer Streuung von anderen unterscheiden, in denen chemisch verschiedene Typen nebeneinander auftreten. Hierbei ist allerdings zu bemerken, daß in den Untersuchungsbereichen zwangsweise mehrere tektonisch isolierte Teilbereiche zu einem Großbereich zusammengefaßt sind; auf diese Tatsache wird im regionalen Teil weiter eingegangen (Kap. 5). Weiterhin ist zu berücksichtigen, daß im Laufe der komplizierten Ablagerungs- und Metamorphosegeschichte der Gesteine mit Sicherheit Stoffaustauschvorgänge bei den Alkalien und Erdalkalien abgelaufen sind (vgl. 4.2.2). Die hohe Streuung mancher Bereiche könnte als Hinweis auf derartige Vorgänge zu deuten sein. Einige Analysen, wiesen bei der Berechnung der CIPW-Norm normativen Korund auf. Auch dies ist am besten mit Stoffaustauschvorgängen erklärbar.

Trotzdem kann man davon ausgehen, daß der ursprüngliche Porphyroidchemismus in etwa den im STRECKEISEN-Diagramm dargestellten Streubereich abdeckte. Es handelte sich durchwegs um SiO_2 -übersättigte, quarzführende Vulkanite. Der Quarzgehalt ist, wie im Sammeldiagramm deutlich wird (Abb. 13), großen Schwankungen unterworfen. Im Sammeldiagramm ist eine Auswahl von Literaturdaten eingetragen. Aus dem alpinen Raum stammen Analysen von Metakeratophyren der Saualpe (HURLER 1972), sowie von Keratophyren und Quarzkeratophyren der Karawanken (LOESCHKE 1977), die von den Autoren als zeitgleich mit dem Porphyroidvulkanismus interpretiert werden. Das Bild wird

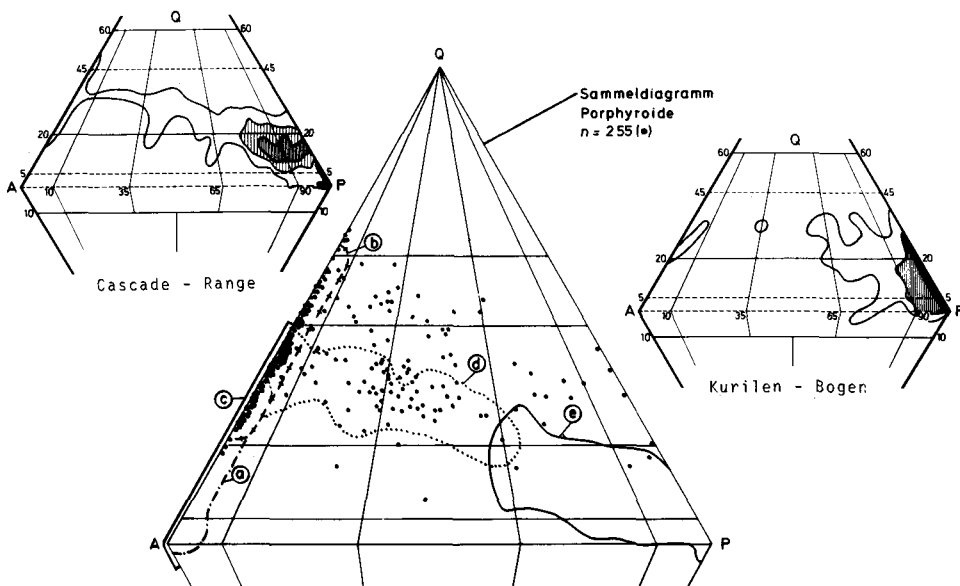


Abb. 13: STRECKEISEN-Doppeldreiecke; Sammeldiagramm Porphyroide im Literaturvergleich: Kurilen-Kamchatka-Inselbogen und High Cascade Range (Kalifornien) nach RITTMANN (1973); (a) Keratophyre der Südlichen Saualpe (HURLER 1972), (b) Quarzkeratophyre der Karawanken (LOESCHKE 1977), (c) Devonische Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (FLICK 1977), (d) Rhyolithformation, (e) Andesitformation der chilenischen Anden (PICHLER & ZEIL 1972).

durch devonische Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (FLICK 1977) und eine Zusammenfassung aller geochemischen Daten der Rhyolith- und Andesitformation der chilenischen Anden ergänzt (PICHLER & ZEIL 1972). Weitere Vergleichsmöglichkeiten mit zirkumpazifischen Andesitprovinzen bietet die Reproduktion von Häufigkeitsverteilungen im STRECKEISEN-Diagramm der High Cascade Range (Kalifornien) und des Kurilen-Kamchatka-Bogens (RITTMANN 1973, Abb. 13).

Es ist festzuhalten, daß die Porphyroide nicht eindeutig einer der o. g. Analysengruppen zuzuordnen sind. Der alkalirhyolithische Anteil stimmt gut mit Quarzkeratophyren der Karawanken überein, während die Keratophyre der Saualpe und des Lahn-Dill-Gebietes nur teilweise mit den Porphyroiden überlappen und eine stärkere Tendenz zum quarzarmen Bereich aufweisen. Die Rhyolith-Formation der chilenischen Anden zeigt, für sich alleine betrachtet, ein den Porphyroiden ähnliches Verteilungsmuster. Allerdings fehlt den Porphyroiden ein mengenmäßig dem der chilenischen Anden vergleichbarer Anteil an Andesiten. Allgemein zeigt die Verteilung von sauren und intermediären Vulkaniten über einer Subduktionszone, sei es als Inselbogen oder am Kontinentalrand, völlig andere Geometrien. Während diese kalkalkalischen magmatischen Provinzen ihren Schwerpunkt im Andesitbereich mit fallweise zahlenmäßig untergeordneten Entwicklungen bis hin zu Alkalirhyolithen aufweisen, verhalten sich die Porphyroide gerade umgekehrt. Hier sind zwei deutliche Maxima im Alkalirhyolith- und Rhyodacit-Bereich ausgeprägt, sowie ein stark zurücktretendes Streufeld in Richtung auf die Andesitecke des STRECKEISEN-Diagramms. Zur Verdeutlichung dieser Tatsache ist die Verteilung der Porphyroid-Analysen auf die Felder des STRECKEISEN-Diagramms als Tabelle dargestellt (Tab. 15). Demnach beträgt der Anteil intermediärer Gesteine nur 3%.

Die Sonderstellung der Porphyroide läßt sich durch zusammenfassende Betrachtung weiterer Literatur erhärten: Geochemische Daten der gesamten Anden- und Kordillerenkette von S-Peru (WEIBEL et al. 1978) über Ecuador (BRAUN 1977), Zentral-Amerika (PICHLER & WEYL 1976) bis Kalifornien (WISE 1969) zeigen immer einen deutlichen Schwerpunkt auf der Kalkalkalalseite des STRECKEISEN-Diagramms. In Abhängigkeit von der Beteiligung kontinentaler Kruste treten in unterschiedlich starkem Umfang auch Rhyolithe auf.

Analysendaten aus kontinentalen Grabensystemen, wie zum Beispiel der Afarsenke Äthiopiens sind durch eine deutliche Lücke im Verteilungsmuster des STRECKEISEN-Diagramms gekennzeichnet (SCHUBERT 1975). Hier treten Alkalirhyolithe und Alkalibasilalt-Differentiate nebeneinander auf, aber keine dem Rhyodacit-Maximum der Porphyroide äquivalenten Gesteine.

Mit einem Teil der Porphyroidanalysen sind die alpinen permischen Quarzporphyre (Bergamasker Alpen, Südtirol, Montafon, ANGERER et al. 1976) gut vergleichbar, da das Maximum ihrer Verteilungskurve im Bereich der Dacite liegt. In ähnlicher Weise lassen sich Vulkanite der Puna-Region Argentiniens (HÖRMANN et al. 1973) oder auch Vulkanite einiger Ägäischer Inseln (z. B. Chios, BESENECKER, PICHLER 1974) mit der Verteilung der Porphyroide zur Deckung bringen. In allen Fällen ist die Beteiligung kontinentaler Kruste an der Schmelzbildung anzunehmen.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die Häufigkeitsverteilung der Porphyroide im STRECKEISEN-Diagramm deutlich von Vulkaniten konvergierender Plattenränder abweicht. Vulkanprovinzen, für die Anatexis kontinentaler Kruste als Ursache angenommen wird, zeigen größere Ähnlichkeiten; es findet sich jedoch keine Vulkanprovinz, deren Ana-

lysendaten im STRECKEISEN-Diagramm vollkommen mit den Porphyroiden übereinstimmen würden.

4.2.2 Kennzeichnung der Porphyroide nach dem Alkaligehalt

Sippencharakter (Diagramm Alk-SiO₂)

In ihrem Sippencharakter sind die Porphyroide in der jetzt vorliegenden Zusammensetzung eindeutig der Kalkalkalireihe zuzuweisen. Der Großteil der σ -Werte ($\sigma = (K_2O + Na_2O)^2/SiO_2 - 43$; Serialindex nach RITTMANN 1962) liegt zwischen 1 und 3. Die Porphyroide sind damit als stark bis mittel kalkalkalisch zu bezeichnen (Abb. 14). Ein merklicher Anteil fällt auch in den Bereich der extrem kalkalkalischen Gesteine, zahlenmäßig untergeordnet ist auch der schwach kalkalkalische Bereich und der Übergangsbereich zur Alkalireihe vertreten. Die starke Streuung im Serialindex macht Stoffaustauschvorgänge wahrscheinlich; insbesondere die extrem kalkalkalischen Analysen lassen eine relative Abfuhr an Alkalien im Vergleich zu SiO₂ vermuten.

Die einzelnen Untersuchungsbereiche verhalten sich unterschiedlich. Geringe Streuungen mit σ -Werten um 2 haben die Bereiche C, M und V, während die Analysen der anderen Untersuchungsgebiete durchwegs über das Gesamtdiagramm verteilt sind. Gewisse Häufungen im schwach kalkalkalischen Bereich zeigen die Untersuchungsgebiete K und R. Im extrem kalkalkalischen Bereich sind vornehmlich Proben des Eisenerzer und Dientner Raumes vorzufinden. Es ist anzunehmen, daß diese Proben in ihrem Chemismus am stärksten verstellt wurden. Stark kalkalkalische Proben stammen vornehmlich aus massigen

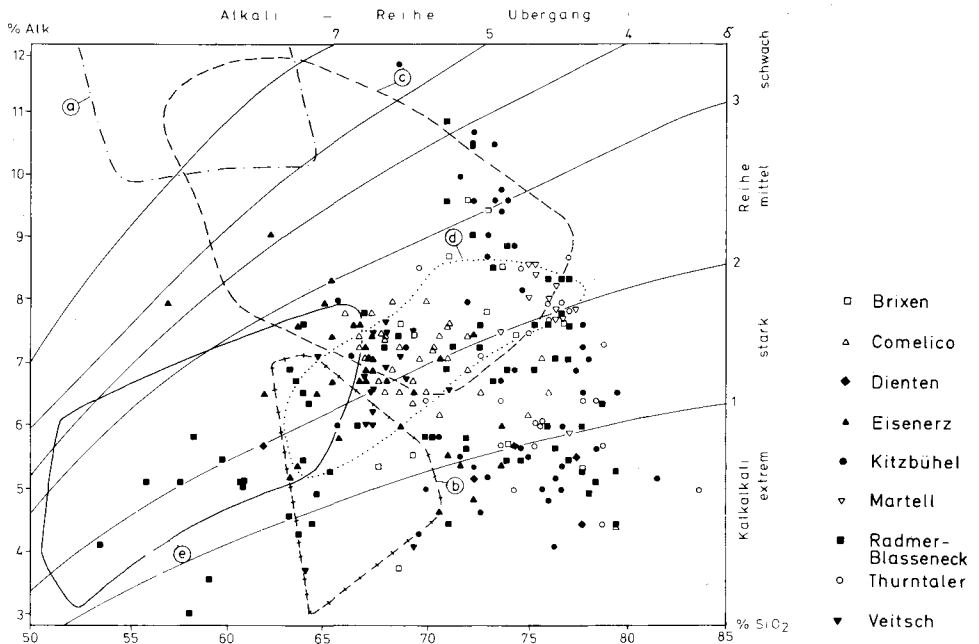


Abb. 14: Diagramm Alk-SiO₂; Sippencharakter der Porphyroide und Vergleich mit Literaturdaten: (a) Keratophyre der Südlichen Saualpe (HURLER 1972), (b) Quarzkeratophyre der Karawanken (LOESCHKE 1977), (c) Devonische Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (FLICK 1977), (d) Rhyolithformation der Anden (PICHLER & ZEIL 1972), (e) Andesitformation der Anden (PICHLER & ZEIL 1972).

Porphyroidentwicklungen der Gebiete E und R. Sie entsprechen dem Rhyodacit-Dacit-maximum im STRECKEISEN-Diagramm mit einem SiO_2 -Gehalt um 67% und Alkaligehalten um 6–7%.

Literaturdaten von paläozoischen sauren Vulkaniten der Alpen zeigen nur eine geringe Übereinstimmung mit den Porphyroiden (Abb. 14). Die Metakeratophyre der Saualpe (HURLER 1972) liegen, völlig außerhalb des Streubereiches der Porphyroide, da sie durch wesentlich höhere Alkaligehalte bei geringeren SiO_2 -Werten gekennzeichnet sind. Mit den Keratophyren und Quarzkeratophyren der Karawanken (LOESCHKE 1977) stimmt ein geringer Teil der Porphyroide, vornehmlich der Untersuchungsgebiete B, E, R und V überein. Im Mittel sind die Analysen der Karawanken ärmer an Alkalien und an SiO_2 als die Porphyroide. Während der Schwerpunkt der Daten devonischer Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes innerhalb der Alkalireihe und damit entfernt von den Porphyroiddaten liegt (FLICK 1977), überlappen im mittel- bis schwach kalkalkalischen Bereich einige Analysen mit Porphyroiden aus den Untersuchungsgebieten C, E, K und V.

Beim Vergleich mit Gesteinen der Anden ordnen sich die typischen Andesite in einem Feld an, das den geringeren SiO_2 -Werten entsprechend größtenteils außerhalb des Porphyroidfeldes bei σ -Werten der mittel bis stark kalkalkalischen Sippe liegt (PICHLER & WEYL 1973). Die Daten der Rhyolithformationen, sowohl der Süd- wie auch der Zentral-amerikanischen Anden sind bei σ -Werten zwischen 1,8 und 3 gut mit dem Hauptverbreitungsgebiet der Porphyroide zur Deckung zu bringen (ZEIL & PICHLER 1967, PICHLER & WEYL 1973, FRANCIS et al. 1974). Ebenfalls dem Hauptteil der Porphyroide ähnliche Verteilungsmuster ergeben sich bei Ignimbriten aus der Ägäis (BESENECKER et al. 1975, PICHLER et al. 1972), aus den Karpaten (MAHEL et al. 1979) und Zentralanatolien (INNOCENTI et al. 1975), wo jeweils eine Vergesellschaftung mit Andesiten vorliegt.

Gemeinsam mit Alkali-Basalt-Differentiaten auftretende Rhyolithe ozeanischer Inseln (BAKER et al. 1974) liegen ähnlich wie alkalirhyolithische Porphyroide des Kitzbüheler Raumes.

Daten von Vulkaniten an kontinentalen Gräben (Afarsenke, Äthiopien, RASCHKA et al. 1975) zeigen ebenfalls eine ähnliche Lage wie die mittel bis schwach kalkalkalischen Porphyroidtypen des Kitzbüheler Raumes.

Es ist daher festzustellen, daß, wie auch bei anderen metamorphen sauren Vulkaniten (vgl. FLICK 1977), keine eindeutige Zuordnung zu Sippen möglich ist. Hinsichtlich plattentektonischer Modelle zeigt der Sippenindex nach RITTMANN bei sauren Gesteinen generell eine geringe Aussagekraft. Rhyolithe sind aus sehr unterschiedlichen geotektonischen Positionen bekannt. Entsprechende Literaturdaten stimmen jeweils mit Teilen der Porphyroidanalysen überein.

Alkalimetasomose (magmatisches Spektrum)

Bei den Alkaligehalten der Porphyroide zeigen sich deutliche Hinweise auf eine sekundäre Veränderung ihres Stoffbestandes und damit auf ihre Ähnlichkeit mit Keratophyren. Extrem hohe Gehalte des einen Elementes sind generell mit extrem geringen Werten des anderen gekoppelt, so daß sich eine negative Korrelation ergibt. Die Albitisierung der Feldspäte zeigt auch im Dünnschliffbild, daß in den Porphyroiden Alkali-Austauschvorgänge abgelaufen sind. Deshalb wurden die Porphyroide auch als „Quarzkeratophyre“ bezeichnet (ANGEL 1918).

Dieser Fragenkomplex läßt sich am besten mit Hilfe des von HUGHES (1972) aufgestellten „magmatischen Spektrums“ diskutieren. Spilite und Keratophyre zeigen zwar in ihrem Gefüge die Merkmale frischer Vulkanite, liegen aber außerhalb des aufgrund empirischer Daten abgegrenzten magmatischen Spektrums (Abb. 15). Die im Dünnschliff erkennbaren Minerale entstanden nicht magmatisch, sondern spätere Metamorphose- und Metasomatosevorgänge sind für ihre Bildung verantwortlich. Insbesondere die Alkalien erfahren eine Umverteilung, wobei Natrium und Kalium zu- oder abgeführt werden können. Nach HUGHES existieren für diesen Stoffaustausch folgende Modelle:

- Primärmagmatische Kristallisation bei hohem Wassergehalt im Kontakt zu Meerwasser.
- Metamorphose im Bereich der Grünschieferfazies: Da die Mineralparagenesen ein aus Bereichen hoher Temperatur abgeschrecktes Gleichgewicht darstellen, werden sie bei Zutritt von H_2O und CO_2 für retrograde Prozesse empfindlich. Spilitreaktionen treten bei Temperaturen von 200 bis 400 °C auf. Es entstehen Albit, Chlorit und Epidot. Überschüssiges Ca wird als $CaCO_3$ im Gestein eingebaut und darf daher bei Berechnung normativer Mineralbestände nicht weggerechnet werden.
- Metasomatose während leicht erhöhter pT-Bedingungen: Hierdurch läßt sich experimentell die häufig zu beobachtende Diadochie von Natrium und Kalium erklären (ORVILLE 1963). Zufuhr von NaCl und KCl hat bei mäßigen Temperaturen eine Umbildung der Feldspatphasen zur Folge.
- Autometasomatose und Autometamorphose: Durch die Begleiterscheinungen des Vulkanismus (Fumarolentätigkeit u. ä.) finden Veränderungen im bereits abgelagerten Gestein statt.

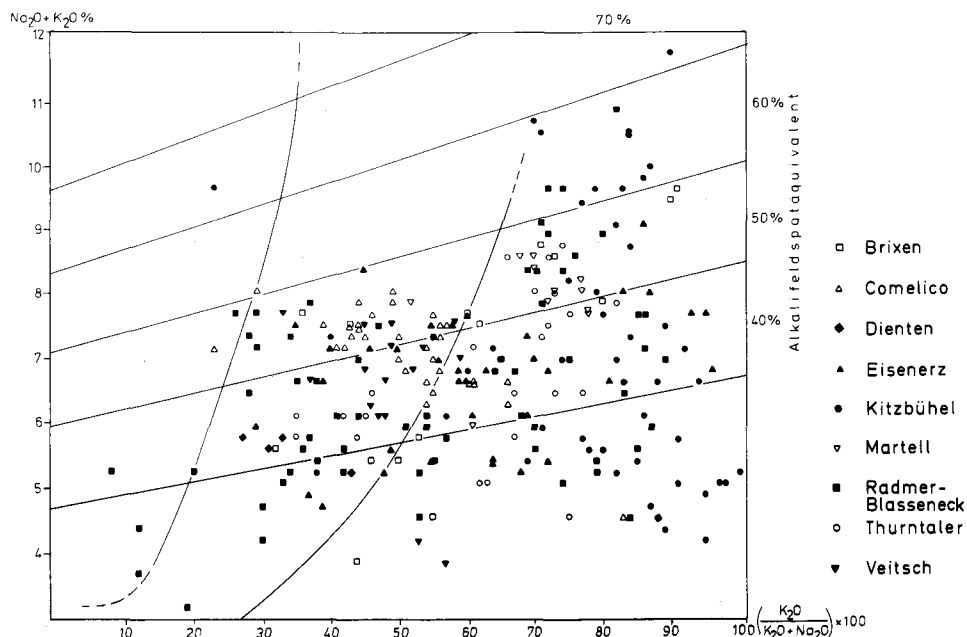


Abb. 15: Magmatisches Spektrum nach HUGHES (1972).

Betrachtet man die Porphyroide im Zusammenhang mit diesen allgemeingültigen Überlegungen, stellt man fest, daß ca. 60% der Analysen außerhalb des magmatischen Spektrums liegen und damit Stoffaustauschvorgänge in beträchtlichem Umfang dokumentieren (Abb. 15). Während Gebiete mit vorwiegend Rhyodacit-Chemismus (C, V) oder Rhyodacit-Anteil (E, R) innerhalb des magmatischen Spektrums liegen, sind die Analysen mit rhyolithischem und alkalirhyolithischem Charakter (K, M, R, T) außerhalb des Spektrums vorzufinden. Bei diesen Typen ist im Vergleich zum Kaliumgehalt der Natriumgehalt relativ gering. Das sogar im Vergleich mit anderen Keratophyren (FLICK 1977) extreme Verhalten der Porphyroide kann auf vielfältige Weise erklärt werden:

- a) Wie Homogenitätsmessungen an Obsidianströmen zeigen, sind in vulkanischen Gläsern bereits primär starke Schwankungen der Elementgehalte festzustellen (BOWMAN et al. 1973).
- b) Ignimbrite können im Vergleich zum Ausgangsmagma abweichende Zusammensetzungen haben, da durch den Eruptionsvorgang eine relative Anreicherung des Kristallanteils im Vergleich zum Glasanteil stattfinden kann (WALKER 1972).
- c) Auch wechselnde Anteile an nichtmagmatischen lithischen Bruchstücken verstellen bei Ignimbriten den Chemismus.
- d) Submarin abgelagerte Anteile der Porphyroide können in größerem Umfang detritische Matrix enthalten. Bei einigen Vertretern (vgl. Kap. 3) ließ sich eine sedimentäre Umlagerung des Materials nicht völlig ausschließen.
- e) Unmittelbar auf die Ablagerung folgende Prozesse der Autometamorphose und Autometasomatose sind ebenfalls zu berücksichtigen (HUGHES 1972).
- f) Bei der Devitrifizierung des Glasanteils ist unter Anwesenheit von $H_2O + CO_2$ mit einer Abfuhr von SiO_2 und Alkalien zu rechnen. Dies wird von LOESCHKE (1974) auch für die Metatuffe der Karawanken gefordert. Mit Entglasungsvorgängen verbundener Stoffaustausch kann sowohl submarin im Kontakt mit Meerwasser erfolgen (GUNN 1976), als auch unter subaerischen Bedingungen. Die Zirkulation des Grundwassers führt bei glasigen Ignimbriten zu einer relativen Abfuhr von Na_2O und Zufuhr an K_2O (LIPMAN 1965).
- g) Die subaerischen Anteile der Porphyroide waren unmittelbar nach ihrer Ablagerung einer Verwitterungs- und Abtragungsphase unterworfen, wie Konglomerathorizonte in einigen Profilen belegen (vgl. Kap. 2). In diesem Zusammenhang ist mit einer Montmorillonit- und Kaolinitbildung zu rechnen. Untersuchungen an rhyolithischen Gesteinen von Milos ergaben, daß aus den glasigen Anteilen Montmorillonit, aus den Plagioklasen Kaolinit entsteht. Hierbei kommt es zu einer Abfuhr von SiO_2 , Na_2O und K_2O und zu einer relativen Anreicherung von MgO (WETZENSTEIN 1972).
- h) Während der Diagenese laufen Metasomatose-Prozesse ab (ORVILLE 1963, HUGHES 1972).
- i) Bei Porphyroid-Komplexen in Nähe devonischer Kalke mit Siderit- und Ankeritvererzungen werden Stoffbewegungen im Zusammenhang mit der Bildung der Erzlagerstätten postuliert (SCHARBERT 1977).
- k) Die Porphyroide wurden in die variszische Gebirgsbildung (Metamorphose in der Grünschieferfazies, Anlage einer Schieferung) einbezogen.

- l) Anschließend kam es stellenweise zu einer Freilegung und Abtragung der Porphyroide. CORNELIUS (1952) äußert für den steirischen Anteil der NGZ den Verdacht einer reliktsch erhaltenen vortriadischen Verwitterungsfläche der Porphyroide. Im Kitzbüheler Raum lassen sich ebenfalls Hinweise auf eine permische Verwitterung der Porphyroide finden (Pletzergraben).
- m) Wie Untersuchungen in der NGZ zeigen, wurde der gesamte Bereich auch in die alpidische Metamorphose einbezogen (HOSCHEK et al. 1979).

Die Mehrphasigkeit der Ereignisse und die mehrfache Angleichung der Mineralparagenesen an geänderte pT-Bedingungen erklärt die starke stoffliche Veränderung der Porphyroide im Gehalt an K, Na und Ca. Ebenso wird dadurch verständlich, warum Versuche einer radiometrischen Altersbestimmung bisher ohne Erfolg geblieben sind (SCHARBERT 1977). Da manche höher metamorphe Porphyroide (z. B. Comelicoporphyroid) weniger stark vom magmatischen Spektrum abweichen, als gering metamorphe Porphyroide mit gut erhaltenen Reliktgefügen (Kitzbüheler Raum), ist zu vermuten, daß der Metamorphose im Vergleich zu anderen Faktoren eine geringere Bedeutung bei der Veränderung des primären Stoffbestandes zukommen dürfte.

4.2.3 Lage der Analysen im System Quarz-Albit-Orthoklas

Wie nach den eben diskutierten Ergebnissen nicht anders zu erwarten, kommt auch im Diagramm Quarz-Albit-Orthoklas die starke sekundäre Stoffverschiebung der Porphyroide zum Ausdruck (Abb. 16). Nur ein Teil der Analysen ordnet sich in Nähe der Stoffzusam-

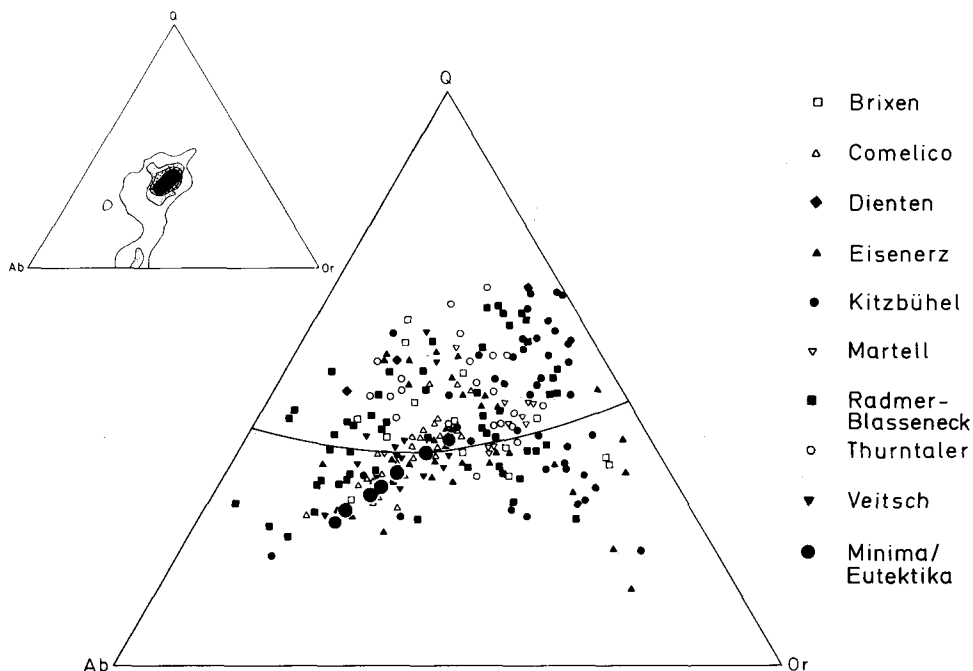


Abb. 16: Dreiecksdiagramm Quarz-Albit-Orthoklas; a) Porphyroiddaten, kotektische Linie und Minima bzw. Eutektika bei 0,5, 1, 2, 3, 4, 5 und 7 kb p_{H₂O} nach TUTTLE & BOWEN (1958), WINKLER (1974), b) Häufigkeitsverteilung von Rhyolithdaten der Literatur nach TUTTLE & BOWEN (1958).

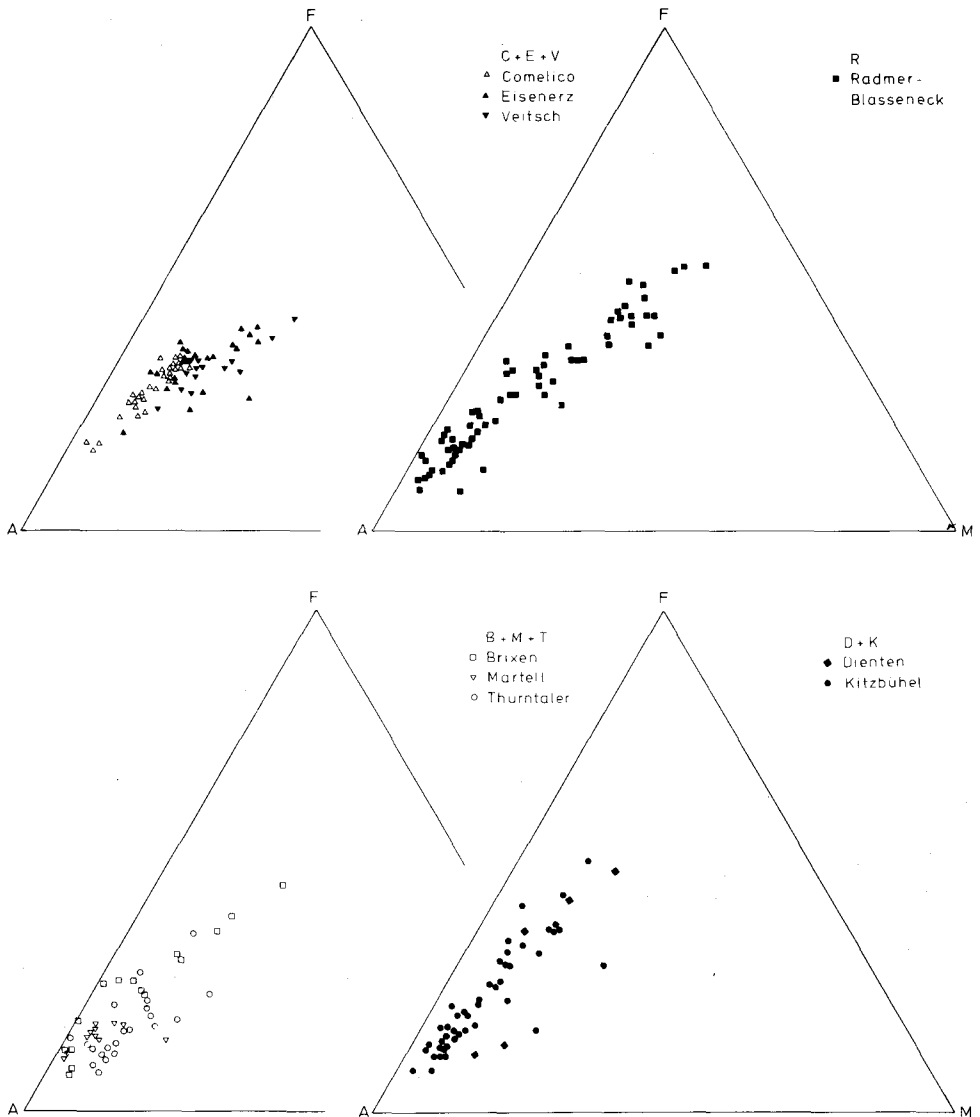


Abb. 18: AFM-Diagramme einzelner Untersuchungsgebiete.

Im Literaturvergleich streuen die Porphyroide unerwartet gering. Sowohl die Keratophyre der südlichen Saualpe (HURLER 1977), als auch die Quarzkeratophyre der Karawanken (LOESCHKE 1977) stimmen mit einem Teil der Porphyroidanalysen überein. Die devonischen Keratophyre des Harzes und des Lahn-Dill-Gebietes streuen im AFM-Diagramm stärker als die Porphyroide, entsprechen aber etwa denselben Konzentrationsbereichen, wenn man die andesitischen Porphyroidtypen außer Betracht läßt (FLICK 1977, G. MÜLLER 1978).

Im Trend stimmen damit die Porphyroide mit typischen kalkalkalinen Vulkanitassoziationen überein. Dies gilt sowohl für den Vergleich mit den Vulkaniten der Anden-Kordillieren-Kette (Chile, PICHLER & ZEIL 1972, FRANCIS et al. 1974; Puna-Region, HÖRMANN et al. 1973), als auch für aktive Kontinentalränder des Ordoviziums, wenn man Daten aus der kaledonischen Geosynklinale Norwegens (LOESCHKE 1976) und Irlands (STILLMAN et al. 1978) zum Vergleich heranzieht. Auch entsprechende Assoziationen aus plattentektonisch komplexeren Zonen, wie der Ägäis (PICHLER et al. 1972), Zentralanatolien (INNOCENTI et al. 1975), den Karpaten (DANILOVICH 1978) oder auch Daten von Gebieten mit back-arc-spreading (südl. Shetland-Inseln, WEAVER et al. 1979) stimmen im Trend überein. Allgemein ist der Differentiationstrend der Porphyroide dem einer Andesit-Rhyolith-Provinz mit Anatexis in flachem Niveau gleichzusetzen (HYNDMAN 1972). Er unterscheidet sich deutlich vom Differentiationstrend der Skaergaard-Intrusion (WAGER & DEER 1939) oder des Thingmuli-Vulkans in Island (CARMICHAEL 1964), die wesentlich stärker zur Fe-Ecke des Diagramms ausbiegen. Alkaliprovinsen ozeanischer Inseln (z. B. Osterinseln, BAKER et al. 1974) oder an kontinentalen Gräben (Afarsenke, RASCHKA et al. 1975) haben ebenfalls einen abweichenden Trendverlauf.

Die Häufigkeitsverteilung der Porphyroide im Zuge der übereinstimmenden Trendachse weicht aber deutlich von kalkalkalinen Assoziationen ab: Ein im Vergleich zu diesen Provinzen zu hoher Porphyroidanteil ist in der Nähe der Alkali-ecke des Diagramms konzentriert. Außerdem sind nur die Daten des Gebietes Radmer-Blasseneck über die volle Länge der Entwicklung verteilt. Die trotz genereller Übereinstimmung mit kalkalkalinen Trends zugunsten der Alkalirhyolithe verschobene Häufigkeitsverteilung zeigt, daß ein einfaches Subduktionsmodell nicht zur Erklärung des Vulkanismus ausreicht.

Der Stoffaustausch von Eisen und Magnesium war im Vergleich zu den Alkalien offensichtlich geringer. Es treten daher regionale Unterschiede in den Diagrammen rel. klar zutage (Abb. 18). Die Verteilung der Analysen der verschiedenen Gebiete auf unterschiedliche Abschnitte des Gesamttrends legt die Vermutung nahe, daß die einzelnen Magmenkammern eine eigenständige Entwicklung nahmen und neben unterschiedlicher Differentiationsgeschichte auch in unterschiedlicher Tiefenlage entstanden sein könnten.

4.3.2 K/Rb-Verhältnisse

Die K/Rb-Verhältnisse können zu Aussagen über den Grad der Kristallisationsdifferentiation herangezogen werden, da die Ausscheidung von Sanidin und Biotit zu einer Herabsetzung der Rb-Gehalte der Restschmelze führt. In granitoiden Gesteinen wird das K/Rb-Verhältnis wegen des geringen Biotitgehaltes hauptsächlich durch die Kalifeldspäte gesteuert (SCHROLL 1976). Daneben dient dieses hochkorrelierte Elementpaar zur Ableitung petrogenetischer Modelle (DUPUY & ALLEGRE 1972) und läßt damit Rückschlüsse auf die Bildungstiefe von magmatischen Schmelzen zu.

Bei den Porphyroiden streuen die K/Rb-Verhältnisse in weiten Grenzen (87 – 526, \bar{x} 228). Sie liegen damit innerhalb des Streufeldes, das von SCHROLL & GROHMANN (1966) für granitoide Gesteine der Alpen zwischen den Isomeren 100 und 500 abgegrenzt wurde (Abb. 19). Die hohe positive Korrelation der beiden Elemente kommt sowohl in der Gesamtpunktvolke als auch innerhalb der Einzelgebiete zum Ausdruck ($R = 0,80$). In den Verhältniszahlen zeigen sich auch innerhalb der einzelnen Untersuchungsgebiete starke Streuungen. Entsprechend den Kaliumgehalten sind die Untersuchungsräume in verschie-

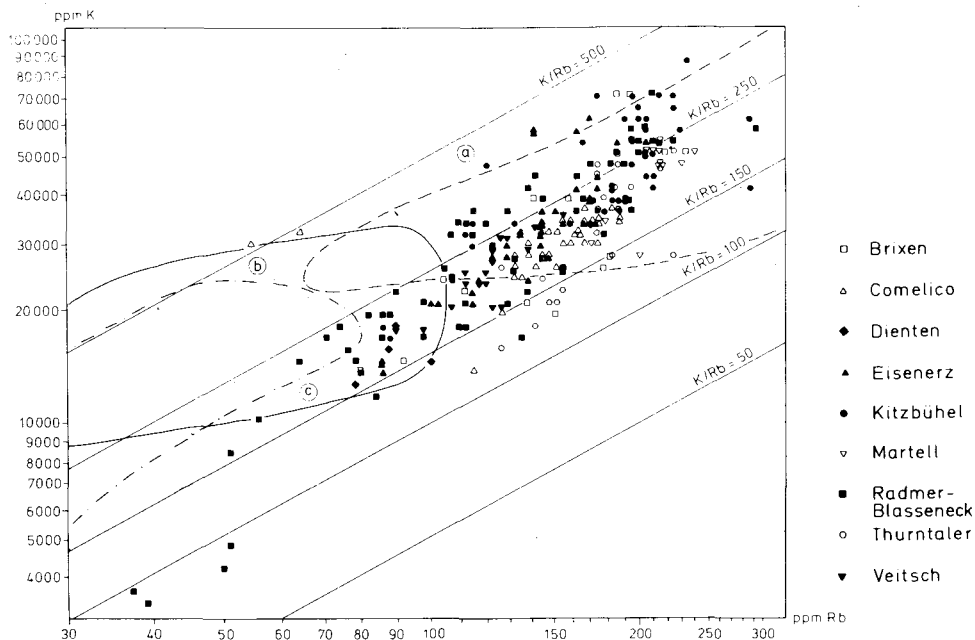


Abb. 19: K/Rb-Verhältnisse; (a) granitoide Gesteine der Alpen (SCHROLL & GROHMANN 1966), (b) ober-ordovizische Inselbogenvulkanite der Neufundländischen Appalachen (KEAN & STRONG 1975), (c) kalkalkalische Vulkanite Mexikos (RICHTER et al. 1976).

denen Teilen des Diagramms angeordnet, wobei die Ähnlichkeiten zwischen den Untersuchungsgebieten nicht so deutlich hervortreten, wie in anderen Diagrammen. Insgesamt ergibt sich eine langgezogene elliptische Anordnung der Punktwolke, was durch das Zusammenspiel der Differentiationstrends von Teilgebieten erklärt werden kann.

Im Karnischen Raum zeichnen sich einige Ausreißer bei konstanten Kaliumwerten durch anomal geringe Rubidium-Konzentrationen aus, während im Eisenerzer Raum bei einigen Proben sehr hohe Kaliumgehalte auftreten. Vollkommen ist wieder der Differentiationstrend des Raumes Radmer-Blasseneck ausgebildet. Hier sind auch einige Proben mit extrem geringen K/Rb-Verhältnissen (< 100) vorhanden, die sich vom übrigen Feld der Porphyroide absetzen. Es handelt sich hierbei um Proben mit sekundär stark verstelltem Chemismus. Die Andesite des Blasseneck-Profiles ordnen sich am unteren Ende der Punktwolke an.

Die Porphyroide haben im Vergleich zu den von SCHROLL & GROHMANN (1966) für Granitoide der Alpen errechneten Mittelwerten von 34.000 ppm K, 210 ppm Rb und einem K/Rb-Verhältnis von 160 einen deutlich in Richtung auf höhere Verhältniszahlen verschobenen Schwerpunkt. Dies beruht auf einem im Mittel geringeren Rb-Gehalt (\bar{x} 150 ppm). SCHROLL grenzt konkordante Granodiorite und Granite (K/Rb 150 – 250), von hochdifferenzierten Pegmatiten und diskordanten Graniten (K/Rb unter 150) ab. Demnach stimmt der Hauptteil der Porphyroide im K/Rb-Verhältnis mit konkordanten Graniten überein. Auch in ihrem Streubereich entsprechen sie etwa dem granitischer Gesteine der Alpen unterschiedlichen Alters (vgl. Abb. 19).

Zum überregionalen Vergleich bieten sich Daten oberordovizischer Vulkanite an. Die K/Rb-Verhältnisse einer Inselbogenentwicklung der neufundländischen Appalachen zeigen Werten von 250 – 500. Sie ordnen sich im Diagramm deutlich außerhalb des Porphyroidfeldes bei geringeren K- und Rb-Absolutgehalten an (KEAN & STRONG 1975). Ordovizische Vulkanite der kaledonischen Geosynklinale Irlands mit teilweise rhyolithischem Chemismus haben K/Rb-Verhältnisse von 150 – 650, $\bar{x} = 400$ (STILLMAN et al. 1978).

Die Daten aus känozoischen aktiven Kontinentalrändern ergeben ebenfalls von den Porphyroiden abweichende Streufelder. Als Beispiel sind Daten kalkalkalischer Vulkanite Mexikos in Abb. 19 eingetragen (RICHTER et al. 1976). Neben geringeren Absolutgehalten an K und Rb zeichnet sich deutlich ein Trend zu höheren K/Rb-Verhältnissen ab.

| | K/Rb-Verhältnisse |
|--|----------------------------|
| Puna-Region, Argentinien (HÖRMANN et al. 1973) | 160 – 550 |
| Chile (KLERKS et al. 1977) | 170 – 500, $\bar{x} = 350$ |
| Mexiko (RICHTER et al. 1976) | 230 – 1000 |
| Karpaten (DANILOVICH 1978) | 200 – 500 |

Ähnliches gilt auch für Inselbogenvulkanite. Im Antillenbogen werden für eine Basalt-Andesit-Dacitfolge K/Rb-Verhältnisse von 300 – 500 beschrieben (BROWN et al. 1977); aus den südlichen Shetlandinseln sind Werte von 350 – 870 bekannt (WEAVER et al. 1979). In Alkaliprovinsen sind noch höhere K/Rb-Verhältnisse von 1000 die Regel.

Die Porphyroide weisen auch im K/Rb-Spektrum Ähnlichkeiten mit kalkalkalischen Vulkanitfolgen auf, heben sich aber doch im Schwerpunkt ihrer Verteilung deutlich von diesen Vulkaniten ab, da sie im Mittel kleinere K/Rb-Verhältniszahlen zeigen (Mittelwert der Porphyroide = 228). K/Rb-Verhältnisse um 300 gelten als Mittelwert für sialische Kruste (ARMSTRONG 1968). Dies und die Übereinstimmung mit Graniten ist als Hinweis auf eine Entstehung der Porphyroide durch Anatexis kontinentaler Kruste zu werten.

Niedrige K/Rb-Verhältnisse in Ignimbriten und Rhyolithen werden allerdings unterschiedlich interpretiert: Ignimbrite, die kogenetisch mit Andesiten auftreten, hierbei aber K/Rb-Werte unter 100 aufweisen, werden dennoch als Differentiationsprodukte eines durch partielle Aufschmelzung von Mantelmaterial entstandenen Parentalmagmas angesehen. Die niedrigen K/Rb-Verhältnisse werden in diesem petrogenetischen Modell als Produkt intensiver fraktionierter Kristallisationsdifferentiation gedeutet. Diese Schlußfolgerung wird beispielsweise im Fall zentralanatolischer Ignimbrite gezogen (KELLER et al. 1973).

Demgegenüber wurde von DUPUY & ALLEGRE (1972) für die Ignimbrite der Toskana (Mte Amiata, Roccastrada, San Vincenzo, Mte Cimino) ein anderes Genesemodell vorgeschlagen: Bei rhyolithischem und trachytischem Chemismus haben diese Gesteine ebenfalls niedrige K/Rb-Verhältnisse zwischen 70 und 200. Unter Berücksichtigung der Verteilungskoeffizienten zwischen den beteiligten Mineralphasen und Elementen zeigten Modellrechnungen, daß partielle Aufschmelzung von Krustenmaterial das mit den beobachteten K/Rb-Verhältnissen am besten übereinstimmende Ausgangsmagma für die Kristallisation liefert. Von anderen Autoren werden Verhältniswerte unter 300 sogar bei Vergesellschaftung von Rhyolithen mit Andesiten als Hinweis auf die Beteiligung von Krustenmaterial an der Schmelzbildung gewertet (Anden, PICHLER et al. 1972, KLERKS et al. 1976).

4.3.3 Rb/Sr-Verhältnisse.

Die Rb/Sr-Verhältnisse werden allgemein zu petrogenetischen Aussagen über Schmelzbildung und Differentiation herangezogen. Daneben sind sie für die Auswahl von Proben zur radiometrischen Altersbestimmung von Bedeutung und bieten durch die hohe Korrelation zwischen Ca und Sr eine Kontrollmöglichkeit über sekundäre Karbonatbildung.

Die Streuung des Rb/Sr-Verhältnisses der Porphyroide bewegt sich im Bereich mehrerer Zehnerpotenzen (0,055 – 202, \bar{x} 6,7). Der überwiegende Anteil der Proben wird durch die Isomeren von 1,0 und 10,0 eingegrenzt. Die Porphyroide liegen damit im Streubereich rhyolithischer und granitoider Gesteine (Abb. 20). Da die beiden Spurenelemente mit wichtigen Parametern der Vollanalyse korreliert sind (K, Ca), ordnen sich die Untersuchungsgebiete wie in den Korrelationsdiagrammen der Hauptelemente in verschiedenen Streubereichen an. Alkalirhyolithische Porphyroide finden sich bei sehr hohen Rb/Sr-Verhältnissen oberhalb der Isomeren 5,0 (Rb > 150 ppm, Sr < 50 ppm). Hierzu sind wieder Teile der Analysen der Räume K und R, sowie der Quarzphyllitgebiete zu rechnen (B, M, T). Das Rhyodacitmaximum findet sich bei Rb/Sr-Verhältnissen zwischen 1,0 und 5,0 mit etwas geringeren Rb-Werten (140 ppm) und etwas höheren Sr-Gehalten (um 100 ppm). Es enthält entsprechend den Großteil der Analysen der Räume C, E und V und korrespondierende Analysen anderer Untersuchungsbereiche.

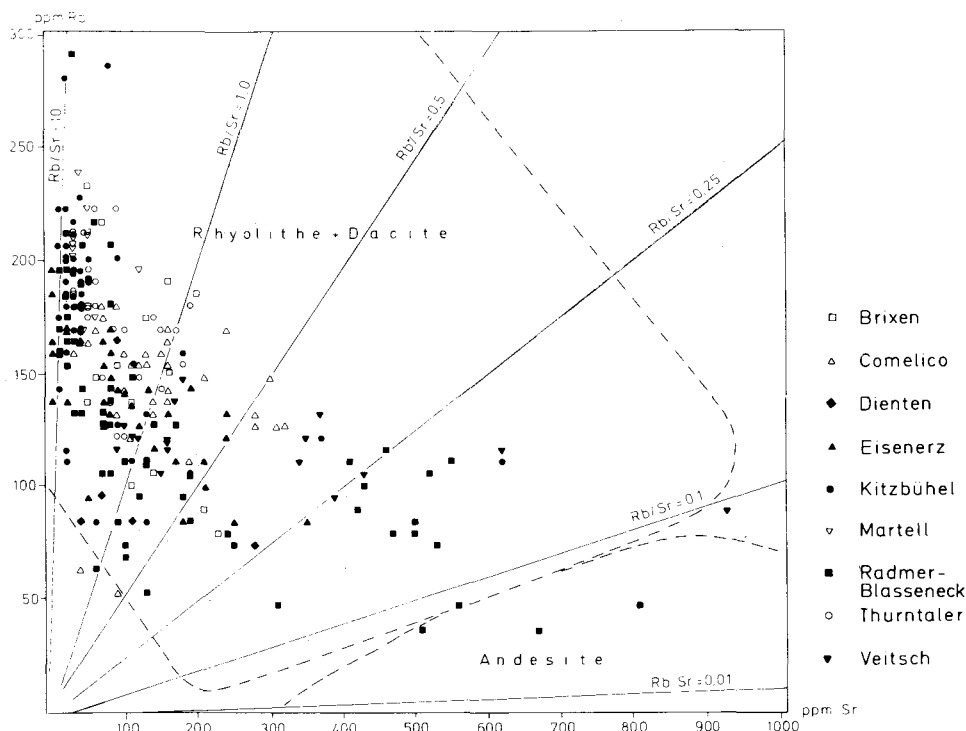


Abb. 20: Rb/Sr-Verhältnisse; Abgrenzung von Rhyolithen, Daciten und Andesiten nach FERRARA & TREULIN (1974).

Andesite lassen sich von Daciten und Rhyolithen mit Hilfe des Rb/Sr-Verhältnisses gut abgrenzen. Entsprechende Porphyroidanalysen stimmen sowohl in den Absolutgehalten als auch in der Verhältniszahl mit den von FERRARA & TREULIN (1974) angegebenen Feldern für Rhyolithe, Dacite und Andesite überein. Rb/Sr-Verhältnisse um 0,1 lassen sich etwa als obere Grenze für Andesite angeben. In SiO₂-übersättigten, peralkalinen Gesteinen (Trachyte, Alkalirhyolithe) sind im Rb-Gehalt Schwankungen zwischen 70 und 210 ppm, im Sr-Gehalt zwischen 1 – 1000 ppm die Regel. Daraus ergibt sich eine im Vergleich zu anderen Gesteinen extrem hohe Schwankung des Rb/Sr-Verhältnisses über mehrere Zehnerpotenzen (FERRARA & TREULIN 1974), das bei hohen Kaliumgehalten Werte über 50 erreichen kann. Dieser Trend und die damit verbundene Verarmung an Sr und Ca gilt auch für die alkalirhyolithischen Porphyroide und erklärt die großen Unterschiede in den Verhältniszahlen.

Tab. 16: Rb/Sr-Verhältnisse im Literaturvergleich.

| Ort | Rb ppm | Sr ppm | Rb/Sr | Autoren |
|--|-------------|--------------|---------------|--------------------------|
| Andesite aktiver Kontinentalränder | | | | |
| Bolivien und Nordchile | 14/ 42/ 92 | 319/518/770 | 0.08 | KLERKS et al. 1977 |
| Mexiko | 10/ 47/113 | 290/482/910 | 0.07/0.1/0.12 | RICHTER & NEGENDANK 1976 |
| Mittelwert andinotyper Andesite | 61 | 472 | 0.13 | GUNN et al. 1974 |
| Andesite aus Inselbögen | | | | |
| Antillen | 15/ 36/ 83 | 280/340/860 | 0.11 | BROWN et al. 1977 |
| antarkt. Shetlandinseln | 10/ 14/ 20 | 263/317/369 | 0.04 | WEAVER et al. 1979 |
| ordoviz. Inselbogen Neufundlands | 8/ 34/ 68 | 154/272/437 | 0.12 | KEAN & STRONG 1975 |
| devonischer (spätkaledonischer) Inselbogen Schottlands | 15/ 39/ 67 | 760/870/1410 | 0.04 | GROOME & HALL 1974 |
| Mittelwert Inselbogenandesite | | | 0.11 | GUNN et al. 1974 |
| Ignimbrite und Rhyolithe unterschiedlicher Position | | | | |
| Nordchilenische Ignimbrite | 44/ /224 | 29/ /619 | 0.07/ /6.56 | THORPE et al. 1979 |
| Rhyolithformation Boliviens und Nordchiles | 91/151/203 | 33/196/497 | 0.18/0.77/4.4 | KLERKS et al 1977 |
| Devon Schottlands | 35/101/149 | 50/209/520 | 0.48 | GROOME & HALL 1974 |
| Rhyodacite der Agäis (Santorin) | 104 | 130 | 0.80 | PICHLER & KUSSMAUL 1972 |
| Rhyodacite der Puna-Region (Argentinien) | 118/186/254 | 393/358/323 | 0.30 - 0.79 | HORMANN et al. 1973 |
| Globale Durchschnittswerte | | | | |
| Oberkruste | | | 0.25 | SCHROLL 1976 |
| Oberkruste | | | 0.25 - 0.35 | WEDEPOHL 1969 |
| sialische Kruste | | | 0.15 | ARMSTRONG 1968 |
| Unterkruste | | | 0.03 - 0.09 | SCHROLL 1976 |
| Mantel | | | 0.02 - 0.04 | SCHROLL 1976 |
| Mantel | | | 0.01 | ARMSTRONG 1968 |
| Kruste und oberer Mantel | | | 0.039 | ARMSTRONG 1968 |
| Porphyroide | 37/153/295 | 1/130/932 | 0.055/6.7/202 | |

Auch in den Rb/Sr-Verhältnissen sind die Porphyroide nicht mit intermediären kalkalkalischen Vulkanitfolgen aktiver Kontinentalränder und Inselbögen verschiedener erdgeschichtlicher Epochen zu vergleichen (Tab. 16), da nur ein verschwindend geringer Prozentsatz der Analysen Rb/Sr-Verhältnisse unter 0,1 aufweist. Die Rb/Sr-Verhältnisse steigen mit zunehmender Acidität deutlich an (RICHTER & NEGENDANK 1976). Entsprechend haben Daten von dacitischen und rhyolithischen Ignimbriten immer deutlich höhere Rb/Sr-Verhältnisse. Der Vergleich der Porphyroide mit der Literatur zeigt, daß die Rb/Sr-Verhältnisse gemeinsam mit Daten verschiedener Rhyolithprovinzen mit den Durchschnittsverhältnissen kontinentaler Erdkruste übereinstimmen.

Die petrogenetische Interpretation dieser Tatsache ist eine wissenschaftliche Streitfrage, die auch bei känozoischen Vulkaniten in eindeutiger geotektonischer Position über aktiven Subduktionszonen noch zur Diskussion steht. Zwei unterschiedliche Grundmodelle stehen einander gegenüber:

- a) Von der Mehrheit der Autoren werden Rb/Sr-Verhältnisse über 0,25 generell als Hinweis gewertet, daß die Gesteine durch Anatexis kontinentaler Kruste entstanden sind. Dies wird unabhängig davon postuliert, ob die Rhyolithe mit Andesitformationen ähnlichen Volumens vergesellschaftet sind (vgl. PICHLER & KUSSMAUL 1972, HÖRMANN et al. 1973, RICHTER & NEGENDANK 1976, KLERKS et al. 1977). Wenn in Andesiten abweichend hohe Rb/Sr-Verhältnisse auftreten, wird dies auf eine Kontamination mit Krustenmaterial zurückgeführt. Rb/Sr-Isotopenuntersuchungen untermauern diese These.
- b) Demgegenüber fordern andere Autoren bei identischer Ausgangslage, beispielsweise für nordchilenische Ignimbrite, eine Magmenbildung durch Aufschmelzung des oberen Mantels (THORPE et al. 1979). Eine fraktionierte Kristallisation der Plagioklasse führt in diesem Modell zu einer entsprechenden Änderung des Rb/Sr-Verhältnisses. Daß durch die Feldspatkrystallisation eine Sr-Fraktionierung eintritt, die einen unterschiedlichen Sr-Gehalt in Sanidin, Plagioklas und Glas zur Folge hat, konnte von DUPUY (1972) anhand der Verteilungskoeffizienten an Ignimbriten der Toskana studiert werden. Modellrechnungen belegen, daß eine Rhyolithbildung auf diesem Wege theoretisch möglich ist.

Rb/Sr-Verhältnisse in Subduktions-Vulkaniten zeigen auch eine Abhängigkeit von der Dicke der unterlagernden Kruste (CONDIE 1976). Bei Vergleich der Porphyroiddaten mit den empirisch abgeleiteten Kurvenscharen ließen sich Krustendicken deutlich über 35 km ablesen.

Die Betrachtung von Spurenelementverhältnissen führt selbst bei känozoischen Vulkaniten zu verschiedenen sich widersprechenden Genesemodellen. Es ist daher unmöglich, aufgrund dieser Parameter die Tiefenlage und geotektonische Position ordovizischer Magmenbildung abzuschätzen.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die Variationsbreite der Spurenelemente, insbesondere auch derjenigen, die als inert gegen sekundären Stofftransport gelten, den nach dem Hauptelementchemismus zu erwartenden Werten entspricht (vgl. Tab. 13, 14). Es ist daher davon auszugehen, daß trotz erkennbarer Stoffaustauschvorgänge auch der Ausgangschemismus der Porphyroide alkalirhyolitisch bis rhyodacitisch und nur untergeordnet dacitisch – andesitisch war. Dies ist für spätere Überlegungen zur geotektonischen Stellung der Vulkanite wichtig (Kap. 8).

5. Geochemisch-petrographische Säulenprofile und regionale Gliederung der Porphyroide in Ablagerungseinheiten

In Ignimbrit-Provinzen lassen sich neben petrographischen Kriterien auch geochemische Variationen zwischen und innerhalb einzelner Lagen zur Unterteilung in Fließeinheiten heranziehen (SCOTT 1971, MARTINI 1972, CHAPIN et al. 1979). In den Säulenprofi-

len der Porphyroidvorkommen ist es trotz Metamorphose und tektonischer Überprägung möglich, durch die Kombination von petrographisch-sedimentologischen und geochemischen Daten eine Einteilung in einzelne Fließ- bzw. Ablagerungseinheiten zu treffen.

5.1 Umgebung von Kitzbühel

Der geochemische Datenvergleich innerhalb des Raumes Kitzbühel führt zur Abgrenzung von zwei Teilregionen. Die nach geochemischen und petrographischen Kriterien unterscheidbaren, grundsätzlich verschiedenen Porphyroidtypen kommen in zwei getrennten Einheiten der tektonischen Karte der westlichen Grauwackenzone zu liegen (MOSTLER 1971). Die zwischen Kitzbühel und der Zeller Furche aufgeschlossenen Porphyroidkörper des Kitzbüheler Hornes und des Wildseeloder gehören gemeinsam mit den Porphyroiden des Hahnenkamm (westlich Kitzbühel) zur tektonischen Einheit 2. Von allen Porphyroidkörpern liegen Übersichtsanalysen vor; der Wildseeloderporphyroid wurde anhand zweier Querprofile im Detail untersucht (Abb. 21). Allgemein sind für diesen Teilraum kaliumbetonte Alkalirhyolithe mit hohem SiO₂-Gehalt kennzeichnend. Im Querprofil der Gipfelregion des Wildseeloder lassen Konglomerathorizonte, Vitrophyrlagen, Unterschiede in der Bimsführung und sprunghafte Änderungen der Elementkonzentrationen eine Untergliederung in 3 Ignimbrit-Fließeinheiten zu.

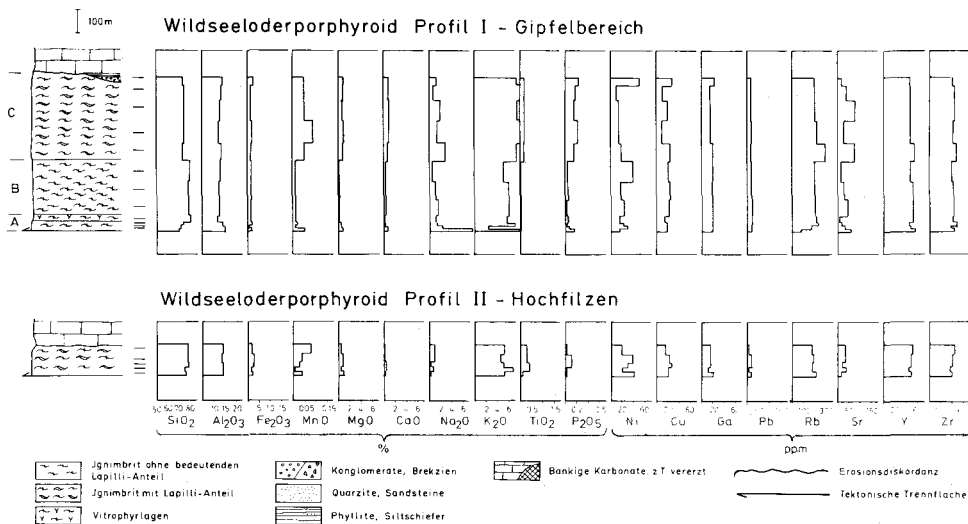


Abb. 21: Geochemisch-petrographische Säulenprofile des Wildseeloderporphyroids; A, B, C Einteilung in Fließeinheiten.

Ignimbrit A, an der tektonisch überformten Basis liegend, ist durch starke Schwankungen des Chemismus gekennzeichnet. Er führt keine Lapilli. In diesem Bereich tritt auch eine intensive Rotfärbung des Gesteins auf. Reste von Sandsteinlagen lassen vermuten, daß hier Relikte einer permischen Verwitterungsfläche angeschnitten sind, die wahrscheinlich für die Stoffverstellungen innerhalb der untersten Ignimbritlage verantwortlich ist. Ähnliche Stoffaustauschvorgänge am Rand von Abkühlungseinheiten sind allerdings auch in kä-

nozoischen Ignimbritlagen Nevadas zu beobachten und werden durch Alkaliaustauschvorgänge während der Entglasung erklärt (SCOTT 1971). Ignimbrit A wird durch eine Vitrophyllage abgeschlossen.

Ignimbrit B ist petrographisch ebenfalls dadurch gekennzeichnet, daß er keine Fremdgesteins- oder Bimskomponenten führt. Geochemisch ist er homogen und weist hohe SiO_2 -Gehalte um 79% und mäßig hohe Kaliumgehalte bis 6% auf.

Ignimbrit C führt reichlich Bims- und Fremdgesteinsfragmente. Die Korngröße der Lapilli nimmt innerhalb der Ignimbritlage zum Hangenden kontinuierlich zu. Geochemisch ist dieser Teil durch etwas geringere SiO_2 -Gehalte (72 – 74%) und hohe Kaliumgehalte (bis 8%) von Ignimbrit B zu unterscheiden. Es ist anzunehmen, daß ein Teil der obersten Ignimbritlage erosiv entfernt wurde, da hier stellenweise Konglomerate und Siltsteine transgredieren. Während Ignimbrit A nur in geringer Mächtigkeit (ca. 70 m) erhalten ist, weisen die Ignimbrite B und C Mächtigkeiten von 240 bzw. 370 m auf.

Im Querprofil nahe der Magnesitlagerstätte Hochfilzen ist nur eine Ignimbritlage vorhanden. Auch die Gesamtmächtigkeit des Porphyroides ist auf 130 m reduziert. Im Profilvergleich ist nicht zu klären, ob es sich hierbei um eine der Ignimbritlagen vom Wildseelodergipfel handelt, da sie in der Bimsführung dem Ignimbrit C ähnelt und im Chemismus zwischen Ignimbrit B und C liegt. Aufgrund der Mächtigkeitsreduktion und der lateralen Abnahme der Lapilli-Korngrößen ist zu fordern, daß das Profil am Wildseelodergipfel dem Eruptionszentrum näher lag, als das Profil II.

Die Analysen aus dem Bereich des Nachtsöllberges und der Hohen Salve bei Hopfgarten (Brixental, westlich Kitzbühel) sind sowohl in ihrer petrographischen Eigenart als auch im Chemismus anders zu bewerten. Sie sind der tektonischen Einheit 1 zuzuordnen (MOSTLER 1973). Im Chemismus sind es rhyodacitische Porphyroide. Durch ihren hohen Kristallanteil sind sie petrographisch mit den Rhyodaciten des Eisenerzer Raumes zu vergleichen. Eine merkliche Rekristallisation, Zerschierung und Verfaltung zeigt die Nähe der Deckengrenze zum unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit und zu den mittelostalpinen Kristallinspanen an.

5.2 Zeller Furche – Dienten

Die zwischen Dientner Bach und Zeller Furche im Gebiet der Schwalbenwand vorzufinden dünnen Porphyroidlagen ließen sich petrographisch als unverschweißte Tuffe und Tuffite kennzeichnen. Im Chemismus ist eine starke Streuung der Daten festzustellen, die bei einigen Proben auf eine Beteiligung von Sedimentmaterial hinweist. Bei der Mehrzahl der Proben sind die SiO_2 -Gehalte hoch ($> 72\%$). Generell zeichnet sich in den geochemischen Diagrammen und der statistischen Analyse eine Ähnlichkeit mit den Porphyroiden aus Quarzphyllitgebieten ab. Aus petrographischen Gründen können sowohl die Porphyroide der Quarzphyllitgebiete als auch die des Dientner Raumes als Tuffe interpretiert werden, die in tieferen Meeresbecken abgelagert wurden. Diese gemeinsame Interpretation wird durch die Ähnlichkeit der geochemischen Daten bestärkt.

Tektonisch sind die Porphyroide der Schwalbenwand in einer anderen Teildecke der Tiroler und Salzburger Grauwackenzone angeordnet, als die Porphyroide des Kitzbüheler Raumes. Es ist daher völlig offen, ob die Ignimbrite des Wildseeloder und die Tufflagen der Schwalbenwand demselben Eruptionsgebiet zuzuordnen sind.

5.3 Radmer, Blasseneck und Ratschengraben

In diesem Untersuchungsbereich sind mehrere bezüglich Mächtigkeit, Petrographie und Geochemie unterschiedlich zu interpretierende Porphyroidkörper der Steirischen Grauwackenzone zusammengefaßt. Von allen bedeutenden Porphyroidkörpern dieses Raumes liegen Analysen vor. Es handelt sich hierbei um den bis zu 1560 m mächtigen Blasseneckporphyroid der Typlokalität, den Finstergrabenporphyroid der Radmer und um die Porphyroidlagen des Ratschengraben. Nach der Neugliederung der Steirischen Grauwackenzone in Teildecken (DAURER & SCHÖNLAUB 1978) kommen Blasseneckporphyroid und Finstergrabenporphyroid eindeutig in unterschiedlichen tektonischen Einheiten zu liegen. Die mögliche Beziehung der Porphyroide des Ratschengraben zu einem der beiden anderen Vorkommen ist noch nicht zweifelsfrei geklärt. Nach den Kartierergebnissen von SCHÖNLAUB (1979) ist die Interpretation des Ratschengrabenporphyroides als streichende Fortsetzung des Blasseneckporphyroides wahrscheinlich. Die geochemisch-petrographische Untersuchung dokumentiert eine große Variabilität des Porphyroides auf engstem Raum:

Blasseneckporphyroid

Die Detailuntersuchungen wurden entlang eines Profils durchgeführt. Das Profil beginnt an der Südflanke des Blasseneck, überquert den Gipfel und führt an der Nordflanke bis zu den überlagernden Kalken. Innerhalb der Profilsäure lassen sich bei Kombination petrographisch-sedimentologischer und geochemischer Kriterien mindestens 11 Förderperioden abgrenzen, die von der Basis zum Top alphabetisch gekennzeichnet wurden (Abb. 22).

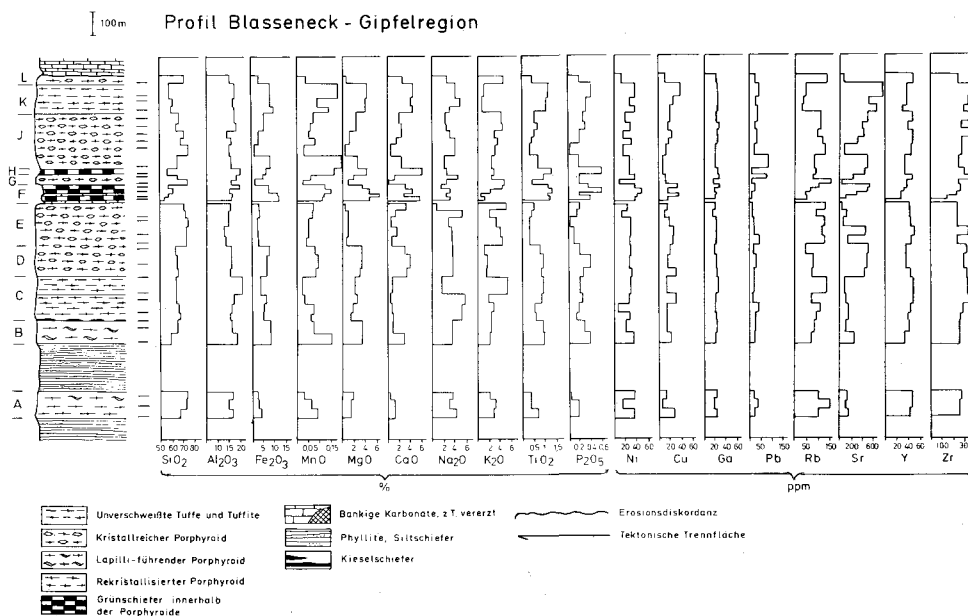


Abb. 22: Geochemisch-petrographisches Säulenprofil des Blasseneckporphyroids, A bis L Fließ- bzw. Ablagerungseinheiten.

Die tiefste Porphyroidlage hat Rhyolithchemismus. Trotz einer starken Rekrystallisation läßt sich im oberen Bereich der Lage A eine Fremdkomponentenführung erkennen. Es ist zu vermuten, daß es sich hierbei um einen Ignimbrit handelt. Mächtige Sedimenteinschaltungen trennen ihn von der nächsten Vulkanitlage. In den folgenden 400 m an Vulkaniten sind die SiO_2 -Gehalte relativ homogen. Es handelt sich um Rhyodacite und Dacite. Mit Hilfe petrographischer Methoden und der Variation von einzelnen Elementkonzentrationen (vornehmlich Na_2O , K_2O und CaO) läßt sich eine weitere Untergliederung in die Förderphasen B, C und D treffen:

Lage B ist relativ basisch und fällt durch entsprechend hohe Gehalte an femischen Elementen und geringe Alkaligehalte auf. Sie enthält lithische Komponenten und wird durch eine Schwarzschieferinschaltung von der Lage C abgegrenzt.

Lage C ist stark rekrystallisiert; im hangenden Teil lassen sich Tuffe unterscheiden, die geochemisch durch erhöhte Aluminium- und Kaliumgehalte und verringerte Eisen- und Manganwerte gekennzeichnet sind. Aufgrund der Rekrystallisation muß offen bleiben, ob die geochemisch unterschiedliche kompakte Basis und die Tufflagen der Zone C einer oder mehreren Förderphasen zuzuordnen sind.

Lage D und E bilden petrographisch eine Einheit, da sie aus kristallreichem Porphyroid bestehen. Geochemisch lassen sie sich jedoch klar trennen. Die Lage D stimmt im Chemismus mit den Daciten der unteren Lagen überein und hat bei SiO_2 -Gehalten um 63% erhöhte Werte an Eisen, Mangan, Magnesium und Calcium.

Lage E hat Rhyolithchemismus mit einem markanten Anstieg des SiO_2 -Gehaltes über 72%, erhöhten Kaliumwerten bis 4% und entsprechend geringen Gehalten an femischen Elementen. Diese Lage ist in der Gipfelregion des Blasseneck aufgeschlossen. Innerhalb der Nordflanke des Blasseneck findet die rhyolithische Förderphase ihren Abschluß durch eine dünne Sedimentzwischenlage. Darauf folgen Grünschiefer (Lage F), die geochemisch als basische Andesite und Andesite zu kennzeichnen sind. Petrographisch handelt es sich hierbei um Tufflagen, die teilweise auch aus einem Gemisch saurer und basischer Lapilli bestehen (vgl. 3.2.4). Die intermediäre Förderperiode (F, H) wird durch eine geringmächtige Lage von rhyolithischem Chemismus zweigeteilt (Lage G). Es ist also in diesem Bereich eindeutig eine alternierende Förderung intermediärer und saurer Vulkanite festzustellen. Der Volumenanteil der intermediären Vulkanite ist im Vergleich zum Gesamtprofil gering.

Die mächtigen kristallreichen Porphyroide der Lage I sind geochemisch heterogen aufgebaut. Bei Rhyodacit-Chemismus ist zum Top hin im Mittel eine Abnahme des SiO_2 -Gehaltes festzustellen. Die Lage K hat dacitischen Chemismus, einzelne dünne Bänder haben auch erneut intermediären Charakter.

Die letzte erhaltene Porphyroidlage (Lage L) ist wieder rhyolithisch. Es ist anzunehmen, daß ein unbekannter Anteil der Porphyroide erosiv entfernt wurde.

Die einzelnen Förderphasen des Blasseneck-Profiles zeigen in der Regel Mächtigkeiten in der Größenordnung von 100 bis 150 m. Die gegebene Rekonstruktion kann, bedingt durch eine im Detail nicht mehr entwirrbare tektonische Zerstörung ursprünglicher Zusammenhänge, nur einen Interpretationsversuch darstellen. Rückschlüsse auf das Volumen der zugrunde liegenden Magmenkammern und eine Diskussion, ob die intermediären Phasen den Beginn oder das Ende länger dauernder Förderzyklen darstellen, erscheinen als zu gewagt. Im Profil ist aber eindeutig eine zeitliche Periodizität zu belegen. Die Förderung

der Porphyroide fand daher aus in sich differenzierten Magmenkammern statt. Nach den petrographischen Vergleichsuntersuchungen (vgl. 3.2) ist die Ignimbritnatur eines Großteils der einzelnen Lagen wahrscheinlich, sofern sie nicht klar als feingeschichtete Tuffe erkennbar waren. Der Differentiationstrend dieses Profils kommt in allen geochemischen Diagrammen deutlich zum Ausdruck. Die große Profilmächtigkeit ist als Hinweis zu werten, daß im Blasseneckprofil Ablagerungen in Nähe eines Förderzentrums überliefert sind. Innerhalb des 1560 m mächtigen Profils ist eine merkliche Zunahme der Grundmassenrekristallisation zur Basis hin festzustellen. Dadurch werden die vulkanologisch wertbaren Kriterien immer stärker ausgelöscht.

Ratschengraben

Der Ratschengrabenporphyroid stellt aufgrund seines hohen Anteils an stark ausgelängten und deformierten Bimslapilli sowie an Phyllitfetzen eine Sonderentwicklung dar. Er wurde in Form zweier Querprofile im Abstand von einigen 100 m beprobt (Abb. 23). Die starke tektonische Überprägung und die ungünstigen Aufschlußverhältnisse gestalteten die Profilaufnahme schwierig, so daß über einzelne Profiltile keine Information vorliegt. In beiden Profilschnitten ist der vulkanogen beeinflusste Bereich etwa 120 m mächtig.

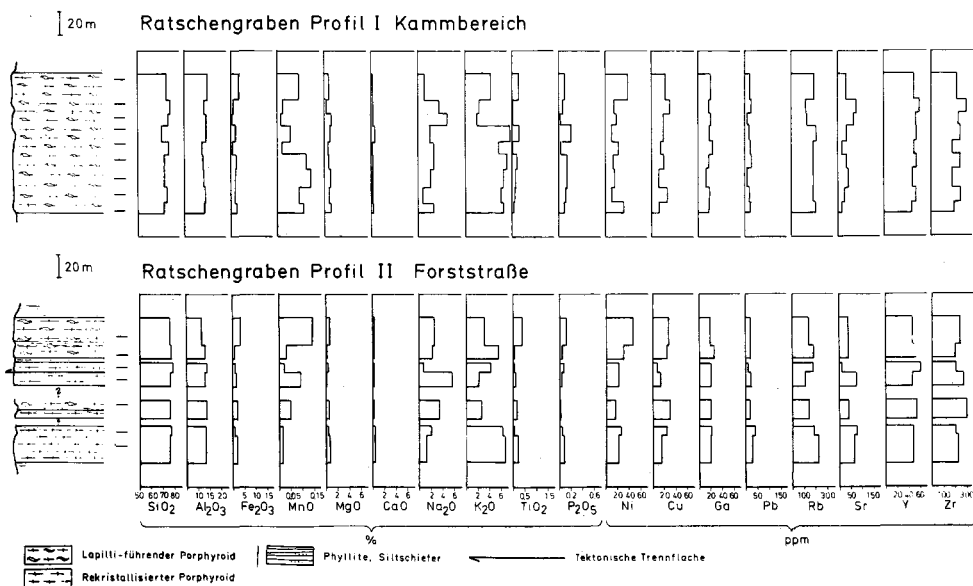


Abb. 23: Geochemisch-petrographische Säulenprofile des Ratschengraben-Porphyroides.

Das Profil im höheren Teil der Forststraße, im Bereich des zum Walcherkogel streichenden Bergkammes zeigt eine insgesamt kompakte Porphyroidmasse mit hohem Anteil an kollabierten Bimslapilli. Der Anteil an sedimentären Lapilli ist starken Schwankungen unterworfen. Der Porphyroid wird von Zonen starker tektonischer Durchbewegung durchzogen, so daß die ursprünglichen Zusammenhänge unklar bleiben. Das Profil im talnäheren Teil der Forststraße ist ebenfalls stark tektonisch überformt, läßt aber eine Gliederung in

wenigstens 3 Porphyroidlagen zu. Hierbei helfen Sedimentzweischaltungen und Unterschiede in der Bimsführung.

Im Chemismus erscheinen die Porphyroide des Ratschengraben relativ homogen. Sie sind bei meist sehr hohen SiO_2 -Werten (bis 78%) als Alkalirhyolith zu bezeichnen. Die Natrium- und Kaliumwerte liegen teilweise über 6% und zeigen die für Porphyroide typische Diadochie. Die auch innerhalb einzelner Lagen zu beobachtende starke Schwankung im Alkaligehalt könnte auch auf Austauschvorgänge mit Meerwasser hindeuten. Sie ist insofern wahrscheinlich, als gerade diese Alkalirhyolith deutlich außerhalb des magmatischen Spektrums zu liegen kommen (vgl. Abb. 15). In der petrographischen Bearbeitung konnte speziell für die Porphyroide des Ratschengraben eine Beteiligung von Umlagerungsprozessen im marinen Milieu nicht ausgeschlossen werden (vgl. 3.2.2). Die starke tektonische Durchbewegung führt bereits auf kurze Entfernung zu einer abweichenden Profilsituation, da unterschiedliche Bereiche der Gesamtfolge erhalten sind. Zum besseren Verständnis der Ablagerungsverhältnisse wären daher Detailkartierungen erforderlich. Ebenso muß offen bleiben, ob die Porphyroide des Ratschengraben die direkte Fortsetzung einzelner Ignimbritlagen des Blasseneckporphyroids darstellen. Theoretisch wäre dies trotz des alkalirhyolithischen Chemismus möglich, da sich innerhalb einzelner Glutwolkenabsätze Chemismus und Bimsgehalt lateral stark verändern können.

Finstergrabenporphyroid

Der Finstergrabenporphyroid der Radmer ist geochemisch den Porphyroiden des Ratschengraben sehr ähnlich und hat meist Alkalirhyolith-Charakter.

In geringem Umfang sind auch kollabierte Lapilli erhalten, wobei die kompakten kristallreichen Porphyroide überwiegen. Eine starke Rekristallisation ließ im Raum Radmer eine nähere petrographische Interpretation nicht zu. Der Finstergrabenporphyroid kann in einzelne geringmächtige Lagen unterteilt werden. Die Aufnahme eines Querprofiles war aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

Auch im Ostteil der NGZ ist die Rekonstruktion der ursprünglichen geometrischen Anordnung der einzelnen Porphyroidzüge nicht möglich. Dadurch, daß verschiedene tektonische Teilschuppen in einem Untersuchungsgebiet vereint sind, zeigt der Raum R große Unterschiede im Chemismus. Während die Folge des Blasseneck in sich differenziert ist und im Chemismus den Bereich von Andesiten bis Rhyolithen abdeckt, haben die Porphyroide des Finstergraben und Ratschengraben Alkalirhyolith-Charakter und zeigen damit geochemisch eine Übereinstimmung mit dem Porphyroid des Wildseeloder im Westteil der NGZ und auch mit Daten aus Quarzphyllitgebieten. Die mit Hilfe der geochemischen Diagramme und der statistischen Verfahren erfolgte Zuordnung des Raums Radmer-Blasseneck zu völlig verschiedenen Porphyroid-Gruppen ist somit sowohl durch Differenzationsvorgänge als auch tektonisch bedingt.

5.4 Raum Eisenerz

Der stratigraphisch eingestufte Porphyroid des Polsters bei Eisenerz wurde in Form eines geochemisch-petrographischen Querprofiles beprobt. Petrographisch ist dieser Porphyroidkörper homogen; er besteht ausschließlich aus kompaktem, kristallreichem Porphyroid. Innerhalb des Profiles lassen sich mindestens 3 Ablagerungseinheiten ausgliedern, deren Interpretation als Fließeinheiten kristallreicher Ignimbrite am wahrscheinlichsten ist (Abb. 24):

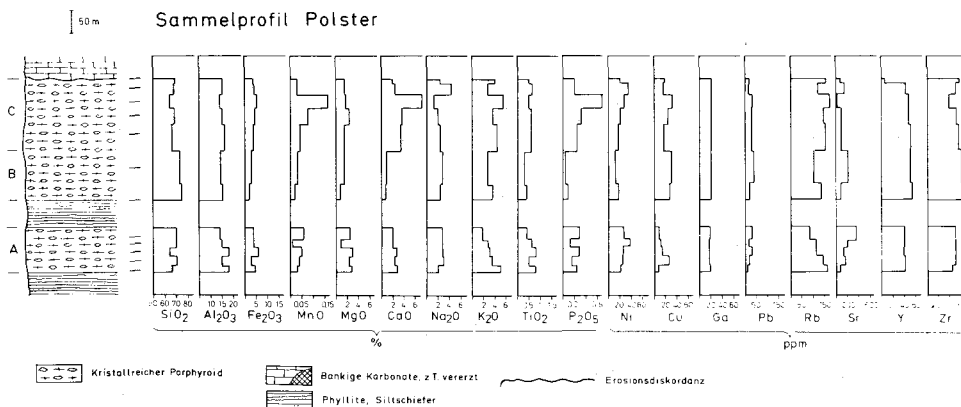


Abb. 24: Geochemisch-petrographisches Säulenprofil des Polster-Porphyroides; A, B, C Fließeinheiten.

Einheit A im Liegenden ist rund 100 m mächtig und hat rhyodacitischen Chemismus (68 – 70% SiO_2) mit vergleichsweise hohen Gehalten an Eisen, Magnesium und Calcium. Innerhalb dieser Einheit ist bei Kalium und Rubidium zum Hangenden hin eine gesetzmäßige Abnahme festzustellen.

Eine bis 80 m mächtige Sedimenteinschaltung trennt diese Lage von Einheit B, die rhyolithischen Charakter hat. Dies kommt vor allem in den geringen Gehalten an Eisen, Magnesium, Calcium und Phosphor zum Ausdruck. Lage B hat ebenfalls ca. 100 m Mächtigkeit.

Nur geochemisch läßt sich im oberen Profilteil Einheit C abtrennen, die durch dacitischen bis rhyodacitischen Chemismus gekennzeichnet ist und im Mittel etwas basischer ist als Lage A. Abweichende Daten von Einzelproben (z. B. im Calciumgehalt) lassen sich durch Stoffaustauschvorgänge mit den nahen vererzten Kalken erklären.

Der Dacit- und Rhyodacit-Charakter des Hauptteils der Proben des Eisenerzer Raumes wird durch Bohrkernanalysen vom Steirischen Erzberg bestätigt. Außerdem ist für den Raum Eisenerz eine deutliche Calcium-Metasomatose kennzeichnend, wie sie besonders in einzelnen Bohrkernen nachweisbar wird. Im Kontakt zu den Karbonaten kommt es im Extremfall zu einem vollständigen Ersatz der vulkanischen Matrix durch Karbonate.

5.5 Hohe Veitsch

Der Porphyroid des Gebietes Veitsch wurde nur übersichtsweise beprobt. Er hat eine ähnliche Mächtigkeit wie im Eisenerzer Raum und nimmt größere Aufschlußflächen ein. Es handelt sich hierbei ausschließlich um kristallreiche Porphyroide. Ihr Chemismus ist dacitisch bis rhyodacitisch. Es ist somit eine hohe Übereinstimmung mit den Analysen des Eisenerzer Raumes festzustellen. Diese Verwandtschaft drückt sich durch ähnliche Punktfolgen in allen geochemischen Variationsdiagrammen und Konzentrationsdreiecken aus. Hinsichtlich der Stoffaustauschvorgänge, insbesondere bei Alkalien, gelten im Eisenerzer Raum ähnliche Bedingungen.

5.6 Westteil der Karnischen Alpen

Der lateral rasch auskeilende Comelico-Porphyr wird in zwei Querprofilen erfaßt. Die Gesteine sind stark rekristallisiert, so daß petrographisch lediglich eine Unterscheidung zwischen gebänderten, meist stark verschieferten Tufflagen und kompakten rekristallisierten Porphyroiden möglich war. Petrographische Hinweise auf die Ignimbrinitur der Gesteine waren nicht mehr zu erhalten. Geochemisch ist der Gesamttraum in beiden Profilen durch eine vergleichsweise hohe Homogenität mit SiO_2 -Gehalten zwischen 68 – 71% gekennzeichnet, was einem rhyodacitischen Chemismus entspricht. In Bereichen stärkerer Durchbewegung oder in den Tuffen treten größere Abweichungen auf. Einzelne Tufflagen haben auch Rhyolithchemismus. Wie bereits im stratigraphischen Teil beschrieben (vgl. Kap. 2.3) sind in den beiden Querprofilen von einander abweichende lithologische Verhältnisse erhalten:

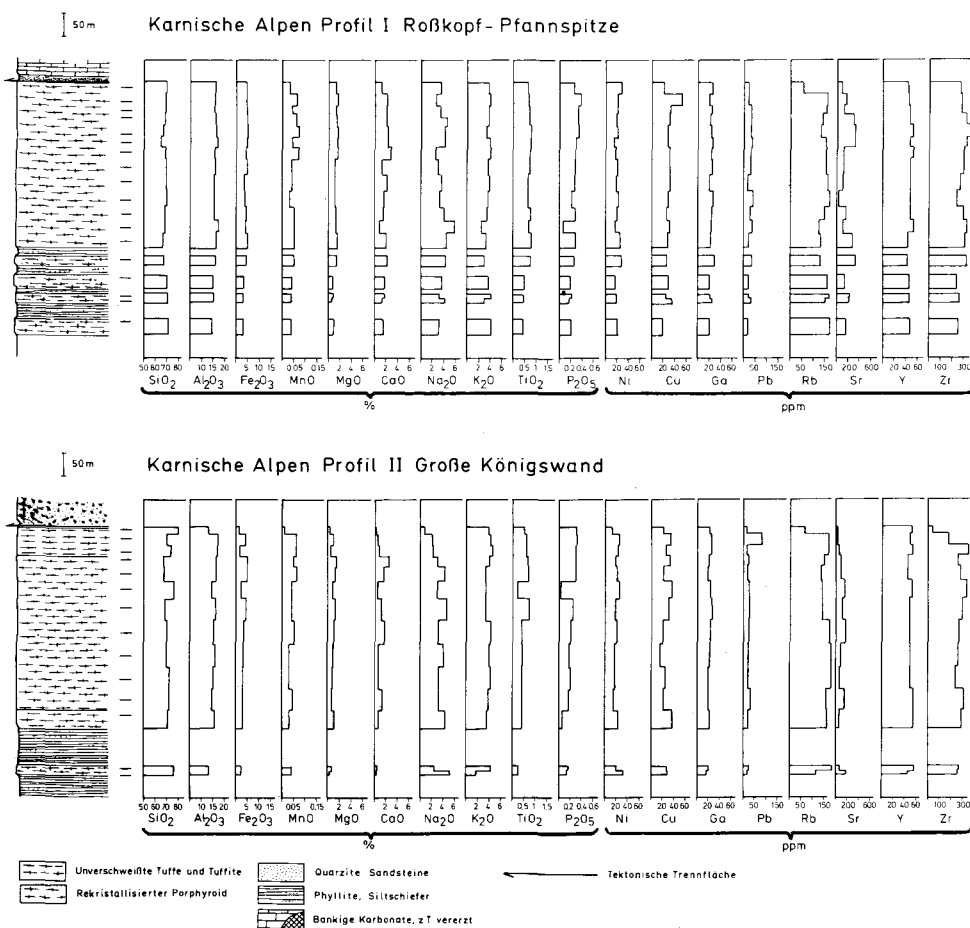


Abb. 25: Geochemisch-petrographische Säulenprofile des Comelico-Porphyr; a) Roßkopf-Pfannspitze, b) Große Königswand.

Profil I verläuft zwischen Roßkopf und Pfannspitze in Nähe des Obstanzer Sees (Abb. 25). Hier setzt der Vulkanismus in Form einer knapp 200 m mächtigen, alternierenden Folge aus Tuffen und Phylliten ein. Die Tuffe haben rhyodacitischen Chemismus. Die rund 350 m mächtige, kompakte Hangendfolge ist mehrfach tektonisch gestört. Es lassen sich weder petrographisch noch geochemisch sicher einzelne Ablagerungseinheiten abtrennen. Im SiO_2 -Gehalt ist vom Liegenden zum Hangenden ein zweimaliger zyklischer Anstieg zu bemerken. Die Änderung erfolgt hier kontinuierlich und nicht sprunghaft, so daß sie nicht zur Abgrenzung von Fließeinheiten verwendet werden kann. Unter Einbeziehung der unteren Tufflagen ist folgender Kurvenverlauf des SiO_2 -Gehaltes zu erkennen: Von einem Ausgangswert von 71% nimmt der SiO_2 -Gehalt kontinuierlich auf 68% ab, steigt anschließend wieder auf 70% an, fällt erneut auf 67% ab und steigt am oberen Ende des Porphyroides wieder auf 70% an. Entsprechende langperiodische Änderungen des Chemismus sind auch in einigen anderen Elementen (konform oder entgegengesetzt zum SiO_2 -Gehalt), wie Eisen, Magnesium, Calcium, Rubidium, Strontium und Zirkonium zu erkennen. Bei den Alkalien zeigt sich die übliche Diadochie der beiden Elemente. Obwohl die Abgrenzung von Fließeinheiten einzelner Ignimbritdecken nicht gelingt, ist so zumindest ein Hinweis zu erhalten, daß die gesamte Förderperiode eine wohl differentiationsbedingte zeitliche Variation des Chemismus aufwies.

Im Profil II, das an der Südflanke des großen Kinigat auf ital. Staatsgebiet verläuft, setzt der Vulkanismus mit einer kompakten Lage von alkalirhyolithischem Chemismus ein (Abb. 25). Nach ca. 80 m Sedimentzwischenlage folgt der 350 m mächtige Zentralteil des Porphyroids. Abgesehen von tektonischen Trennflächen ist dieser Bereich nicht zu gliedern und besteht aus rekristallisiertem Porphyroid. Geochemisch ergeben sich ebenfalls keine Abgrenzungsmöglichkeiten von Fließeinheiten. Ähnlich wie im Profil I deutet sich im SiO_2 -Gehalt und in anderen Elementen eine langperiodische Variation an, wenn man von einer Ausreißerprobe im oberen Teil absieht. Der Chemismus variiert innerhalb des Rhyodacit-Bereichs von 68 bis 71% SiO_2 . Hier schließen verschiedene Tuffe die Eruptivfolge ab, die Rhyolithcharakter aufweisen und eine stärkere Variation des Chemismus auf engem Raum anzeigen.

Eine Parallelisierung der Profile ist nicht möglich, da durch die starke tektonische Zerschierung unterschiedliche Teile der Gesamtfolge erhalten geblieben sind. Es ist zu erwarten, daß sich die kompakten Zentralteile beider Profile etwa entsprechen und das im Profil II erhaltene Tuffdach des Porphyroides im Profil I tektonisch entfernt wurde. Zur genaueren Untersuchung der sich andeutenden Periodizitäten in den Elementgehalten wäre ein noch engerer Probenabstand notwendig.

5.7 Quarzphyllitgebiete

In den Quarzphylliten treten Porphyroide generell als 10 bis 30 m mächtige, lang auskartierbare Lagen auf, von denen mehrere übereinander folgen können. Eine Säulenprofilaufnahme war nicht sinnvoll, da sich die Lagerungsverhältnisse nicht klar entschlüsseln ließen. Petrographische Kriterien der Zuordnung zu Porphyroidtypen sind durch die Metamorphose verwischt. Geochemisch zeigen die 3 untersuchten Quarzphyllitgebiete eine hohe Übereinstimmung. Es überwiegen Alkalirhyolithe, damit zeigt sich eine Übereinstimmung mit einem Teil der Analysen der Gebiete Kitzbühel, Dienten und Radmer-Blasseneck der NGZ. Nachdem dieser Chemismus auch in der NGZ häufig bei geringmächtigen Lagen

auftritt (vgl. Dienten, Ratschengrabentyp), ist zu überlegen, ob der Alkalirhyolith-Charakter evtl. erst sekundär bei der Reaktion mit dem Meerwasser während Transport und Umlagerung zustande gekommen sein könnte.

Der Marteller und Thurntaler Quarzphyllit gehört dem ostalpinen Deckenstapel an. Ihre Porphyroiddaten haben geochemisch die größte Ähnlichkeit. Dies drückt sich in sehr nahe beisammen liegenden Mittelwerten aus (Tab. 24), mit einem Gehalt von 76% SiO_2 sind die Analysen als peracide Alkalirhyolithe zu bezeichnen. Die Marteller Porphyroide haben eine sehr geringe Streuung und unterscheiden sich hierin von den Porphyroiden aus dem Thurntaler Quarzphyllit, die eine deutlich höhere Variation des Chemismus aufweisen. Der Brixener Quarzphyllit enthält im Durchschnitt etwas SiO_2 -ärmere Porphyroide, da auch einzelne Proben mit Rhyodacit-Charakter auftreten. Andererseits sind für diesen Bereich auch extreme Kaliumwerte über 8% kennzeichnend.

Die geochemische Übereinstimmung der Daten aus den Quarzphylliten mit einem Teil der stratigraphisch gesicherten Porphyroide der NGZ ist evident. Es spricht also nichts dagegen, die Porphyroidlagen der Quarzphyllite als zeitgleich mit dem oberordovizischen Vulkanismus anzusehen. Da im Kambrium des Barrandiums ebenfalls saure Vulkanite auftreten (HAVLICEK 1971), kann dies aber nicht als Beweis für ein oberordovizisches Alter der Porphyroide in Quarzphylliten gelten. Die Porphyroide der NGZ decken ein wesentlich breiteres chemisches Spektrum ab, als die der Quarzphyllitgebiete. Dies kann, wie diskutiert, seine Erklärung in speziellen Ablagerungsmechanismen der geringmächtigen Porphyroidlagen haben. Zur Vermeidung von Fehlschlüssen bei der stratigraphischen Einstufung der Quarzphyllite wäre ein Vergleich mit Analysendaten kambrischer Rhyolithe unerlässlich, wobei auch dies biostratigraphische oder geochronologische Ergebnisse nicht ersetzen kann.

6. Stellungnahme zum Augengneisproblem

In den hochmetamorphen ostalpinen Kristallinschollen treten granitoide Gneise auf; ein Teil hat intrusiven Charakter und läßt sich feldgeologisch als verschieferter Granitgneis interpretieren, ein anderer Teil ist lagenförmig konkordant in Paraserien eingeschaltet. Nach dem gemeinsamen Kennzeichen der augenförmig größere Feldspäte und Quarzaggregate umschließenden Schieferung wurden diese Gesteine mit dem Sammelnamen „Augengneis“ belegt. Aufgrund des sauren Chemismus der Augengneise wird allgemein ein genetischer Zusammenhang mit den Porphyroiden aus schwächer metamorphen tektonischen Einheiten der Ostalpen vermutet (vgl. SASSI & ZIRPOLI 1968, HERITSCH & TEICH 1975, BECKER 1977, K. SCHMIDT 1977, BÖGEL et al. 1979 cum lit.). Eine große Zahl radiometrischer Altersdaten zeigt im Bereich um 440 bis 420 Mio. J. thermische Ereignisse an. Die Übereinstimmung mit dem Caradocalter der Porphyroide liefert ein weiteres Argument für eine gemeinsame Genese (HEINISCH & SCHMIDT 1976).

Demgegenüber wird in jüngster Zeit auch die These vertreten, daß es sich bei den oberordovizischen radiometrischen Altersdaten nur um Metamorphosealter handle (BRACK 1977, SCHÖNLAUB 1979) und die Ausgangsprodukte der Augengneise möglicherweise kambrisch oder älter sind. Der im Kambrium Mitteleuropas weit verbreitete Magmatismus äußert sich im Barrandium in Rhyolithen (HAVLICEK 1971), in Zentralspanien in rhyo-

dacitischen Porphyroiden (BISCHOFF et al. 1978) und steht daher als Lieferant für die Augengneise zur Diskussion. Für die Augengneisgenese lassen sich zusammenfassend folgende Thesen gegenüberstellen:

- Die Augengneise sind oberordovizische Plutonite und die Tiefengesteins- oder Subvulkanäquivalente der Porphyroide mit Gneistextur (SATIR & MORTEANI 1979, PECCE-RILLO et al. 1979, SASSI & ZIRPOLI 1979).
- Die Augengneise sind metamorphe oberordovizische Vulkanite; ihre Gefügeprägung ist durch im Vergleich zu den Porphyroiden höhere Metamorphosebedingungen entstanden
- Das Ausgangsgestein der Augengneise ist kambrisch oder älter und kann vulkanischer oder plutonischer Natur sein.
- Die Augengneise sind hochmetamorphe Paragneise.

Tab. 17: Variationsbreite ausgewählter Augengneisdaten im Vergleich zum Chemismus der Porphyroide.

| | Augengneise des Altkrist. S des Tauernfensters n = 16 | | | Augengneise des Campo-Kristallins (BÖHM 1980) n = 19 | | | Porphyroide n = 255 | | |
|--------------------------------|--|-----------|-------|---|-----------|-------|------------------------|-----------|-------|
| | min | \bar{x} | max | min | \bar{x} | max | min | \bar{x} | max |
| SiO ₂ | 70.70 | 75.76 | 78.36 | 63.11 | 73.86 | 77.75 | 53.05 | 71.19 | 83.98 |
| Al ₂ O ₃ | 12.19 | 13.27 | 14.69 | 12.40 | 13.71 | 15.84 | 9.05 | 14.89 | 20.71 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.67 | 1.63 | 3.96 | 1.24 | 2.24 | 5.82 | 0.41 | 3.41 | 12.38 |
| MnO | 0.01 | 0.03 | 0.08 | 0.01 | 0.03 | 0.11 | 0.01 | 0.05 | 0.23 |
| MgO | 0.01 | 0.37 | 2.37 | 0.01 | 0.49 | 2.69 | 0.01 | 1.30 | 6.22 |
| CaO | 0.36 | 0.72 | 1.56 | 0.41 | 1.22 | 5.38 | 0.04 | 1.36 | 7.02 |
| Na ₂ O | 0.30 | 3.24 | 4.72 | 1.84 | 3.04 | 3.94 | 0.01 | 2.64 | 7.52 |
| K ₂ O | 3.86 | 4.43 | 5.30 | 2.31 | 4.33 | 5.37 | 0.41 | 4.28 | 10.74 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.14 | 0.48 | 0.07 | 0.22 | 0.54 | 0.03 | 0.44 | 1.40 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.15 | 0.34 | 0.13 | 0.26 | 0.39 | 0.01 | 0.19 | 0.66 |
| ppm | | | | | | | | | |
| V | 3 | 25 | 84 | 5 | 33 | 85 | 1 | 50 | 168 |
| Cr | 1 | 9 | 41 | 1 | 10 | 33 | 1 | 30 | 226 |
| Ni | 11 | 24 | 38 | 9 | 17 | 24 | 2 | 25 | 56 |
| Cu | 12 | 19 | 30 | 10 | 18 | 34 | 3 | 21 | 61 |
| Zn | 3 | 39 | 111 | 37 | 54 | 79 | 1 | 46 | 262 |
| Ga | 13 | 20 | 26 | 16 | 19 | 27 | 6 | 20 | 31 |
| Pb | 13 | 23 | 37 | 10 | 18 | 30 | 6 | 23 | 85 |
| Rb | 173 | 277 | 468 | 99 | 242 | 420 | 37 | 153 | 295 |
| Sr | 6 | 40 | 159 | 7 | 94 | 243 | 1 | 130 | 932 |
| Y | 51 | 61 | 71 | 36 | 53 | 62 | 31 | 47 | 67 |
| Zr | 170 | 211 | 302 | 163 | 210 | 279 | 45 | 249 | 415 |

Als Argument für eine mit den Porphyroiden kogenetische Entstehung der Augengneise wurden bereits mehrfach geochemische Vergleichsanalysen ins Feld geführt. Allerdings waren bisher Vergleiche nur mit regional begrenzten und bezüglich der Hauptverbreitungsgebiete der Porphyroide nicht repräsentativen Daten möglich (vgl. TEICH 1978). Durch die geochemisch-petrographische Bestandsaufnahme der Porphyroide ist zumindest auf der Seite der oberordovizischen Vulkanite eine Basis für einen repräsentativen Vergleich der Daten geschaffen. Da die Genese der verschiedenen ostalpinen Augengneiszüge vermutlich nicht einheitlich zu fassen ist, müßte jedes Vorkommen einzeln untersucht werden (BRACK 1977, BÖHM 1980). Dies ist Gegenstand zukünftiger, auf den Porphyroiddaten aufbauender Untersuchungen. Als Diskussionsgrundlage sind in Tab. 17 Mittelwerte einiger Augengneisanalysen, die im Zuge dieser Arbeit angefertigt wurden, zusammen mit anderen Augengneisdaten den Porphyroiden gegenübergestellt. Die Augengneise fallen sämtlich in den durch die Porphyroide abgesteckten Streubereich. Eine besondere geochemische Ähnlichkeit ist mit alkalirhyolithischen Porphyroiden festzustellen, wie sie in Quarzphyllitgebieten oder auch im Ratschengraben der NGZ auftreten. Lediglich die Rubidiumgehalte einiger Augengneise sind höher als die der rubidiumreichsten Porphyroide. Da die schichtig in Glimmerschiefern eingeschalteten Augengneistypen auch in der Mächtigkeit den genannten Porphyroidvorkommen ähnlich sind, erscheint zumindest für diesen Typ eine vulkanogene Deutung als plausibel. Das Entstehungsalter muß hierbei offen bleiben.

Zur Unterscheidung zwischen paragenen und orthogenen Augengneisen wurde von BRACK (1977) das K/Rb-Verhältnis herangezogen. Danach sprechen K/Rb-Verhältnisse über 200 für eine paragene Entstehung. Nachdem die Porphyroide mit ihrem Schwerpunkt ins Parafeld fallen und über einen sehr großen Streubereich der K/Rb-Verhältnisse verbreitet sind (vgl. Abb. 19), erscheint dieser Parameter für die Unterscheidung zwischen paragener und orthogener Natur wenig sinnvoll.

7. Hinweise auf die Metamorphosegeschichte der Porphyroide

Die Porphyroiddaten stammen aus regional weit entfernten und unterschiedlich stark metamorph überprägten Teilen des Süd- und Ostalpins. Es ergibt sich daher die Möglichkeit, die Auswirkung unterschiedlich starker Metamorphose und Tektonik an einem Leitgestein mit bekanntem Pauschalchemismus zu studieren. In den petrographischen Ergebnissen deuten sich Gesetzmäßigkeiten an, die hier nochmals zusammengefaßt werden sollen.

Als Indikatoren für die Metamorphosegeschichte erwiesen sich der Grad der Umkristallisation von Glasrelikten der vulkanischen Grundmasse, die Korngröße des metamorph gesproßten Quarz-Albit-Pflastergefüges und die Sammelkristallisation von Hellglimmern, wie sie aus Diffraktometeraufnahmen ableitbar war.

Die am wenigsten metamorphen Porphyroide stammen aus der tektonischen Einheit 2 des Kitzbüheler Raumes. Hier sind durch Pigmentsäume reliktsche Glasfetzen markiert. Die zu einem dichten Filz devitrifizierte Glasmatrix ist kaum granoblastisch rekristallisiert, was in einer Grundmassenkorngröße von 0,007 mm zum Ausdruck kommt. Die REM-Aufnahmen von Proben dieses Raumes zeigen ebenfalls keine Grundmassen-Rekristallisation.

Demgegenüber sind die Porphyroide der tektonischen Schuppe 1 der Kitzbüheler Grauwackenzone (z. B. Hohe Salve) ebenso wie die Porphyroide von Eisenerz, Radmer-Blasseneck und Veitsch deutlich höher metamorph. Im Profil des Blasseneck ließ sich eine zum Liegenden hin zunehmende Grundmassenrekristallisation ablesen. Die REM-Aufnahmen zeigen deutlich ein metamorphes Pflastergefüge und einzelne Hellglimmerscheite, die in zerfallenen Feldspäten sprossen (Tafel 3). Die Grundmassenkorngroße liegt beim kristallreichen Porphyroid zwischen 0,002 und 0,07 mm.

Die Porphyroide der Karnischen Alpen und der Quarzphyllitgebiete zeigen eine noch stärkere tektonische Überprägung und auch andere Grundmassen-Korngroßen (0,05 bis 0,14 mm). Die Sammelkristallisation wird im Diffraktogramm durch schärfere und intensivere Muskovitreflexe bei etwa gleichen Modalgehalten an Muskovit dokumentiert.

Aufgrund dieser Hinweise lassen sich in den präpermischen Schichtfolgen also mindestens 3 unterschiedlich metamorphe Zonen abtrennen, die im Rahmen der klassischen Metamorphosegliederung in die Grünschieferfazies einzuordnen wären. Nachdem die ordovizischen Gesteine sowohl variszischen als auch alpidischen Metamorphose-Ereignissen unterlagen, ist eine zeitliche Zuordnung der sich im Gefüge überlagernden Prägungen schwierig. Durch den Nachweis von Mineralneubildungen und ihre radiometrische Datierung mit 102 bis 117 Mio. J. wurde in der NGZ und im überlagernden Permoskyth eine alpidische Metamorphose nachgewiesen (SCHRAMM 1978). Messungen der Illitkristallinität lassen in der Salzburger Grauwackenzone eine Zunahme der Metamorphose von Norden nach Süden erkennen (HÖCK & SCHRAMM 1975). Für den steirischen Teil der NGZ (Raum Radmer) zeichnen sich ebenfalls datierbare alpidische Metamorphosealter ab (FRANK, pers. Mitt.). Die Zusammensetzung der Kluftankerite des Steirischen Erzberges läßt sich als geologisches Thermometer verwenden und zeigt Bildungstemperaturen von 400 bis 500 °C an (BERAN 1977). Da nach den Dünnschliffbefunden die gefügeprägende Grundmassenrekristallisation postkinematisch erfolgte, könnte sie wenigstens teilweise alpidisches Alter haben.

Die auffälligen Metamorphoseunterschiede zwischen Porphyroiden der NGZ und der Quarzphyllitgebiete werden durch ähnliche Befunde von HOSCHEK et al. (1979) bestätigt. Nach Vergleichsuntersuchungen zwischen dem Innsbrucker Quarzphyllit und der NGZ wird für den Quarzphyllit eine deutlich höhere Metamorphose gefordert, die sich neben unterschiedlichen Mineralparagenesen auch in einer deutlich höheren Korngröße dokumentiert. Die sich abzeichnenden Gesetzmäßigkeiten ermutigen zu weiteren Studien. Sie könnten in Kombination mit Altersbestimmungen an Hellglimmern auch für die Unterscheidung von alpidischen und variszischen Deckenstrukturen weitere Daten liefern.

8. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

8.1 Vulkanologische Interpretation der Porphyroide

Bei der Kombination geochemischer, petrographischer und stratigraphischer Untersuchungsmethoden gelingt neben dem Nachweis der Ignimbritnatur der Porphyroide auch die Unterscheidung von Gesteinstypen mit vulkanologisch unterschiedlich interpretierbarer Entstehungsgeschichte. Tektonische Einheiten mächtiger, bimsreicher Ignimbrite, tektonische Einheiten mit mächtigen, vorwiegend kristallreichen Ignimbriten und Regionen

mit geringmächtigen Porphyroidlagen tuffogenen oder epiklastischen Ursprungs können abgegrenzt werden.

8.1.1 Nachweis der Ignimbritnatur

Ein Teil der vulkanischen Primärgefüge hat durch günstige Umstände die mehrphasigen Metamorphosen und Deformationen zweier Gebirgsbildungen überdauert, so daß insbesondere im Kitzbüheler Raum der Nachweis der Ignimbritnatur geführt werden kann. Im einzelnen sind folgende Ignimbritmerkmale erkennbar:

- Idiomorphe, z. T. zerbrochene, magmatisch korrodierte Quarze und Feldspäte
- Eckige, Y-, T- und halbmondförmige Relikte von Glasfetzen in der Grundmasse
- Verschweißung der Glasfetzen untereinander und mit den übrigen Gesteinskomponenten
- Kollabierte Bimslapilli und Fremdgesteinsfragmente
- Flammentextur („fiammae“) der durch planare Deformation zu Discoiden verformten Lapilli
- Pseudo-eutaxitische Textur in der Grundmasse und makroskopisch in der Anordnung der Lapilli
- Geringe Sortierung der Lapilli nach der Korngröße
- Gesetzmäßige Änderung der Lapilli-Korngrößen innerhalb einzelner Fließeinheiten
- Sprunghafte Änderung geochemischer Parameter an Grenzen zwischen Fließeinheiten
- Sekundäre axiolithisch und sphärolithisch über Glasbruchstücke hinweggreifende Entglasungsstrukturen
- Vitrophyrlagen geringer Mächtigkeit zwischen den Fließeinheiten
- Große Flächenüberdeckung bei lateral rascher Mächtigkeitsabnahme
- Absonderung nach prismatisch-säuligen bis quaderförmigen Körpern, die auf In-Situ-Abkühlung zurückzuführen ist.

Die von MARSHALL (1935) für eine Kennzeichnung als Ignimbrit als notwendig erachteten Merkmale sind somit sämtlich gegeben. Auf eine Diskussion der bei Ignimbriten üblichen und nur teilweise synonymen Nomenklaturbegriffe wird verzichtet (vgl. MAUCHER 1960, ROSS & SMITH 1960, PETERSON 1970).

Nach den erkennbaren Merkmalen steht der explosive Charakter des Porphyroidvulkanismus außer Zweifel. Obwohl wichtige Ignimbritkennzeichen nur im Westteil der NGZ nachweisbar sind, erscheint es aufgrund der petrographischen und geochemischen Vergleiche als gerechtfertigt, die Ignimbritnatur auch für die meisten anderen Porphyroidvorkommen anzunehmen. In bestimmten Ablagerungsräumen sind auch geringmächtige Abfolgen vulkanischer Lockergesteine erschlossen, die teilweise epiklastisch umgelagert sind. Rhyolithische Laven oder Reste von Obsidianströmen konnten nicht gefunden werden.

Zwischen Chemismus und der Art vulkanischer Aktivität bestehen kausale Zusammenhänge (RITTMANN 1962). Bei dem überwiegend alkalirhyolithischen bis rhyodacitischen Vulkanismus der Porphyroide und der für saure Magmen kennzeichnenden hohen Viskosität ist eine flächenhafte Verbreitung der Gesteine im beobachteten Ausmaß prinzipiell nur durch explosive Fördermechanismen denkbar. Der Anteil an Laven ist bereits primär als gering anzusetzen. Es wäre daher ein großer Zufall, wenn das bestehende Erosionsrelief

einen Lavastrom angeschnitten hätte, da bei Vulkanen mit vergleichbarem Chemismus (z. B. liparische Inseln) diese auf die unmittelbare Umgebung der Förderzentren begrenzt sind. Nachdem auch mächtige Tephralagen und Bombentuffe fehlen, ist damit zu rechnen, daß auch die mächtigsten Teile der Porphyroidkörper nicht unmittelbar in Nähe eines Eruptionszentrums entstanden sind. Nach vorsichtigen Schätzungen unter Verwendung der Lapilli-Korngrößen in einzelnen Ignimbritlegen dürften die Entfernungen zum Eruptionszentrum zwischen 15 – 100 km betragen haben. In der NGZ erreichen die Porphyroide in Sonderfällen Mächtigkeiten über 1500 m. Obwohl zwei Orogenesen mit Faltung und Deckentektonik über die Gesteine hinweggingen, streichen sie in der NGZ in einer Fläche von ca. 200 km² aus und nehmen im steirischen Anteil der NGZ ca. 40% der Gesamtaufschlußfläche ein (überschlägige Schätzung nach der geologischen Karte von Österreich, Maßstab 1 : 500.000). Die oberordovizischen Vulkanite der Alpen haben damit ein den größten bekannten Ignimbritausbrüchen der Erdgeschichte vergleichbares Ausmaß.

Ignimbrite werden in der Regel in Entfernungen bis zu 100 km von der Eruptionsstelle abgelagert (VAN BEMMELEN 1963). Beispiele hierfür sind auch aus dem Bozner Quarzporphyr bekannt, wo einzelne Ignimbritströme über 100 km verfolgbar sind. Das größte Ignimbritvorkommen der Erde liegt im Great Basin District der Kordilleren Nordamerikas, wo 150.000 km³ eruptiven Volumens geschätzt wurden. Diese Eruptivfolge wurde von VAN BEMMELEN (1963) durch Dehnungstektonik über weitflächig aufgeschmolzenem Untergrund, bedingt durch den Kordillarentumor, erklärt. Die Ignimbrite von Taupo-Rotorua in Neuseeland bedecken 26.000 km², Lake Toba in Sumatra 25.000 km² und im Yellowstone-Nationalpark sind 400 massige Ignimbrite erschlossen (RITTMANN 1962).

Die hohe Explosivität des oberordovizischen Vulkanismus (100%) ist der von Inselbögen, aktiven Kontinentalrändern und anorogenen kontinental-anatektischen Provinzen vergleichbar (RITTMANN 1962). Aus dem explosiven Fördermechanismus ist abzuleiten, daß der zum Zeitpunkt der Eruption wirksame hydrostatische Druck kleiner war als die Partialdrucke der im Magma gelösten Gasphase. Nach den Überlegungen von HENTSCHEL (1963) ist eine Ignimbritgenese daher nur unter subaerischen bis flachmarinen Bedingungen denkbar.

8.1.2 Mächtige, bimsreiche Ignimbrite

Diese Ignimbrittypen sind in der tektonischen Teilschuppe 2 des Kitzbüheler Raumes, als Sonderentwicklung innerhalb des Blasseneckporphyroides und im Finstergrabenporphyroid vertreten (Raum R). Sie zeigen eine Tendenz zu individuellen, flächenmäßig begrenzten Ignimbritströmen, in denen sich die Mächtigkeit lateral rasch ändert. Außerdem sind gesetzmäßige Schwankungen in Art, Form und Menge der Lapillifragmente zu erkennen (vgl. 5.1). Nach RITTMANN (1962) gilt die Regel, daß bimsreiche Ignimbrite von Zentraleruptionen stammen. Im Falle des Wildseeloderporphyroides macht die rasche laterale Mächtigkeitsabnahme, zusammen mit einer meßbaren Abnahme der Korngröße der Lapillifragmente bei Vergleich der beiden untersuchten Profile eine Ablagerung in relativer Schlotnähe (um 10 km) wahrscheinlich. Eruptionen dieser Art werden als „Mt-Peleo-Typ“ bezeichnet (FRANCIS 1976). Geochemisch handelt es sich bei diesem Porphyroidtyp immer im kaliumbetonte Alkalirhyolithe. Im Falle des Wildseeloderporphyroides können die sedimentären Rahmengesteine in die Betrachtung einbezogen werden. Grob- bis feinklastische Sedimente verzahnen einerseits lateral mit dem Porphyroid, transgredieren an-

dererseits auf dem hangenden Teil des Vulkanitkomplexes und gehen in Flachwasserkarbonate über. Chaotische Lagerungsverhältnisse innerhalb der geringmächtigen Sedimentlagen lassen einen Transport durch Trübestrome möglich erscheinen. Insgesamt ist das Ablagemilieu einer kurzlebigen, der Erosion anheimfallenden und auf epikontinentalem Schelfmeer angesiedelten Vulkaninsel mit steilem Relief am ehesten mit der Sedimentabfolge in Einklang zu bringen. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangt RIEHL-HERWIRSCH (1970), der aus einer Vulkanitfolge der Magdalensberg-Serie Kärntens die Reste einer Vulkaninsel rekonstruierte.

8.1.3 Mächtige, kristallreiche Ignimbrite

Der vorwiegend im Ostteil der NGZ (Räume B, R, V), in der tektonischen Einheit 1 der Kitzbüheler Grauwackenzone und in den Karnischen Alpen dominierende Porphyroidtyp ist durch enorme Mächtigkeiten bis zu 1500 m gekennzeichnet und hat generell sehr große Flächenausdehnung. Bei kristallreichen Ignimbriten wird in einer Vielzahl von Fällen beobachtet, daß sie an einen Eruptionsmechanismus aus Förderspalten bis zu einigen km Länge gebunden sind und nicht von Zentraleruptionen stammen (RITTMANN 1962). Sehr häufig läßt sich hierbei folgende Kausalkette von Ereignissen rekonstruieren:

Weitflächige, lakkolithartige Granitintrusionen führen zu einer Hebung und Aufwölbung des sedimentären Daches. Bei beginnender Auskristallisation des Granitmagmas in flachem Niveau führt die ansteigende Dampfspannung im Dach zur Bildung von Brüchen, die sich an der Oberfläche in vulkanotektonischen Horsten äußern. Dabei wird der Lakkolith extrusiv. Beim plötzlichen Ausströmen großer Mengen granitischen Materials leert sich die meist zonierte Magmakammer weitgehend (vgl. GIBSON 1974). Anschließend kommt es zum Einbruch einer Großcaldera, deren geometrische Abmessungen etwa denen der unterlagernden Magmakammer entsprechen (RITTMANN 1962, CHAPIN et al. 1979).

Voraussetzung für diesen Eruptionsmechanismus ist zum einen anatektisch mobilisierte kontinentale Kruste und zum anderen plötzlich einsetzende Dehnungstektonik, die den Aufstieg des Magmas ermöglicht (COOK 1966). Der Chemismus derartiger Ignimbrite ist in der Regel rhyolithisch bis dacitisch und stimmt damit gut mit dem der kristallreichen Porphyroide überein. Der hohe Kristallanteil spricht ebenfalls für die Herkunft aus einer teilweise auskristallisierten Granitschmelze. Eine Fülle von Literaturdaten belegt dieses Eruptionsmodell. Detailliert sind einige känozoische Spalteruptionen in Peru (LAVENU 1976), Nevada (EKREN 1976, PROFFETT 1977) und Indonesien (VAN BEMMELEN 1963) untersucht. Auch für den intrakontinentalen Rotliegendevulkanismus Mitteleuropas werden diese Modelle zur Erklärung herangezogen (ROELLING 1970), ebenso für Ignimbrite des französischen Zentralmassivs (MILESI et al. 1975), Ungarns (PANTO 1963), Korsikas (BRISSET 1974), Zentralanatoliens (AYRANCI et al. 1973) und Ignimbrite an kontinentalen Grabenbrüchen Kenyas (BAKER et al. 1972), wo innerhalb von Calderen Mächtigkeiten bis zu 900 m auftreten. Aus dem Präkambrium Neufundlands sind ebenfalls entsprechende Ringstrukturen bekannt (PAPEZIK 1972).

Angewandt auf die kristallreichen Porphyroide der NGZ bedeutet dies, daß die einzelnen großen Porphyroidkörper jeweils Reste eines Ignimbritplateaus darstellen, das aus einer flachintrudierten granitischen Magmakammer hervorging. Der laterale Abstand der einzelnen Zentren größter Mächtigkeit liegt in der NGZ zwischen 50 bis 100 km, außerdem ist eine lineare Anordnung erkennbar. Die Werte entsprechen in etwa den Abständen,

die in rezenten Vulkangebieten zwischen einzelnen Eruptionsbereichen auftreten. Dies kann zufällig bedingt sein, da die Anordnung der Porphyroidkörper durch mehrphasige Deckentektonik stark verändert worden sein dürfte, oder aber in der geometrischen Anordnung einzelner, voneinander unabhängiger Magmenkammern begründet sein.

Die über unterschiedlich lange Zeiträume bestehende Schichtlücke am Top der Porphyroidkörper (vgl. Polster) liefert Hinweise auf vulkanotektonische Bewegungen der eben skizzierten Art. Außerdem bietet das Modell der vulkanotektonischen Hebung vor der Eruption und der einbrechenden Caldera nach Abschluß der Eruptionsperiode eine plausible Erklärung, wie subaerische Ignimbrite in mariner Umgebung entstehen können. Als Modell für einen Ablagerungsraum kommt der Bereich eines epikontinentalen Randmeeres in Betracht, in dem vulkanische Inseln auftreten. Im Rezentvergleich wären Verhältnisse wie in den phlegräischen Feldern heranzuziehen, wo ebenfalls durch Vulkantektonik bereits in geschichtlicher Zeit meßbare Transgressionen und Regressionen ablaufen (PICHLER 1970).

8.1.4 Geringmächtige Porphyroidlagen

Zu diesem Typ zählen vor allem die Porphyroide aus Quarzphyllitgebieten, daneben aber auch des Raums Dienten und der Ratschengrabenporphyroid der Steirischen Grauwackenzone. Im Falle des Dientner Raumes läßt sich aufgrund der Gefügebilder zeigen, daß es sich hier um marine Tuffe handelt, die möglicherweise sedimentär umgelagert und verfrachtet wurden. Für die Porphyroide des Ratschengraben und der Quarzphyllitgebiete sind als Entstehungsmodell submarine ash flows und deren Folgeprodukte zu diskutieren (FISKE & MATSUDA 1964). Die zunächst noch heiße Eruptionswolke wandelt sich rasch in einen primären Trübestrom um, nach dessen Stillstand noch weitere sekundäre Trübestrome aus unkompaktiertem, wasserhaltigem Material abgleiten. Die Produkte sind einzelne, massige, pyroklastische Lagen, ein großer Anteil gebänderter Tuffe und chaotische Mischsedimente zwischen vulkanogenem und terrigenem Detritus. Während in den Quarzphyllitgebieten durch die Rekristallisation keine Interpretation möglich ist, paßt das Modell gut für die Porphyroide des Ratschengraben. Alternativ wäre das Transportmodell korngestützter Schuttströme zu diskutieren. Entscheidend ist, daß es sich in allen Fällen um transportierte Zeugen vulkanischer Aktivität handelt, die weit entfernt vom Eruptionsgebiet in vollmarinem Milieu abgelagert worden sein können. In diesen Fällen fehlen Hinweise auf kurzzeitige terrestrische Bedingungen oder Erosionsdiskordanzen. Geochemisch erweisen sich diese Porphyroide als kaliumbetonte Alkalirhyolithe und Rhyolithe.

8.2 Vergleich der Porphyroide mit Vulkaniten verschiedener geotektonischer Positionen

Da Ignimbrite in sehr unterschiedlichen geotektonischen Positionen auftreten, stehen für genetische Interpretationen der Porphyroide verschiedene Modelle zur Auswahl. Als Randbedingung ist zu fordern, daß diese Modelle die weitflächige Bildung granitoider Schmelze gleichzeitig mit der zur Eruption der Schmelzen notwendigen Dehnungstektonik erklären.

8.2.1 Lage der Porphyroide im GOTTINI-RITTMANN-Diagramm

Mit Hilfe des GOTTINI-RITTMANN-Diagramms lassen sich alle aktiven Vulkane der Erde nach ihrer geotektonischen Position einteilen. Als Achsen finden der Serialindex

$$\sigma = (K_2O + Na_2O)^2 / SiO_2 - 43 \text{ (RITTMANN 1973)}$$

und GOTTINI's Tau

$$\tau = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2 \text{ (GOTTINI 1969)}$$

in logarithmischem Maßstab Verwendung. Empirisch lassen sich aus den 5000 Vulkanitanalysen 3 Punktwolken abgrenzen (RITTMANN & VILLARI 1979). Die Vulkanite aus anorogenen kratonischen Zonen fallen in Feld A, die Vulkanite aus orogenen Bereichen und Inselbögen sind im Feld B zu finden, während Bereich C Differentiaten aus beiden Gruppen vorbehalten ist.

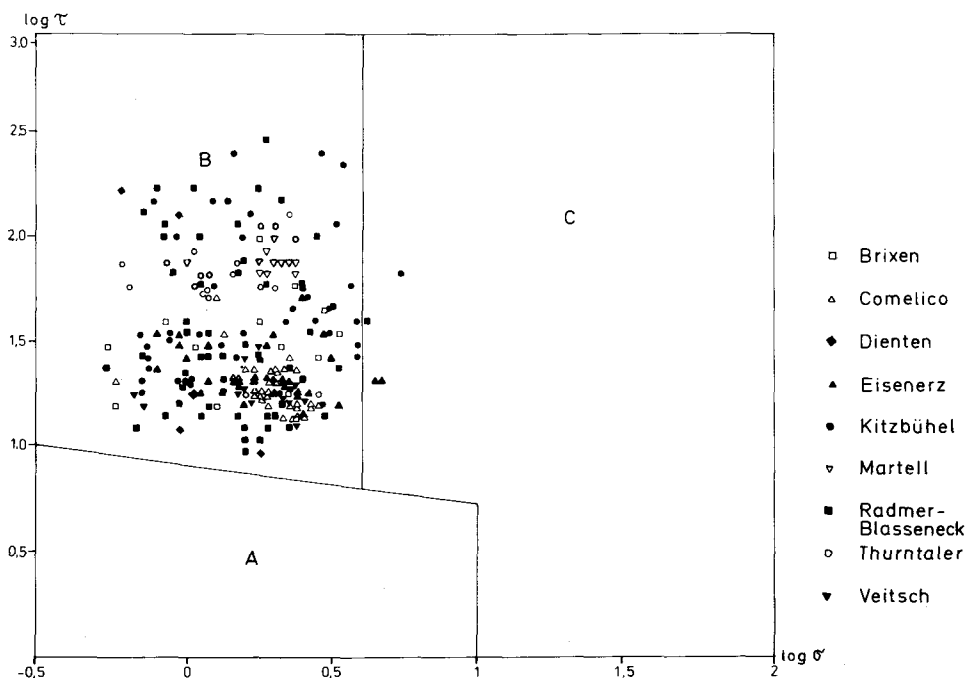


Abb. 26: GOTTINI-RITTMANN-Diagramm der Porphyroide im Vergleich zu Vulkanitanalysen nach RITTMANN & VILLARI (1979).

Die Porphyroide finden sich fast ausschließlich im Bereich B und stimmen demnach mit Vulkaniten tektonisch aktiver, orogener Zonen überein (Abb. 26). Dies steht im Widerspruch zu der ebenfalls von RITTMANN vertretenen Modellvorstellung einer anorogenen Entstehung von Ignimbriten.

8.2.2 Häufigkeitsverteilung des SiO_2 -Gehaltes in Vulkaniten der Ostalpen

Die Verteilung der Porphyroidanalysen auf verschiedene Klassen des STRECKEISEN-Diagramms wurde bereits berechnet (Tab. 15). Zum Vergleich mit anderen Vulkanitpro-

vinzen ist es notwendig, auch die basischen Vulkanite mit in die Betrachtung einzubeziehen. Es liegen nur wenige Daten von Basalten der Ostalpen vor. In einigen gut untersuchten Teilbereichen zeigt sich, daß sowohl Tholeiite als auch alkalibetonte Basalte und deren Differentiate auftreten (LOESCHKE 1977, KOLMER 1978). Der Volumenanteil der Basalte ist in den einzelnen Untersuchungsräumen unterschiedlich. Für den Bereich der Tiroler und Salzburger Grauwackenzone errechnete sich aufgrund der Aufschlußflächen ein

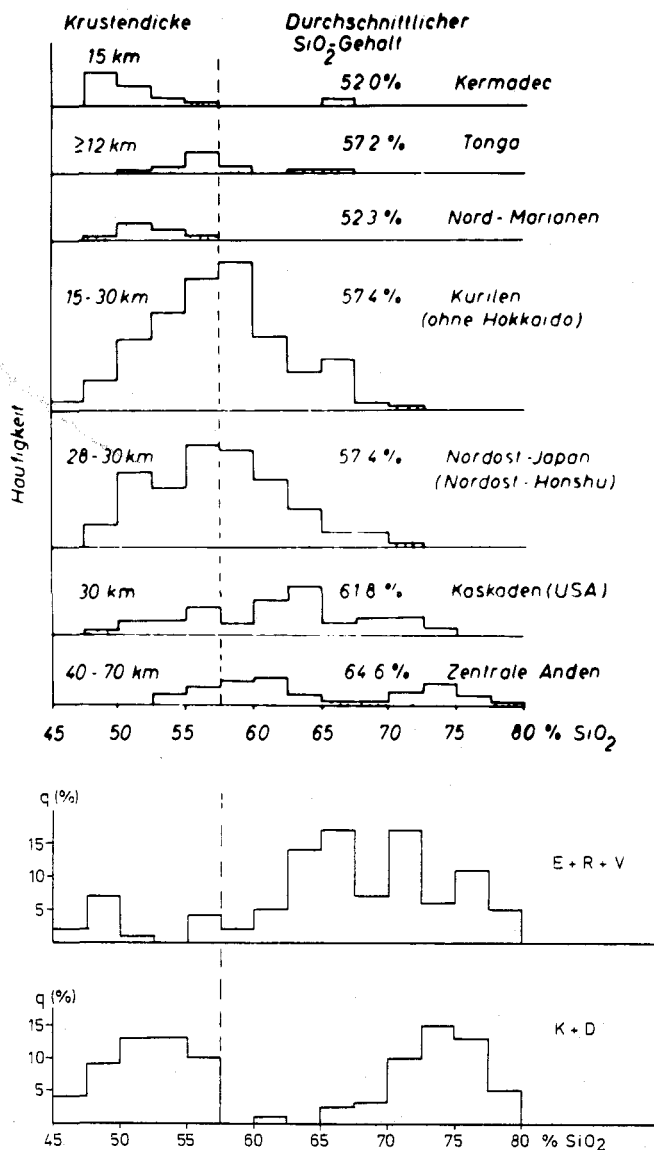


Abb. 27: Häufigkeitsverteilung im SiO₂-Gehalt der Vulkanite der NGZ im Vergleich zu Vulkaniten verschiedener geotektonischer Positionen; Vergleichs-Histogramme nach LOESCHKE (1977).

Verhältnis von basischen zu intermediären zu sauren Vulkaniten von 50 : 0 : 50, während im Steirischen Teil der NGZ die sauren Vulkanite dominieren und das Verhältnis ca. 85 : 5 : 10 beträgt. In Quarzphylliten sind die Verhältnisse unübersichtlich; in der Summe dürften sich saurer und basischer Vulkanismus etwa die Waage halten.

Bis auf die geringmächtigen Einschaltungen im Blasseneckprofil sind keine Andesite bekannt. Dies unterscheidet die Häufigkeitsverteilung der Vulkanite der Ostalpen ganz entscheidend von sämtlichen bekannten Inselbogen- und Kontinentalrandassoziationen unterschiedlicher Krustendicke (vgl. CARMICHAEL et al. 1974, MIYASHIRO 1974, LOESCHKE 1977). Im Ostalpenraum ist also ein deutliches „DALY-gap“ verwirklicht, das den Chemismus als typisch bimodal kennzeichnet (Abb. 27). Gleichzeitig besteht aber innerhalb der sauren Vulkanite ein deutlicher kalkalkaliner Trend (Abb. 18). Dies macht die Anwendung einfacher plattentektonischer Modelle problematisch, da sich kalkalkaliner und bimodaler Trend offenbar ausschließen (CONDIE 1976). Ähnliche Erklärungsprobleme bestehen für den bimodalen Devonvulkanismus des Variszikums (Taunus, Sauerland, Lahn-Dill, Fichtelgebirge, Böhmsche Masse, Südwest-England, Vogesen, Harz, Südwestliche Iberische Halbinsel), wo die Entstehung der Vulkanite auf kontinentaler Kruste allgemein gefordert wird (MURAD 1975, WALLISER 1977, FLICK 1977, G. MÜLLER 1978, u. a.).

8.2.3 Vergleich mit Intraplatten-Vulkaniten

Beim Intraplatten-Vulkanismus müssen die Vulkanitassoziationen ozeanischer und kontinentaler Platten unterschieden werden.

Vulkanite ozeanischer Inseln werden im allgemeinen durch partielle Schmelzbildung im oberen Mantel und anschließende fraktionierte Kristallisationsdifferentiation erklärt. Es treten zwar untergeordnet intermediäre, selten auch saure Vulkanite auf, die Hauptmenge der Gesteine bilden jedoch basische Vulkanite und deren SiO_2 -untersättigte Differentiate (D'NIONS et al. 1973, BAKER et al. 1974, SELF et al. 1976). Aufgrund des Überwiegens der sauren Vulkanite ist dieses Modell für die Ostalpen nicht anwendbar. Nach Basaltanalysen des Rannach-Devons, Hochlantsch-Devons, der Passailer Phyllite und des Murauer Paläozoikums sind Anzeichen vorhanden, daß in den Ostalpen über längere Zeit (Ordovizium bis Devon) Basaltmagmen gebildet wurden, die sowohl mit Basalten ozeanischer Inseln als auch mit kontinentalen Basalten zu vergleichen sind (KOLMER 1978). Die Kenntnisse über den basischen Vulkanismus sind jedoch zu lückenhaft, um diese Aussage auf den gesamten Ostalpenraum zu erweitern.

Intrakontinentale Vulkanite, angeordnet an tiefgreifenden Bruchstrukturen, zeigen häufig eine deutliche Bimodalität des Chemismus (MACDONALD 1972). So sind in den afrikanischen Grabensystemen neben Alkalibasalten und deren Differentiaten auch ignimbritische Rhyolithe verbreitet (BAKER et al. 1972). Der Chemismus der Rhyolithe ist alkalibentonit. Die Entwicklung von Riftsystemen in kontinentaler Kruste wurde modellhaft am Beispiel der Afarsenke Äthiopiens untersucht. Das kontinuierliche Niederbrechen kontinentaler Kruste, die Bildung von Horst-Graben-Systemen und von Calderastrukturen mit teilweise mächtigen Ignimbritfüllungen zeigen tektonische Analogien zur Situation der NGZ (ZANETTIN et al. 1974, MEYER et al. 1975). Geochemisch sind die auftretenden Vulkanite mit dem Bereich der Kitzbüheler Grauwackenzone vergleichbar, da hier ebenfalls eine große Menge basaltischen Materials gemeinsam mit Porphyroiden auftritt. Es gibt aber in der NGZ keine Hinweise auf längere terrestrisch-kontinentale Sedimentation.

Rifting-Prozesse in einem epikontinentalen Randmeer sind aber als Erklärungsmodell für den Westteil der NGZ durchaus anwendbar. MOSTLER (1971) interpretiert die Entwicklung dieses Bereiches vertikaltektonisch mit Dehnung und Schmelzbildung über einem aufsteigenden Manteldiapir. In der Regel überwiegen allerdings bei Grabenbrüchen die Alkalibasaltmagmen und ihre Differentiate deutlich über den sauren Vulkanismus (SEGALSTAD 1978). Durch aufsteigende Mandeldiapire hervorgerufene triple junctions sind wichtige Faktoren für die plattentektonische Dynamik der Kontinente (BURKE & DEWEY 1973, ILLIES et al. 1974) und werden als Erklärungsmodell für alle studierten Riftsysteme verwendet (z. B. Rotes Meer, Afarsenke, SCHNEIDER & WACHENDORF 1973). Für das Oberordovizium werden in Nordwest-Spanien auftretende Dehnungsstrukturen in konsolidierter kontinentaler Kruste ebenfalls durch dieses Modell erklärt (DEN TEX 1977).

8.2.4 Vergleich mit Inselbogenvulkaniten

Die Vulkanitfolgen von Inselbögen haben kalkalkalischen Chemismus. Wie der Vergleich der Histogramme vor Augen führte, fehlen im Ostalpenraum oberordovizische Andesite bis auf kleinere Vorkommen. Es besteht daher keine Veranlassung, bei der ausgeprägten Bimodalität der oberordovizischen Vulkanite einen Inselbogenvulkanismus zu fordern. Bei jungen Inselbögen mit dünner, erst im Anfangsstadium der Akkretion befindlicher Kruste wäre zwar auch ein DALY-gap vorzufinden, jedoch ist die Häufigkeitsverteilung stark zugunsten der Basalte verschoben, so daß keine Erklärungsmöglichkeit für den extensiven sauren Vulkanismus bleibt. Inselbögen im Spätstadium mit verdickter Kruste weisen einen merklichen Andesitanteil auf.

Von LOESCHKE (1974, 1975, 1977) wird vor allem aufgrund der Daten basischer Metavulkanite der Karawanken, des Klagenfurter Beckens und der südlichen Saualpe die Existenz eines altpaläozoischen Inselbogens abgeleitet. Da im Norden Tholeiite, im Süden Alkalibasalte dominieren, wird eine nach Süden abtauchende Benioffzone angenommen. Die in ihrer Bedeutung und Mächtigkeit von LOESCHKE stark unterschätzten Porphyroide der NGZ werden als Manteldifferentiate über dieser Benioffzone gedeutet. Andere Autoren (KOLMER 1978) widersprechen dieser These und ordnen die Basalte als Intraplattenvulkanite ein.

Zu einer nach Norden abtauchenden Benioffzone gelangen HÖLL & MAUCHER (1976) aufgrund der Verteilung metallogenetischer Zonen in den tektonischen Stockwerken der Alpen. In diesem Modell werden die Porphyroide als Folgeprodukte einer krustalen Anatexis und nicht als Differentiate angesehen und dokumentieren eine Unterbrechung einer Subduktion vom Kordillertyp. Der Ablagerungsraum bekommt hier den Charakter eines gegliederten Randbeckens am Südende der Europäischen Plattform (K. SCHMIDT 1976). Dieses, von einer reinen Inselbogenentwicklung auf ozeanischer Kruste abweichende Modell ist mit den meisten zu beobachtenden Phänomenen konsistent. Das Fehlen der Andesite bleibt aber auch hier unerklärt.

In der kaledonischen Geosynklinale konnten ordovizische Inselbogenassoziationen rekonstruiert werden. So läßt sich in den zentralneufundländischen Appalachen innerhalb einer ca. 5000 m mächtigen Abfolge eine lithologische Entwicklung von Dikes, Gabbros und Pillowlaven über Tiefwassercherts und Turbidite bis zu dominierend pyroklastischen und vulkaniklastischen Sedimenten beobachten, die schließlich in subaerischen Tuffen mündet. (KEAN & STRONG 1975). Mit der Krustenverdickung geht die geochemische Entwicklung von kaliumarmen Inselbogentholeiiten zu kalkalkalischen Andesiten und Quarzandesiten

konform. Ähnliche Entwicklungen werden aus der kaledonischen Geosynklinale Norwegens (LOESCHKE 1976), Irlands (STILLMAN & WILLIAMS 1978) und Schottlands (GROOME et al. 1974) beschrieben. Sie dokumentieren, daß bereits im Ordovizium kalkalkalischer Inselbogenvulkanismus existierte. Es bleibt darum unverständlich, warum in den Ostalpen bei Annahme eines Subduktionsmodelles keine Andesite auftreten. Nachdem die basischen Vulkanite nur lückenhaft untersucht sind, wäre es allerdings denkbar, daß unter ihnen noch Andesite zu finden sind.

8.2.5 Vergleich mit Vulkaniten aktiver Kontinentalränder

Da der oberordovizische saure Vulkanismus unter flachmarinen bis terrestrischen Bedingungen ablief, gleichzeitig aber auch tiefere Meeresbecken bestanden haben müssen, ist der Vergleich mit aktiven Kontinentalrändern besonders wichtig. Wie für die Inselbogenassoziationen ist auch hier der kalkalkalische Chemismus kennzeichnend. Daneben treten häufig auch mächtige Rhyolithfolgen auf (z. B. zentrale Anden, KLERKS et al. 1977, RITTMANN & VILLARI 1979), die im Volumen ähnlich stark wie die Andesite vertreten sein können (FRANCIS et al. 1976). Basalte treten generell stark zurück. Für das Untersuchungsgebiet der Steirischen Grauwackenzone besteht eine gewisse Ähnlichkeit mit Vulkanitassoziationen der Anden, obwohl anstelle der nur untergeordnet vorhandenen Andesite eine zweigipfelige Verteilung im sauren Bereich auftritt. Auf weitere Ähnlichkeiten mit der Rhyolithformation der Anden wurde bereits hingewiesen. In den Anden wird der hohe Anteil von Rhyolithen mit der Beteiligung alter kontinentaler Kruste erklärt, die durch Aufheißungsvorgänge im Hinterland einer Subduktionszone anatektisch aufschmilzt (ZEIL & PICHLER 1967, PICHLER & ZEIL 1971). Als Gegenmodell sind Prozesse fraktionierter Kristallisationsdifferentiation in Diskussion (THORPE & FRANCIS 1979). Analog zu den „marginal basins“ der Inselbögen werden auch an Kontinentalrändern Dehnungsstrukturen beobachtet. Als känozoisches Beispiel ist der kalifornische Protogolf verwendbar. Die Dehnungsstrukturen liegen parallel zu den Trogachsen. Vor der Riffbildung war intensiver Ignimbritvulkanismus zu beobachten (KARIG 1972). Damit sind Analogien zu den Verhältnissen in der NGZ vorhanden.

8.2.6 Vergleich mit Vulkaniten anorogener anatektischer Kontinentbereiche

Den mobilistischen Modellen aktiver Kontinentalränder sind die nach dem fixistischen Modell zu erklärenden Vulkanprovinzen innerhalb kratonisierter Kontinentkruste gegenüberzustellen. Generell werden Ignimbrite häufig in peneplainisierten kontinentalen Regionen beobachtet und gelten als sicherer Indikator für diese tektonische Situation (VAN BEMMELEN 1963). Die Verteilung der Porphyroide im STRECKEISEN-Diagramm läßt sich am besten mit Trends anorogener anatektischer Magmen in Einklang bringen (RITTMANN 1962, Abb. 99). Sobald größere Volumina an Ignimbriten auftreten, wird allgemein die Beteiligung kontinentaler Kruste an der Schmelzbildung als erwiesen betrachtet (vgl. Kap. 9.1, MCBIRNEY 1969, COULON et al. 1978). Nicht erklärbar ist mit diesem Modell der im Ostalpenraum über lange Zeiträume kontinuierlich anhaltende basische Vulkanismus (Ordovizium bis Karbon), der in marinen Beckenlagen auftritt (Wildschönauer Schieferserie, Quarzphyllitgebiete u. ä.). Die Zufuhr der für die anatektischen Schmelzbildung nötigen thermischen Energie ließe sich mit der Annahme eines „hot spots“ unter kontinentaler Kruste erklären, zumal auch epirogenetische Aufwölbungen in dieses Modell einzubeziehen sind (vgl. CROUGH 1979).

8.2.7 Vergleich mit dem Modell intrakontinentaler Subfluenz (A-Subduktion)

Das Subfluenz- und Delaminationsmodell (BEHR 1978, BIRD 1978) geht davon aus, daß durch Abscherungsvorgänge an der Lithosphären-Astenosphären-Grenze heißes Mantelmaterial aufsteigt, das etwa die Geometrie einer Spaltenintrusion einnehmen kann. Dabei wird die Kruste breitflächig aufgeheizt, ohne daß sich an der Oberfläche Ozeanböden, Tiefseeergräben und anderes Inventar echter Subduktionszonen bilden muß. Durch strömungsbedingte Dehnungserscheinungen und „Reibungskopplung“ zwischen Mantel und Kruste kommt es aber zur Ausbildung eines „mobile belts“ und synsedimentärer Tektonik. An den Bruchlinien können anatektisch mobilisierte granitische Schmelzen aufsteigen und sich rhyolithische Vulkane bilden. Dieses Modell kann die in Mittel- und Südeuropa weitverbreiteten und durch Orthogneisalter von 450 – 410 Mio. J. mehrfach datierten thermischen Ereignisse erklären („Kaledonisches Ereignis“, K. SCHMIDT 1977). Damit wäre auch die Frage beantwortet, warum das sedimentäre Stockwerk trotz deutlich merkbarer thermischer Aktivität in relativer Ruhe verharrt. Dieses Modell würde auch zwanglos den Porphyroidvulkanismus als Oberflächenäquivalent anatektisch mobilisierter Granitoiden erklären, wie es allgemein gefordert wird (K. SCHMIDT 1976, BÖGEL et al. 1979, PECCERILLO et al. 1979). Damit wird ein enger genetischer Zusammenhang zwischen Porphyroiden, kaledonischen Orthogneisen und kaledonischer Metamorphose hergestellt (GRAUERT 1969, SATIR 1975, PURTSCHELLER & SASSI 1975). Der basaltische Vulkanismus könnte als eigenständig aufschmelzender Magmentyp einbezogen werden.

8.2.8 Wertung der Modelle

Nach den bisher vorhandenen Daten sind mehrere Modelle für die geotektonische Entwicklung des Altpaläozoikums heranzuziehen. Die altpaläozoische Vulkanitassoziaton ist sicher nicht mit einfachen plattentektonischen Provinzen der Gegenwart in Einklang zu bringen. Neben den sauren Vulkaniten spielen bei der Beurteilung der Modelle auch die basischen Vulkanite eine entsprechende Rolle. Die Informationen hierüber sind noch zu lückenhaft, um für eine umfassende Synthese Verwendung finden zu können. Die Verhältnisse der Kitzbüheler Grauwackenzone sind am ehesten mit denen von Dehnungszonen über einem aufsteigenden Manteldiapir vereinbar. Für den gesamten Ostalpenraum wäre eine modifizierte Kontinentalrandlage in Form eines breiten, auf sich dehnender kontinentaler Kruste entstehenden „marginal basin“ denkbar (HÖLL 1976, K. SCHMIDT 1976). Das Modell der intrakontinentalen Subduktion und Krustendelamination läßt sich ebenfalls ohne Probleme auf den Gesamttraum anwenden. Vertikaltektonischen Modellen kommt im Präkambrium und möglicherweise auch noch im Altpaläozoikum eine besondere Bedeutung zu (KREBS & WACHENDORF 1973, KRÖNER 1979). Die Problematik der Übertragbarkeit plattentektonischer Modelle auf das Altpaläozoikum wurde mehrfach diskutiert (LOESCHKE 1977). Dazu kommt, daß auch bei rezenten Vulkaniten unterschiedliche petrologische Theorien für die Schmelzbildung vertreten werden. Gerade granitische Schmelzen sind hier schwer einzuordnen. Experimentelle Daten zeigen, daß die Bildung granitischer Magmen durch Aufschmelzung von Mantelmaterial, Basalt, intermediären Gesteinen, granitischer Kruste und von Sedimenten bei unterschiedlichem pH_2O und Gesamtdruck möglich ist (ALLEGRE et al. 1978). Eine Zusammenfassung der Probleme bei der Verwendung von geochemischen Daten für plattentektonische Interpretation wird von GREEN (1980) gegeben: Hierbei wird deutlich, daß zwischen einem „reifen Inselbogen“,

einem aktiven Kontinentalrand oder intrakontinentaler Anatexis nicht allein mit Hilfe geochemischer Parameter aus sauren Vulkaniten unterschieden werden kann. Ähnliche Probleme bestehen bei der Interpretation des DALY-gaps: Von den meisten Autoren wurde bisher das Fehlen von Andesiten oder hohe Rhyolithanteile als Beleg für anatektische Aufschmelzung kontinentaler Kruste gedeutet (PICHLER & KUSSMAUL 1972, KELLER et al. 1973, BESENECKER & PICHLER 1974). Von anderen Autoren wird die Meinung vertreten, daß sich durch die Mechanismen bei der Entleerung von Magmenkammern an der Oberfläche ein DALY-gap auch bei Kristallisationsdifferentiation aus Mantelmaterial bilden kann (WEAVER et al. 1972).

Vor diesem Hintergrund wird verständlich, warum aufgrund des Magmenchemismus abgeleitete plattentektonische Modelle für das Ordovizium der Ostalpen zu sehr unterschiedlichen Thesen führen und lediglich den Charakter unbeweisbarer Arbeitshypothesen haben können (MOSTLER 1971, HÖLL & MAUCHER 1976, LOESCHKE 1977).

Außerdem ist bei der Diskussion der Modelle auch die Zeitkomponente zu berücksichtigen. Eine Ausdünnung der Kruste etwa in der Weise, wie sie jüngst von LE PICHON (1980) anhand der Entwicklung der Biscaya demonstriert wurde, kann von einer Phase der Kompression und Subduktion gefolgt werden. Generell werden für SW-Europa mehrfach aufeinanderfolgende Kompressions- und Dehnungsphasen rekonstruiert (DEWEY 1980). Ein Vergleich mit der Entwicklung des Protoatlantik und des Appalachenorogens (BIRD & DEWEY 1970) legt die Vermutung nahe, daß auch im alpinen Raum im Ordovizium eine Umstellung des großtektonischen Spannungsfeldes von Dehnungstendenz seit dem Proterozoikum zu kompressiver Tendenz stattgefunden haben könnte. Die Eruption der Porphyroide wäre dann möglicherweise als Zeitmarke für die Umstellung des Spannungsmusters zu verwenden. Eine überraschende Bestätigung der Hinweise, daß zur Zeit der Platznahme der Porphyroide noch Dehnungstektonik vorherrschte, findet sich in der Tatsache, daß an die Porphyroide keine Porphyry-Copper-Lagerstätten gebunden sind. Die kürzlich von UYEDA (1980) auf einen einfachen Nenner gebrachte Verbindung zwischen Plattentektonik und metallogenetischen Zonen scheint anzuzeigen, daß Dehnungstektonik, bimodaler Vulkanismus und submarine Sulfiderze einerseits, Kompression, Kalkaligesteine und Porphyry-Copper-Erze andererseits zusammengehören.

Nach den bisher vorliegenden Daten ist daher wohl für die Interpretation des altpaläozoischen Vulkanismus eher Dehnungstektonik als Subduktion anzunehmen.

8.3 Überlegungen zur Paläogeographie des Ablagerungsraumes

8.3.1 Paläogeographische Beziehungen zwischen den Untersuchungsbereichen

Unterschiedliche altpaläozoische Ablagerungsräume sind durch variszische und alpidische Deckentektonik aus ihrem ursprünglichen Verband getrennt und geometrisch neu angeordnet worden. Zur Erkenntnis, daß die unterschiedlich interpretierbaren Porphyroidtypen nicht statistisch verteilt sind, sondern ihre Verbreitung durch den tektonischen Schuppenbau kontrolliert wird, kommt man erst nach Anwendung einer über die Unterscheidung von 9 Untersuchungsbereichen hinausgehenden Feingliederung. Der Porphyroidvulkanismus hatte entscheidende Auswirkungen auf die fazielle Entwicklung des Paläozoikums. Insbesondere ist ein kausaler Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit der

Porphyroide und der Art der Sedimentation im Silur festzustellen. Erst im Unterdevon gleichen sich die Faziesräume wieder an (vgl. Kap. 2 und SCHÖNLAUB 1979). Kristallreiche und bimsführende Ignimbrite großer Mächtigkeit werden generell transgressiv von mächtigen Karbonatfolgen überdeckt. Als Transgressionssedimente sind lokal geringmächtige, grob- bis feinkörnige Klastika erhalten. Die Schichtlücke hat je nach Profil unterschiedlichen Umfang und kann das gesamte Silur betreffen. Demgegenüber bleibt im Falle geringmächtiger Porphyroidlagen die feinklastische, marine Sedimentation erhalten (Ratschengraben, Finstergraben, Quarzphyllite). In diesem Falle treten im Silur Kieselschiefer und Grüngesteinsfolgen auf. Erst ab dem obersten Silur setzt ebenfalls Karbonatsedimentation ein (vgl. Abb. 2).

Aufgrund biostratigraphischer und sedimentologischer Überlegungen wurden die Dekenschübe zweier Gebirgsbildungen versuchsweise rückgeformt, um die paläogeographische Anordnung der Ablagerungsräume im Altpaläozoikum zu rekonstruieren (SCHÖNLAUB 1979). Trägt man in diesen „Geocartoon“ die vulkanologisch-geochemischen Ergebnisse ein, lassen sich folgende Gesetzmäßigkeiten ablesen (Abb. 28): Die mächtigen Porphyroide der NGZ, sowohl des kristallreichen als auch des bimsreichen Typs, kommen gemeinsam mit den Porphyroiden der Karnischen Alpen im sog. „mobilen Außenschelf“ zu liegen. Sie sind damit auch den sauren Vulkaniten des Seeberg-Gebietes der Karawanken benachbart. Durch diese Anordnung erklären sich die geochemischen Ähnlichkeiten zwischen der Steirischen Grauwackenzone und den Karnischen Alpen.

Die ostalpinen Quarzphyllitgebiete werden nördlich im klastischen Innenschelf angeordnet. Der transportierte saure Vulkanismus wäre damit von Süden in den Trogbereich eingeschüttet worden. Einzelne Teilschuppen, z. B. die südliche Schuppe der Steirischen Grauwackenzone (Ratschengrabenporphyroid) vermitteln in ihrer Stellung zwischen Quarzphyllitgebieten und Grauwackenzone, wodurch die Ähnlichkeiten in der Ausbildung der Porphyroide eine Erklärung finden. Bei Modifikation des Cartoons lassen sich die südalpinen Quarzphyllite und der Marteller Quarzphyllit mit in das Schema einbeziehen und könnten möglicherweise als westliche Fortsetzung der NGZ und der Landecker Quarzphyllite angesehen werden. Die dem proterozoisch bzw. unterkambrisch konsolidierten Kontinent der Böhmisches Masse am nächsten liegenden Quarzphyllitgebiete sind am weitesten vom oberordovizischen Vulkanbogen entfernt und enthalten entsprechend nur geringmächtige Porphyroidlagen (Innsbrucker und Radstädter Quarzphyllit). Je nachdem, welches tektonische Modell man für den Ablagerungsraum annimmt, befinden sich die Porphyroide der NGZ entweder noch am Südrand der Europäischen Plattform oder aber bereits auf dem epikontinentalen Sockel des Gondwanalandes. Hierbei spielt die Breite der Prototethys eine entscheidende Rolle (K. SCHMIDT 1977). Aus dem afrikanischen Kontinent sind langandauernde anorogene Phasen mit Granitintrusionen und Ignimbriteffusionen bekannt (z. B. Hoggar, BERTRAND et al. 1978), so daß dieses Modell für die Interpretation der Porphyroide Bedeutung gewinnt.

8.3.2 Großtektonischer Rahmen

Oberordovizische Porphyroide sind nicht nur aus den Ost- und Südalpen bekannt. Man findet sie in nahezu allen altpaläozoischen Schichtfolgen Süd- und Westeuropas, so in Sardinien, Spanien, Marokko, im Armorikanischen Massiv und in der Montagne Noire. Selbst wenn man berücksichtigt, daß durch mehrfache Deckentektonik, Rotationen und Wanderbewegungen von Mikrokontinenten das ursprüngliche Bild fast beliebig verstellt werden

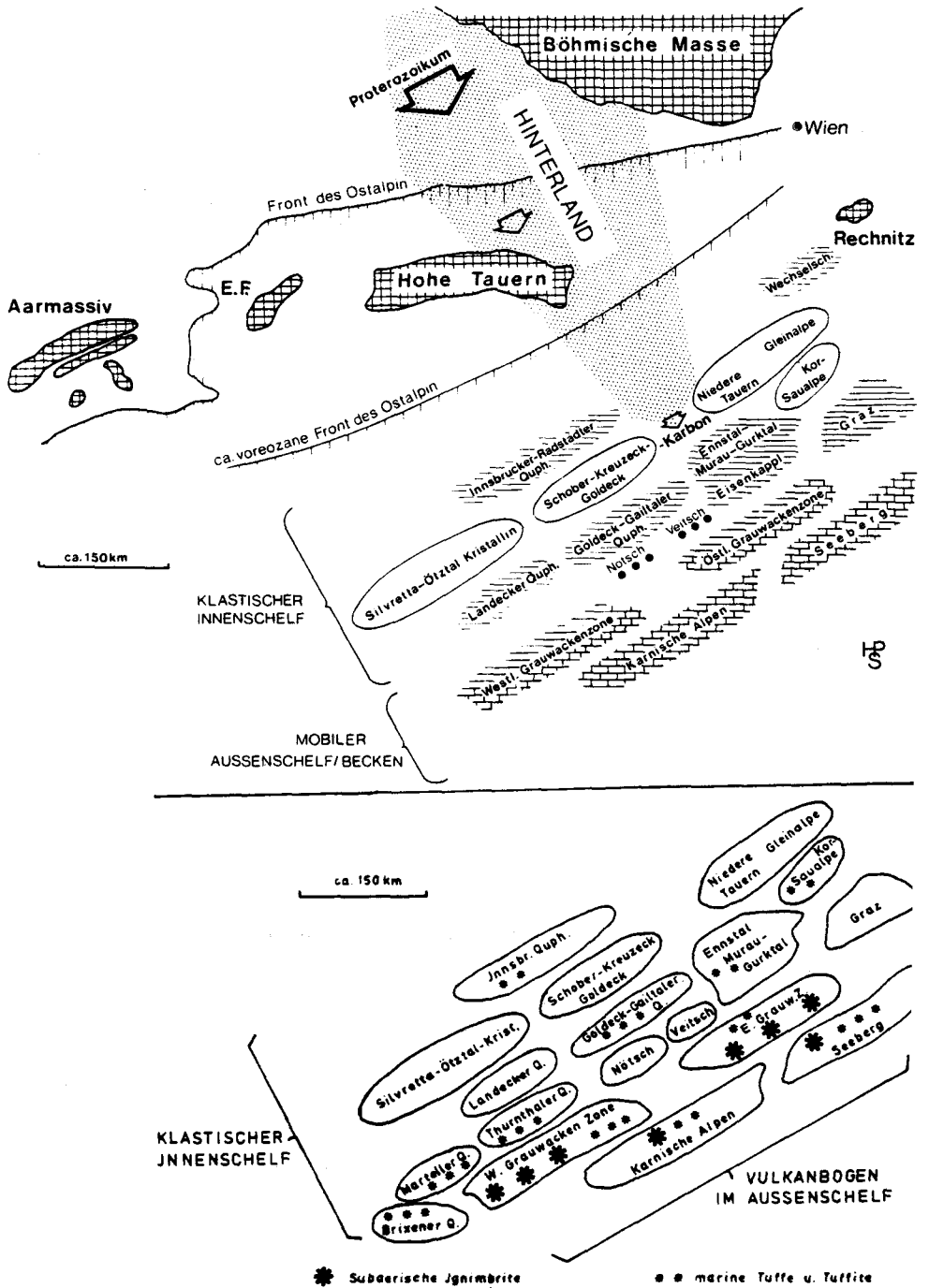


Abb. 28: „Geo-cartoon“ der Paläogeographie altpaläozoischer Ablagerungsräume der Alpen nach SCHÖNLAUB (1979) im Vergleich zu vulkanologischen Ergebnissen.

konnte (vgl. FRISCH 1980), fällt es sehr schwer, alle Porphyroidvorkommen mit einer geometrisch einfachen Großstruktur, etwa eines Randbeckens hinter einer flach abtauchenden Subduktionszone, in Zusammenhang zu bringen. Auch der Zusammenhang mit der Südfortsetzung der kaledonischen Geosynklinale ist unklar, insbesondere nach Berücksichtigung der neuen Ergebnisse von KREBS (1978). Am ehesten lassen sich die verschiedenen tektonischen Modelle für den Südwestrand der Europäischen Plattform mit Verhältnissen vergleichen, wie sie seit der alpidischen Gebirgsbildung im mediterranen Raum herrschen. Ein kompliziertes Schollenmosaik mit vielfältig miteinander reagierenden kontinentalen und ozeanischen Mikroplatten würde das zur Erklärung aller Phänomene nötige plattentektonische Inventar liefern. Einfachere plattentektonische Modelle sind daher immer nur für Teilräume und Teile der Phänomene anwendbar.

Eine atlantisch-mediterrane triple-junction, in deren Einflußbereich das Mittel- und Südwesteuropäische Schollenmosaik lag, liefert eine gute Erklärung für die dokumentierbare thermische Aufheizung des Raumes (K. SCHMIDT 1977). Damit reduziert sich das Problem auf die Frage, wie weit die einzelnen Kontinentsplitter der präkambrischen Plattform durch ozeanische Kruste getrennt waren und welcher Teil der Entwicklung auf kontinentaler Kruste ablief.

Dank

Die vorliegende Arbeit enthält wesentliche Teile meiner Dissertation, die ich am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München anfertigen konnte. Für die Übertragung des Themas, das rege Interesse am Fortgang der Arbeit und wertvolle Ratschläge danke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. K. SCHMIDT sehr herzlich. Besonderer Dank gilt auch Herrn Priv.-Doz. Dr. H. P. SCHÖNLAUB für seine freundliche Geländebetreuung und Einführung in die Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums. Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER danke ich für wertvolle Hinweise zur Geologie des Kitzbüheler Raumes. Die finanzielle Grundlage der Arbeit bildete eine Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Literatur

- AHRENS, L. H.: Element distributions in specific igneous rocks – VIII – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**, 109–122, London 1966.
- ALLEGRE, C. J. & HART, S. R. (ed.): *Trace Elements in Igneous Petrology*. – 272 S., New York (Elsevier) 1978.
- ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. – *Jb. Geol. Reichsanst.*, **68**, 29–62, Wien 1918.
- ANGEL, F., HANSELMAYER, J. & LASKOVIC, F.: Drei Sonderfälle aus der Porphyroidmasse des Laming-Tales bei Bruck/Mur, Obersteiermark. – *Min. Mitt. Bl. Joanneum*, **1/2**, Graz 1966.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148/1**, 50–137, Stuttgart 1975.
- ANGERER, H., HADITSCH, J. G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H.: Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **6**, 1–57, Innsbruck 1976.
- ARMSTRONG, R. L.: A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. – *Rev. Geophys. Space Physics*, **6**, 175–199, Washington 1968.
- AYRANCI, B. & WEIBEL, M.: Zum Chemismus der Ignimbrite des Erciyes-Vulkans (Zentral-Anatolien). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **53**, 49–60, 1973.
- BAKER, B., MOHR, P. & WILLIAMS, L.: Geology of the eastern rift system of Africa. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **136**, 67 S., 1972.
- BAKER, P. E., BUCKLEY, F. & HOLLAND, J. G.: Petrology and Geochemistry of Easter Island. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**, 85–100, 1974.

- BAUER, K. F., LOACKER, H. & MOSTLER, H.: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Veröff. Univ. Innsbruck, **13**, Alpenkundl. Stud. **6**, Innsbruck 1969.
- BECKER, L. P.: Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Stmk) mit seiner Position zur nordöstlichen Saualpe (Kärnten). – Carinthia II, **167/87**, 113–125, Klagenfurt 1977.
- BEHR, H. J.: Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. – Z. dt. geol. Ges., **129**, 283–318, Hannover 1978.
- BERAN, A.: Die Kluftankerite des Steirischen Erzberges und ihre mögliche Verwendung als Geothermometer. – Min. Deposita, **12**, 90–95, 1977.
- BERNOTAT, W. H.: Chemical classification of igneous rocks and igneous rock associations by means of discriminant and cluster analysis. – T. M. P. Mitt., **17**, 161–188, 1972.
- BERTRAND, J. M. L. & CABY, R.: Geodynamic Evolution of the Pan-African Orogenic Belt. – Geol. Rdsch., **67/2**, 357–385, Stuttgart 1978.
- BESENECKER, H. & PICHLER, H.: Die jungen Vulkanite der Insel Chios (östliche Ägäis, Griechenland). – Geol. Jb., **D9**, 41–65, 1974.
- BIRD, J. & DEWEY, J.: Lithosphere plate – continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. – Geol. Soc. Amer. Bull., **81**, 1030–1060, 1970.
- BIRD, P.: Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. – Journ. Geophys. Research, **83/B10**, 4975–4987, 1978.
- BISCHOFF, L., LENZ, H., MÜLLER, P. & SCHMIDT, K.: Geochemische und geochronologische Untersuchungen an Metavulkaniten und Orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **155/3**, 275–299, Stuttgart 1978.
- BISCHOFF, L., SCHÄFER, G., SCHMIDT, K. & WALTER, R.: Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **28**, 1–27, Münster 1973.
- BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F. P., SATIR, M. & SCHMIDT, K.: The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps. Report on a Meeting. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159/1**, 87–112, Stuttgart 1979.
- BÖHM, G. P.: Geochemisch-petrographische Untersuchungen an Augengneisen des Südtiroler Altkristallins. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 74 S., München 1980.
- BOWMAN, H. R., ASARD, F. & PERLMAN, I.: On the uniformity of composition in obsidians and evidence for magmatic mixing. – J. Geol., **81/3**, 312–327, 1973.
- BOYER, C.: Study of a few paleozoic Ignimbrites in the Armorican Massif and in the Central Massif, France. – Bull. Volcanol., **36/1**, 46–82, 1973.
- BRACK, W.: Geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Altkristallins in der Schobergruppe, Österreich. – Unveröff. Diss. Univ. München, 97 S., München 1977.
- BRAUN, A. F.: Pyroklastika im Interandinen Längstal von Ecuador. – Ein Beitrag zur Systematik der Pyroklastika. – Unveröff. Diss. Univ. Tübingen, 135 S., Stuttgart 1977.
- BRISSET, F., COCHEME, J. J., VELLUTIMI, P. & VINCENT, P. M.: Le complexe de scandola, nouvelle structure volcanique de Corse. – Reun. Annu. Sci. Terre. Res., **2**, 84, Nancy 1974.
- BROWN, G. M., HOLLAND, J. G. et al.: Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. – Geochim. Cosmochim. Acta, **41/6**, 785–801, 1977.
- BURKE, K. & DEWEY, J. F.: Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. – J. Geol., **81**, 406–433, 1973.
- BURRI, C., PARKER, R. L. & WENK, E.: Die optische Orientierung der Plagioklase. – 334 S., Basel (Birkhäuser Verlag) 1967.
- CARMICHAEL, I.: The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. – J. Petrol., **5**, 435–460, 1964.
- CARMICHAEL, I., TURNER, F. & VERHOOGEN, J.: Igneous Petrology. – Mc Graw Hill, 739 S., New York 1974.
- CHAPIN, C. E. & ELSTON, W. E.: Ash-flow Tuffs. – Geol. Surv. Amer. Spec. Paper, **180**, 212 S., 1979.
- CHAYES, F.: Petrographic Modal Analysis. – New York (Wiley) 1956.

- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Vortragskurzfassung Arbeitstagung „Tiefbau der Ostalpen“, Salzburg 1979.
- CONDIE, K. C.: Plate Tectonics and Crustal Evolutions. – 288 S., New York 1976.
- COOK, E. F., ed.: Tufflavas and Ignimbrites (s survey of Soviet studies). – 212 S., London 1966.
- CORNELIUS, H. P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, 1: 75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien 1936.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenstrand bis zum Aflenz-er Becken. – Mitt. geol. Ges., **42/43**, 1–234, Wien 1952.
- COULON, C. & DOSTAL, J.: Petrology and geochemistry of the ignimbrites and associated lava domes from NW-Sardinia. – Contrib. Mineral. Petrol., **68/1**, 89–98, 1978.
- CROUGH, S. T.: Hotspot Epeirogeny. – Tectonophysics, **61**, 321–333, Amsterdam 1979.
- DALY, R. A.: Igneous rocks and the depths of the Earth. – 598 S., New York (Mc Graw Hill) 1933.
- DANILOVICH, L. G.: Geochemistry of trace elements in acid volcanic rocks of the Ukraina Carpathians. – Geol. Zbor. Csk., **29/2**, 241–252, 1978.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. österr. geol. Ges., **69**, 77–88, Wien 1978.
- DEN TEX, E.: Le socle poly-cyclique et son role dans l'évolution de la chaîne varisque en galice (Espagne du N. W.). – In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. – Coll. intern. CNRS, Rennes, **243**, 441–451, 1977.
- DEUTSCH, A.: Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten, Österr.). – Jb. Geol. B.-A. Wien, **120/2**, 231–294, Wien 1977.
- DEWEY, J. F.: Collisional Zones. – Berliner Geowiss. Abh., **A19**, 35, Berlin 1980.
- D'NIONS, R. K. & GROENVOLD, K.: Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland: Sr-Isotopes and rare-earth elements in late and postglacial volcanics. – Earth Planet. Sci. Lett., **19/4**, 397–409, 1973.
- DUPUY, C.: Coefficients de partage du Strontium entre phases leucocrates des ignimbrites de Toscane (Italie). – Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., **95/3**, 322–329, 1972.
- DUPUY, C. & ALLEGRE, C. J.: Fractionement K/Rb dans les suites ignimbrites de Toscana. Un exemple de rejuvenation crustal. – Geochim. Cosmochim. Acta, **36**, 437–458, 1972.
- EBERHARDT, N. & MOSTLER, H.: Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone, Tirol). – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Wien 1966.
- EKREN, E. B. & BYERS, F. M. jr.: Ash-flow fissure vent in West-Central Nevada. – Geology, **4/4**, 247–251, 1976.
- EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H.: Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomites (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Festschr. d. Geol. Inst. Univ. Innsbruck, Innsbruck 1971.
- FELLERER, R.: Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen zwischen Passo Cereda und Forcella Aurine (Südliche Palagruppe, Norditalien). – Unveröff. Diss. Univ. München, 73 S., München 1968.
- FERRARA, G. & TREULIN, M.: Petrological implications of trace element and Sr-Isotope distributions in basalt-pantellerite series. – Bull. Volcanol. Ital., **38/3**, 548–574, 1974.
- FISHER, R. V.: Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull. **72**, 1409–1414, 1961.
- FISHER, R. V.: Mechanism of deposition from pyroclastic flows. – Amer. J. Sci. **264**, 350–363, 1966.
- FISKE, R. S. & MATSUDA, T.: Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. – Amer. J. Sci., **262**, 76–106, 1964.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneckporphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 368–378, Stuttgart 1964.
- FLAJS, G.: Ergänzende Bemerkungen zur Alterseinstufung des Blasseneck Porphyroids bei Eisenerz. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 127–132, Wien 1967.
- FLAJS, G.: Aufnahmebericht 1973 auf den Blättern 100 (Hieflau) und 101 (Eisenerz). – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1974/4**, A35–A37, Wien 1974.

- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A. **1973**, 245–254, Wien 1973.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976/2**, 257–303, Wien 1976.
- FLICK, H.: Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. – Clausthaler Geol. Abh., **26**, 231 S., Clausthal 1977.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 187–198, Wien 1972.
- FOULLON, H.: Über die Grauwacke von Eisenerz. Der „Blasseneckeneis“. – Verh. Geol. B.-A., **1886**, 83–88, Wien 1886.
- FOUQUÉ, F.: Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. – Bull. Soc. franc. Minéral., **XVII**, 283–610, Paris 1894.
- FRANCIS, P.: Volcanoes. – 367 S., Harmondsworth (Penguin), 1976.
- FRANCIS, P. W., ROOBOL, M. J., WALKER, G. P. L., COBBOLD, P. R. & COWARD, M.: The San Pedro and San Pablo Volcanoes of Northern Chile and their hot avalanche deposits. – Geol. Rdsch., **63/1**, 357–388, 1974.
- FRANCIS, P. W. & RUNDLE, C. C.: Rates of production of the main magma types in the Central Andes. – Geol. Soc. Amer. Bull., **87/3**, 474–480, 1976.
- FRANGIPANE, M.: Multivariate statistical analysis of some recent volcanics from the Central Andes of Southern Peru. – Geol. Rdsch., **67/3**, 953–959, Stuttgart 1978.
- FRASL, G.: Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **2**, 23–26, Wien 1953.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A. Wien, **101**, 323–472, Wien 1958.
- FRISCH, W.: Plate motions in the orogen of the alps and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. – Berliner Geowiss. Abh., **A19**, 51–52, Berlin 1980.
- FRITSCH, W.: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit/Glan in Kärnten (Österreich). – Geologie, **10**, 67–80, Berlin 1961.
- FRITSCH, W.: Über eine keratophyrische Pillow-Lava (Kissenlava) bei St. Veit/Glan in Kärnten (Österreich). – Carinthia II, **71/151**, 51–52, Klagenfurt 1961.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. – 784 S., Stuttgart 1977.
- GERASIMOVSKIY, V. I., Gerasimovskij, V. I., NESMEYANOVA, L. I., KAKHANA, M. M. & KHAZIZOVA, V. D.: Trends in the Zr and Hf distributions for lavas of the East African rift zones. – Geochem. International., **9/6**, 1078–1086, 1972.
- GIBSON, I. L.: A review of the geology, petrology and geochemistry of the volcano Fantale. – Bull. Volcanol., **38/3**, 791–802, 1974.
- GOTTINI, V.: Nuovo metodo di calcolo petrochimico per distinguere i magmi anatettici crostali da quelli provenienti dal mantello superiore. – Boll. Acc. Gioenia Catania, **4**, 608–617, 1969.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta Kristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Diss. Univ. Bern, 166 S., München 1969.
- GREEN, T. H.: Island arc and continent-building magmatism – a review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. – Tectonophysics, **63**, 367–385, Amsterdam 1980.
- GROOME, D. R., HALL, A., KING'SCOLL & LONDON, W. C.: The geochemistry of the Devonian lavas of the Northern Lorne Plateau, Scotland. – Mineral. Mag., **39/306**, 621–640, 1974.
- GUNN, B. M. & ROOBOL, M. J.: Metasomatic alteration of the predominantly island arc igneous suite of the Limestone Caribbees (E Caribbean). – Geol. Rdsch. **65/3**, 1078–1108, Stuttgart 1976.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – Mitt. Abt. Bergbau Landesmus Joanneum, **2**, 1–32, Graz 1935.
- HAJEK, H.: Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. – Arch. f. Lagerstättenforsch. i. d. Ostalpen, **4**, 3–35, Leoben 1966.

- HAMMER, W.: Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel – Zell am See der Geologischen Spezialkarte 1 : 75.000. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1937.
- HAMMER, W.: Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaus und der Kitzbüheler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1938**, 171–181, Wien 1938.
- HANSELMAYER, J.: Porphyroidische Serizitschiefer vom Mandlkogel. – Mitt. naturwiss. Verein Stmk., **91**, 37–48, Graz 1961.
- HANSELMAYER, J.: Der Porphyroid vom Füllerkreuz bei Vordernberg, Obersteirische Grauwackenzone. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **175**, 91–105, Wien 1966.
- HAVLICEK, V.: Stratigraphy of the Cambrian of Central Bohemia. – Sborn. Geol. Ved., **20**, 1971, 7–52, Prag 1971.
- HEINISCH, H.: Geologische Untersuchungen im Thurmtaler Quarzphyllit und im ostalpinen Altkristallin (Oberes Pustertal, Südtirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 161 S., München 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., **65/2**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HEISSEL, W.: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft A, Wien 1951.
- HENTSCHEL, H.: Die Bildung der Bimsstein-Tuffe und das Problem der Ignimbrite. – Bull. Volc., **25**, 291–313, 1963.
- HERITSCH, F.: Geologische Studien in der „Grauwackenzone“ der nordöstlichen Alpen. I. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Hohentauern. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **116**, 1717–1738, Wien 1907.
- HERITSCH, H. & TEICH, T.: Zur Genese des Augengneisuzuges von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **1975/9**, 115–119, 1975.
- HIESSELEITNER, G.: Zur Geologie der Erz-führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. – Jb. Geol. B.-A. Wien, **81**, 49–80, Wien 1931.
- HIESSELEITNER, G.: Zur Geologie der Erz-führenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. – Jb. Geol. B.-A. Wien, **85**, Wien 1935.
- HÖCK, V. & SCHRAMM, J. M.: Zur Metamorphose eines N-S-Profiles von den Nördlichen Kalkalpen (Salzburg) bis in den zentralen Teil der Hohen Tauern (Großglocknergebiet). – Int. Sympos. „Geodynamik der Ostalpen“ München/Salzburg, (als Manuskript vervielfältigt), 1975.
- HÖLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**, 201–224, Stuttgart 1970.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Abh. Bayer. Akad., math.-nat. Kl., neue Folge, **157 A/B**, 114 S., München 1975.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: WOLF, K. H. (ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, 1–36, Amsterdam 1976.
- HÖRMANN, P. K., PICHLER, H. & ZEIL, W.: New Data on the Young Volcanism in the Puna of NW-Argentina. – Geol. Rdsch., **62**, 397–418, Stuttgart 1973.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J. M.: Metamorphose im Innsbrucker Quarzphyllit, im Patscherkofelkristallin, in der Grauwackenzone und in der Nördlichen Grauwackenzone – Überblick – Arbeitstagung „Tiefbau der Ostalpen“, als Manuskript vervielfältigt, Salzburg 1979.
- HRADIL, G.: Notizen über einige Eruptivgesteine aus der Kitzbüheler Grauwackenzone. – Verh. Geol. Staatsanstalt, Wien 1923-24.
- HUGHES, C. H.: Spilites, Keratophyres and the igneous spectrum. – Geol. Mag., **109/6**, 513–527, Cambridge 1972.
- HURLER, H.: Geochemie und Petrographie der Metakeratophyre in der südlichen Saualpe (Kärnten/Österreich). – Diss. Univ. Tübingen, 68 S., Tübingen 1972.
- HYNDMAN, D. W.: Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. – 534 S., New York 1972.
- ILLIES, J. H. & FUCHS, K.: Approaches to Taphrogenesis. – 460 S., Stuttgart 1974.
- INNOCENTI, F., MAZZUOLI, R., PASQUARE, G., RADICATI, di, BROZOLO, F. & VILLARI, L.: The neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia: Geochronological data on Kayseri-Nigde area. – Geol. Mag. **112/4**, 349–360, 1975.
- JÄGER, H. & SCHÖNLAUB, H. P.: Das Ordoviz/Silur-Profil im Nöbling-Graben (Karnische Alpen, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 349–359, Wien 1977.

- JUX, U. & MANZE, U.: Glazialeustatisch gesteuerte Sedimentationsabläufe auf dem kaledonischen Schelf (Mittelschweden) an der Wende Ordovizium-Silur. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979**, 155–180, Stuttgart 1979.
- KALSBECK, F.: Note on the reliability of point counter analyses. – N. Jb. Mineral. Mh., **1969**, 1–6, Stuttgart 1969.
- KARIG, D. E.: Volcano-Tectonic rifts and an example: the protogulf of California. – Geol. Soc. Abstr. Programs U. S. A., **4/7**, 558, 1972.
- KEAN, B. & STRONG, D.: Geochemical evolution of an Ordovician island arc of the central Newfoundland Appalachians. – Amer. J. Sci. **275**, 97–118, 1975.
- KELLER, J., & VILLARI, L.: Rhyolitic Ignimbrites in the region of Afyon (Central Anatolia). – Bull. Volcanol., **36/2**, 342–358, 1973.
- KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh., **1975/1**, 11–44, Clausthal 1975.
- KLERKS, J., DEUTSCH, S., PICHLER, H. & ZEIL, W.: Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes. – J. Volcanol. and Geothermal Res., **2**, 49–71, Amsterdam 1977.
- KOLMER, H.: Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 31–43, Graz 1978.
- KOPTEV-DVORNIKOV, V. S. & YEFREMOVA, S. V.: Present State of Nomenclature and Classification of Igneous Rocks, Magmatism, Crystalline Rock Formations and the Depths of the Earth. – Ch. II, „Nauka“, Moskau 1972.
- KREBS, W.: Die Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa. – Z. dt. geol. Ges., **129**, 403–422, Hannover 1978.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H.: Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. – Geol. Soc. Amer. Bull. **84**, 2611–2630, 1973.
- KRÖNER, A.: Pan African plate tectonics and its repercussions on the crust of northeast Africa. – Geol. Rdsch. **68/2**, 565–583, Stuttgart 1979.
- KRÖNER, A.: Precambrian Crustal evolution in the light of Plate Tectonics and the Unifac Theory. – Geologie en Mijnbouw, **58**, 231–240, 1979.
- KUNO, H., ISHIKAWA, T., KATSUI, Y., YAGI, K., YAMASAKI, M. & TANEDA, S.: Sorting of Pumice and Lithic Fragments as a Key to Eruptive and Emplacement Mechanism. – Japan. Journ. Geol. Geogr., **35**, 223–238, 1964.
- LAVENU, A.: Failles verticales a stries verticales affectant des ignimbrites plioquaternaires (Sillar) dans le sud du Perou (Arequipa). – Cah. O. R. S. T. O. M., Geol. **8/1**, 3–9, 1976.
- LeMAITRE, R. W.: Chemical variation within and between volcanic rock series, a statistical approach. – J. Petrol., **9**, 220–252, 1968.
- Le PICHON, X. & SIBUET, J.-C.: Passive Margins. – Berliner Geowiss. Abh., **A19**, 173–174, Berlin 1980.
- LIPMAN, P.: Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. – U. S. Geol. Surv. Bull. **1201-D**, 24 S., 1965.
- LOESCHKE, J.: Nature and origin of Paleozoic volcanic rocks of the Seeberg area (Karawanken/Austria). – Geol. Rdsch. **63**, 581–596, Stuttgart 1974.
- LOESCHKE, J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. – Geol. Rdsch., **64/1**, 62–74, Stuttgart 1975.
- LOESCHKE, J.: Petrochemistry of eugeosynclinal magmatic rocks of the area around Trondheim (Central Norwegian Caledonides). – N. Jb. Miner. Abh., **128**, 41–72, Stuttgart 1976.
- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dt. geol. Ges., **128**, 185–207, Hannover 1977.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus der Karawanken. – Nachr. Dt. Geol. Ges. **1970/2**, 43–49, Hannover 1970.
- LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der Altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). – Z. dt. Geol. Ges., **122**, 145–156, Hannover 1971.
- MACDONALD, G. A.: Volcanoes. – 509 S., New Jersey (Prentice Hall) 1972.

- MAHEL, M. & REICHWALDER, P.: Czechoslovak Geology and Global Tectonics. – Proceedings of the Conference, Smolenice, May 19–21, 1976, 285 S., Bratislava VEDA 1979.
- MALZER, O.: Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkamm-Gebietes bei Kitzbühel (Tirol). – Unveröff. Diss., Innsbruck 1964.
- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – 152 S., Stuttgart 1967.
- MARSHALL, P.: Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. – Transact. Royal Soc. of New Zealand, **64**, 1935.
- MARTINI, M.: Studio geochemico di vulcaniti paleozoiche dell'Alto Adige: ipotesi processi epigenetici come origine di variazioni chimiche. – R. C. Soc. Ital. Miner. Petrol., **28/2**, 447–473, 1972.
- MAUCHER, A.: Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. – Geol. Rdsch. **49**, 487–497, Stuttgart 1960.
- MAUCHER, A. & HÖLL, R.: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland (Österreich). – Mineral. Deposita, **3**, 272–285, Berlin 1968.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung – Festband Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 523–546, Innsbruck 1971.
- McBIRNEY, A.: Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts. – In: HART, P. (ed.): The earth's crust and upper mantle. – Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr., **13**, 501–507, 1969.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. f. Bodenforsch. (Jb. Geol. B.-A.) **1940**, 161–220, Wien 1940.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der Steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**, 1–84, Wien 1953.
- MEYER, W., PILGER, A., ROESLER, A. & STETS, J.: Tectonic evolution of the northern part of the main Ethiopian rift in southern Ethiopia. – Inter-Union Geodynamics Report, **1/14**, 352–362, 1975.
- MILESI, J. P. & VATIN-PERIGNON, N.: Les episodes acides (ignimbrites et retombees aeriennes) precedant les cycles andesitiques dans la vallee de L'Allagnon (Massif du Cantal). – Reun. Annu. Sci. Terre, 266, Montpellier 1975.
- MIYASHIRO, A.: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. – Amer. J. Sci., **274**, 321–355, New Haven 1974.
- MORETTI, A.: Carta Geologica d'Italie, Passo del Brennero e Bressanone, 1 : 100.000, Servizio Geologico. – 1967.
- MOSTLER, H.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der westlichen Grauwackenzone. – Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., Wien 1965.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 89–150, Wien 1968.
- MOSTLER, H.: Der Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Nachr. Deutsch. Geol. Ges., **1970**, 52–54, Hannover 1970.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festband d. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 507–522, Innsbruck 1971.
- MÜLLER, C.: Geologische Neuaufnahme des oberen Martelltales (Provinz Bozen/Italien). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 181 S., München 1979.
- MÜLLER, G.: Die magmatischen Gesteine des Harzes: Ihre petrographische und geochemische Zusammensetzung. – Clausthal Geol. Abh., **31**, 1–92, 1978.
- MURAD, E.: Note on the geochemistry of hercynian dykes and volcanics from Münstertal, Black Forest, Germany. – N. Jb. Mineral. Mh., **1975/2**, 57–70, 1975.
- NEUGEBAUER, J. & KLEINSCHMIDT, G.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoi-kum der Ostalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **122**, 113–122, Hannover 1971.
- NIE, N. H., HULL, C. H., JENKINS, J. G., STEINBRENNER, K. & BENT, D. H.: SPSS – Statistical Packages for the social sciences. – 675 S., New York 1975.
- NOKOLDS, S.: Average chemical composition of some igneous rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull. **65**, 1007–1032, 1954.

- OHNESORGE, Th.: Über Silur und Devon in den Kitzbüheler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1905**, 373–377, Wien 1905.
- OHNESORGE, Th.: Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel – Zell am See. – Verh. Geol. B.-A. **1925**, Wien 1926.
- ORVILLE, P. M.: Alkali ion exchange between vapor and feldspatphases. – Amer. J. Sci., **261**, 201–237, 1963.
- PANTO, G.: Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. – Bull. Volc., **25**, 175–181, 1963.
- PANTZ, V. I. R. v. & ATZL, A. J.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. – 347 S., Wien 1814.
- PAPEZIK, V. S.: Late precambrian Ignimbrites in eastern Newfoundland and their tectonic significance. – 24. Congr. Geol. Int., **1**, 147–152, Montreal 1972.
- PARSONS, W. H.: Criteria for the Recognition of Volcanic Breccias: Review. – Geol. Soc. Amer. Memoir, **115**, 263 to 304, 1968.
- PECCERILLO, A., POLI, S., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G. & MEZZACASA, G.: New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. – N. Jb. Mineral. Abh., **1979**, 162–183, Stuttgart 1979.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R.: Rare Earth elements in East Carpathian volcanic rocks. – Earth Planet. Sci. Lett. **32/2**, 121–126, 1976.
- PETERSON, D. W.: Ash-Flow Deposits. Their Character, Origin and Significance. – Journal of Geol. Educ., **18**, 66 – 76, Washington 1970.
- PICHLER, H.: Italienische Vulkangebiete II. – Sammlung Geologischer Führer, **52**, 185 S., Stuttgart 1970.
- PICHLER, H. & KUSSMAUL, S.: The Calc-alkaline Volcanic Rocks of the Santorini Group (Aegean Sea, Greece). – N. Jb. Mineral. Abh., **116/3**, 268–307, 1972.
- PICHLER, H. & WEYL, R.: Quarternary Alkaline Volcanic Rocks in Eastern Mexico and Central America. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **38/39**, 159–178, Münster 1976.
- PICHLER, H. & ZEIL, W.: Junger Vulkanismus in Chile. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **21**, 215–233, Münster 1971.
- PICHLER, H. & ZEIL, W.: Paleozoic and Mesozoic ignimbrites of Northern Chile. – N. Jb. Mineral. Abh., **116/2**, 196–207, 1972.
- PICHLER, H. & ZEIL, W.: The Cenozoic Rhyolite-Andesite Association of the Chilean Andes. – Bull. Volc. **35**, 424–449, Neapel 1972.
- POLYAKOV, A. I. & SOBORNOV, O. P.: Uranium, Thorium and Potassium in the Volcanic Rocks of Iceland. – Geochem. International. **12/5**, 20–27, 1975.
- PROFETT, J. M. jr.: Cenozoic Geology of the Yerington District, Nevada, and implications for the nature and origin of basin and range faulting. – Geol. Soc. Amer. Bull. **88/2**, 247–266, 1977.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some thoughts on the prealpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps. – Tscherms Min. Petr. Mitt., **22**, 175–199, Wien 1975.
- RASCHKA, H. & MÜLLER, P.: Contributions to the Geochemistry of Volcanic Rocks, Afar Region, Ethiopia. – Inter-Union Geodynamics Report, **1/14**, 341–351, 1975.
- REDLICH, K. A.: Der Erzzug Vordernberg-Johnsbachtal. I. Eisenerz. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15**, 207–262, Wien 1923.
- RHODES, J. M. & RIDLEY, W. I.: Trace Element abundances in some Andean Andesites. – Geol. Soc. Amer. Abstr. Prog., **3/7**, 681–682, 1971.
- RICHTER, P. & NEGENDANK, J. F. W.: Spurenelementuntersuchungen an Vulkaniten des Tales von Mexiko. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **38/39**, 179–200, Münster 1976.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 195–214, Wien 1970.
- RINGWOOD, A.: Composition and petrology of the earth's mantle. – 604 S., New York (Mc Graw Hill) 1975.
- RITTMANN, A.: Volcanoes and their activity. – 304 S., New York (Intercience) 1962.
- RITTMANN, A.: Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. – 262 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer) 1973.

- RITTMANN, A. & VILLARI, L.: Volcanism as a tracer in geodynamic processes. – *Geologie en Mijnbouw*, **58**, 225–230, 1979.
- RODINE, J. D. & JOHNSON, A. M.: The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. – *Sedimentology*, **23**, 213–234, Oxford 1976.
- ROELLING, G.: Beiträge zur Petrogenese und Vulkanotektonik der Pyroxenquarzporphyre im Nordteil des nord-sächsischen Vulkanitkomplexes. – *Geol.*, **19/5**, 605–607, 1970.
- RONOV, A. B. & YAWSHEVSKIY, A. A.: A new model for the chemical structure of the Earth's crust. – *Geochem. internation.*, **13/6**, 89–131, USA 1976.
- ROLSER, J.: Über biostratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern (Karawanken). – *Der Karinthin*, **59**, 53–56, 1968.
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L.: Ash flow Tuffs: Their origin, Geologic Relations and Identification. – USGS Prof. Paper, **366**, 77 S., Washington 1960.
- SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Il basamento cristallino di Recoaro: Studio petrografico. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **7**, 227–245, 1968.
- SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Pre-variscan acidic magmatism in the Eastern Alps. – IGCP Project, **5/1**, 111–121, Padua 1979.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztal-masse aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – *Mem. Ist. Geo. Min. Univ. Padova*, **30**, 84 S., Padova 1975.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – *Geol. Rundschau*, **68/1**, 1–40, Stuttgart 1978.
- SCHARBERT, S.: Das Polsterprofil. – In: *Exk.-Führer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen)*, 33–36, Wien (Geol. B.-A.) 1977.
- SCHMEDERER, J. F.: Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habacherie im Hollersbachtal (Österreich) zwischen Waxrinne und Steigklamm. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 150 S., München 1980.
- SCHMIDT, H.: Geologie der Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **80**, 1–14, Wien 1930.
- SCHMIDT, K.: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **128**, 121–141, Hannover 1977.
- SCHMIDT, K.: Das „kaledonische Ereignis“ in Mittel- und Südwesteuropa. – *Nova Acta Leopoldina*, **224/45**, 381–401, Halle/Saale 1976.
- SCHMINCKE, H. U.: Pyroclastic Flows. – als Manuskript vorliegend.
- SCHMINCKE, H. U. & RAD, U. v.: Neogene evolution of Canary Island volcanism inferred from ash layers and volcanoclastic sandstones of DSDP site 397 (leg 47A). – DSDP Alphanumeric Publications Systems, **47**, IDNo. 131, Batch 16, 1978.
- SCHMINCKE, H. U. & SWANSON, D. A.: Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. – *Journal of Geology*, **75/6**, 637–664, Chicago 1967.
- SCHNEIDER, W. & WACHENDORF, H.: Vulkanismus und Grabenbildung im Roten Meer. – *Geol. Rdsch.* **62/3**, 754–773, Stuttgart 1973.
- SCHÖNENBERG, R.: Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken – Klagenfurter Becken – Saualpkristallin). – *Geol. Rdsch.* **56**, 473–480, Stuttgart 1967.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **122**, 97–111, Hannover 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1976 über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977/1**, A114–A116, Wien 1977.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Blatt 131, Kalwang. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975/1**, A 89, Wien 1975.
- SCHOUPPE, A. v.: Geognostische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz. – *Jb. Geol. R.-A. Wien*, **5**, 396 bis 405, Wien 1854.

- SCHRAMM, J.-M.: Anchimetamorphes Permoskyth an der Basis des Kaisergebirges (Südrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Wörgl und St. Johann in Tirol, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**, 101–111, Innsbruck 1978.
- SCHROLL, E.: Analytische Geochemie I. – 292 S., Stuttgart 1975.
- SCHROLL, E.: Analytische Geochemie II. – 383 S., Stuttgart 1976.
- SCHROLL, E. & GROHMANN, H.: Beitrag zur Kenntnis des K/Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen. – Geol. Rdsch., **55**, 261–274, 1966.
- SCHUBERT, W.: Petrographie und Geochemie des Südost-Escarpmnts von Äthiopien. – Inter-Union Geodynamics Report, **1/14**, 316–324, 1975.
- SCOTT, R.: Alkali exchange during devitrification and hydration of glasses in ignimbrite cooling units. – J. Geol. **79**, 100–110, 1971.
- SEGALSTAD, T. V.: Petrology of the Skien Basaltic Rocks and the early Basaltic (B₁) Volcanism of the Permian Oslo Rift. – In: NEUMANN, E. R. & RAMBERG, J. B. (ed.): Petr. and Geochem. of Contin. Rifts, 209–216, Dordrecht 1978.
- SELF, S. & GUNN, B. M.: Petrology, Volume and age Relations of Alkaline and Saturated Peralkaline Volcanics from Terceira, Azores. – Contrib. Miner. Petrol., **54/4**, 293–313, 1976.
- SIEHL, A. & THEIN, J.: Geochemische Trends in der Minette (Jura, Luxemburg/Lothringen). – Geol. Rdsch., **67/3**, 1052–1077, Stuttgart 1978.
- SMITH, R. L.: Ash flows. – Bull. Geol. Soc. Amer., **71**, 795–842, 1960.
- SØRENSEN, H.: The alkaline Rocks. – 622 S., London (Wiley) 1974.
- SPARKS, R. S. J.: Stratigraphy and Geology of the Ignimbrites of Vulsini Volcano, Central Italy. – Geol. Rdsch., **64/2**, 497–523, 1975.
- SPARKS, R. S. J.: Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. – Sedimentology, **23/2**, 147 – 188, 1976.
- SPARKS, R. S. J., SELF, S. & WALKER, G. P. L.: Products of Ignimbrite Eruptions. – Geology **1/3**, 115–118, 1973.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz mit Erläuterungen. – Geol. B.-A. Wien, Wien 1926.
- STILLMAN, C. J. & WILLIAMS, C. T.: Geochemistry and tectonic setting of some Upper Ordovician volcanic rocks in East and Southeast Ireland. – Earth Planet. Sci. Lett., **42/2**, 288–310, 1978.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks (final report of an inquiry). – N. Jb. Mineral. Abh., **107**, 144–214, Münster 1969.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – Geol. Rdsch., **63/2**, 773–786, Stuttgart 1974.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks – IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. – Geol. Rdsch., **69/1**, 194–207, Stuttgart 1980.
- STUR, D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in der Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **15**, 267–277, Wien 1865.
- TEICH, Th.: Die Genese des Augengneiszuges in der Gleinalpe-Stubalpe, Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 55–69, Graz 1978.
- THALMANN, F.: Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg in Abhängigkeit von den geologisch-mineralogischen Verhältnissen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 245–263, Wien 1975.
- THORPE, R. S. & FRANCIS, P. W.: Variations in Andean Andesite Compositions and their Petrogenetic Significance. – Tectonophysics, **57**, 53–70, Amsterdam 1979.
- THORPE, R. S., FRANCIS, R. W. & MOORBATH, S.: Rare Earth and Strontium Isotope Evidence Concerning the Petrogenesis of North Chilean Ignimbrites. – Earth Planet. Sci. Lett., **42/3**, 359–367, 1979.
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H.: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. – Bull. Geol. Soc. Amer. **72**, 175–195, 1961.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L.: Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂ – Geol. Soc. Amer. Mem., **74**, 153 S., 1958.

- UYEDA, S.: Subduction Zones and Back Arc Basins. – Berliner Geowiss. Abh., **A 19**, 237, Berlin 1980.
- VACEK, M.: Skizze eines geologischen Profils durch den Erzberg. – Jb. Geol. R.-A., **50**, 23–32, Wien 1900.
- VAN BEMMELEN, R. W.: Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the USA. – Bull. Volc., **25**, 151–174, 1963.
- VAN DER PLAS, L. & TOBI, A. C.: A chart for judging the reliability of point counting results. – Amer. J. Sci., **263**, 87–90, 1965.
- VAVTAR, F.: Gefügeanalytische Untersuchungen der Magnesitlagerstätte Bürglkopf-Weißenstein bei Hochfilzen-Tirol. – Verh. Geol. B.-A., **1976/2**, 147–182, Wien 1976.
- WAGER, L. & DEER, W.: Geological Investigation in East Greenland, Part III. The Petrology of the Skaergaard Intrusion. Kangerlugssaq, East Greenland. – Medd. Groneland, **105**, 1–352, Kopenhagen 1939.
- WALKER, S. P. L.: Crystal Concentration in Ignimbrites. – Contrib. Mineral. Petrol., **36/2**, 135–146, 1972.
- WALLISER, O. H.: Geodynamische Interpretation der Sedimentationsgeschichte des Variszikums. – Nachr. dt. Geol. Ges., **17**, 31, 1977.
- WEAVER, S. D., SAUNDERS, A. D., PANKHURST, R. J. & TARNEY, J.: A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of backarc-spreading. – Contr. Mineral. Petrol., **68/2**, 151–169, 1979.
- WEAVER, S. D., SCEAL, J. S. C. & GIBSON, I. L.: Trace-Element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African rift system. – Beitr. Mineral. Petr., **36/3**, 181–194, 1972.
- WEBER-DIEFENBACH, K.: Erfahrungen mit der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse. – Fortschr. Mineral., **57/1**, 233–234, 1979.
- WEDEPOHL, K. H.: Handbook of Geochemistry, Vol. I + II. – Berlin, 1969.
- WEIBEL, M., FRANGIPANE-GYSEL, M. & HUNZIGER, J.: Ein Beitrag zur Vulkanologie Süd-Perus. – Geol. Rdsch., **67/1**, 243–252, 1978.
- WERNER, C. D.: Subsequenter Vulkanismus im Unterharz – Geochemie, Petrologie. – Z. Geol. Wiss. DDR, **6/9**, 1161–1171, 1978.
- WETZENSTEIN, W.: Montmorillonized and Kaolinized Plagioliparitic Rocks. – N. Jb. Mineral. Mh., **1972/2**, 91–96, Münster 1972.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 320 S., Berlin (Springer) 1974.
- ZANETTIN, B., BREGNANIN, A. A., JUSTIN-UISENTIN, E. E., NICOLETTI, M., PETRUCIANAI, C. & PICCIRILLO, E. M.: Migration of the Oligocene Miocene Ignimbritic Volcanism in the Central Ethiopian Plateau. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974/9**, 567–574, Münster 1974.
- ZEIL, W. & PICHLER, H.: Die kanozoische Rhyolith-Formation im mittleren Abschnitt der Anden. – Geol. Rundsch., **57**, 48–81, 1967.

Manuskript bei der Redaktion eingelangt am 11. 2. 1981.

TAFEL 1

Fig. 1: Magmatisch korrodierter, idiomorpher Quarz und fleckig serizitisierter Kalifeldspat; in der Matrix reliktsch erhaltene Glasfetzen; Wildseeloderporphyroid (Handstück Nr. K 68, Dünnschliff 8389); einfach polarisiertes Licht, Bildbreite 4 mm.

Fig. 2: Bildausschnitt wie Fig. 1; gekreuzte Nicols; Zwillingslamellen im Kalifeldspat erkennbar.

Fig. 3: Durch Pigmentsäure markierte, reliktsche Glasfetzen; Wildseeloderporphyroid (Handstück Nr. K 89, Dünnschliff 9643); einfach polarisiertes Licht; Bildbreite 1 mm.

Fig. 4: Sphärolithische Entglasungsstrukturen (Handstück Nr. K 31, Dünnschliff 7593); einfach polarisiertes Licht; Bildbreite 1 mm.

TAFEL 1



2



4



1



3

TAFEL 2

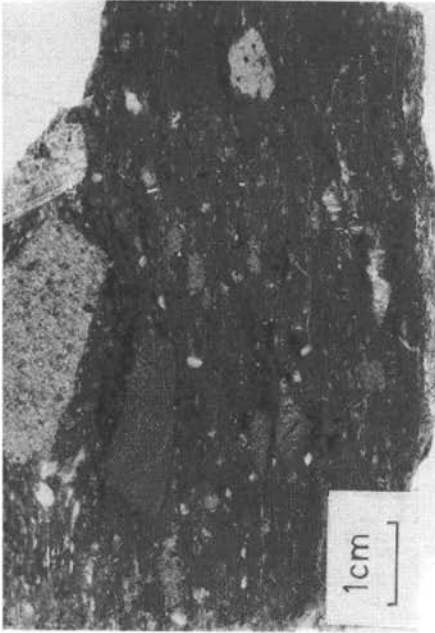
Fig. 5: Kollabierte Bimslapilli mit pseudo-eutaxitischer Textur; Handstück-Fotografie Wildseeloderporphyroid (Handstück Nr. K 8).

Fig. 6: Eckige Fremdgesteinsbruchstücke (Sandsteine, Tonschiefer) verschweißt mit kristallführender vulkanischer Matrix, pseudo-eutaxitische Textur; Handstück-Fotografie Wildseeloderporphyroid (Handstück Nr. K 61).

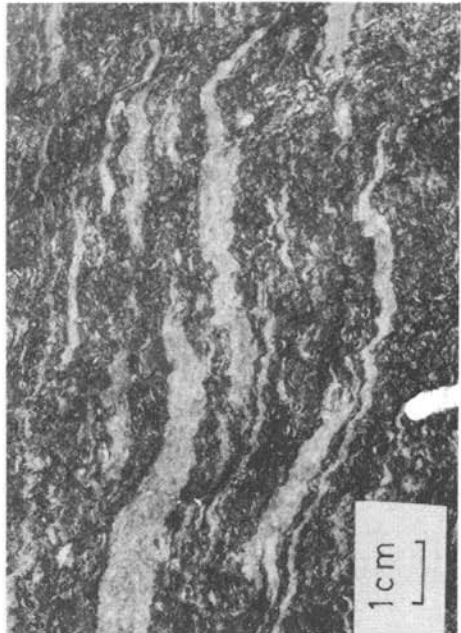
Fig. 7: Gradierung in Tuffiten des Dientner Raumes; Handstück-Fotografie (Handstück Nr. D 12).

Fig. 8: Transversalgeschieferte kollabierte Bimslapilli vom Leobner, Raum Radmer-Blasseneck; Handstück-Fotografie (Handstück Nr. R 42)

TAFEL 2



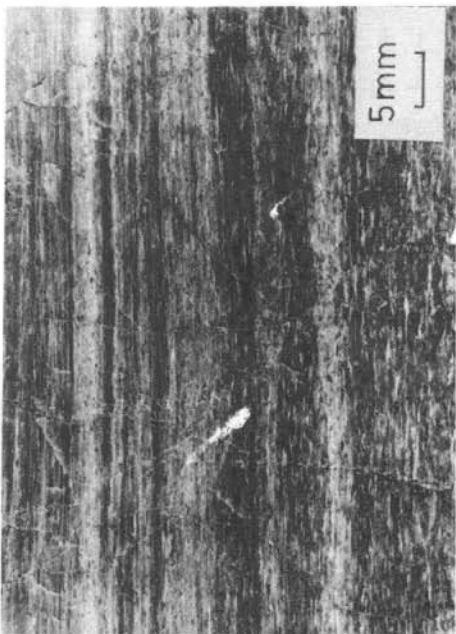
6



8



5



7

TAFEL 3

Fig. 9: Magmatisch korrodierter, hypidiomorpher Quarz in stark serizitisierter Grundmasse, reliktsich erhaltene Feldspatleisten; kristallreicher Porphyroid des Polster bei Eisenerz (Handstück Nr. E 34, Dünnschliff 7613); teilweise gekreuzte Nicols; Bildbreite 4 mm.

Fig. 10: Chloritisierte, reliktsiche Entglasungsstrukturen innerhalb einer magmatischen Korrosionsbucht eines Quarzeinsprenglings; kristallreicher Porphyroid des Polster bei Eisenerz (Handstück Nr. E 34, Dünnschliff 7613); einfach polarisiertes Licht; Bildbreite 1 mm.

Fig. 11: Blastese von Quarz-Albit-Hellglimmer-Pflaster im Grenzbereich zwischen Grundmasse (linke Bildseite) und vulkanischem Quarzeinsprengling (rechte Bildseite); REM-Aufnahme (Handstück Nr. E 32); Bildbreite 0,3 mm.

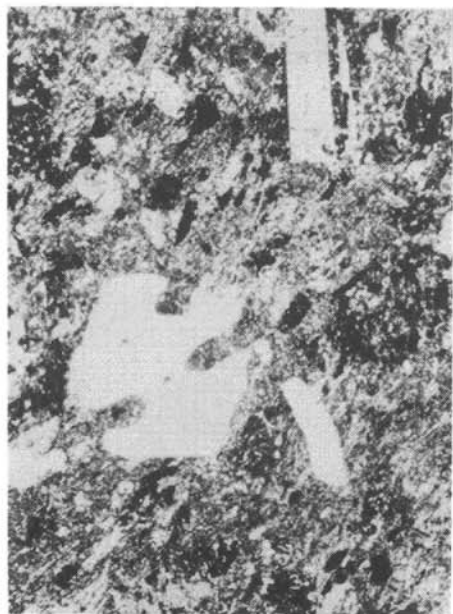
Fig. 12: Ausschnitt aus Fig. 11 an der Grenze des Quarzkorns, Blastese idiomorpher Grundmassenquarze; REM-Aufnahme; Bildbreite 0,03 mm.

Fig. 13: Hellglimmer-Neubildungen in zersetztem Kalifeldspat; REM-Aufnahme (Handstück Nr. E 32); Bildbreite 0,008 mm.

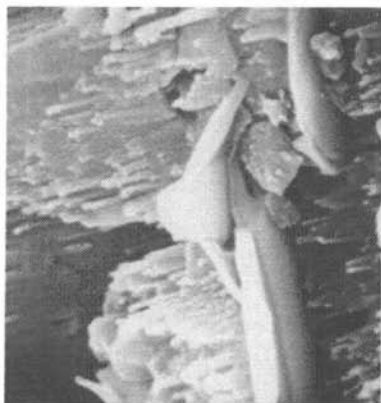
TAFEL 3



10



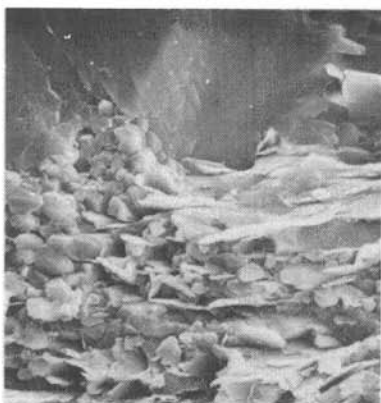
9



13



12



11