

ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT  
BAND 43 · Wien 1990

# Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpines Paläozoikum

Von PETRA SCHLAEGEL-BLAUT

Mit 70 Abbildungen und 20 Tabellen

Gefördert von der Deutschen Forschungsgemeinschaft  
und dem Land Steiermark

ISSN 0378-0864  
ISBN 3-900312-68-0

Das Titelbild zeigt einen typischen Schnitt durch ein Pillow  
mit glasiger Randzone und konzentrisch angeordneten Blasen Hohlräumen  
(siehe auch Abbildung 17).

---

## Meinen Eltern

---

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.  
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.  
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.  
Umschlagentwurf: Gertrude Schnürer.  
Verlagsort: Wien.  
Herstellungsort: Wien.  
Ziel der „Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt“  
ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse durch die Geologische Bundesanstalt.  
Satz: Geologische Bundesanstalt.  
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn.

## Inhalt

Zusammenfassung .....	5
Abstract .....	6
Vorwort – Aufbau der Arbeit, Begriffe, Abkürzungen .....	7
1. Einführung .....	7
1.1. Aufgabenstellung .....	8
1.2. Geologischer Rahmen .....	8
1.3. Stand der Forschung .....	9
2. Geologie und Stratigraphie der Untersuchungsgebiete .....	10
2.1. Westliche Grauwackenzone (Kitzbüheler Grauwackenzone) .....	10
2.2. Östliche Grauwackenzone (Steirische Grauwackenzone) .....	12
2.3. Zusammenfassung .....	14
3. Überblick über die Probenahmegebiete .....	15
3.1. Auswahl der Probengebiete .....	15
3.2. Methodik der Probenahme .....	15
3.3. Geologische Kurzcharakteristik der Probenahmegebiete .....	18
3.3.1. Westliche Grauwackenzone .....	18
3.3.2. Uttendorfer Schuppenzone .....	20
3.3.3. Östliche Grauwackenzone .....	20
3.4. Zusammenfassung .....	22
4. Petrographie .....	23
4.1. Methodik .....	23
4.2. Mineralbestand .....	24
4.2.1. Reliktische primärmagmatische Minerale .....	24
4.2.2. Veränderungen des Mineralbestandes durch Metamorphoseprozesse – metamorphe Minerale .....	24
4.3. Intrusivgesteine .....	26
4.3.1. Pyroxenite (Meta-Pyroxenite) .....	26
4.3.2. Gabbroide Intrusiva (Meta-Gabbros) .....	27
4.3.3. Dioritische Ganggesteine (Meta-Diorite) .....	28
4.4. Basaltische Laven (Meta-Basalte) .....	29
4.5. Vulkaniklastische Gesteine (Meta-Vulkaniklastika) .....	30
4.5.1. Einteilungskriterien .....	31
4.5.2. Mineralbestand – Komponenten .....	31
4.5.2.1. Mineralbestand .....	31
4.5.2.2. Komponenten .....	32
4.5.3. Pyroklastische Brekzien .....	33
4.5.4. Lapillituffe .....	33
4.5.5. Aschentuffe .....	34
4.5.6. Tuffite .....	34
4.6. Grünschiefer .....	35
4.7. Zusammenfassung .....	36
5. Metamorphose .....	37
6. Vulkanologische Interpretationen .....	38
6.1. Methodik .....	38
6.2. Laven .....	39
6.2.1. Die Morphologie der Laven .....	39
6.2.2. Die Blasen Hohlräume .....	41
6.3. Vulkaniklastische Gesteine .....	41
6.3.1. Die Entstehung submariner Pyroklastika .....	41
6.3.2. Pyroklastische Brekzien .....	42
6.3.3. Lapillituffe .....	43
6.3.4. Aschentuffe .....	44
6.3.5. Tuffite .....	44
6.3.6. Die Wassertiefe .....	44
6.4. Vulkanologisch-geochemische Säulenprofile .....	45
6.4.1. Westliche Grauwackenzone .....	46
6.4.1.1. Profil „Ratzenstein“ - Vorderes Saalachtal .....	46
6.4.1.2. Profil „Zwölferkogel“ – hinteres Saalachtal .....	46
6.4.2. Östliche Grauwackenzone .....	49
6.4.2.1. Profil „Gesiegerhütte“ – Gebiet Admont .....	49
6.4.2.2. Profil „Kletschachgraben“ – Gebiet Bruck a.d. Mur .....	49

6.4.2.3. Profil „Finzenkogel“ – Gebiet Trofaiach	52
6.4.2.4. Profil „Schleichberg“ – Gebiet Trofaiach	52
6.5. Zusammenfassung – Inselvulkan-Modell	55
7. Geochemie	58
7.1. Methodik	58
7.1.1. Aufbereitung und Meßtechnik	58
7.1.2. Datenerfassung und -verarbeitung	59
7.2. Alteration	59
7.2.1. Literaturdaten	59
7.2.2. Zum Spilitproblem	62
7.2.3. Alteration der untersuchten Gesteine	62
7.2.4. Zusammenfassung – Folgerungen für die geochemische Bearbeitung	66
7.3. Ortho- bzw. Paracharakter der Grünschiefer	67
7.4. Vorbemerkung zur geochemischen Interpretation	69
7.5. Geochemische Variationsbreite	70
7.5.1. Überblick über das Spektrum der chemischen Zusammensetzung	70
7.5.2. Häufigkeitsverteilung der Haupt-, Neben- und Spurenelement-Gehalte	75
7.6. Magmencharakter und geotektonische Position	75
7.6.1. Magmencharakter – Magmenentwicklung	75
7.6.2. Geotektonische Position	83
7.6.3. Die Verteilung der REE – petrogenetisch-geotektonische Deutung	90
7.6.4. Vergleich mit Durchschnittsanalysen aus der Literatur	101
7.7. Die Uttendorfer Schuppenzone	102
7.8. Diskussion der plattentektonischen Stellung des basischen Magmatismus anhand der geochemischen Untersuchungen	105
7.8.1. Geochemische Charakteristik und plattentektonische Deutung	105
7.8.1.1. Intraplattenbasalte – Basalte ozeanischer Inseln	105
7.8.1.2. Basalte mit „Übergangschemie“: „marginal basin“-Basalte – kontinentaler Riftbereich – Basalte ozeanischer Plattformen	106
7.8.1.3. Dioritische Ganggesteine – differenzierte Anteile der Basaltabfolgen	109
7.8.1.4. Geochemisch nicht zu charakterisierende Teilbereiche	109
7.8.1.5. Vergleich mit den bestehenden Modellen aus der Literatur	109
7.8.2. Geochemie – Stratigraphie: ein Korrelationsversuch	109
7.8.3. Zusammenfassung	110
8. Plattentektonische Synthese	110
8.1. Daten	110
8.2. Geodynamische Interpretation	111
8.2.1. Intraplattenbasalte – Vulkanische Hochzonen im Bereiche eines passiven Kontinentalrandes	112
8.2.2. Der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen und das Gebiet Admont – Basalte eines „marginal basin“	114
8.3. Zur geotektonischen Geschichte der Nördlichen Grauwackenzone	116
Dank	121
Anhang	121
A <sub>1</sub> : Analysentabellen – EDRFA München	121
A <sub>2</sub> : Analysentabellen – EDRFA und INAA Leuven	135
A <sub>3</sub> : Titrimetrische Eisenbestimmung	138
A <sub>4</sub> : Verzeichnis der Probenpunkte	138
Literatur	142

*„Ach was, dachte das Urmel, alles Unsinn:  
Lava und Magma und Fumarolen und Erup-  
tionen – im Berg sitzt ein scheußlich  
schwarzer Teufelskerl, der mit glühenden  
Steinen schmeißt!“*

MAX KRUSE, Urmel im Vulkan, 1982

## Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone (Oberostalpinen Paläozoikum)

### Zusammenfassung

In der Nördlichen Grauwackenzone sind die im Volumen bedeutendsten Vorkommen basischer Magmatite des fossilbelegten, schwachmetamorphen alpinen Paläozoikums (Oberostalpin) aufgeschlossen. Diese Gesteine werden anhand einer breiten Datenbasis erstmals umfassend dargestellt und neu interpretiert.

Alle untersuchten Gesteine sind grünschieferfaziell metamorph („low grade“-Stufe nach WINKLER, 1979), in der Regel sind die primärmagmatischen Gefüge jedoch gut erhalten. Als reliktsche primärmagmatische Minerale treten Plagioklas und, nur in der westlichen Grauwackenzone, Klinopyroxen auf. Vulkanogene Reliktstrukturen (z.B. Glassplitter) werden teilweise durch eine feine Erzpigmentierung überliefert. In allen Gesteinen lassen sich starke, alterationsbedingte Stoffverschiebungen nachweisen. Für die geochemische Interpretation wurde daher auf eine Verwendung der mobilen Elemente (Na, K etc.) verzichtet. Neben verschiedenen Vulkaniten treten im gesamten Gebiet gabbroide Ganggesteine vorwiegend als Sills auf. Da sie sich chemisch nicht von den Extrusivgesteinen unterscheiden, wird eine comagmatische Entstehung angenommen.

Anhand der Geländebeobachtungen, der umfangreichen geochemischen Daten, der Petrographie und einer vulkanologischen Analyse ergibt sich eine Gliederung der basischen Magmatite in zwei überregionale Großgruppen, die plattentektonisch verschieden zu interpretieren sind:

#### 1) Intraplattenmagmatite – vulkanische Hochzonen im Bereich eines passiven Kontinentalrandes

Der überwiegende Teil der basischen Magmatite der Grauwackenzone – die Vorkommen aus dem Bereich „hinteres Saalachtal“ der westlichen Grauwackenzone und der Großteil der Vorkommen aus der östlichen Grauwackenzone – ist einer Position innerhalb einer Platte zuzuordnen. In der westlichen Grauwackenzone sind die basischen Magmatite innerhalb der Glemmtal-Einheit durchgehend verbreitet. Für den Vulkanismus ist ein unterdevonisches Alter biostratigraphisch belegt (HEINISCH et al., 1987). Gabbroide Ganggesteine, blasenreiche Pillowbasalte, bunte Pyroklastika und Tuffite, untergeordnet Pyroxenite und dioritische Ganggesteine treten auf. Diese Abfolgen sind über Mächtigkeiten bis zu 400 m durchgehend aufgeschlossen. In der östlichen Grauwackenzone sind die Vorkommen kleiner, geringmächtiger (max. 200 m durchgehend aufgeschlossen) und regional stärker voneinander getrennt. Sie gehören großteils der „Norischen Decke“ an. Ihr Alter ist nur an einer Stelle (Trofaiach; SCHÖNLAUB, 1982) biostratigraphisch als Silur belegt. Auch hier finden sich gabbroide Lagergänge, blasenreiche Pillowbasalte und verschiedenartige Vulkaniklastika; hinzu treten Grünschiefer, Gesteine deren primärmagmatischer Charakter durch die stärkere metamorphe Überprägung ausgelöscht ist.

Anhand reliktscher vulkanogener Strukturen wird aus einer Vielzahl von Merkmalen (Pillows, Hyaloklastite, Bimslapilli, Schlackenketten etc.) ein Inselvulkan-Modell rekonstruiert: Pillowbasalte und gabbroide Sills bauen den Sockelbereich auf, mit Erreichen geringerer Wassertiefe überwiegt explosiver Vulkanismus, verschiedenartige Pyroklastika (Lapilli- und Aschentuffe, etc.) werden gefördert. An den Flanken und in den Beckenbereichen sammelt sich umgelagertes Vulkanitmaterial (Tuffite). Bimslapilli und Strandgerölle beweisen temporäre Auftauchphasen. Das weitverbreitete Auftreten mächtiger Pyroklastika zeigt, daß die Gesteine nie wesentlich unterhalb des PCL (pressure compensation level; FISHER, 1984) gefördert wurden. Damit ist eine maximale Wassertiefe von ca. 500 m belegt.

Geochemisch sind die Gesteine den „transitional-“ und Alkalibasalten, untergeordnet den Tholeiiten zuzuordnen. Sie sind angereichert an immobilen inkompatiblen Elementen (P, Zr, Nb), insbesondere an Ti und den leichten Seltenerdelementen (LREE). Diskriminanzdiagramme und typische Elementverhältnisse (z.B.  $Hf/Ta < 2$ ) weisen die Gesteine eindeutig einer geotektonischen Position innerhalb einer Platte zu. Mit den typischen Elementverteilungen von Basalten Ozeanischer Inseln bestehen gute Übereinstimmungen (z.B. starke Anreicherung der Elemente Ti, P, Zr, Nb, Th und Ta relativ zur MORB-Zusammensetzung). Die Gesteine werden auf ein Iherzolitisches, primär an inkompatiblen Elementen angereichertes Mantelmaterial zurückgeführt, die Magmenentwicklung ist in Zusammenhang mit einem geringen Anteil Aufschmelzung und einer Plagioklas + Klinopyroxen-betonten Kristallisationsfraktionierung zu sehen.

#### 2) Basalte eines „marginal basin“

Als „marginal basin“-Basalte im weitesten Sinne werden die Vorkommen des Teilgebietes „vorderes Saalachtal“ in der westlichen Grauwackenzone (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen) und die Gesteine des kleinen Teilgebietes „Admont“ in der östlichen Grauwackenzone interpretiert. Aus diesen Gebieten liegen keine biostratigraphischen Daten vor.

Der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen stellt eine ca. 400 m mächtige Abfolge aus blasenarmen bis blasenfreien Pillow- und Schichtlaven, gabbroiden Sills und geringmächtigen Tonschiefer einschaltungen dar. Produkte eines explosiven Vulkanismus fehlen. Daraus wird auf eine Eruptionstiefe unterhalb des PCL, also in Wassertiefe  $> 500$  m geschlossen. Die Laven zeigen z.T. erhöhte  $SiO_2$ -Gehalte ( $> 53$  Gew.-%). Im Hangenden des Basalt-Sill-Komplexes treten vermehrt dioritische Lagergänge auf.

Der Chemismus der Gesteine ist tholeiitisch, auch sie sind angereichert an immobilen inkompatiblen Elementen, allerdings weniger stark als die Intraplatten-Magmatite. Anhand

der geochemischen Charakteristik ergibt sich keine klare geotektonische Zuordnung; sowohl Affinitäten zu MORBs und Intraplatten-Basalten, als auch zu Inselbogen-Tholeiiten werden deutlich. Es liegen jedoch keine typischen „N-type“-MORBs vor; auch eine Subduktionskomponente im Sinne von PEARCE et al. (1984) fehlt. Die geochemischen Daten lassen auf eine starke Aufschmelzung des Ausgangsmaterials und eine Plagioklas-kontrollierte Fraktionierung schließen.

Für die plattentektonische Position dieser Gesteine werden verschiedene Möglichkeiten diskutiert. Anhand der neuesten Geländedaten wird ein Modell erstellt, das den Basalt-Sill-Komplex einem eigenständigen magmatischen Ereignis zuordnet, das jünger ist als der unterdevonische Vulkanismus des angrenzenden hinteren Saalachtals. Die Förderung der Magmen wäre dann in Zusammenhang mit Dehnungsvorgängen (beginnendes „back-arc spreading“) im Hinterland einer sich entwickelnden, karbonen(?) Subduktionszone zu sehen. Die dioritischen Ganggesteine stellen wohl Differentiate der Basalte dar, die als letzte magmatische Phase die gesamte Region durchdringen.

Im Bereich „Admont“ treten Gesteine auf, die an LREE und Nb verarmt sind. Auch hier ist die geochemische Charakteristik mehrdeutig; eine, wenn auch undeutliche Subduktionskomponente wird sichtbar. Da für diesen kleinen Teilbe-

reich Rahmendaten vollkommen fehlen, muß die Interpretation weitgehend offenbleiben.

Der basische Vulkanismus der Nördlichen Grauwackenzone wurde bereits in zahlreiche, sich teilweise widersprechende plattentektonische Modelle für das alpine Paläozoikum einbezogen. Mit den vorliegenden Daten läßt sich eine Wertung vornehmen. Der basische Magmatismus kann nicht als Beleg für kaledonische Bewegungen herangezogen werden; er gehört dem variszischen Geschehen an. Der überwiegende Teil der untersuchten Gesteine steht in keinerlei Zusammenhang mit einer aktiven Plattengrenze, ein voll entwickelter ozeanischer Rücken kann ebenso wie ein Subduktionseignis ausgeschlossen werden. Ein neues genetisches Modell wird vorgestellt. Der basische Intraplattenvulkanismus stellt Teile vulkanischer Hochzonen (Seamounts, Inselvulkane) dar, die in einem mäßig tiefen Randmeer existierten. Dies stimmt gut mit den sedimentologischen Daten (HEINISCH, 1986) überein, die die Nähe eines passiven Kontinentalrandes belegen. Wie generell im Variszikum, läßt sich auch hier kein voll entwickelter Ozean nachweisen. Der silurisch-devonische basische Intraplatten-Magmatismus kennzeichnet eine Phase der Dehnungstektonik und steht vermutlich mit „mantle-plume“-Mechanismen in Zusammenhang.

## Abstract

In the Northern Graywacke Zone occur the most important volumes of basic magmatites within the fossiliferous low-grade metamorphic Paleozoic of the Eastern Alps (Upper Austroalpine). In this paper these rocks are presented for the first time by a vast data collection which leads to a new genetic interpretation.

All examined samples have been affected by greenschist-facies metamorphism (low-grade stage; WINKLER, 1979). Usually the magmatic textures are well preserved. Primary magmatic minerals are plagioclase and, only in the Western Graywacke Zone, clinopyroxene. Relic volcanogenic textures (e.g. shards) can be delivered by pigmentation with fine disseminated ore. All samples show petrographically and geochemically distinct alteration features. Therefore no mobile elements (Na, K, etc.) are used for the geochemical interpretation. Besides different volcanic products gabbroic intrusive rocks occur mostly as sills in the whole area. As they do not differ chemically from the extrusive rocks a comagmatic origin is assumed.

The basic magmatic rocks can be subdivided in two different groups by field observations, interpretation of geochemical data, petrography and the analysis of volcanogenic textures. These two groups represent different plate tectonic settings:

### 1) Intraplate magmatites – volcanic edifices (parts of seamounts or island volcanoes) adjacent to a passive continental margin

It is proved in this paper, that the major part of the basic magmatites of the Graywacke Zone - the occurrences of the area "hinteres Saalachtal" within the Western Graywacke Zone and most of the occurrences of the Eastern Graywacke Zone is related to a within-plate geotectonic position. In the Western Graywacke Zone the basic magmatites are widespread in the Glemmtal unit. For this volcanism a Lower Devonian age is determined by fossils (HEINISCH et al., 1987). Gabbroic sills, highly vesicular pillowbasalts, various pyroclastics and tuffites, some pyroxenites and dioritic sills occur in this area. The volcanic sequences are continuous outcropping up to 400 m thickness. In the Eastern Graywacke Zone, the occurrences are separated from each other, of a smaller extent and of less thickness (maximum 200 m continuous outcropping). They belong to the Noric nappe system and their Silurian age is determined by fossils, but only at one locality (Trofaiach; SCHÖNLAUB, 1982). In this area gabbroic sills, vesicular pillowbasalts and volcanoclastic rocks of different origin are found as well; in addition there occur green-

schists, here the primary magmatic character is extinguished by a little higher metamorphic overprint.

A model of an island volcano is reconstructed by a combination of characteristics derived from different relic volcanogenic textures (pillows, hyaloclastites, pumice lapilli, scoria, etc.): The basis part is built up by pillow basalts and gabbroic sills. When reaching shallow water, explosive volcanism with different pyroclastics is dominant (lapilli and ash tuffs, etc.). On the slopes and within the basins reworked volcanic debris (tuffites) is deposited. Pumice lapilli and boulders which have been formed on a beach prove temporary subaerial stages. The widespread occurrence of thick pyroclastic sequences shows that most of the eruptions took place above the PCL (pressure compensation level; FISHER, 1984). This determines a maximal waterdepth of ca. 500 m for extrusion.

Geochemically, most of the rocks are transitional basalts and alkalibasalts, subordinate some tholeiites occur. All samples are enriched in immobile incompatible elements (P, Zr, Nb), particularly in Ti and the light rare earth elements (LREE). Discrimination diagrams and typical element ratios (e.g.  $Hf/Ta < 2$ ) point out the genesis of the rocks in a within-plate geotectonic position. There is a good accordance with the typical element patterns of ocean island basalts (e.g. strong enrichment of the elements Ti, P, Zr, Nb, Th and Ta relative to an average MORB composition). A lherzolitic mantle material, primarily enriched in incompatible elements is suggested as source rock. The magma genesis is thought to be closely related to small degrees of source melting and a fractional crystallization controlled by plagioclase + clinopyroxene.

### 2) Basalts of a marginal basin

The basic magmatites of the area "vorderes Saalachtal" within the Western Graywacke Zone (the basalt-sill complex of Maishofen) and the basic rocks of the small area of "Admont" in the Eastern Graywacke Zone are seen as marginal basin basalts in a wider sense. In these areas no biostratigraphic data are available.

The basalt-sill complex of Maishofen represents a sequence of about 400 m thick pillow- and sheetflows with few or no vesicles in close contact with gabbroic sills and thin intercalated shale horizons. Products of an explosive volcanism are missing. This involves an eruption depth beneath the PCL, in more than 500 m below sea level. In part the lavas are enriched in  $SiO_2$  (>53 wt.-%). Within the sequences above the basalt-sill complex dioritic sills are frequent.

The rocks are of tholeiitic composition. They are also enriched in immobile incompatible elements, but to a minor extent than the intraplate magmatites. The geochemical charac-

teristics show no clear concurrence with a certain geotectonic position. Affinities to MORBs and intraplate basalts exist as well as affinities to island-arc tholeiites. Nevertheless, no typical N-type MORB can be proved; even there is no subduction component in the sense of PEARCE et al. (1984). The geochemical data suggest a magma genesis related to high degrees of source melting and a fractional crystallization controlled by the precipitation of plagioclase.

Several possibilities for the plate tectonic setting of these rocks are discussed. Based on recent field results a model is presented which relates the basalt-sill complex to an independent magmatic event, which must be younger than the Lower Devonian volcanism of the adjacent area "hinteres Saalachtal". The magma production seems than to be connected with extension processes (initial stages of back-arc spreading) in an area backwards of an incipient carboniferous (?) subduction zone. The dioritic sills are interpreted as differentiation products of the basalts, representing the last magmatic stage intruding the whole region.

The basic rocks of the area of "Admont" are depleted in LREE and Nb. Here the geochemical characteristics are ambiguous too; an indistinct subduction component can be as-

sumed. As for this little area background data are completely lacking, no distinct interpretation can be given.

There are many, sometimes contradictory plate tectonic models for the alpine Paleozoic basing on the basic volcanism of the Graywacke Zone. The data presented in this paper allow a good evaluation of the various models. The basic magmatism is not connected with supposed caledonian movements, but belongs to the variscan history. The overwhelming majority of the examined rocks displays neither a relationship to an active plate margin, nor to a mature ocean ridge and even a subduction event can be excluded. In the new genetic model presented, the basic intraplate volcanism is correlated with volcanic buildings (e.g. seamounts, island volcanoes) in a shallow marine environment. This is in good accordance with the sedimentological data (HEINISCH, 1986) which prove a close passive continental margin. As in the Variscan in general, even in this area there is no evidence for a completely developed ocean. The Silurian-Devonian basic intraplate magmatism of the Graywacke Zone represents a phase of extensional tectonics and is probably in connection with mantle-plume mechanisms.

## Vorwort

### Aufbau der Arbeit, Begriffe, Abkürzungen

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in 8 Kapitel, die, soweit nötig, mit einer Zusammenfassung der Ergebnisse abgeschlossen werden. Verkürzt dargestellt sind die wichtigsten Geländedaten (Kap. 3), die Petrographie der Gesteinsgruppen (Kap. 4) und die Metamorphose (Kap. 5). Der Schwerpunkt der Arbeit liegt auf der Deutung der vulkanogenen Reliktstrukturen (Kap. 6) und der geochemischen Bearbeitung (Kap. 7). Unter 8. wird dann eine zusammenfassende Diskussion aller Ergebnisse gegeben.

In der gesamten Arbeit werden unter dem Begriff „Grünschiefer“ alle Gesteine zusammengefaßt, deren primärmagmatischer Charakter aufgrund der vollkommenen metamorphen Umwandlung nicht mehr zu erkennen ist. Der Begriff „Vulkaniklastika“ wurde, im Sinne von FISHER (1961), als Überbegriff für alle pyroklastischen Gesteine sowie deren Umlagerungsprodukte (Tuffite) gewählt.

Bei den bearbeiteten Gesteinen handelt es sich durchwegs um metamorphe Gesteine. Der besseren Lesbarkeit der Arbeit wegen wird jedoch auf die nomenklatorisch richtige Vorausstellung des Begriffs „Meta“ vor den Gesteinsnamen (z.B. Meta-Basalt) verzichtet.

Englische Ausdrücke, für die kein entsprechend charakteristischer deutscher Begriff existiert, werden übernommen und durch Anführungszeichen gekennzeichnet.

Nördliche Grauwackenzone wird durchwegs mit NGZ, Seltenerdelemente mit REE abgekürzt, und für „Basalte mittelozeanischer Rücken“ wird der international übliche Ausdruck MORB gebraucht.

Weitere, in den einzelnen Kapiteln verwendete Begriffe und Abkürzungen sind jeweils dort definiert.

## 1. Einführung

In der Nördlichen Grauwackenzone sind nicht nur die im Volumen bedeutendsten Vorkommen basischer Magmatite des schwachmetamorphen alpinen Paläozoikums aufgeschlossen. Trotz zweier Orogenesen sind die Gesteine auch, aufgrund der niedrigen Metamorphosestufe, hinsichtlich primärmagmatischem Gefüge und Mineralinhalt erstaunlich gut erhalten. Sie stellen damit einen wichtigen Schlüssel zur voralpidischen Geschichte des Alpenraumes dar. Von einigen wenigen Vorkommen lagen zu Beginn der Arbeiten zwar petrographische, geochemische oder stratigraphische Detaildaten vor (vgl. 1.3., 2.), eine systematische Bearbeitung fehlte jedoch bisher.

Trotzdem wurden die basischen Magmatite der Nördlichen Grauwackenzone mehrfach in plattentektonische Konzepte für das alpine Paläozoikum einbezogen, die sich in ihrer Kernaussage widersprechen (vgl. 1.3.). Die Anzahl der publizierten Daten (geochemische Analysen, stratigraphische Fixpunkte, etc.) ist im Verhältnis zur Bedeutung der daraus abgeleiteten Schlußfolgerungen verschwindend gering.

Die hier vorgelegte Arbeit stellt eine Gesamtbetrachtung des basischen Magmatismus der NGZ dar. Dazu lieferte die umfangreiche Tätigkeit der Münchner Arbeitsgruppe in der westlichen NGZ wichtige Daten. Eine völlige Neuordnung des Raumes Kitzbühel – Zell

am See nimmt HEINISCH (1986) aufgrund sedimentologischer, stratigraphischer und tektonischer Daten vor (vgl. 2.1.). Untersuchungen zur Pyroxenchemie an einigen ausgewählten Proben und eine Beschreibung der wichtigsten Massengesteine anhand von Beispielen liegen in einer Dissertation vor (SCHRÖCKER, 1987). Detaillierte petrographische Beschreibungen fast aller Gesteinsgruppen sind in 9 Diplomarbeiten niedergelegt (z.B. BÜCHERL, 1987; HABERBOSCH, 1985; QUITTERER, 1985; SCHALL, 1984). Zudem wird in der vorliegenden Arbeit auf die Kartiererergebnisse der Arbeitsgruppe im Raum Kitzbühel - Zell am See (z.B. HEINISCH & SCHLÄEGEL, 1987, 1989) sowie auf Detaildaten zum basischen Magmatismus aus einigen Diplomarbeiten zurückgegriffen.

In allen bisher veröffentlichten Arbeiten zum basischen Magmatismus der NGZ wurden die beiden geographisch getrennten Teilgebiete (westliche und östliche NGZ, vgl. Abb. 1) gesondert betrachtet. Die vorliegende Arbeit enthält erstmals eine vergleichende Bearbeitung beider Gebiete. Dabei werden der hier schwerpunktmäßig behandelten westlichen NGZ Daten aus der östlichen NGZ gegenübergestellt. Die umfangreichen Daten zum basischen Magmatismus der östlichen NGZ sind in SCHLÄEGEL (1988) ausführlicher dargestellt.

### 1.1. Aufgabenstellung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, anhand einer umfassenden Bestandsaufnahme des basischen Magmatismus der gesamten NGZ, in Zusammenschau mit den Ergebnissen der Arbeitsgruppe aus der westlichen NGZ, ein möglichst schlüssiges geotektonisches Bild des Untersuchungsraumes zu entwerfen. Damit soll eine Wertung der bestehenden Modelle für das alpine Paläozoikum vorgenommen werden. Es ist hinreichend bekannt, daß geotektonische Interpretationen, die rein auf der Geochemie von Paläovulkaniten beruhen, problematisch sind (z.B. FLOYD & WINCHESTER, 1978; LOESCHKE, 1979). Hier werden deshalb der geochemischen Bearbeitung umfangreiche Geländeuntersuchungen und die Petrographie zur Seite gestellt. Die genetische Interpretation erhaltener vulkanogener Reliktstrukturen sollte dabei einen für Paläovulkanite neuen methodischen Ansatz bilden. In vorliegender Arbeit war die Verwendbarkeit dieser Methodik für metamorphe Serien zu überprüfen.

Die Arbeitsziele lassen sich in 4 Themengruppen gliedern, wobei immer Ost- und Westteil der NGZ gegenübergestellt, Unterschiede und Gemeinsamkeiten herausgearbeitet werden.

#### a) Gelände

- Bemusterung aller bekannten Vorkommen basischer Gesteine in der NGZ und Auswahl der Probenahmegebiete.
- Übersichtsmäßige Aufnahme der wichtigsten Vorkommen, Auswahl, Feinkartierung und Beprobung typischer Profile.
- Repräsentative Beprobung des gesamten Untersuchungsraumes für die geochemische Bearbeitung.

#### b) Petrographie – Vulkanologie

- Petrographische Bestandsaufnahme; Gliederung und Dokumentation der basischen Magmatite der gesamten NGZ; Metamorphose.

- Suche nach vulkanologisch verwertbaren, makroskopisch oder mikroskopisch erkennbaren Reliktgefügen und deren Interpretation.
- Aussagen zur Genese (Förderposition, Eruptionsmechanismus, Ablagerungsmilieu etc.) aufgrund eines Vergleichs mit subrezenten Vulkaniten.

#### c) Geochemie

- Erstellung einer auf einheitlicher Analytik beruhenden Datenbank.
- Überblick über die geochemische Variationsbreite.
- Aussagen über Stoffverschiebungen (Alteration).
- Eingrenzung von Magmencharakter, Magmenge und geotektonischer Position

#### d) Zusammenfassende Interpretation

- Plattentektonische Synthese.

## 1.2. Geologischer Rahmen

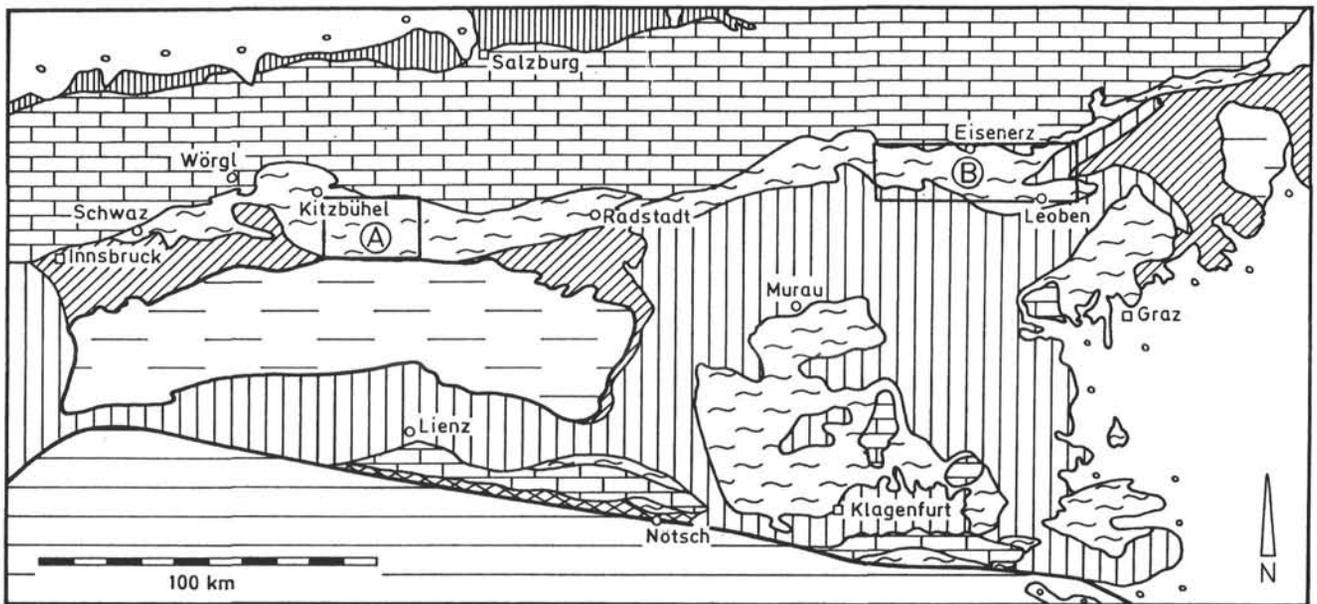
Die nördliche Grauwackenzone trennt als durchschnittlich 5–10 km breiter Streifen die Zentralalpen von den Nördlichen Kalkalpen. Sie ist von Schwaz bei Innsbruck im Westen bis nahe Ternitz im Osten zusammenhängend aufgeschlossen (ca. 350 km), bei Ternitz taucht sie unter die Bedeckung des Wiener Beckens unter (Abb. 1). Sie folgt dem allgemeinen WSW–ENE-Streichen der geologischen Einheiten der Ostalpen. Ihre maximale N–S-Breitenentwicklung erreicht sie jeweils mit ca. 25 km im Bereich Kitzbühel – Mittersill und Eisenerz – Leoben. Morphologisch hebt sie sich als sanft gewelltes, großteils dicht bewaldetes Hügel-land deutlich von den Nachbareinheiten ab. Aufgrund der geographischen Gegebenheiten wird die NGZ zweigeteilt (Trennungslinie etwa bei Radstadt): Der westlichen oder Kitzbüheler NGZ steht die östliche, Eisenerzer oder Steirische NGZ gegenüber.

Die Nördliche Grauwackenzone bildet zusammen mit den Nördlichen Kalkalpen den von seinem primären Untergrund abgescherten oberostalpinen Deckenstapel im Sinne von TOLLMANN (1973). Sie ist Teil der paläozoischen, variszisch geprägten Basis des alpidischen Sedimentationsraumes.

Zwischen der NGZ und den im Norden angrenzenden Nördlichen Kalkalpen bestand ursprünglich ein Transgressivkontakt. Die Transgressionsfläche ist großteils tektonisch stark überprägt (verschuppt), nur an wenigen Stellen ist der Verband gut erhalten und die Winkeldiskordanz sichtbar (z.B. Prebichl – Polster/Steiermark).

Im Süden liegt die NGZ den Zentralalpen mit tektonischem Kontakt auf. Die tektonische Trennungslinie gegen die unterostalpinen Quarzphyllite und das Penninikum (im W) sowie das mittelostalpine Kristallin (im E; Abb. 1) ist teilweise durch Taleinschnitte gekennzeichnet (z.B. Salzachtallängsstörung).

Die namengebenden Grauwacken treten in der NGZ nur sehr untergeordnet auf. Das Hauptgestein bilden vorwiegend feinklastische Metasedimente, die in der westlichen NGZ als Wildschönauer Schiefer bzw. Dientner Schiefer, in der östlichen NGZ als Silberbergserie, feinschichtige Grauwackenschiefer etc. be-



- |  |                       |  |                          |
|--|-----------------------|--|--------------------------|
|  | Tertiär und Quartär   |  | Oberostalpin-Mesozoikum  |
|  | Flysch und Helvetikum |  | Oberostalpin-Paläozoikum |
|  | Penninikum            |  | Oberostalpin-Kristallin  |
|  | Unterostalpin         |  | Südalpin                 |
|  | Mittelostalpin        |  |                          |

Abb. 1.  
Geologische Übersichtskarte der Ostalpen (nach BÖGEL & SCHMIDT, 1976; vereinfacht).  
Arbeitsgebiete: A = westliche Nördliche Grauwackenzone; B = östliche Nördliche Grauwackenzone.

zeichnet werden. Ihr stratigraphischer Umfang reicht mindestens vom Oberordovizium bis ins Karbon, der Zeitpunkt des Sedimentationsbeginns ist unbekannt (vgl. 2.). In sie sind die metamorphen basischen Magmatite (Laven, Intrusiva, bunte Vulkaniklastika) eingeschaltet. Für den basischen Magmatismus der östlichen NGZ konnte an einer Stelle biostratigraphisch ein silurisches Alter belegt werden (SCHÖNLAUB, 1982; vgl. 2.). Die Äquivalente in der westlichen NGZ wurden bisher als ordovizisch angesehen (MOSTLER, 1968, 1970; Abb. 4). Eine jüngst gelangene conodontenstratigraphische Datierung von Vulkaniten des Kitzbüheler Raumes ergibt für diese ein hochunterdevonisches Alter (HEINISCH et al., 1987; vgl. 2.). Der weit verbreitete saure bis intermediäre Porphyroidvulkanismus (Blasseneckporphyroid) ist nahe seiner Typlokalität in der östlichen NGZ biostratigraphisch als oberordovizisch datiert (Caradoc/Ashgill; SCHÖNLAUB, 1979). Er zeigt durch seinen subaerischen Charakter die Heraushebung des Ablagerungsraumes an (HEINISCH, 1981). Da er auf ein kurzzeitiges Ereignis zurückgeführt wird (HEINISCH, 1981), bildet er den bisher einzigen für die gesamte NGZ einheitlich anwendbaren stratigraphischen Leithorizont. Durch Absenkung und bruchtektonische Zerlegung der starren Porphyroidplatte erfolgte eine Faziesdifferenzierung (MOSTLER, 1970). Auf Hochschwellen lagerten sich im Silur und Devon mächtige Karbonate ab.

Die Interntektonik der NGZ ist durch einen Deckenbau geprägt (HEINISCH 1986; MOSTLER, 1974; SCHÖNLAUB, 1982), dessen variszische bzw. alpidische Anteile umstritten sind (TOLLMANN, 1977; vgl. 2.).

### 1.3. Stand der Forschung

Einen Überblick über die Erforschungsgeschichte und die Geologie der gesamten NGZ geben FRASL (1949), SCHÖNLAUB (1979) und TOLLMANN (1977).

Eine erste kurze Darstellung von basischen Magmatiten aus der westlichen NGZ findet sich in CATHREIN (1889). Erstmals ausführlich beschrieben als „Monzonitdiabase, Diabase und Diabasporyphrite“ sind die Metabasite dann bei SPITZ (1909). In seiner Beschreibung der „spilitisch-diabasischen Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues“ veröffentlicht ANGEL (1955) die ersten chemischen Analysen. Das Gebiet um Dienten bearbeiten BAUER et al. (1969). Im Zuge des Rohstofferkundungsprogrammes der Republik Österreich erfahren einzelne Vorkommen basaltischer Gesteine neue Bearbeitungen, die allerdings vornehmlich auf deren technische Verwendbarkeit abzielen (DAVOGG, 1982; HADITSCH, 1979; MOSTLER, 1982, 1983, 1984). Die tektonische und stratigraphische Gliederung des Raumes Kitzbühel – Zell am See wird bisher entsprechend den Darstellungen von HADITSCH & MOSTLER (1970), MAVRIDIS & MOSTLER (1970) und MOSTLER (1964, 1965, 1966, 1968, 1970) vorgenommen. Daß diese Einteilungen der Revidierung bedürfen zeigt HEINISCH (1986; vgl. 2.1.).

Gemäß ihrem Auftreten als räumlich getrennte Einzelvorkommen (vgl. 2.2.) wurden die basischen Magmatite der östlichen NGZ kaum jemals im Überblick, sondern immer bezogen auf den untersuchten Bereich beschrieben.

Eine erste Untergliederung findet die Grüngesteinsserie der Lagerstätte Kalwang durch CANAVAL (1895). ANGEL (1924) beschreibt die Gesteine des Triebener und Brucker Raumes und ordnet sie geochemischen „Sippen“ zu. Dem folgen, mit teilweise ausführlichen regionalgeologischen und petrographischen Beschreibungen von Einzelvorkommen, HAMMER (1924, 1932), HAUSER (1936, 1938), HERITSCH (1911), HIESSLEITNER (1931, 1958), METZ (1938, 1940, 1951) und VETTERS (1911). Den bisher einzigen Überblick über die wichtigsten Vorkommen des Ostteils der NGZ gibt HAUSER (1940): „Die diabasischen Effusiva in der Grauwackenschiefer-Serie zwischen Mur- und Ennstal“ (Abb. 8). Modernere Daten liegen nur vor aus dem Raum Eisenerz (Kartierung, petrographische und stratigraphische Bearbeitung; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1973; SCHÖNLAUB, 1982) und von der Sulfidlagerstätte Kalwang (lagerstättenkundliche Untersuchungen, Geochemie; SCHÄFFER & TARKIAN, 1984).

Die basischen Magmatite der NGZ wurden mehrfach in moderne **plattentektonische Modelle** einbezogen:

- Eine Subduktionszone mit nach N gerichtetem Einfallen fordern HÖLL & MAUCHER (1976) aufgrund der Verteilung der metallogenetischen Zonen innerhalb des Paläozoikums der Alpen unter Berücksichtigung der alpidischen Deckentektonik.
- Einen Inselbogenvulkanismus über einer nach S abtauchenden Subduktionszone postuliert LOESCHKE (1977) im Rahmen einer Arbeitshypothese zur Erklärung des „ordovizisch-silurischen Vulkanismus der Ostalpen“. Er untersucht Proben aus dem Paläozoikum Kärntens (Karawanken) und bezieht aufgrund von Serienvergleichen die NGZ in sein Modell ein.
- Als Alkalibasalt-Vulkanismus mit Position innerhalb einer Platte („Plattenbasalte“) deutet KOLMER (1978) die untersuchten Gesteine des Grazer und Murauer Paläozoikums. Dies überträgt er auf den gesamten Bereich paläozoischer Gesteine der Ostalpen.
- Ein „tholeiitisch basaltisches Ausgangsmagma“ und „Affinitäten zu Ozean-Rücken Basalten bzw. within-plate Basalten“ leiten COLINS, HOSCHEK & MOSTLER (1980) aus dem Gesteinschemismus und der Zusammensetzung re-

„liktischer Pyroxene von Basalten der Kitzbüheler NGZ ab.

- Zur Deutung als „Taphrogeosynklinale im Ordovizium“ weitet MOSTLER (1983, 1984) dieses Modell aus. Aufgrund lagerstättenkundlicher Untersuchungen werden Erzgenese und basischer Magmatismus des Zeller Raumes in Zusammenhang mit dem kaledonischen Zyklus gesehen. Die Basalte sind als „kambrisch? bis ordovizische, tholeiitische Basalte mit Förderposition im Bereich eines ozeanischen Rückens“ (MOSTLER 1983) gedeutet. Dementsprechend wird der Raum Zell am See als „ein über einem Manteldiapir entwickeltes Taphrogen, das sich im Verlauf des Ordoviziums zur Taphrogeosynklinale ausweitet“ (MOSTLER 1983) interpretiert.
- Als Tholeiite, entstanden im Zuge zunehmender Ozeanisierung eines kontinentalen Riftbereichs deuten SCHÄFFER & TARKIAN (1984) die Grüngesteine der Sulfidlagerstätte Kalwang (östliche NGZ).
- Bildungen eines ordovizischen „marginal basin (back-arc basin) über einer Subduktionszone, die vermutlich im Penninikum existierte“ bzw. eines „beginnenden spreading centre“ sehen FRISCH, NEUBAUER & SATIR (1984) in den von COLINS et al. (1980) beschriebenen basischen Magmatiten der NGZ. Diese Arbeit stellt den jüngsten Versuch einer plattentektonischen Synthese für den ostalpinen Grundgebirgskomplex dar.
- Als epikontinentales „marginal basin“ interpretieren TARKIAN & GARBE (1988) die Zonen Jochberg – Pass Thurn – Uttendorf und Viehhofen – Zell am See (westliche NGZ) aufgrund umfangreicher Pyroxen- und Gesamtgesteinsanalysen aus den basischen Magmatiten.

Damit wurde der basische Magmatismus der NGZ, beruhend auf nur wenigen veröffentlichten Analysen von Einzelvorkommen, bereits beinahe jeder möglichen plattentektonischen Position zugeordnet. Eine Gesamtbearbeitung der basischen Gesteine der NGZ fehlte jedoch bisher.

## 2. Geologie und Stratigraphie der Untersuchungsgebiete

### 2.1. Westliche Grauwackenzone (Kitzbüheler Grauwackenzone)

Die westliche NGZ, und hier insbesondere der Raum Kitzbühel – Zell am See ist durch die Tätigkeit der Münchner Arbeitsgruppe fast flächendeckend neu kartiert und gut untersucht (vgl. 1.).

HEINISCH (1986) entwirft aufgrund neuer stratigraphischer, sedimentologischer und tektonischer Daten ein von der bisherigen Lehrmeinung (MOSTLER 1968, 1970, 1974, 1983) abweichendes Bild für diesen Raum.

Nach MOSTLER (1974) wird die Tiroler und Salzburger Grauwackenzone in 4 Faziesdecken gegliedert. Für den Raum zwischen Kitzbühel und Zell am See muß nach

HEINISCH (1986) diese Gliederung revidiert werden. Es werden drei neue tektonische Großeinheiten innerhalb der NGZ festgelegt, die „Uttendorfer Schuppenzone“ wird von der NGZ abgetrennt (Abb. 2, 7):

Die **Wildseeloder-Einheit** umfaßt im wesentlichen den Bereich der mächtigen, oberordovizischen Porphyroide (Blasseneckporphyroid, vgl. 1.2.) und der mächtigen, vorwiegend devonischen Karbonate im Nordteil des Untersuchungsgebietes. Die Basis dieser Einheit ist tektonisch abgeschert (Abb. 3).

Eine Deckenbahn, die **Hochhördler Schuppenzone**, trennt die Wildseelodereinheit von der südlich anschließenden Glemmtaleinheit.

Die Glemmtal-Einheit umfaßt die mächtigen, siliziklastischen Abfolgen, die unter dem Begriff „Wildschönauer Schiefer“ bekannt sind. Hier treten neben geringmächtigen Porphyroidlagen die basischen Magmatite in

Erscheinung. Die klastischen Abfolgen wurden bisher in höhere und tiefere Wildschönauer Schiefer unterteilt und zusammen mit den eingeschalteten basischen Vulkaniten großteils ins Ordoviz gestellt (MOSTLER, 1968;

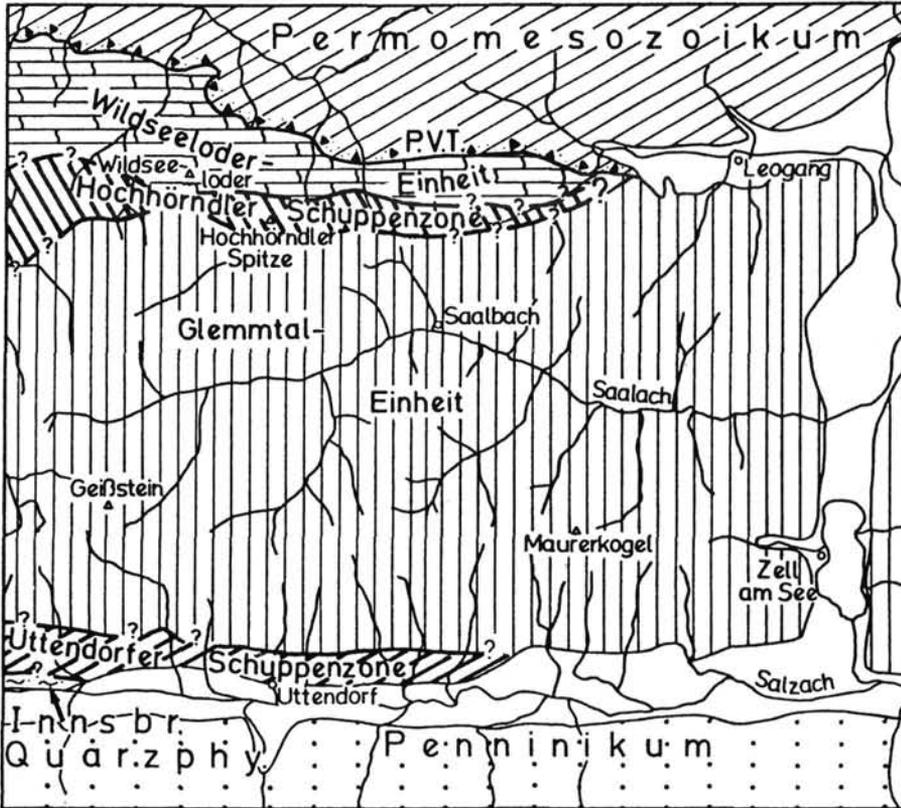
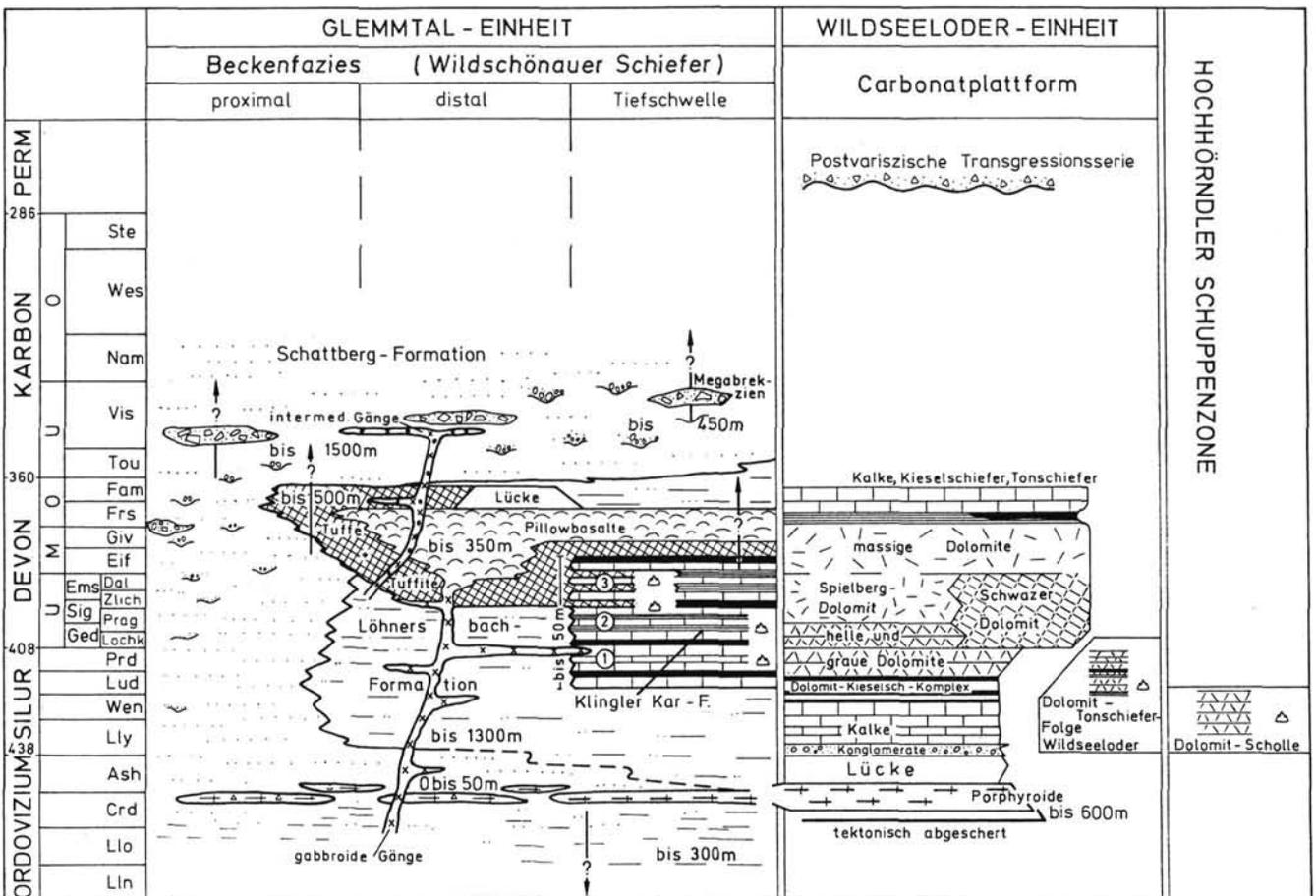


Abb. 2.  
Neue deckentektonische Gliederung des Raumes zwischen Kitzbühel und Zell am See (HEINISCH, 1986).

Abb. 3.  
Neue stratigraphisch-fazielle Gliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone (HEINISCH, 1986).

Lithologische Gliederung der Tiefschwelle (Klingler Kar-Formation): 1 = Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge; 2 = Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge; 3 = Kalkmarmor-Tuffit-schiefer-Wechselfolge.



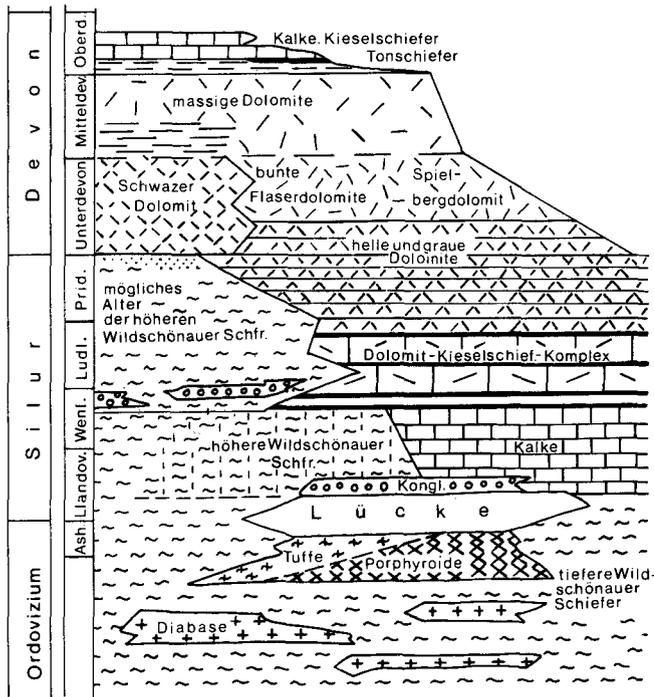


Abb. 4.  
Stratigraphie der westlichen NGZ.  
R. OBERHAUSER (1980); nach SCHÖNLAUB (1979), verändert und ergänzt nach MOSTLER.

OBERHAUSER, 1980; Abb. 4). Neue biostratigraphische Daten belegen (HEINISCH 1986), daß die Hauptmächtigkeiten der Wildschönauer Schiefer im Silur, Devon und Karbon entstanden. Aufgrund sedimentologischer Charakteristika können die Wildschönauer Schiefer proximalen (Schattberg-Formation) bzw. distalen (Löhnersbach-Formation) Turbiditsequenzen zugeordnet werden. Außerdem tritt eine pelagische Tiefschwelle auf (Klingler Kar-Formation) (HEINISCH 1986). Diese Karbonatgesteins-Lydit-Wechselfolge reicht vom Obersilur bis ins höchste Unterdevon. Die basischen Vulkanite finden sich vorwiegend innerhalb der distalen klastischen Fazies, greifen aber teilweise auf die Tiefschwelle über und konnten hier, in Verzahnung mit Karbonathorizonten, biostratigraphisch als hoch-unterdevonisch datiert werden (HEINISCH et al. 1987; Abb. 3).

Abb. 3 zeigt die neue stratigraphisch-fazielle Gliederung der Kitzbüheler NGZ (HEINISCH, 1986). Das Prinzip der Faziesdecken im Sinne von MAVRIDIS & MOSTLER, (1970) wird zwar beibehalten, aber die Beziehungen zueinander, sowie Stratigraphie und Interngliederung werden neu interpretiert. Wildseeloder- und Glemmtal-Einheit werden als echte Ferndecken, entstanden in weit voneinander entfernten Ablagerungsräumen, charakterisiert (HEINISCH, 1986).

Als **Uttendorfer Schuppenzone** wird ein schmaler Streifen entlang des Salzachtals bezeichnet, der zwischen Pass Thurn und Uttendorf am Südwestrand der Grauwackenzone liegt (Abb. 2, 7). Gesteine der verschiedenen, angrenzenden großtektonischen Einheiten sind hier miteinander verschuppt. Die Uttendorfer Schuppenzone ist eine tektonisch selbständige Einheit, möglicherweise handelt es sich um ein Äquivalent zur Matreier Schuppenzone (HEINISCH, 1986).

## 2.2. Östliche Grauwackenzone (Steirische Grauwackenzone)

Das Untersuchungsgebiet in der östlichen NGZ umfaßt den Raum zwischen Admont im W und Bruck a.d. Mur im E (vgl. Abb. 1). Hier erreicht die NGZ ihre größte Breite, hier ist der Schichtbestand vollständig entwickelt (SCHÖNLAUB, 1979). Einen Überblick über die Geologie der Steirischen NGZ gibt Abb. 5.

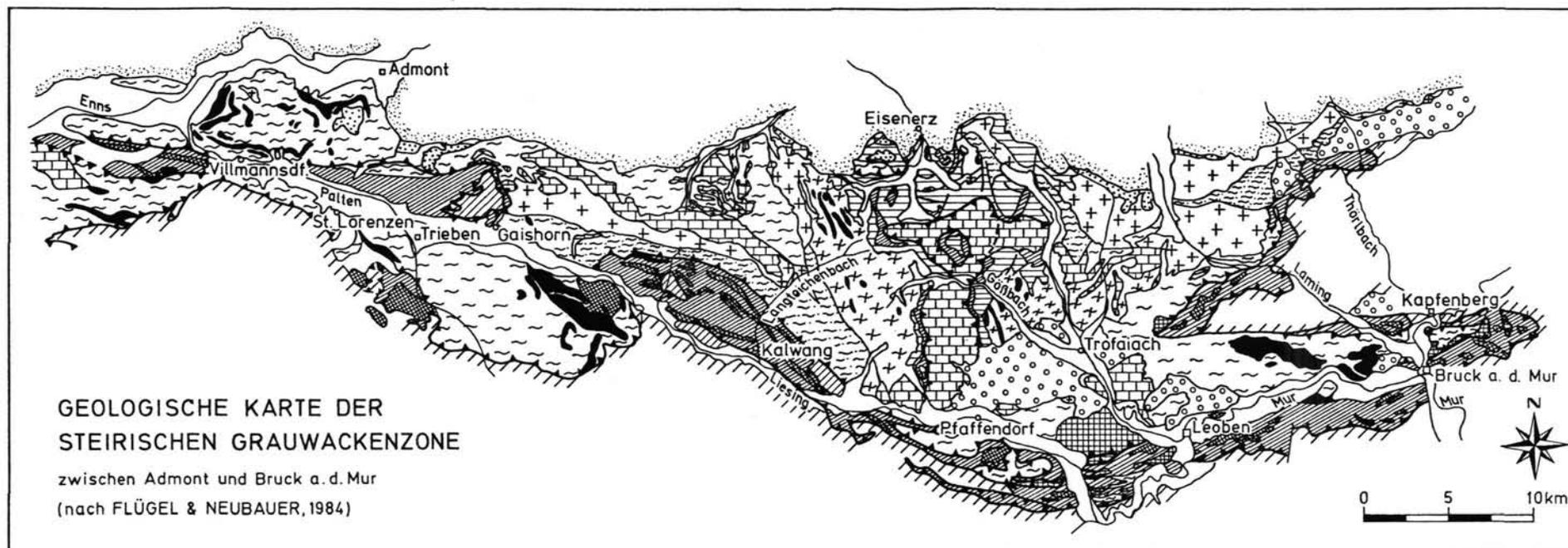
Innerhalb der paläozoischen Schiefer der östlichen NGZ finden sich Späne altkristalliner Gesteine (z.B. CORNELIUS, 1941). Ihre Beziehungen zum Paläozoikum sind bisher nicht zufriedenstellend geklärt (SCHÖNLAUB, 1979). NEUBAUER (1985) deutet sie als möglicherweise kaledonisch geprägtes Kristallin. Auch über Zusammenhänge der nahe der Deckengrenze zum Oberostalpin im Mittelostalpin aufgeschlossenen Ultrabazitkomplexe (Lärchkogel; Hochgrößen, Kraubath; STUMPFL & EL AGEED, 1981; EL AGEED et al., 1980) mit den Serien der NGZ besteht Unklarheit.

Der Internbau der Steirischen NGZ ist nach der Lehrmeinung durch 2 große, deckentektonische Einheiten gekennzeichnet: Die **Norische Decke** besteht aus einer vollständigen, paläozoischen Schichtfolge und trägt transgressiv die Nördlichen Kalkalpen. Die durch die „Norische Überschiebung“ abgetrennte, tektonisch tiefere **Veitscher Decke** enthält fast ausschließlich karbonische Schichtglieder. Daß dieser Großdeckenbau in viele interne Teildecken untergliedert werden muß, zeigen Untersuchungen von NIEVOLL (1984) und SCHÖNLAUB (1979, 1982). Für die Norische Überschiebung gilt allgemein ein alpidisches Alter als gesichert (RATSCHBACHER, 1984; RATSCHBACHER & KLIMA, 1985; SCHÖNLAUB, 1979; TOLLMANN, 1977).

Im Raum Eisenerz konnte SCHÖNLAUB (1982) eine variszische Interntektonik der Norischen Decke nachweisen. Im Großteil der östlichen NGZ ist jedoch, mangels moderner Geländeaufnahmen, weder der Verlauf noch das Alter der tektonischen Linien und damit die Stellung der einzelnen Gesteinsgruppen zueinander, geklärt. Konglomerathorizonte in der Norischen Decke (Kalwanger Gneiskonglomerat) deutet NEUBAUER (1985) im Raum Bruck a.d. Mur als präoberordovizische Transgression auf Altkristallin. Hier wäre demnach die Basis der Grauwackenzone aufgeschlossen.

Die vorwiegend klastischen Serien der **Norischen Decke**, die Äquivalente zu den Wildschönauer Schiefern der westlichen NGZ, tragen in der Steiermark verschiedene Namen: Silbersbergserie (CORNELIUS, 1952), feinschichtige Grauwackenschiefer (HAMMER, 1924), höher metamorphe Grauwackenschiefer (METZ, 1951) etc.. Diese Bezeichnungen werden in der älteren Literatur, je nach Autor, in verwirrender Weise immer wieder etwas anders definiert, umbenannt, und mit oft stark voneinander abweichenden Auffassungen zur Verbreitung verwendet. Der vorliegenden Arbeit wird deshalb Name, Alter und Verbreitung der Schichtglieder entsprechend der jüngsten (und einzigen) zusammenfassenden Darstellung der Steirischen NGZ von FLÜGEL & NEUBAUER (1984) zugrunde gelegt (Abb. 5).

Der Großteil der für die vorliegende Arbeit beprobten Grungesteine gehört der als **altpaläozoischer Phyllit**, feinschichtige Grauwackenschiefer, bzw. Radschiefer bezeichneten Serie an (Abb. 5; vgl. 3.3.3.). Diese weit verbreitete Serie vorwiegend klastischer Gesteine kann stratigraphisch, mangels bio-



### Legende

Quartär	Präbichlschichten (Perm)	Altpaläozoischer Kalk (vorw. Devon)	Silbersbergschichten, Gerichtsgrabengruppe, Kalwanger Gneiskonglomerat (Ordoviz)
Inneralpines Jungtertiär	'Graphitkarbon; Eisenerzer Schichten (Karbon)	Radschiefer (Silur-Unterdevon)	feinschichtige Grauwackenschiefer (Altpaläozoikum)
Permomesozoikum der Nördlichen Kalkalpen	Triebensteinkalk (Karbon)	Blasseneckporphyroid (Oberordoviz)	Spilit, Diabas, Grünschiefer
Mittelostalpin (Permomesoz. und polymet. Grundgebirge)	'Eisenerzer Kalk' (Devon, Oberordoviz-Silur)		Störung
Höhermetamorphe Schollen			Deckengrenze

Abb. 5.  
Ausschnitt aus der Geologischen Karte der Steiermark (nach FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; vereinfacht).

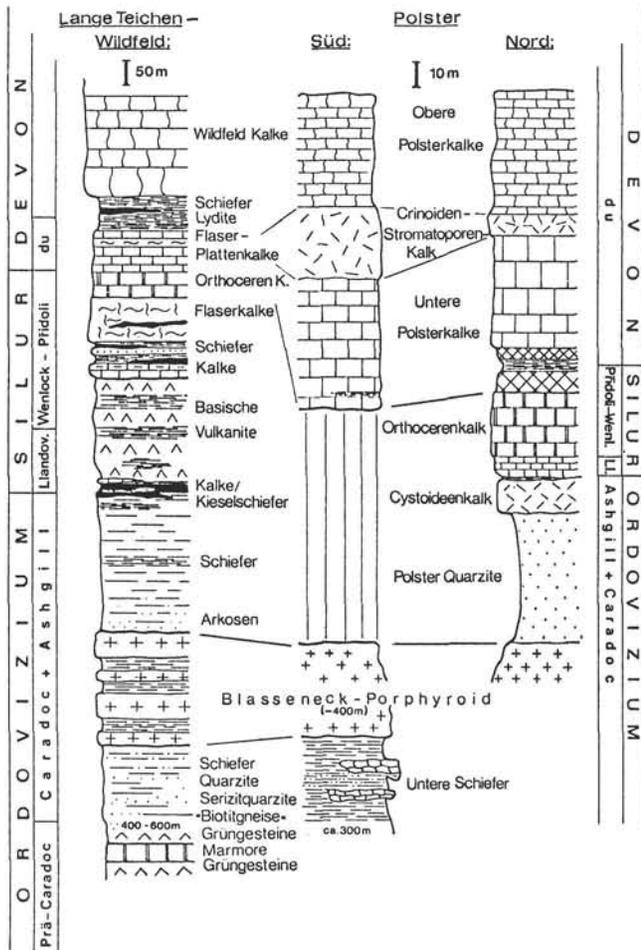


Abb. 6.  
Die Schichtfolge der Norischen Decke und die Altersstellung der basischen Vulkanite der Eisenerzer Alpen (SCHÖNLAUB, 1979).  
Die Verhältnisse in den Untersuchungsgebieten EK und ET entsprechen dem Profil Lange Teichen - Wildfeld.

stratigraphischer Anhaltspunkte und einer unklaren Position in Hinblick auf den Blässeneckporphyroid, nicht sicher eingestuft werden. FLÜGEL & NEUBAUER (1984) nehmen ein vorwiegend silurisches bis devonisches Alter für sie an (siehe Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Silbersbergschichten, Gerichtsgraben-Gruppe und Kalwanger Gneiskonglomerat bilden die Serie unter dem Porphyroid. Sie sind damit ordovizisch und älter. Nach neueren Untersuchungen diskutiert NIEVOLL (1984) für einen Teil der Silbersbergschichten ein permisches Alter. Um etwaige geochemische Unterschiede zu den übrigen Vorkommen aufzuzeigen, wurde auch ein in diese Serie eingeschaltetes Grungesteinsvorkommen beprobt (vgl. 3.3.3.).

Nur aus dem östlichen Teil der NGZ sind bisher Schichten des Karbons bekannt. In diese, der Veitscher Decke angehörenden Gesteine, sind dm-mächti-

ge Grungesteinsbänder eingeschaltet. Auch aus diesen wurden Proben entnommen (vgl. 3.3.3.). Eine Neugliederung des Westabschnitts der Veitscher Decke und eine Deutung der Sedimente als küstennaher Bereich findet sich bei RATSCHBACHER (1984).

Sicher stratigraphisch zugeordnet werden können die Grungesteine der Steirischen NGZ nur im Raum Eisenerz (vgl. 3.3.3.). Durch Conodontenfunde ist für sie ein silurisches Alter belegt (SCHÖNLAUB, 1982, Abb. 6). Die Altersstellung aller übrigen Grungesteinsvorkommen ist unsicher, da die Einstufung aufgrund von Serienvergleichen bzw. der Lage zum Leithorizont des Blässeneckporphyroids vorgenommen wird, wobei großteils der Verlauf der wichtigsten tektonischen Linien noch nicht geklärt ist (vgl. 3.3.3., 3.4.).

### 2.3. Zusammenfassung

Eine sichere stratigraphische Datierung des basischen Vulkanismus der NGZ mittels Conodonten liegt bisher nur an zwei Stellen vor:

- In der westlichen NGZ wurde im Bereich des Klingler Kares (hinteres Saalachtal) höheres Unterdevon nachgewiesen (HEINISCH et al., 1987).
- In der östlichen NGZ ist im Bereich der Eisenerzer Alpen unteres bis mittleres Silur belegt (SCHÖNLAUB, 1979).

Die Alterseinstufung aller anderen Vorkommen basischer Magmatite beruht auf Analogieschlüssen, bzw. auf deren Lage zum Leithorizont des Blässeneckporphyroids. Dabei fehlt, insbesondere für die östliche NGZ, eine Klärung der tektonischen Zusammenhänge. Die stratigraphische Stellung der einzelnen Vorkommen basischer Gesteine der NGZ nach Literaturdaten ist in Tab. 3 aufgelistet.

Die neuen Untersuchungen von HEINISCH (1986) zeigen, daß für den Hauptteil des basischen Vulkanismus der westlichen NGZ, der früher ins Ordoviz eingestuft wurde, jetzt ein devonisches Alter angenommen werden muß. Nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984) ist der Großteil der basischen Vulkanite der östlichen NGZ (eingeschaltet in die Serie der „feinschichtigen Grauwackenschiefer) ins Silur zu stellen. Ein ordovizischer basischer Vulkanismus ist in der NGZ nicht belegt. Damit müssen insbesondere alle plattentektonischen Modelle, die von einem ordovizischen Magmatismus ausgingen (z.B. FRISCH et al. 1984, MOSTLER 1983; vgl. 1.3., 7.8.1.), neu überdacht werden. Auch die aus der zeitlich-räumlichen Verbreitung oberostalpiner Vulkanitabfolgen (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984) gezogenen Schlüsse sind zu revidieren. In der NGZ existierte kein oder kaum ein ordovizischer basischer Vulkanismus. Der Großteil der basischen Vulkanite der NGZ wurde im Silur und Devon gefördert.

### 3. Überblick über die Probenahmegebiete

#### 3.1. Auswahl der Probengebiete

Nach Sichtung von Literatur und vorhandenem Kartenmaterial wurden die Vorkommen basischer Magmatite im Gelände bemustert. Die Probenahmegebiete wurden nach folgenden Kriterien ausgewählt:

- Mächtigkeit und Volumen der Vorkommen
- Erhaltungsgrad primärmagmatischer Strukturen
- Alterationszustand
- stratigraphische Fixpunkte
- Vorhandensein geologischen Kartenmaterials
- Gewinnungsmöglichkeit möglichst frischen Materials

Der Probenahme lag ein durchwegs altes, jedoch gut brauchbares Kartenmaterial zugrunde. Die verwendeten geologischen Karten sind in Tab. 1 aufgelistet, ein Verzeichnis der topographischen Karten findet sich in Anhang A<sub>4</sub>. Da die systematische flächendeckende Neuaufnahme der westlichen NGZ auf den Kartenblättern Kitzbühel und Zell am See (ÖK 1 : 50 000, 122 und 123) durch die Münchner Arbeitsgruppe und die Arbeiten zu vorliegender Dissertation etwa gleichzeitig begannen, konnte bei der Probenahme nur ein kleiner Teil der Kartierergebnisse berücksichtigt werden.

Das Arbeitsgebiet in der westlichen NGZ (Probennummern mit der Regionalkennung K., BS; Abb. 7, Tab. 2, Anh. A<sub>4</sub>) beschränkt sich im wesentlichen auf das Gebiet der „Kitzbüheler Grauwackenzone“. Es ist im W begrenzt durch die Verbindung Kitzbühel – Paß Thurn, im E durch die Zeller Furche, im N durch die Linie Kitzbühel-Leogang und im S durch den Einschnitt des Salzachtals (Abb. 7). Einige wenige Proben wurden

im Gebiet östlich der Zeller Furche, den Dientner Bergen (BAUER et al., 1969) entnommen.

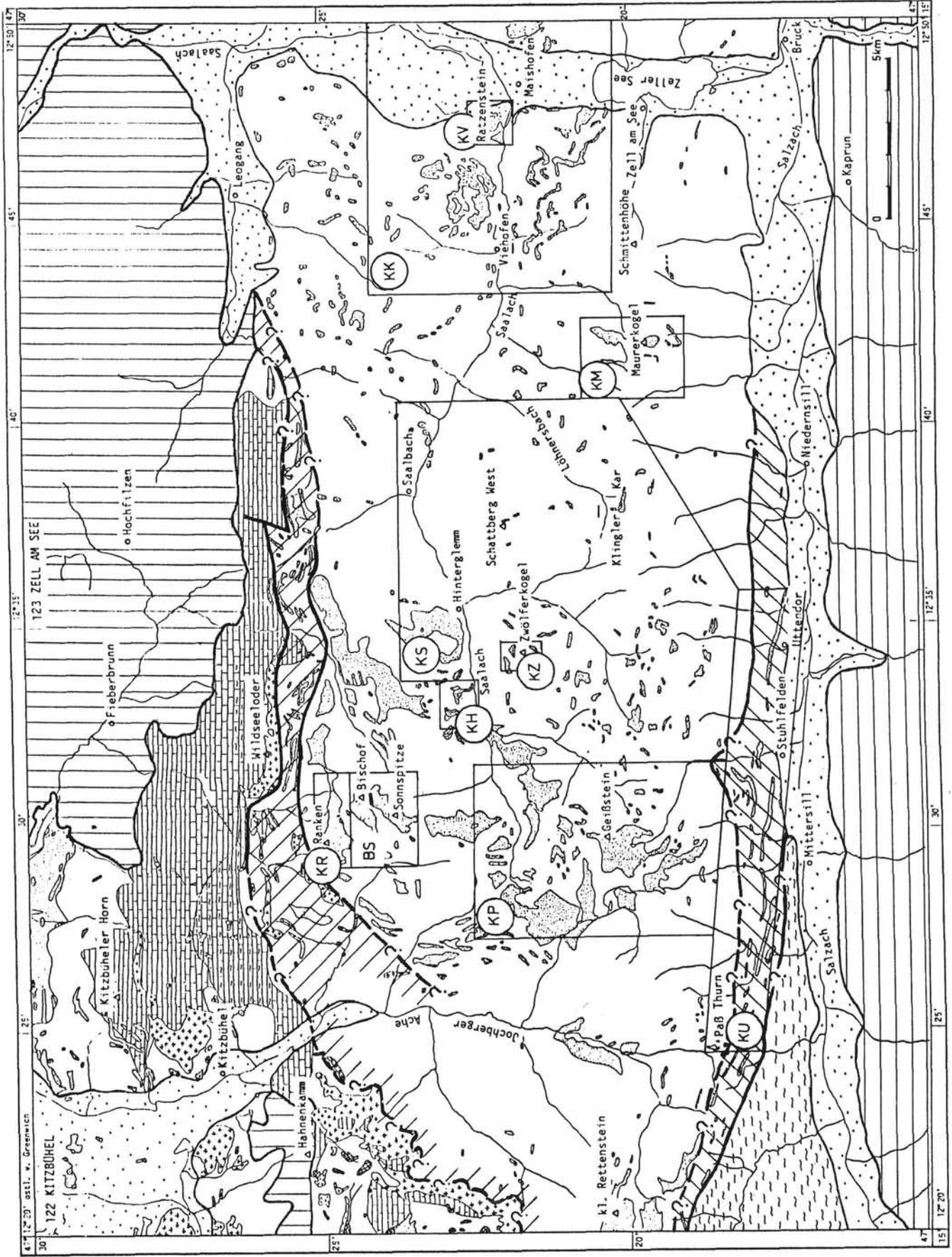
Für die östliche NGZ (Probennummern mit der Regionalkennung E.; Abb. 8, Tab. 2., Anh. A<sub>4</sub>) existierte zur Zeit der Probenahmearbeiten noch kein einheitliches Kartenwerk. Die petrographisch-geochemische Beprobung der Grungesteine wurde daher auf der Basis des größtenteils sehr alten und heterogenen Kartenmaterials (vgl. Tab. 1) und eigener Begehungen in 7 ausgewählten Teilbereichen durchgeführt (Abb. 8). Besondere Aufmerksamkeit galt hierbei dem Gebiet der Eisenerzer Alpen (Bereiche ET und EK). Hier liegt eine neue Kartierung im Maßstab 1 : 25 000 und eine stratigraphische Einstufung der Gesteine vor (SCHÖNLAUB, 1982; vgl. 2.2.).

#### 3.2. Methodik der Probenahme

Für die geochemischen Untersuchungen sollten die Proben möglichst repräsentativ, entsprechend der Verteilung der Gesteinsarten (Intrusiva, Laven, Vulkaniklastika, etc.), entnommen werden. Soweit es trotz mangelnder differenzierter Kartierungen und schlechter Aufschlußverhältnisse möglich war, wurde versucht eine repräsentative Probenmenge zu gewinnen. Dabei ist die Gruppe der Vulkaniklastika, die wegen der starken Alterationsanfälligkeit für geochemische Untersuchungen weniger geeignet ist (vgl. 7.), unterrepräsentiert. Proben für die Geochemie wurden generell nur aus dem Anstehenden entnommen.

**Tabelle 1.**  
Übersicht über das verwendete geologische Kartenmaterial.

westliche Grauwackenzone	
Geol. Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, - Kitzbühel und Zell am See (5049); OHNESORGE et al. 1935 Geol. Bundesanstalt, Wien;	1: 75 000
Geologisch - Tektonische Karte des Unterpinzgaues östl. der Zellerfurche, in: BAUER et al. 1969	1: 50 000
östliche Grauwackenzone	
Geol. Spezialkarte der Republik Österreich, - Admont und Hieflau (4953); HAMMER et al. 1933 - Eisenerz, Wildalpe und Aflenz (4954); SPENGLER & STINY 1926 - Leoben und Bruck a.d. Mur (5054); STINY et al. 1932 Geol. Bundesanstalt, Wien	1: 75 000
Geol. Themenkarte der Republik Österreich, - Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone); SCHÖNLAUB 1982 Geol. Bundesanstalt, Wien	1: 25 000
Geologische Karte der Erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont und Selzthal, in: HIESSLEITNER 1958	1: 25 000
Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern, in: METZ 1938	1: 25 000
Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben, in: METZ 1940	1: 25 000
Geologische Karte der Steiermark; FLÜGEL & NEUBAUER 1984 Geol. Bundesanstalt Wien	1:200 000



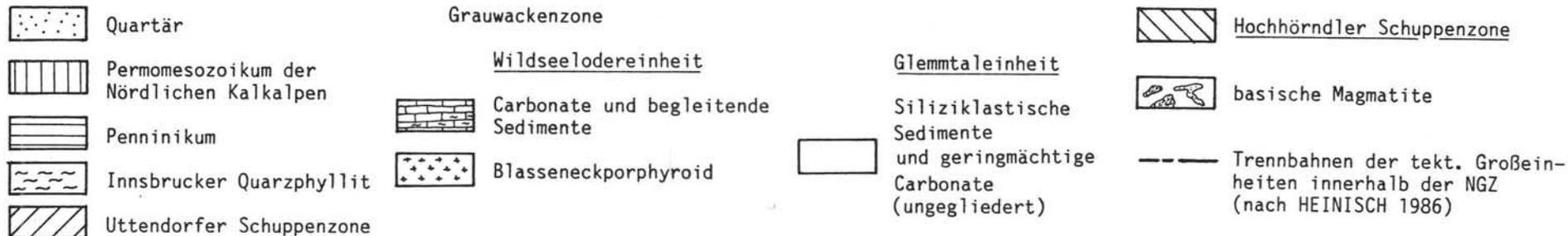


Abb. 7: Geologische Übersichtskarte der Kitzbüheler Grauwackenzone (gezeichnet nach der geologischen Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, 1:75.000, OHNE-SORGE et al., 1935; Tab. 1). Tektonische Gliederung der NGZ nach HEINISCH (1986); zum Alter der Serien vgl. 2.1. Die Probenahmebereiche sind eingerahmt und mit Kennbuchstaben versehen, vgl. dazu Tab. 2.

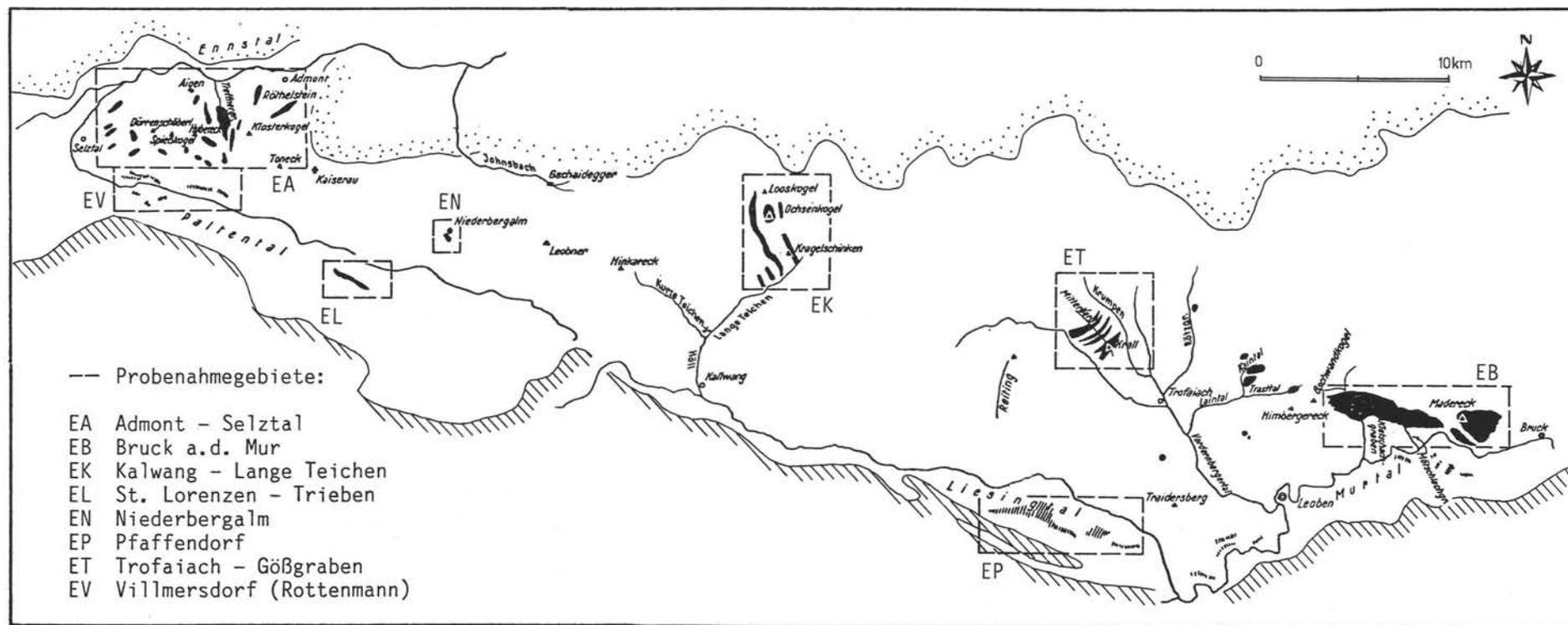


Abb. 8. Übersichtsskizze der wichtigsten Grungesteinsvorkommen der östlichen NGZ (nach HAUSER, 1940, ergänzt; vgl. Tab. 2). Zur Geologie der NGZ vgl. Abb. 5. Gepunktet = Permomesozoikum der Nördlichen Kalkalpen; schraffiert = Mittelostalpin; weiß = Grauwackenzone.

Tabelle 2.  
Aufstellung der für die geochemische und vulkanologische Bearbeitung entnommenen Proben.

Gebiet		R	Probenanzahl	Gesteinsgruppe						
				Laven	Intrusiva		Vulkani- klastika	Pyro- xenite	Grün- schiefer	
					gabbr.	diorit.				
westliche NGZ	vorderes Saalacht.	Maishofen-Viehhofen	KK	43	14	19	7	3	-	-
		Profil Ratzenstein	KV	14	12	2	-	-	-	-
	hinteres Saalachtal	Hinterglemm-Löhnersb.	KS	30	10	11	3	6	-	-
		Profil Maurerkogel	KM	12	5	-	-	7	-	-
	Saalachtal	Profil Zwölferkogel	KZ	10	8	2	-	-	-	-
		Profil Martenbach*	KH	8	-	7	1	-	-	-
		Gaissein-Saalh. Wände*	KP	93	22	35	1	31	4	-
		Profil Bischof-Sonnsp. +	BS	24	19	-	-	3	2	-
		Profil Ranken++	KR	27	2	1	-	24	-	-
				261	92	77	11	74	6	-
östliche NGZ	Admont	EA	21	3	8	-	4	-	6	
	Bruck a.d. Mur	EB	22	6	-	-	8	-	8	
	Kalwang	EK	15	2	5	-	8	-	-	
	St. Lorenzen	EL	9	-	-	-	-	-	9	
	Niederbergalm*	EN	13	-	-	-	-	-	13	
	Pfaffendorf	EP	9	-	-	-	-	-	9	
	Trofaiach	ET	42	22	8	-	12	-	-	
	Villmersdorf	EV	6	-	2	-	-	-	4	
			137	33	23	-	32	-	49	
Uttendorfer Schuppenzone			12	-	-	-	-	-	12	
Proben insgesamt			410	125	100	12	106	6	61	

R: Regionalkenntnung

\* z.T. BÜCHERL 1987, HABERBOSCH 1985; ++ SCHRÖCKER 1981; + SCHRÖCKER 1987; o SCHLÄGEL 1981;

Abhängig von der Korngröße des Gesteins wurde pro Probe 2–5 kg möglichst frisches Material entnommen. Dabei war, insbesondere bei Pillowbasalten, darauf zu achten einen Pillowquerschnitt zu beproben. Nur so läßt sich der Einfluß chemischer Zonierungen gering halten, wie sie durch Alterationsvorgänge entstehen können (vgl. 7.2.1.).

Über einige charakteristische Vorkommen wurden Kartierungen und Detailprofile für eine vulkanologisch-geochemische Bearbeitung gelegt. Insgesamt wurden 288 Proben für geochemische Untersuchungen neu entnommen, 164 Proben in der westlichen NGZ und der Uttendorfer Schuppenzone (incl. 4 Detailprofile) und 124 Proben (incl. 4 Detailprofile) in der östlichen NGZ. Dazu gingen in die Auswertung weitere 122 Proben aus Diplomarbeiten und einer Dissertation ein. In Tab. 2 ist eine Übersicht über Menge und Art der entnommenen Proben gegeben.

Während der Geländearbeiten wurden die Vorkommen soweit als möglich übersichtsmäßig neu aufgenommen, die basischen Magmatite (bisher meist als Diabase, Grünschiefer etc. kartiert) den in Tab. 2 und Kap. 4 ausgewiesenen Gesteinsgroßgruppen zugeordnet. Daneben waren Daten für die vulkanologisch-petrographische Auswertung zu gewinnen: Beziehungen der verschiedenen basischen Magmatite zueinander, Pillowgröße und Verteilung, Art der Vulkaniklastika, Mächtigkeiten, etc. Von beinahe allen für die Geochemie entnommenen Proben wurden Dünnschliffe für die

petrographisch-vulkanologische Bearbeitung angefertigt.

### 3.3. Geologische Kurzcharakteristik der Probenahmegebiete

#### 3.3.1. Westliche Grauwackenzone

Im Raum zwischen Kitzbühel und Zell am See sind die basischen Magmatite innerhalb der Glemmtal-Einheit (vgl. 2.1.) durchgehend verbreitet. Aufgrund der Geländedaten wird dieses Gebiet an einer etwa durch den Ort Viehhofen in N–S-Richtung verlaufenden Linie zweigeteilt (Abb. 9). Die beiden Teilbereiche sind, wie die im folgenden dargestellten Geländedaten zeigen, durch unterschiedliche Vergesellschaftungen basischer Magmatite charakterisiert. Die verschiedenartige Entwicklung dieser Teilregionen wird durch die petrographisch-vulkanologischen (vgl. 4.7., 6.5.) und die geochemischen Daten (vgl. 7.8.) weiter verdeutlicht.

Als vorderes Saalachtal (oder „Basalt-Sill-Komplex von Maishofen“) wird im folgenden die Region um Viehhofen – Maishofen – Zell am See bezeichnet (Abb. 9, Tab. 3). Für dieses Gebiet sind vorwiegend blasenarme Pillow- und Schichtlaven typisch, die in engem Wechsel mit feinkörnigen gabbroiden Sills auftreten. Die Grenzen zwischen den Laven und den oberflächennah intrudierten Lagergängen (vgl. 6.5.) sind oft nicht mehr eindeutig zu ziehen (vgl. 4.4.). Der Großteil

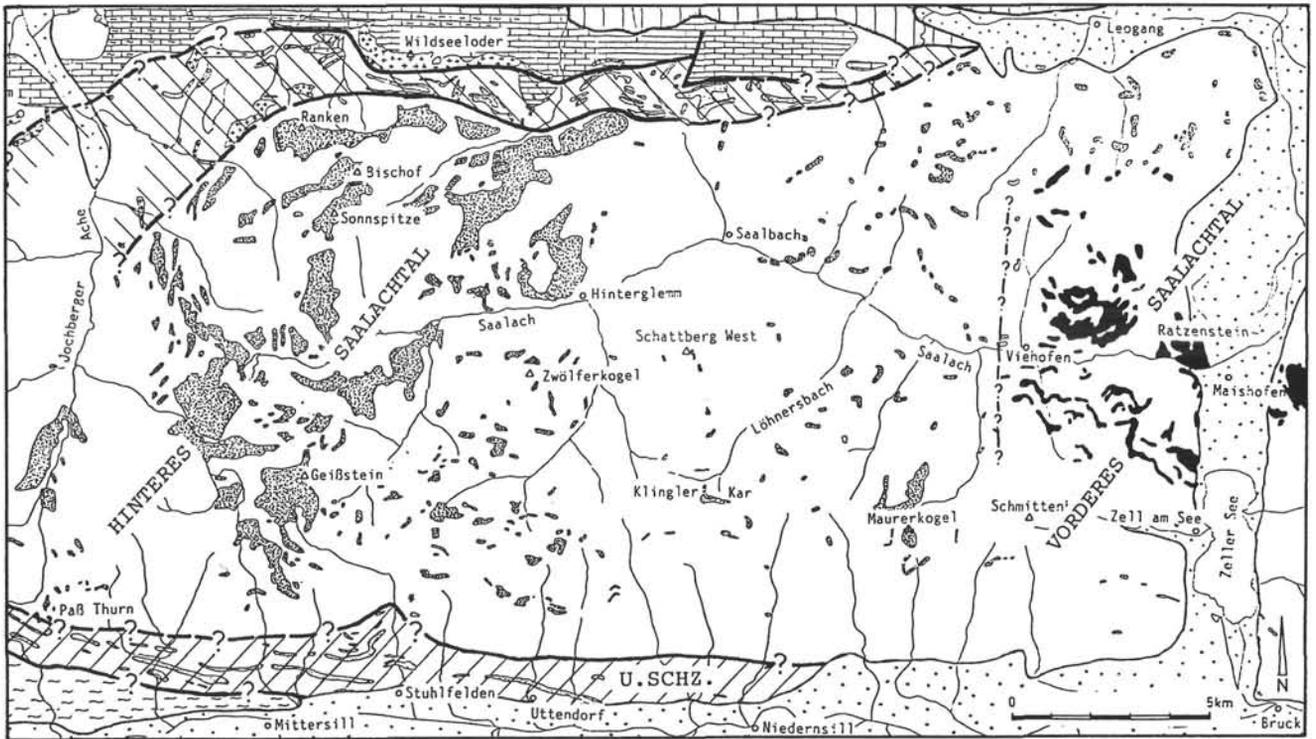


Abb. 9.  
 Verbreitung der basischen Magmatite im Untersuchungsgebiet westliche NGZ (nach OHNESORGE et al., 1935; vgl. Abb. 7).  
 Aufgrund der unterschiedlichen Verteilung der basischen Gesteine wird das Gebiet der Glemmtaleinheit in zwei Teilbereiche gegliedert:  
 a) Vorderes Saalachtal: Basalte + gabbroide u. dioritische Lagergänge (schwarze Signatur).  
 b) Hinteres Saalachtal: Basalte + Vulkaniklastika + gabbroide Ganggesteine + Pyroxenite (feingemasterte Signatur).

der Laven ist einsprenglingsarm, die Phänokristalle sind sehr klein (mit bloßem Auge kaum mehr sichtbar). Die Magmatitabfolgen werden immer wieder durch geringmächtige Sedimentzweischaltungen (cm bis max. 1 m) unterbrochen. Diese vorwiegend tonigen Sedimente lassen am splittrig-scherbigen Bruch gelegentlich die Beeinflussung durch die heißen Magmen erkennen (Frittung). Durchgehend aufgeschlossen sind Basalte und Sills über eine Mächtigkeit von max. 200 m; zusammen mit den geringmächtigen Sedimentzweischaltungen bilden sie einen bis zu 400 m mächtigen Komplex (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen). Im Hangenden dieses Komplexes treten geringmächtige Kiesel-schiefer- und Karbonatlagen auf. Produkte eines explosiven Vulkanismus fehlen (vgl. 6.3.6., 6.5.). Typisch für dieses Gebiet sind auch die hier häufig auftretenden dioritischen Ganggesteine. Sie sind, ausschließlich als Lagergänge, vorwiegend im Hangenden des Basalt-Sill-Komplexes verbreitet. An den Basalt-Sill-Komplex sind die Pyrit-Kupferkies- und Eisenkarbonat-Vererzungen des Raumes Viehhofen gebunden (MOSTLER, 1984; TARKIAN & GARBE, 1988; UNGER, 1973; vgl. 4.4.).

An siliziklastischen Sedimenten treten im Bereich des vorderen Saalachtals vorwiegend Tonschiefer und feinkörnige Quarzite auf. Die neuesten Kartierergebnisse (HEINISCH & SCHLAEGEL, 1989) erbrachten Hinweise, aufgrund derer der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen ins Hangende der Schattbergfolge eingeordnet werden muß. Das bedeutet, daß der basische Vulkanismus des vorderen Saalachtals jünger sein kann als der unterdevonische basische Vulkanismus des hinteren Saalachtals. Die geologisch-großtektonischen Zusammenhänge zwischen beiden Gebieten (Störungszone im Bereich

Viehhofen?) sind derzeit nicht geklärt, die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen.

Als hinteres Saalachtal (Abb. 9, Tab. 3) wird die Region westlich des Ortes Viehhofen beidseits des Saalachtals sowie der Großraum Saalachtal – Talschluß zusammengefaßt. Im Bereich zwischen Viehhofen und Saalbach („mittleres Saalachtal“) treten die basischen Magmatite nur in relativ kleinen, geringmächtigen Vorkommen auf (Abb. 9). Hier, im „Klingler Kar“, liegen die bisher einzigen stratigraphischen Fixpunkte der westlichen NGZ (vgl. 2.1.). Die typische großflächige Verbreitung und hohe Mächtigkeit erreichen die basischen Vulkanite im Bereich des Talschlusses, dem Gebiet zwischen Hinterglemm und Jochberger Ache (Abb. 9).

Mächtige blasenreiche Pillowbasalte und weit verbreitete Vulkaniklastika sind charakteristisch für das hintere Saalachtal. Der Gaisstein ist mit 350 m durchgehend aufgeschlossenen Basaltlaven das mächtigste Basaltvorkommen in der gesamten NGZ. Mächtige Ablagerungen pyroklastischer Gesteine (max. ca. 200 m durchgehend aufgeschlossen) belegen einen überwiegend explosiven Vulkanismus (vgl. 6.3., 6.5.). Die Basalte treten zumeist in Lagenwechsel und lateraler Verzahnung mit bunten Pyroklastika auf (Pillowbrekzien, verschiedenartige Tuffe). Weit verbreitet ist auch umgelagerter vulkanischer Detritus (Tuffite), teilweise sind Turbiditmerkmale sichtbar. Die Gesamtabfolgen basischer Vulkanite erreichen in Einzelfällen Mächtigkeiten bis zu 400 m. Gabbroide Intrusiva sind weit verbreitet. Sie sind vorwiegend als Lagergänge, manchmal als diskordante Gänge oder Stöcke ausgebildet. Die Mächtigkeiten überschreiten selten 8 m (max. ca.

50 m). Sehr untergeordnet finden sich geringmächtige dioritische Intrusiva. Zusätzlich treten, nur in diesem Gebiet, Pyroxenite auf (Mächtigkeit meist ca. 5 m). Die Intrusivgesteine sind in die siliziklastischen Sedimente und die Vulkaniklastika eingeschaltet, seltener finden sie sich innerhalb der Basaltabfolgen.

Die Faziesgliederung der Sedimente nach HEINISCH (1986; vgl. 2.1.) gilt für diesen Raum. Die basischen Vulkanite sind vorwiegend mit der distalen Turbidit-Fazies der Löhnersbach-Formation verknüpft. Sie greifen auch auf die Tiefschwelle (Klingler Kar-Formation) und die Liegendanteile der Schattberg-Formation über, und werden schließlich von den proximalen Turbiditen der Schattberg-Formation überlagert (Abb. 3).

### 3.3.2. Uttendorfer Schuppenzone

In der Uttendorfer Schuppenzone liegen Gesteine der Grauwackenzone, Augengneise, Innsbrucker Quarzphyllit und wahrscheinlich auch Anteile des Penninikums nebeneinander (HEINISCH, 1986). Für die vorliegende Bearbeitung wurden Grünschiefer beprobt, die als steilstehende, E-W-streichende Züge von Einzelvorkommen verschiedener Mächtigkeit (meist <10 m, max. 80 m) am N-Rand des Salzachtals aufgeschlossen sind (Abb. 7, 3). In vorliegender Arbeit sollte kurz überprüft werden, ob sich aus der geochemischen Zusammensetzung dieser Grünschiefer Hinweise ergeben, aufgrund derer ihre tektonische Zugehörigkeit (Grauwackenzone ?, Penninikum ?) geklärt werden kann (vgl. 7.7.).

### 3.3.3. Östliche Grauwackenzone

Anders als in der westlichen Grauwackenzone verteilen sich die basischen Magmatite in der östlichen NGZ auf 8 räumlich deutlich voneinander getrennte Verbreitungsbereiche (Abb. 8, Tab. 3). Auch hier können gabbroide Intrusiva, Basaltflaven und Vulkaniklastika unterschieden werden. Dazu kommen verschiedene Typen von Grünschiefern und Amphiboliten, deren primärmagmatischer Charakter nicht mehr eindeutig rekonstruierbar ist (vgl. 4.6., 7.3.). Die Intrusivgesteine

treten vorwiegend als Lagergänge mit Mächtigkeiten bis zu einigen Metern auf. Basalte finden sich eng verknüpft mit Vulkaniklastika, maximal sind 200 m Vulkanite durchgehend aufgeschlossen.

Die in Abb. 10 für die Gebiete Kalwang und Trofaiach dargestellte Verbreitung der basischen Magmatite sowie die Verteilung der verschiedenen Gesteinstypen kann als Beispiel auch für die übrigen Probengebiete angesehen werden. Durchwegs erreichen die Einzelvorkommen lateral keine große Verbreitung, durch Einschaltungen vorwiegend siliziklastischer Sedimente sind sie voneinander getrennt. Größere, überwiegend aus vulkanogenem Material aufgebaute Gebiete wie in der westlichen NGZ (3.3.1.) sind in der östlichen NGZ nicht zu finden.

Im folgenden werden die einzelnen Probenahmegebiete innerhalb der östlichen NGZ kurz charakterisiert (vgl. dazu 2.2. und Abb. 8).

#### Gebiet Admont – Selzthal (EA)

Die Grüngesteine sind konkordant in die pelitischen bis psammitischen Metasedimente der Grauwackenschiefer-Serie eingeschaltet (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; HAMMER et al. 1933; Tab. 1). Neben Chlorit-schiefern bzw. Chlorit-Albitschiefern, die vermutlich ehemalige Tuffe und Tuffite darstellen, konnten Basalte, gabbroide Ganggesteine und Bändertuffe ausgeschieden werden. Die Vorkommen werden selten mächtiger als 5 m. Die mächtigste aufgeschlossene Vulkanitabfolge (ca. 50 m) wird in einem Detailprofil bearbeitet (Profil Gesiegerhütte, vgl. 6.4.2.).

#### Gebiet Bruck a.d. Mur (EB)

Auch hier liegen die Grüngesteine konkordant innerhalb der „Serie der Grauwackenschiefer“ (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Es handelt sich vorwiegend um Chlorit- bzw. Epidot-Albit-Schiefer, die als mächtiger, NNW–SSE-streichender Zug vom Kletschachgraben zum Mardereck verlaufen. Im Kletschachgraben konnten, trotz der starken metamorphen Überprägung, innerhalb einer ca. 500 m mächtigen Folge verschiedene Vulkanite mit gut erhaltenen Reliktstrukturen identifiziert werden (Profil Kletschachgraben, vgl. 6.4.2.2.).

#### LEGENDE

 Quartär (ungegliedert)

 Tertiär von Trofaiach

#### Norische Decke

 Eisenerzer Schichten (Schiefer, Sandstein; Karbon)

 Kalke der Reitingdecke (Devon, ungliedert)

 Bunter Flaser-Bänderkalk und geschieferter Kalk (Unterdevon)

 Orthocerenkalk, Eisenkalk, bunter Kalk (Obersilur)

 Schwarzer Kieseleschiefer (Untersilur bis älteres Obersilur)

 Grauwackenschiefer (? Oberordoviz bis Silur)

 Gabbroides Ganggestein

 Basalt

 Vulkaniklastika

 Grünschiefer

 Blässeneckporphyroid (Ordoviz)

 Schiefer, Sandstein, Serizit-quarzit, Grauwacke (= Schichten unter dem Porphyroid; vor-Oberordoviz)

#### Veitscher Decke

 Bänderkalk (Karbon)

 Graphitischer Schiefer, Sandstein, Konglomerat (Karbon)

#### Rannachserie (Mittelostalpin im Fenster von Mautern)

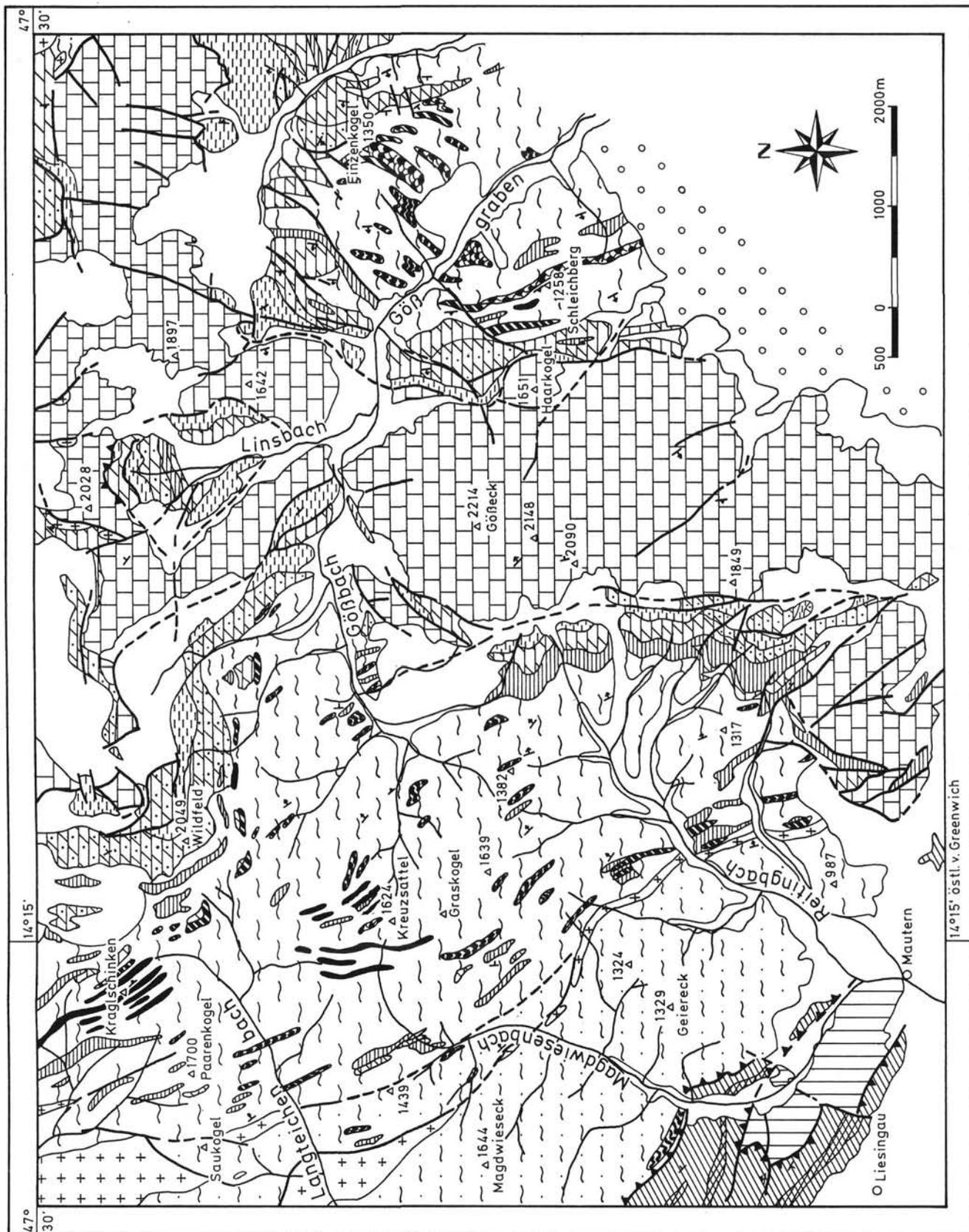
 Heller Quarzit, Schiefer, Talkschiefer, Phyllonit (Perm)

 Störungsfläche

 Überschiebungsfläche

 Streichen und Fallen

Abb. 10. Ausschnitt aus der geologischen Karte der Eisenerzer Alpen (nach SCHÖNLAUB, 1982; vereinfacht). Klassifizierung der „basischen Vulkanite“ (SCHÖNLAUB, 1982) nach eigenen Aufnahmen. Die Karte stellt die Geologie der Probenahmegebiete EK (Bereich Lange Teichen – Reiting) und ET (Bereich Gößgraben) dar.



14°15' östl. v. Greenwich

### **Gebiete Kalwang – Lange Teichen (EK) und Trofaiach – Gößgraben (ET)**

Aufgrund der analogen Verhältnisse können die beiden Gebiete zusammengefaßt werden. Hier liegt eine Neukartierung im Maßstab 1 : 25 000 sowie die einzige Datierung der basischen Vulkanite der östlichen NGZ vor (SCHÖNLAUB, 1982). Die Grüngesteine gehören der als „Grauwackenschiefer“ bzw. „Radschiefer“ (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; SCHÖNLAUB, 1982) bezeichneten, feinklastischen Serien an. Conodontenfunde in mit basischen Tuffen wechsellagernden Karbonaten weisen ihnen ein silurisches Alter zu (SCHÖNLAUB, 1982; Abb. 6).

Abb. 10 zeigt die geologische Karte der Gebiete EK und ET (nach SCHÖNLAUB, 1982). Die „basischen Vulkanite“ (SCHÖNLAUB, 1982) wurden entsprechend der großteils gut erhaltenen magmatogenen Reliktstrukturen untergliedert. Konkordant im Verband liegende gabbroide Gangschwärme (Mächtigkeiten max. 3 m) lassen sich z.T. über weite Strecken verfolgen (bis max. 2 km). Neben verschiedenen Vulkaniklastika (Lapillituffe, Aschentuffe etc.) treten mächtige Basalte (max. ca. 100 m) mit makroskopisch z.T. sehr gut erkennbaren Pillowstrukturen auf (vgl. 6.2.). Maximal sind 200 m basischer Vulkanite durchgehend aufgeschlossen. Zwei Detailprofile werden bearbeitet (Schleichberg und Finzenkogel, vgl. 6.4.2.).

### **Gebiet St. Lorenzen – Trieben (EL)**

Chlorit-Albit-Schiefer und Amphibolite bilden den NW von St. Lorenzen und Trieben verlaufenden, sehr schlecht aufgeschlossenen Grüngesteinszug. Die umgebenden Sedimente werden als Serie der „höhermetamorphenen Grauwackenschiefer“ (METZ, 1940) bzw. der „feinschichtigen Grauwackenschiefer“ (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) bezeichnet.

### **Gebiet Niederbergalm (EN)**

Der kleine Grünschiefer-Amphibolitkomplex NE der Ortschaft Gaishorn ist über eine Mächtigkeit von max. 50 m aufgeschlossen (HAMMER et al., 1933; Tab. 1; SCHLAEGEL, 1981). Aufgrund seiner Lage nahe am Kontakt des Blasseneckporphyroids mit den unterlagernden „Grauwackenschiefern“ (METZ, 1940) bzw. der „Silbersbergserie“ (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) muß er als oberordovizisch oder älter (vgl. 2.2.) eingestuft werden. Der stratigraphische Verband zwischen Porphyroid und der unterlagernden Serie ist jedoch nicht gesichert, auch die Existenz einer Überschiebungsfäche wird diskutiert (NIEVOLL, 1984).

### **Gebiet Pfaffendorf (EP)**

Die Grünschiefervorkommen S von Pfaffendorf im Liesingtal (METZ, 1940) sind aus der neuen Karte von FLÜGEL & NEUBAUER (1984) ganz verschwunden. Da sie nach der geologischen Karte von STINY et al. (1932; Tab. 1) dem Karbon zuzurechnen sind, wurden die geringmächtigen (<3m) Grüngesteinszüge in die Beprobung einbezogen. Die Gesteine können in Variationen als Albit-Chlorit-, Hornblende-Chlorit- und Hornblende-garbenschiefer angesprochen werden. Sie sind in feinklastische, phyllitische Metasedimente eingeschaltet. Eine Zuordnung zum Karbon erscheint aufgrund der Geländebeobachtungen als nicht wahrscheinlich.

### **Gebiet Villmersdorf (Rottenmann) (EV)**

Die direkt an das Probengebiet Admont (EA) angrenzenden Vorkommen (vgl. 3.1.) werden getrennt diskutiert, da auch für sie aufgrund der Kartenunterlagen

(HAMMER et al., 1933; HIESSLEITNER, 1958; Tab. 1) eine Zugehörigkeit zum Karbon der Veitscher Decke angenommen werden mußte. Weder die eigenen Geländeaufnahmen noch die Karte von FLÜGEL & NEUBAUER (1984; Abb. 5) bestätigen dies. Die geringmächtigen (<3 m) Epidot-Chloritschiefer sind in feinsiltige Metasedimente vom Typ der „feinschichtigen Grauwackenschiefer“ eingeschaltet.

## **3.4. Zusammenfassung**

In Tab. 3 sind die wichtigsten Rahmendaten zu den einzelnen Probenahmegebieten zusammengestellt. Nach den Geländebefunden werden, entsprechend dem Auftreten und der Verbreitung der basischen Magmatite, 3 Großgruppen auseinandergelassen:

- Die Grünschiefer der „Uttendorfer Schuppenzone“ gehören einem tektonisch eigenständigen Bereich an (HEINISCH, 1986).
  - Im Teilbereich „vorderes Saalachtal“ der westlichen NGZ bilden Basalte, eng verknüpft mit gabbroiden Lagergängen einen mächtigen Komplex (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen). Zusätzlich treten hier vermehrt dioritische Lagergänge auf. Die Abfolgen werden in das Hangende der Schattberg-Formation gestellt. Aus den geologischen Zusammenhängen wird eine Altersstellung jünger als Unterdevon angenommen.
  - Der Bereich „hinteres Saalachtal“ der westlichen NGZ und die gesamte östliche NGZ werden aufgrund des ähnlichen Auftretens der basischen Magmatite zu einer Gruppe zusammengefaßt. Es finden sich Basalte, gabbroide Ganggesteine, Pyroklastika und deren Umlagerungsprodukte. Zusätzlich sind in der östlichen NGZ Grünschiefer weit verbreitet. Nur im hinteren Saalachtal treten geringmächtige Pyroxenite auf. Im Vergleich zu den Vorkommen der östlichen NGZ sind die Vulkanitabfolgen der westlichen NGZ mächtiger und erreichen größere laterale Verbreitung. Die basischen Vulkanite des hinteren Saalachtals sind vorwiegend im Liegenden der proximalen Turbidite der Schattberg-Formation entwickelt. Für den Vulkanismus ist ein devonisches Alter belegt (HEINISCH et al., 1987).
- Die Vorkommen basischer Magmatite in der östlichen Grauwackenzone gehören vorwiegend der Serie der „feinschichtigen Grauwackenschiefer“ an (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Im Bereich Kalwang – Trofaiach ist für einen Teil dieser Serie (Radschiefer) ein silurisches Alter belegt (SCHÖNLAUB, 1982). Aufgrund der Lage zum Porphyroid muß für das Vorkommen „Niederbergalm“ ein ordovizisches Alter diskutiert werden. Eine Zugehörigkeit einiger Vorkommen zum Karbon der Veitscher Decke ist nach den Geländeaufnahmen nicht wahrscheinlich.
- Demnach tritt im Großteil des Untersuchungsgebietes der basische Magmatismus der NGZ in bunter Vergesellschaftung von basaltischen Laven, verschiedenartigen Vulkaniklastika und geringmächtigen gabbroiden Ganggesteinen (vorwiegend Sills) auf. „Sheeted dykes“ und mächtige Ultramafitkörper, wie sie für Ophiolith-Abfolgen typisch sind, fehlen. Für einen Teil der Vorkommen ist ein devonisches (Westen) bzw. silurisches Alter (Osten) biostratigraphisch belegt.

Tabelle 3.  
Überblick über Art und geologische und stratigraphische Stellung der Grünschsteinsvorkommen der einzelnen Probenahmegebiete.

Gebiet	Grünschsteintyp	umgebende Serie	tektonische Einheit	Alter
<b>w e s t l i c h e N G Z</b>				
vorderes Saalachtal	gabbroide und dioritische Lagergänge Basalte	?Löhrnersbach-Formation?	Glemmtal-Einheit	?Devon?
hinteres Saalachtal	gabbroide Ganggest. Basalte Vulkaniklastika Pyroxenite	Löhrnersbach-Form. Klingler Kar-Form. (Schattberg-Form.)	Glemmtal-Einheit	Devon
<b>ö s t l i c h e N G Z</b>				
Admont-Selzthal (EA)	gabbroide Lagergänge Basalte Vulkaniklastika Grünschiefer	Grauwackenschiefer	Norische Decke	?Altpaläozoikum? ?Silur-Devon?
Bruck a.d. Mur (EB)	Basalte Vulkaniklastika Grünschiefer	Grauwackenschiefer	Norische Decke	?Altpaläozoikum? ?Silur-Devon?
Kalwang-Lange Teichen (EK)	gabbroide Lagergänge Basalte Vulkaniklastika Grünschiefer	Radschiefer bzw. Grauwackenschiefer	Norische Decke	Silur
St. Lorenzen-Trieben (EL)	Grünschiefer	Grauwackenschiefer	Norische Decke	?Altpaläozoikum? ?Silur-Devon?
Niederbergalm (EN)	Grünschiefer	Silbersbergserie	Norische Decke	?Ordovizium?
Pfaffendorf (EP)	Grünschiefer	Graphitschiefer, Phyllite bzw. Grauwackenschiefer	?Veitscher Decke?	?Karbon??
Trofaiach-Gößgraben (ET)	gabbroide Gänge Basalte Vulkaniklastika	Radschiefer bzw. Grauwackenschiefer	Norische Decke	Silur
Villmersdorf (Rottm.) (EV)	Grünschiefer	graphitreiche Schief. und Phyllite bzw. Grauwackenschiefer	?Veitscher Decke?	?Karbon??

## 4. Petrographie

### 4.1. Methodik

Die im Gelände vorgenommene Untergliederung der basischen Magmatite (vgl. 3.3., 3.4.) wird anhand makroskopischer und mikroskopischer Daten belegt und verfeinert. Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt hierbei weniger auf der genauen Beschreibung von metamorphem Mineralbestand und Gefüge, sondern mehr auf dem für die genetische Aussage wichtigen Erkennen und Interpretieren erhaltener magmatogener Strukturen (vgl. 6.). Die folgende petrographische Beschrei-

bung ist daher so kurz wie möglich gehalten. Sie soll einen generellen Überblick über die verschiedenen Gesteinstypen geben, und insbesondere die Unterschiede zwischen den Gesteinsgruppen aufzeigen, die auch als Kartiereinheiten verwendet wurden. Die in fast allen Gesteinen auftretenden Minerale sowie die immer wiederkehrenden Erscheinungen metamorpher Umwandlung des primären Mineralbestands sind zusammengefaßt unter 4.2. beschrieben. Der metamorphe Mineralbestand der Pyroxenite, Gabbros und Basaltlaven der westlichen NGZ ist anhand von Beispielen in SCHRÖK-

KER (1987) ausführlich beschrieben und durch Diffraktometer- und Mikrosondenanalysen ergänzt. Der Intrusivkomplex „Martenbach“ ist in HABERBOSCH (1985) dargestellt. Eine ausführliche Beschreibung und Interpretation vulkaniklastischer Gesteine aus der westlichen NGZ findet sich in BÜCHERL (1987).

Die Mineralbestimmung erfolgte mikroskopisch, die Bestimmung des Anorthitgehalts mit Hilfe der Zonenmethode nach RITTMANN (1929). Die Größenangaben beziehen sich immer auf die längere Achse des jeweiligen Minerals, die Korngrößeneinteilung wird nach NIGGLI (1948) vorgenommen. Die Petrographie der beiden Untersuchungsräume ist nicht getrennt dargestellt, auf Besonderheiten wird im Einzelfall hingewiesen.

Mit Ausnahme der Gruppe der Grünschiefer werden die Gesteine nicht nach dem metamorphen Mineralbestand, sondern entsprechend den Vorschlägen der IUGS Subkommission (STRECKEISEN, 1980), nach den erhaltenen primärmagmatischen Gefügemerkmalen benannt (vgl. 7.2.2.).

In Tab. 4 sind die im folgenden verwendeten Abkürzungen der Mineralnamen zusammengestellt.

Tabelle 4.  
Abkürzungen der Mineralnamen.

Ab	Albit	Klz	Klinozoisit
Akf	Alkalifeldspat	Leuk	Leukoxen
Akt	Aktinolith	Plag	Plagioklas
Amph	Amphibol	Px	Pyroxen
Ap	Apatit	Qz	Quarz
Bi	Biotit	Ser	Serizit
Carb	Carbonat	Serp	Serpentin
Chl	Chlorit	Stp	Stilpnomelan
Cltd	Chloritoid	Tit	Titanit
Cpx	Klinopyroxen	Zoi	Zoisit
Epi	Epidot	Zr	Zirkon
Hbl	Hornblende		

## 4.2. Mineralbestand

### 4.2.1. Reliktische primärmagmatische Minerale

Der primäre Mineralbestand und die magmatischen Gefüge sind in den basischen Magmatiten der westlichen NGZ im Vergleich zur östlichen NGZ sehr viel besser überliefert. Während hier neben Feldspat auch Pyroxen erhalten ist, finden sich in den Gesteinen der östlichen NGZ nur vereinzelt stark zersetzte Plagioklase.

Die Feldspäte treten in den Intrusivgesteinen eng verwachsen mit meist basischen Mineralen auf, in den Basalten als idiomorphe bis hypidiomorphe Phänokristalle. In einigen Grünschiefer-Schliffen wurden hypidiomorphe bis xenomorphe, teils zerbrochene und in die Schieferung eingeregelt Feldspatkristalle gefunden, die in einigen Fällen kleine idiomorphe Apatit-Einschlüsse zeigen. Dies wird als Hinweis auf die magmatische Abstammung der Grünschiefer gewertet (vgl. 4.6.). Die Feldspäte sind durchwegs sehr stark von metamorphen Umwandlungen betroffen (vgl. 4.2.2.), soweit bestimmbar handelt es sich überwiegend um Plagioklas. Alkalifeldspat ist selten und tritt nur in den dioritischen Sills etwas häufiger auf.

Die Plagioklase sind in der Regel polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwilligt, in Einzelfällen läßt sich eine Verzwilligung nach dem Periklingesetz beobachten. Zonarbau ist häufig, er wird oft durch die Sekundärminerale nachgezeichnet. Die Zusammensetzung der verschiedenen Zonen war aufgrund der starken Umwandlung mikroskopisch nicht mehr bestimmbar (vgl. 4.2.2.). Soweit eine mikroskopische Bestimmung des Anorthit-Gehalts überhaupt möglich war, wurden sowohl für die Intrusiva als auch für die Laven, neben überwiegend reinen Albiten (An <10 %), Anorthit-Gehalte bis 32 % bestimmt (Andesin-Oligoklas). MOSTLER (1968) wies in reliktschen Kernen Anorthitgehalte von 30–35 % nach.

Mikrosonden- und Diffraktometeruntersuchungen von SCHRÖCKER (1987) belegen Plagioklas-Zusammensetzungen von Albit–Andesin (Mikrosonde) bzw. Albit–Labradorit (Diffraktometer).

Bei den Pyroxenen handelt es sich ausschließlich um Klinopyroxene. Gut erhaltene, idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle finden sich vor allem in den Laven. Verzwilligungen nach der c-Achse (meist nach 100), Zonierungen und vereinzelt auch die für Titanaugite typische Sanduhrstruktur können beobachtet werden. Manchmal sind magmatische Korrosionsbuchten zu erkennen. Chemisch wurden die Pyroxene als Endiopsid, Diopsid, Salit und überwiegend Augit bestimmt (SCHRÖCKER, 1987; TARKIAN & GARBE, 1988). Die untersuchten Gabbros und Basalte unterscheiden sich hinsichtlich der Pyroxenzusammensetzung nicht. Dies läßt, wie auch die Zusammenhänge im Gelände und die Geochemie zeigen, auf eine comagmatische Entstehung schließen (vgl. 7.8.).

In den Intrusivgesteinen tritt vereinzelt reliktsche primärmagmatische Hornblende auf. Die sehr stark umgewandelten Hornblende-Relikte der dioritischen Ganggesteine sind kaum mehr bestimmbar (vgl. 4.3.3.). Bei den deutlich pleochroitischen Hornblenden, die in einigen gabbroiden Intrusivgesteinen aus dem hinteren Saalachtal auftreten, handelt es sich um Kaersutit (Ti-Gehalt bis 7,9 %, SCHRÖCKER, 1987).

### 4.2.2. Veränderungen des Mineralbestandes durch Metamorphoseprozesse – metamorphe Minerale

#### Umwandlung der primären Gesteinsanteile

Der Ersatz des primären Mineralbestandes und Gefüges durch metamorphe Mineralphasen geht stufenweise vor sich, im Falle der Grünschiefer sind die primären Strukturen schließlich völlig ausgelöscht.

Die Umwandlung der primärmagmatischen Minerale reicht von randlichen Anwachs säumen, Füllungen, etc. bis zum vollkommenen pseudomorphen Ersatz durch Sekundärminerale. Die Pseudomorphosen behalten im Idealfall die (hyp-)idiomorphe Gestalt des Ausgangsminerals, oft liegen sie aber als verdrückte, in die Schieferung eingeregelt Linsen vor.

Die Umwandlung der Plagioklase beginnt mit einer poikilitischen Durchsprössung der Kristalle durch Epidot und/oder Serizit, bzw. mit nadel- oder garbenartigem Einwachsen von Sekundärmineralen (Chlorit etc.) an den Kornrändern. Die Plagioklase sind in der Regel mit feinschuppigen Helglimmerblättchen gefüllt (Serizi-

tisierung) oder durch ein Haufwerk von Epidot ersetzt (Zerfall der Anorthit-Komponente in Minerale der Epidotreihe, Saussuritisierung). Zusätzlich findet sich fast immer eine feine Bestäubung mit Erzkörnchen. Häufig liegt nur der Kern umgewandelt vor, die Sekundärminerale zeichnen hier einen magmatischen Zonarbau nach (vgl. 4.2.1.). Innerhalb der Plagioklase treten idiomorphe Apatitkriställchen auf, die die magmatische Herkunft belegen. Vielfach bleiben die Zwillingslamellen trotz der starken Umwandlung erkennbar, oft breiten sich Leukoxenminerale wolkenartig entlang der Lamellen aus. Die völlige Zerstörung der Plagioklase führt schließlich zu Pseudomorphosen, die vorwiegend aus Serizit (+ Chlorit, Epidot, Karbonat, Aktinolith) bestehen (Abb. 14).

Auch die Pyroxene zeigen alle Umwandlungsstadien bis zum vollkommenen pseudomorphen Ersatz durch Amphibol (braune Hornblende und Aktinolith; Uralitisierung) und/oder Chlorit bzw. Epidot (Chloritisierung, Epidotisierung). Akzessorisch finden sich, ebenfalls als Reaktionsprodukte, Karbonat und Serpentinminerale. Die Umwandlung beginnt randlich (Hornblendebrüche) und an Spalttrissen, manchmal zeichnen die Mineralneubildungen Spaltbarkeit und Umriss nach. Die feinfaserigen Amphibole der Bruchbereiche sind teilweise in Richtung der Schieferung eingeregelt. Parallel der Hauptschieferung finden sich dann die größten Kristalle und Kriställchen.

Die häufigen Pseudomorphosen nach basischen Mineralen (gefüllt mit  $\text{Chl} \pm \text{Epi} \pm \text{Amph}$  etc.) können anhand gut erhaltener Umriss- bzw. nachgezeichneter Spalttrisse oft als ehemalige Pyroxene identifiziert werden. Ob auch Pseudomorphosen nach Olivin vorliegen, ist nicht eindeutig feststellbar; Relikte typischer Einschlüsse (z.B. Chromspinnell-Kristalle) konnten nicht gefunden werden. In einigen Basaltschliffen liegen neben sehr gut erhaltenen hypidiomorphen Pyroxen-Phänokristallen rautenförmige (max. 2,7 mm), vorwiegend aus Fe-reichem Chlorit (blaue Interferenzfarben) bestehende Pseudomorphosen vor. Dies könnten Pseudomorphosen nach primärer Hornblende sein. Sie weisen aber auch große Ähnlichkeit mit Olivinpseudomorphosen auf, wie sie z.B. von SWANSON & SCHIFFMANN (1979) und VIERECK et al. (1986) beschrieben werden. Olivin ist neben Glas der erste magmatische Bestandteil, der in submarinen Basalten bereits durch die Ozeanboden-Metamorphose zersetzt wird (vgl. 7.2.1.). Ein Auftreten von Olivinpseudomorphosen in den Basalten der NGZ wäre somit wahrscheinlich, kann aber nicht eindeutig belegt werden.

Die ehemals glasigen Gesteinsanteile (Glasmatrix, pyroklastische Glassplitter, Bimsfragmente) sind besonders stark von den metamorphen Umwandlungen betroffen. Sie sind in einen meist krypto- bis mikrokristallinen Filz umgewandelt, der aus wechselnden Anteilen von Epidot, Klinozoisit, Zoisit, Chlorit, Amphibol (meist feinspießiger Aktinolith), Serizit, Karbonat und viel feinverteiltem Erz besteht. Untergeordnet treten Serpentinminerale und Stilpnomelan auf. Vulkanische Gläser werden bereits während der submarinen Alteration (Ozeanbodenmetamorphose) in Chlorit + Albit (Na-Metasomatose) umgewandelt (FISHER & SCHMINCKE 1984; vgl. 7.2.1.). Der Mineralbestand entspricht dann häufig schon dem der „low grade“-Stufe (vgl. 5.). Reliktische Gefüge, wie z.B. Umriss einzelner Glasbruchstücke oder Lapilli werden teilweise durch eine feine

Erzpigmentierung nachgezeichnet (vgl. 4.5.). Diese Reliktgefüge sind im einfach polarisierten Licht am besten erkennbar.

Vielfach, besonders in den Gesteinen der östlichen NGZ, sind die ehemaligen Glasanteile so stark rekristallisiert, daß Reliktgefüge kaum mehr rekonstruiert werden können. Die Glimmerminerale regeln sich dann parallel zur Hauptschieferung ein, Epidot und Zoisit liegen oft als Blasten von Einsprenglingsgröße vor, Chlorit wächst in büscheligen Aggregaten und Aktinolith in feinen Nadeln. Mit fortschreitender Rekristallisation beginnen Hornblende und Biotit zu sprossen. Das primäre Gefüge wird dann vollkommen ausgelöscht (vgl. 4.6., Grünschiefer).

### Die metamorphen Minerale

Chlorit ist eines der häufigsten metamorphen Minerale in den untersuchten Gesteinen. Er ist Bestandteil der mikrokristallinen, ehemals glasigen Partien von Laven und Pyroklastika und tritt in büschel- oder blättchenförmigen Aggregaten als Umwandlungsprodukt der magmatischen Mineralphasen und in Pseudomorphosen auf. In wirrfilzigen, flächigen Aggregaten ersetzt er teilweise ganze Bereiche der Pyroxenindividuen. Neben grünen Interferenzfarben zeigen die Chlorite auch die typischen anomalen entenblauen (Fe-reicher Chlorit) oder braunen (Mg-reicher Chlorit) Interferenzfarben. In den stärker rekristallisierten Gesteinen (vor allem der östlichen NGZ und den Grünschiefern) durchwachsen größere (>1 mm), blättrige Chloritaggregate die Grundmasse. Oft sind sie in Richtung der Schieferung eingeregelt.

Epidot und Klinozoisit sind in meist sehr feinkörnigen, traubigen Massen, als Zerfallsprodukt der primären Mineralphasen in allen Gesteinen zu finden. Zusammen mit feinverteiltem Erz und Chlorit bilden sie oft den Hauptbestandteil der feinkörnigen Pyroklastika und der Grundmasse der basaltischen Laven. Bei stärkerer Rekristallisation treten größere, idiomorphe Körnchen auf. Vor allem in den Grünschiefern erreichen Epidot-, Klinozoisit- und Zoisitkörnchen teilweise Blastengröße. Hier kann Epidot einen zonaren Aufbau zeigen, mit gelblichem (eisenreichem) Kern und farblosem Rand.

Minerale der Amphibolgruppe (Aktinolith, aktinolithische Hornblende, braune und grüne Hornblende) sind am häufigsten durch den meist feinfaserigen Aktinolith vertreten. Er findet sich in büscheligen Aggregaten insbesondere als Umwandlungsprodukt der Klinopyroxene, und ist in feinen Nadeln und Garben wesentlicher Bestandteil der umgewandelten, feinkörnigen Gesteinspartien. Feinstrahlige Aktinolithnadeln übersprossen oft ohne jegliche Regelung die stark umgewandelten Plagioklaskristalle und die Grundmasse der Basalte. Als idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle mit deutlichen Spalttrissen tritt Aktinolith innerhalb der Pseudomorphosen und in den Grünschiefern auf. Zusammen mit Chlorit ( $\pm$  Hornblende) prägen langstengelige, parallel der Hauptschieferung gewachsene Aktinolithe das Gefüge der Grünschiefer.

Grüne und braune Hornblende treten innerhalb der Pseudomorphosen und in stark umgewandelten und rekristallisierten Gesteinsbereichen auf. Oft bilden sie idiomorphe Rauten mit deutlicher Spaltbarkeit (0,2–0,5 mm). In den stärker rekristallisierten Gesteinen der östlichen NGZ sind idiomorphe Amphibole als meist in Richtung der Hauptschieferung gestreckte

Scheite häufig. In den Grünschiefern werden sie teilweise, zusammen mit Aktinolith, zum Hauptgemengteil (Amphibolite). In den massigen Gesteinen (Basalte, Gabbros) sind Klüfte (mm bis einige cm) häufig mit feinstrahligem Amphibolasbest verheilt. Mit Hilfe der Mikrosonde weisen COLINS et al. (1980) Amphibole der Tremolith-Aktinolithreihe und pargasitisch-kaersutische Hornblenden nach.

Leukoxen ist in Form hochlichtbrechender, mikrokristalliner, unregelmäßig begrenzter Massen, die manchmal ein opakes Mineralskelett (Ilmenit) umgeben, in den basischen Intrusivgesteinen, den Laven und einem Teil der Pyroklastika sehr häufig (Größe bis ca. 1 mm). Als Abbauprodukt titanreicher Minerale (TRÖGER, 1969) tritt er in Schlieren oder unregelmäßig begrenzten Nestern insbesondere in stark umgewandelten Bereichen und in der Grundmasse auf. In einigen Intrusivgesteinen wurden gut erhaltene, rautenförmige Opakerzminerale mit bänderartigen Leukoxenstreifen gefunden. Nach HATCH et al. (1983) handelt es sich dabei um Leukoxenentmischungen nach Ilmenit.

Serizit findet sich vorwiegend als Umwandlungsprodukt der Feldspäte, er ist auch untergeordnetes Gemengteil der rekristallisierten, ehemals glasigen Bereiche in Laven und Pyroklastika. Vermehrt tritt er in einem Teil der vulkaniklastischen Gesteine (Tuffite, vgl. 4.5.1., 4.5.6.) und in den Grünschiefern auf. Die Serizit-schüppchen folgen häufig der Schieferungsrichtung und zeigen auch in den massigen Gesteinen eine undeutliche metamorphe Gefügeregelung an. Bei stärkerer Rekristallisation (östl. NGZ) beginnen größere Hellglimmer-Scheite zu wachsen.

Karbonat, entstanden aus dem Zerfall der primär-magmatischen Gesteinsanteile, ist in allen Gesteinen zu finden. Es tritt in unregelmäßig begrenzten oder linsigen Bereichen häufig als polygonales Pflaster (max. 0,5 mm), seltener fein verteilt innerhalb der umgewandelten Minerale, in Pseudomorphosen und in der Grundmasse auf. Die primären Blasen Hohlräume in Basalten und Pyroklastika sind in der Regel sekundär mit Karbonat verfüllt, im Schliff fallen sie auf als runde bis linsige Bereiche aus Calcit ( $\pm$  Chlorit, Akt. etc.), die klare Grenzen aufweisen (Abb. 24). Mit wechsellinsigen, polygonalen Karbonatpflastern verheilte Klüfte sind oft die jüngste Bildung in den untersuchten Gesteinen. Teilweise dringt Karbonat von Klüften aus in das Gestein ein, verdrängt und ersetzt andere Minerale, wobei alle Strukturen (z.B. Schieferung) völlig ausgelöscht werden. Diese Karbonatbildung ist einer post-kinematischen Metasomatose zuzuschreiben.

Minerale der Serpentinegruppe (röntgendiffraktometrisch bestimmt, QUITTERER, 1985; Chrysotil, SCHRÖCKER, 1987) treten als Umwandlungsprodukte der Klinopyroxene in Pyroxeniten, Gabbros und Basalten auf. Sie bilden als farblose, feine Nadeln wirrstrahlige Aggregate im Zentrum der Pyroxenkristalle, oder finden sich, eng mit Chlorit verwachsen, entlang der Umwandlungszonen der Spaltrisse (Korngröße 30–200  $\mu$ m).

Quarz tritt in allen Gesteinen akzessorisch, oft zusammen mit klaren, rekristallisierten Albitkörnchen auf. Auch Quarz ist in der Regel Zerfallsprodukt der primär-magmatischen Anteile (z.B. aus dem Zerfall von Plag; Ab + Epi + Chl + Qz). Primären Quarz führen die dioritischen Gesteine. In einigen vulkaniklastischen Gesteinen (Tuffite) und Grünschiefern weist ein vermehrtes

Auftreten von gerundeten Quarzkörnchen (Quarzklasten) auf einen nicht-vulkanogenen Gesteinsanteil hin (vgl. 4.5.1., 4.5.6.).

Albit in sehr kleinen, klaren Körnchen erscheint in rekristallisierten Bereichen von Feldspäten und Grundmasse. Gröberkörnige Albit-( $\pm$ Quarz-)Pflaster sind insbesondere in den Gesteinen der östlichen NGZ und in einem Teil der Vulkaniklastika und Grünschiefer häufig.

Stilpnomelan ist als untergeordneter Bestandteil vor allem in den basischen Massengesteinen und in den pyroklastischen Gesteinen der westlichen NGZ zu finden. Er bildet garbenartige Büschel, stengelige und radialstrahlige Aggregate innerhalb der Pseudomorphosen und der ehemals glasigen Gesteinsanteile. Bevorzugt tritt er in blättrigen Aggregaten an den Korngrenzen der Feldspäte auf.

### 4.3. Intrusivgesteine

Für die Benennung plutonischer Gesteine ist, entsprechend den Richtlinien der IUGS-Subkommission (STRECKEISEN, 1974) der Modalbestand ausschlaggebend. Aufgrund ihres nur reliktsch erhaltenen primären Mineralbestandes ist es nicht möglich, die Gesteine der NGZ streng nach diesem Schema zu klassifizieren (vgl. 4.1.). Die Intrusivgesteine werden daher in drei Großgruppen eingeteilt, die sich makroskopisch und mikroskopisch deutlich unterscheiden.

#### 4.3.1. Pyroxenite (Meta-Pyroxenite)

Pyroxenite treten als vereinzelte, kleinräumig aufgeschlossene Vorkommen, nur in der westlichen NGZ im hinteren Saalachtal auf (Bereich Gaisstein – Talschluß Saalachtal – Bischof; Abb. 9). Die Hauptmenge findet sich im Gebiet des Gaisstein. Die Pyroxenite sind innerhalb der weit verbreiteten Vulkaniklastika und innerhalb der Siliziklastika aufgeschlossen. Aufgrund der starken tektonischen Überprägung und der schlechten Aufschlußverhältnisse waren Lagerung und Mächtigkeiten schwer zu beurteilen. Die meisten Vorkommen sind nur über Bereiche von 1–5 m (max. 10er m) aufgeschlossen, die Mächtigkeiten der unregelmäßig-linsigen Körper scheinen 15 m nicht zu übersteigen. Sowohl diskordante als auch konkordante Vorkommen wurden kartiert.

Die massigen, dunklen, rundlich verwitternden Gesteine zeigen braune Verwitterungsfarben, brechen quaderförmig und spalten oft schalig ab. Klüfte im Gestein sind häufig durch Asbestbahnen (bis ca. 6 cm breit) verheilt. In den grobkörnigen Gesteinen sind schon makroskopisch zahlreiche, bis zu 1,5 cm große, idiomorphe bis hypidiomorphe, schwarzgrüne Pyroxenkristalle bzw. Pseudomorphosen nach Pyroxen zu erkennen. Sie sind von einer feinkörnigen, grünen Matrix umgeben. Pyritwürfel (bis 2 cm Kantenlänge) fallen vor allem auf den Verwitterungsflächen auf. Die Einzelaufschlüsse sind in sich homogen, mit Ausnahme der feinkörnigen Randbereiche mancher Gabbrogänge (vgl. 4.3.2.) konnten bei keinem der Intrusivgesteine Zonierungen beobachtet werden.

Mineralbestand: Cpx, Amph, Chl, Epi, Klz, Plag (Ab), Leuk, Opakerz, Ser, Serp,  $\pm$  Stilpn, Qz, Ap, Bi.

Hauptgemengteil des Gesteins sind Klinopyroxene bzw. deren Umwandlungsprodukte (Pseudomorphosen nach Pyroxen). Sie sind idiomorph bis hypidiomorph, Spaltrisse, Zwillinge und Zonierungen lassen sich an gut erhaltenen Exemplaren beobachten. Oft sind die Einzelkristalle zerbrochen, und bereichsweise oder ganz in Sekundärminerale umgewandelt. Die Größe der erhaltenen bzw. ehemaligen Pyroxene schwankt zwischen 1 und 15 mm (incl. Umwandlungssäume).

Das Gefüge ist häufig porphyrkörnig. Pyroxenkristalle bzw. Kristallrelikte und Pseudomorphosen bilden ein Pflaster; die Zwischenräume füllt eine mikrokristalline oder feinkörnige Matrix, die aus einem im wesentlichen aus Chlorit und Amphibol bestehenden Filz aufgebaut ist. Größere, oft stark pleochroitische Hornblende-Scheite oder -Rauten (bis 0,3 mm) mit typischer Spaltbarkeit treten innerhalb der umgewandelten Pyroxenkristalle und vereinzelt auch in der Grundmasse auf. Ilmenit-Leukoxenaggregate sind häufig, dazu tritt in wechselnder Menge Opakerz.

#### 4.3.2. Gabbroide Intrusiva (Meta-Gabbros)

Gabbroide Intrusivgesteine treten im gesamten Untersuchungsgebiet (vgl. Tab. 3) auf. Sie sind vorwiegend als Lagergänge ausgebildet. Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten überschreiten selten 8 m (maximale Mächtigkeit ca. 50 m). Im vorderen Saalachtal ist ein enger Verband mit basaltischen Laven charakteristisch (vgl. 6.4.1.1., Profil Ratzenstein), im hinteren Saalachtal finden sich gabbroide Lagergänge und Basalte seltener gemeinsam in einem Profil. Gänge sind insbesondere innerhalb der pyroklastischen Ablagerungen oder Tuffite und innerhalb der siliziklastischen Gesteine verbreitet. Oft treten sie als geringmächtige (2–4 m), manchmal parallel verlaufende Scharen von Lagergängen auf (z.B. Ochsenkogel, Abb. 10). Sie lassen sich bisweilen lateral über weite Strecken verfolgen (max. 2 km, vgl. 3.3.3.). Geringmächtige diskordante Gänge (1–3 m) bzw. stockartige Intrusiva wurden nur im hinteren Saalachtal gefunden.

Die gabbroiden Ganggesteine zeigen charakteristische rotbraune Verwitterungsfarben und, ähnlich wie die Pyroxenite, weiche Verwitterungsformen. Sie sind massig und häufig stark zerklüftet. Der Bruch ist quaderförmig bis linsig. Aufgrund starker tektonischer Beanspruchung können die Gesteine völlig in ca. faustgroße Phacoide zerlegt sein, die allseits von Harnischflächen begrenzt sind. Spuren einer Schieferung zeigen sich in den massigen Gesteinen makroskopisch sehr selten. Kontakte zwischen Ganggesteinen und Sedimenten sind, soweit aufgeschlossen, sehr scharf. Chilled margins konnten nicht gefunden werden, doch zeigen die Gänge im Kontaktbereich charakteristische Veränderungen; sie werden sehr feinkörnig oder dicht, extrem reich an feinverteiltem Erz, und weisen manchmal ein porphyrisches Gefüge auf (Abb. 11). Dies ist auf die schnelle Abkühlung am Kontakt zu den kalten Sedimenten zurückzuführen.

Das Erscheinungsbild der gabbroiden Intrusiva ist unterschiedlich. Es existieren sehr grobkörnige, aber auch feinkörnige Typen („Dolerit“). Das frische Gestein ist dunkelgrün bis grau. Korngröße und Gefüge variieren über gleichkörnig (fein – mittel – grob) zu porphyrkörnig mit im Extremfall bis zu 1,5 cm großen Pyroxenkristallen. Häufig sind auch bis zu 0,5 cm große Pyrite.

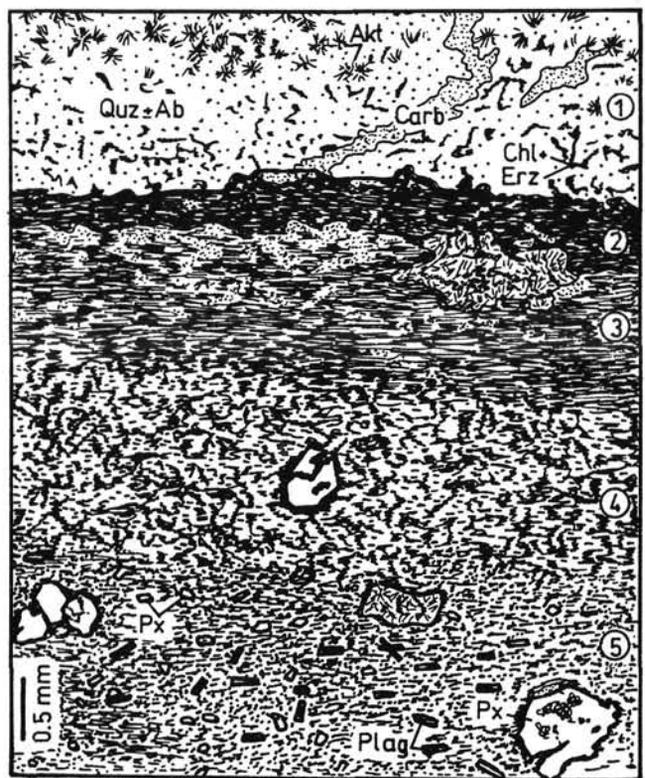


Abb. 11. Dünnschliff durch den Kontakt eines gabbroiden Intrusivgesteins mit einem quarzitischem Sediment.

- 1) Sediment, vorwiegend aus Quarz + Albit; im Kontaktbereich treten vermehrt Schlieren aus Erz + Chlorit auf.
  - 2) Scharfe Grenzzone zum Gabbro; mikrokristalliner Filz, vorwiegend aus feiner teiltem Erz + Epidot + Chlorit.
  - 3) Weniger stark erzpigmentierte Zone mit einzelnen Pseudomorphosen.
  - 4) Randzone, mit einzelnen größeren Pyroxenkristallen; mikrokristalliner Filz aus Chlorit + Epidot + Serizit + Erz.
  - 5) Pyroxenkristalle, z.T. mit Einsprenglingsgröße werden häufiger, in der mikrokristallinen Grundmasse treten Pyroxen und Plagioklas-Mikrolithen auf. Mit wachsender Entfernung von der Kontaktzone nimmt die Größe der Kristalle dann rasch zu.
- Probe KH9.

Im Gegensatz zu den Pyroxeniten weisen die Gabbros einen deutlichen Feldspatanteil auf. Schon im Handstück sind wechselnde Anteile an Feldspat und Pyroxen sichtbar.

Mineralbestand: Cpx, Plag; Chl, Epi/Klz, Akt, Hbl, Ab, Ser, Carb, Leuk, Opakerz, Stpn, Serp, Qz, Tit, Ap, Zr.

Im Dünnschliff ist in der Regel das primär holokristalline, gleichkörnige Tiefengesteinsgefüge trotz der metamorphen Mineralneubildungen gut erkennbar (Abb. 12). Primärmagmatische Minerale sind Pyroxene, Hornblenden und Plagioklase; sie bilden überwiegend eine sobophtische Struktur. Die meist tafeligen Feldspäte (max. ca. 1 cm) sind immer sehr stark zersetzt, dennoch ist die polysynthetische Albitverzwillingung oft zu erkennen. Die hypidiomorphen bis xenomorphen Klinopyroxene zeigen meist breite randliche Umwandlungssäume (Pyroxene max. ca. 5 mm; incl. Umwandlungssäumen max. ca. 10 mm). Feldspat und Pyroxenkristalle sind häufig zerbrochen, die Risse sind mit Sekundärmineralen, manchmal stark calcitbetont, wieder verheilt (Abb. 12). Neben metamorph gebildeten Amphibolen finden sich in einigen Gabbros des hinteren Saalachtals primärmagmatische Hornblenden kaersuti-

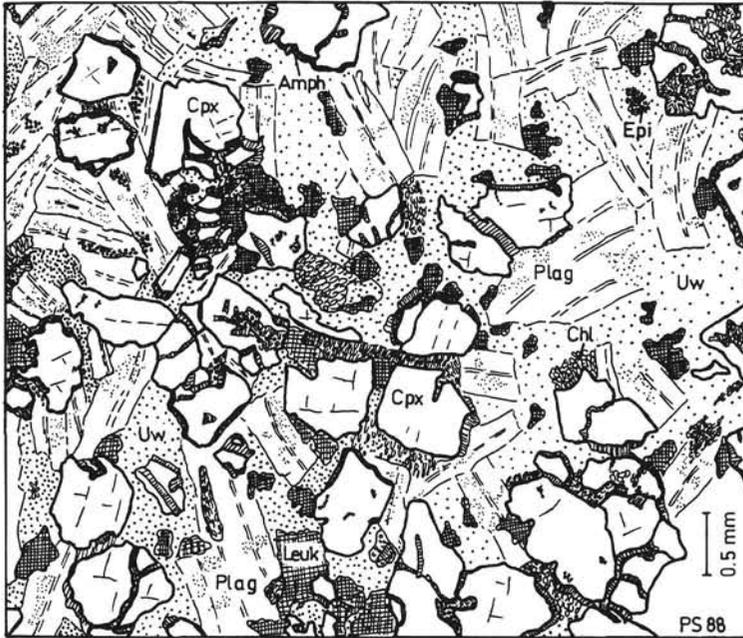


Abb. 12.  
Typischer grobkörniger Gabbro mit gut erhaltenem primärem Mineralbestand. Klinopyroxene und Plagioklase bilden ein subophitisches Gefüge. Die Feldspäte (Plag) sind stark zersetzt, die Pyroxene (Cpx) von Hornblendebarthen (Amph) umgeben. In stärker umgewandelten Bereichen liegt ein feiner Filz aus metamorphen Mineralen (Uw) vor (Chlorit, Epidot, Albit etc). Leukoxen (Leuk), Chlorit (Chl) und Epidot (Epi) treten in Nestern auf. Probe K 42.

tischer Zusammensetzung (SCHRÖCKER, 1987). Diese sind oft von einem metamorph gebildeten Saum aus grüner Hornblende umgeben.

In den Gabbros der westlichen NGZ zeichnen manchmal feine Serizitschüppchen undeutlich die Hauptschieferung nach. In den Gabbros der östlichen NGZ ist die Gefügeregelung deutlicher ausgeprägt, Chlorite und Amphibole sind in Richtung der Hauptschieferung gestreckt, die Pseudomorphosen und die relictischen Feldspäte im Extremfall zu Linsen verformt.

mittelkörniger Ausbildung vorwiegend im vorderen Saalachtal auf (vgl. 3.3.1.). Vereinzelt sind sie aber auch im Bereich des hinteren Saalachtals zu finden, dann meist mittel- bis grobkörnig entwickelt.

Die Gesteine sind hell- bis dunkelgrau und massig. Am frischen Bruch fallen, auch bei den feinkörnigen Typen, schon makroskopisch zahlreiche kleine Feldspatleisten auf.

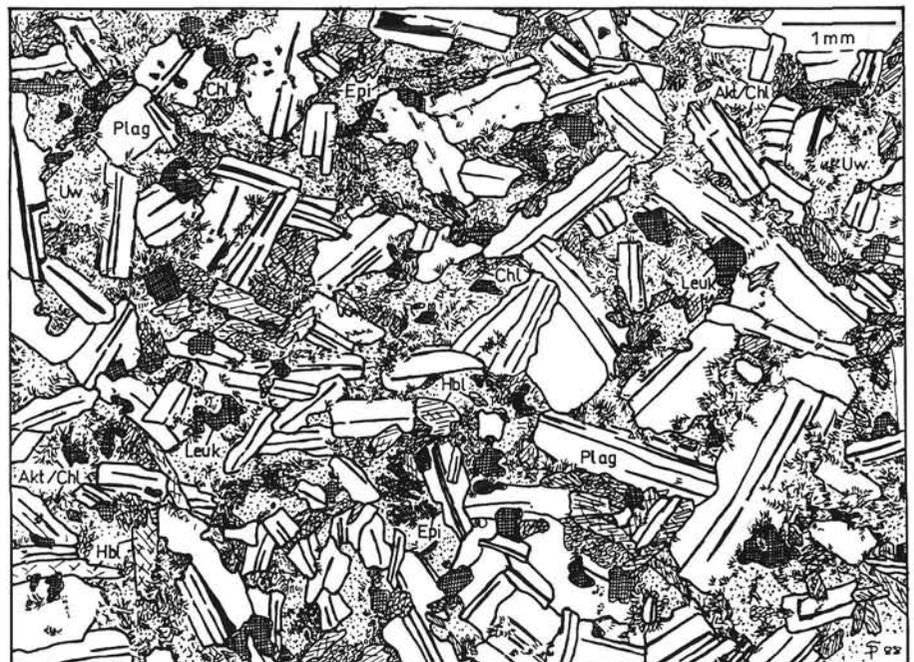
Mineralbestand: Plag, Chl, Amph, Ser, Epi/Zoi, Qz, Akt, Carb, Leuk, Opakerz, Stpn, Bi, Ap, Zr.

#### 4.3.3. Dioritische Ganggesteine (Meta-Diorite)

Vorwiegend aus Feldspat bestehende, geringmächtige Lagergänge mit intermediärem Chemismus (vgl. 7.5.) wurden nur in der westlichen Grauwackenzone gefunden. Die maximale Mächtigkeit dieser Vorkommen beträgt ca. 8 m. Sie treten in typischer, klein- bis

Im Dünnschliff zeigt sich ein charakteristisches, deutlich von den gabbroiden Ganggesteinen verschiedenes Bild. Hauptgesteinsbestandteil sind hypidiomorphe Feldspatleistchen. Sie bilden ein sperrig-regelloses Intersertal- bzw. Intergranular-Gefüge (Abb. 13). Die Ganggesteine aus dem vorderen Saalachtal sind klein-

Abb. 13.  
Typisches dioritisches Ganggestein. Primäre Minerale sind stark poikilitisch durchwachsene Plagioklase (Plag) und Hornblende-relikte (Hbl). In stärker umgewandelten Bereichen (Uw) erscheinen büscheliger Aktinolith und Chlorit (Akt/Chl), Epidot (Epi) und Leukoxenaggregate (Leuk). Probe KV 7.



körnig-gleichkörnig (Plagioklasleistchen meist <2mm), die aus dem hinteren Saalachtal ungleichkörnig.

Die Feldspäte sind vorwiegend polysynthetisch verzwillingte Plagioklase (max. 10 mm). Zonarbau ist selten. Je feinkörniger das Gestein ist, um so besser ist das primäre Gefüge erhalten. Untergeordnet finden sich Alkalifeldspäte, an denen in Einzelfällen eine undeutliche Perthitstruktur zu erkennen ist. Manchmal tritt Alkalifeldspat auch als Saum um Plagioklas auf. In einigen Schliffen konnten zahlreiche Relikte primärer Hornblende beobachtet werden. Diese waren ursprünglich als tafelige oder langgestreckte Scheite eng mit den Plagioklasen verwachsen. Jetzt liegen sie als faserige Relikte vor, die von Sekundärmineralen poikilitisch durchwachsen oder flächig ersetzt sind (Abb. 13). Häufigstes Umwandlungsprodukt ist Fe-reicher Chlorit. An den faserigen Enden dieser Hornblenderelikte wächst häufig feinnadeliger Aktinolith. Bereiche ehemaliger Hornblende fallen im Schliff auf durch Auftreten von breitstengeligen Chlorit, Epidot- und Leukoxenestern zusammen mit xenomorphen Hornblenderelikten. Nur in Einzelfällen sind die ehemaligen Umrisse der Hornblendekristalle rekonstruierbar; sie erreichen Größen bis zu 1,3 mm (incl. der umgewandelten Bereiche).

Soweit mikroskopisch noch bestimmbar, handelt es sich um tschermakitische grüne Hornblende. Die Zwischenräume zwischen den Plagioklasleistchen sind durch einen meist mikrokristallinen Filz aus Chlorit (vorwiegend Mg-betonter Chlorit)  $\pm$  Epidot, Serizit und Leukoxen  $\pm$  Opakerz gefüllt. Häufig sind wirrstrahlige Aggregate aus Mg-Chlorit und Aktinolith (Abb. 13). Quarz findet sich in einigen Schliffen in den Intergranularräumen (max 0,5 mm). Er ist undulös und zeigt teilweise Subkornbildung. Untergeordnet treten kleine, hypidiomorphe, metamorph gebildete Hornblenden auf. Auf Klüften erscheint Stilpnomelan.

#### 4.4. Basaltische Laven (Meta-Basalte)

Basaltische Laven sind im gesamten Arbeitsgebiet verbreitet (vgl. 3.3; Tab. 3). Primäre Gefüge (Pillows, Blasen, etc.) sind vor allem in der westlichen NGZ und in den Gebieten EK und ET der östlichen NGZ gut erhalten. Laven mit intermediärem Chemismus treten nur im Teilbereich „vorderes Saalachtal“ der westlichen NGZ auf (vgl. 7.5.1.).

Zusammenhängend aufgeschlossene Basaltabfolgen erreichen in der westlichen NGZ eine maximale Mächtigkeit von 350 m (Gaisstein), in der östlichen NGZ maximal 100 m (Finzenkogel, vgl. 3.3.). Morphologisch treten alle mächtigeren Basaltvorkommen als Gipfel- und Wandbildner hervor. Pillow- und Schichtlaven lassen sich unterscheiden, in tektonisch stark überprägten Bereichen ist die primäre Morphologie nicht mehr zu erkennen (vgl. 6.2.1.). Teilweise sind die ehemaligen Glasrinden und Pillowzwickel noch als dunkel gefärbte, cm-mächtige Bereiche sichtbar (Abb. 19). Sie wittern bevorzugt aus, wodurch die „Pillows“ herauspräpariert werden (Abb. 18). Teilweise finden sich in den Pillowzwickeln auch cm-mächtige Einschaltungen von Karbonat. Die Pillows sind durchwegs parallel der Hauptschieferung ausgelängt, die Größten überschreiten selten 70x30cm (längste und kürzeste Achse im Querschnitt durch eine Pillowröhre). Die tektonische Über-

prägung ist unterschiedlich stark, sie kann bis zu einer extremen Längung (max. 10 : 1) führen, bis schließlich der Pillowcharakter durch die Schieferung völlig überprägt wird.

Die Verwitterungsfarbe ist graubraun bis graugrün, im frischen Bruch sind die Gesteine dunkel- bis hellgrün, gelbgrün oder grau. In der westlichen NGZ treten die verschiedenen Basaltvarietäten vorwiegend massig auf, in der östlichen NGZ zeigen sie teilweise eine deutliche Schieferung. Die Laven sind dicht oder porphyrisch. In gut erhaltenen Profiltteilen (westl. NGZ) sind die hypidiomorphen Phänokristalle noch zu erkennen, meist zeichnen sie sich jedoch als dunkelgrüne, in die Schieferung eingeregelt Linien ab (max. 0,5 cm).

Die ehemaligen Blasen Hohlräume erscheinen als runde bis linsige, calcitgefüllte Bereiche von max. 0,5cm Durchmesser. Der Gehalt an Blasen variiert von blasenfreien bis zu extrem blasenreichen Varietäten („Mandelsteine“). In Einzelfällen sind charakteristische Formen erhalten (vgl. 6.2.2.). An den Verwitterungsflächen geben diese schnell auswitternden „Calcit-Blasen“ den Gesteinen ein charakteristisches, löchriges Aussehen.

Teile der Basaltabfolgen weisen eine starke metasomatische Überprägung auf (vgl. 7.2.3.). Die Gesteine sind von gelblichgrünen bis bräunlichen, wolkigen und schlierigen Strukturen durchzogen. In Klüften und Hohlräumen findet sich vermehrt Karbonat und Ankerit, die primären Strukturen (Pillows etc.) sind kaum mehr zu erkennen.

An die Laven des vorderen Saalachtals sind Vererzungen gebunden (vgl. 3.3.1.). Disseminierte Magnetkies- und Kupferkiesvererzungen finden sich vor allem im Bereich der Pillowränder, angereichert sind die Sulfide oft in schmalen Rissen („offsets“; MOSTLER, 1984). Die Erzminerale treten meist zusammen mit eisenreichem Chlorit ( $\pm$  Quarz) auf.

Mineralbestand: Plag, Cpx (reliktische Phänokristalle); Chl, Epi/Klz, Ser, Amph, Carb, Leuk, Opakerz, Ab, Tit,  $\pm$ Qz, Bi, Serp, Ap, Cld.

Die Struktur der Laven ist meist porphyrisch (Abb. 14), es kommen aber auch aphanitische Typen vor. Der Gehalt an Phänokristallen sowie deren Korngröße (ca. 0,2–7 mm, incl. Umwandlungssäumen) variieren sehr stark. Auch innerhalb einzelner Pillows oder Fließeinheiten ist die Menge der Phänokristalle oft stark unterschiedlich. Sie kann von wenigen Einsprenglingen in den Randzonen bis zu einer holokristallinen Struktur im Zentrum reichen (vgl. 6.2.). Gesteine mit eindeutig porphyrischer Struktur überwiegen jedoch. Die Phänokristalle werden oft mantelartig von Opakerzphasen und Leukoxenstaub umhüllt. Magmatische Korrosionsbuchten sind selten erhalten. Plagioklase und Klinopyroxene sind idiomorph bis hypidiomorph und zeigen die üblichen Umwandlungserscheinungen (Serizitisierung, Hornblendebärte etc.; Abb. 14, vgl. 4.2.2.). Die Feldspäte sind vorwiegend tafelig und oft zonar gebaut, Einzelindividuen und Durchkreuzungszwillinge treten auf, manchmal sind sie mit Pyroxenen zu Akkumulaten verwachsen (glomerophyrisch). In einigen Gesteinen treten Titanaugite und idiomorphe, zonierte Apatitkristalle (ca. 0,8 mm) eng verwachsen auf.

Nach Mineralbestand und Textur lassen sich folgende Basalttypen unterscheiden:

<ul style="list-style-type: none"> <li>- Vorwiegend Cpx-Phänokristalle</li> <li>- Vorwiegend Plag-Phänokristalle</li> <li>- Cpx- und Plag Phänokristalle</li> </ul>	Textur porphyrisch bis glomerophyrisch
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Keine Phänokristalle</li> </ul>	Textur aphyrisch

Da die Phänokristalle oft vollständig durch Sekundärminerale ersetzt sind, und die Pseudomorphosen in stärker geschieferten Bereichen bis zur Unkenntlichkeit verformt sind (östl. NGZ), läßt sich nur in gut erhaltenen Profilen eine Feingliederung nach den verschiedenen Typen treffen. In eine regionale Großgliederung lassen sich diese Unterschiede nicht mit einbeziehen.

Die Grundmasse ist kryptokristallin bis feinkörnig rekristallisiert (feiner Filz aus metamorphen Mineralen, vgl. 4.2.2.). Teilweise finden sich Mikrolithen von primärem Feldspat und Pyroxen (0,04–0,12 mm) in der Grundmasse. Manchmal treten Strukturen auf, die an ein Fließgefüge erinnern. Es ist nicht eindeutig zu entscheiden, ob es sich dabei um eine primäre Fluidalstruktur oder um eine erste metamorphe Gefügeregelung handelt. Insbesondere in der östlichen Grauwackenzone überwiegt die vollständige Rekristallisation der Grundmasse. Sie besteht dann vorwiegend aus Chloritbüscheln, feinkörnigem Epidot und Klinozoisit, Albit und Calcit (partienweise als Pflastergefüge), meist wirrstrahligem, feinnadeligem Aktinolith und vereinzelt idiomorphen Hornblenderauten. In einigen Proben aus der westlichen NGZ wurde auch ein primär holokristalliner Grundmasstyp, bestehend vorwiegend aus Feldspatmikrolithen (0,01–0,2 mm), beobachtet.

Der Großteil der untersuchten Basalte ist reich an ehemaligen Gasblasen. Diese primären Hohlräume sind heute meist von dichten Erzsäumen umgeben. Die Blasenfüllungen können aus einem Pflaster mit wechselnden Anteilen von Karbonat, Opakerz, Chlorit und Stilpnomelan bestehen, es treten auch radialstrahlig vom Blasenrand aus wachsende Albitkristalle (An <10 %) auf, die die Hohlräume ganz ausfüllen.

Abhängig von der Stärke der tektonischen Überprägung sind Phänokristalle, Formrelikte und Grundmasseminerale mehr oder weniger stark zerbrochen, verdrückt und eingeregelt. In der Grundmasse zeichnet sich die Schieferung zuerst ab. Blättriger Chlorit, Serizit schüppchen und Aktinolithnadeln ordnen sich in Schieferungsrichtung.

Anhand der makroskopischen und mikroskopischen Ausbildung können die Basalte der NGZ zwei Regionalgruppen zugeordnet werden:

- Im Teilbereich „hinteres Saalachtal“ der westlichen NGZ und in der östlichen NGZ treten primär blasenreiche Basalte, vorwiegend mit Pillowstruktur, auf. Die Gesteine sind grün, massig, und lassen teilweise eine Schieferung erkennen. Sie brechen quaderförmig bis linsig. Einsprenglingsreiche Typen überwiegen, die Einsprenglinge bzw. Pseudomorphosen („Chloritlinsen“) sind in der Regel mit bloßem Auge gut zu erkennen.
- Der „Basalt-Sill-Komplex vom Maishofen“ in der westlichen NGZ („vorderes Saalachtal“) zeichnet sich durch blasenarme bzw. -freie Pillow- und Schichtlaven aus. Die Gesteine sind dicht, graugrün, zeigen keinerlei Schieferung und brechen auffällig scharfkantig-splittig. Hier sind einsprenglingsarme bis aphanitische Typen häufig, generell sind die Einsprenglingskristalle sehr klein, in der Regel sind sie mit bloßem Auge nicht mehr sichtbar. Einsprenglingsreiche Typen treten auch auf, sie finden sich bevorzugt im Kernbereich der Schichtlaven. Es existieren alle Übergänge zu den konkordant in die Basaltabfolgen intrudierten feinkörnigen gabbroiden Gängen.

#### 4.5. Vulkaniklastische Gesteine (Meta-Vulkaniklastika)

Vulkaniklastische Gesteine finden sich im gesamten Untersuchungsgebiet (vgl. 3.3. und Tab. 3). Sie treten im Teilbereich vorderes Saalachtal der westlichen NGZ allerdings sehr stark zurück. Die durchgehend aufgeschlossenen Mächtigkeiten reichen von cm-dicken Lagen bis zu max. 300 m in der westlichen und max. 50 m in der östlichen NGZ. Vulkaniklastische Gesteine sind teilweise in enger Wechsellagerung und Verzahnung mit nicht-vulkanogenen Sedimenten aufgeschlossen, z.T. kommen sie auch eng verknüpft mit Karbonaten und Kieselschiefern vor (Klingler Kar, Wildfeld; vgl. Abb. 3 und 10). Zusammen mit Basalten bauen sie die mächtigsten Abfolgen auf (max. ca. 400 m, vgl. 3.3.). Mächtigere Brekzien und Lapillituffe sind Wandbildner (z.B. Teufelssprung, hinteres Saalachtal), die feinkörnigen Aschentuffe und Tuffite treten morphologisch eher

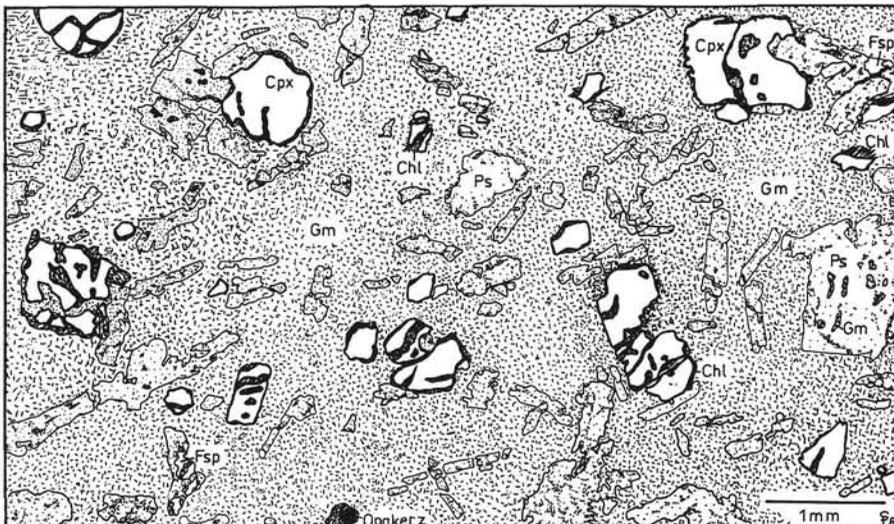


Abb. 14. Einsprenglingsreicher Basalt aus der westlichen NGZ.

Die Phänokristalle sind stark korrodierte Klinopyroxene (Cpx), die Umwandlungssäume bestehen vorwiegend aus Chlorit (Chl). Die ehemaligen Feldspatphänokristalle liegen, bis auf einige kleine Relikte (Fsp) als Serizitpseudomorphosen (Ps) vor. Die kryptokristalline Grundmasse (Gm) ist durch sehr viel feinverteiltes Erz dunkel gefärbt.

Probe K 9.



Ähnlich wie bei den Basalten beschrieben (vgl. 4.4.), zeigen sich auch innerhalb der Vulkaniklastika wolkige Imprägnationen von Karbonat (Calcit, Ankerit), teilweise verknüpft mit feinverteilten Kieserzen, die auf eine späte Metasomatose zurückzuführen sind.

#### 4.5.2.2. Komponenten

In den vulkaniklastischen Gesteinen treten verschiedene Komponenten auf, die in eine mikrokristalline oder feinkörnige Grundmasse eingelagert sind. Die häufigsten sind im folgenden kurz aufgelistet.

##### a) Komponenten vulkanogener Herkunft

###### Kristalle und Kristallbruchstücke

Die Pyroklastika sind generell kristallarm. Hypidiomorphe Phänokristalle (Plag, Cpx), Bruchstücke derselben oder Pseudomorphosen sind vereinzelt in chloritreichen Lagen der Tuffe und auch in den Brekzien oder Schlacken erhalten. Sie sind immer von dichten Erzpigmentsäumen umgeben.

###### Vitrische Gesteinsanteile

Ehemals glasige Fragmente sind in einigen Fällen als durch feinverteiltes Erz pigmentierte Relikte überliefert (vgl. 4.2.2.). Nach ROSS & SMITH (1960) entstehen feine Erzsäume um Glaspartikel durch eine Oxidation des Eisenanteils der Gläser bei der Abschreckung. Mit fortschreitender Alteration entstehen nach FISHER & SCHMINCKE (1984) während der Palagonitisierung basaltischer Gläser feinste Ränder von feinverteiltem Opakerz und Ti-Oxiden. Diese Erzsäume zeichnen die ursprüngliche Form nach und sind auch in der fortschreitenden Metamorphose stabil (FISHER & SCHMINCKE 1984).

- In den pyroklastischen Gesteinen der NGZ können verschiedene Formen von „shards“ (Glasbruchstücken) unterschieden werden:
  - Hochblasige Bimsfetzen (im Idealfall ganze Bims-lapilli, vgl. 4.5.4. und Abb. 24) mit zahlreichen runden bis linsigen Blasen Hohlräumen, die durch dünne Stege aus ehemals glasiger Matrix voneinander getrennt sind.
  - Scharfkantige, dicht an dicht liegende Glasscherben (0,06– 0,15 mm), die Y-Form, gabelförmige

Enden oder typische konkave Begrenzungen aufweisen. Sie sind durch das Zerplatzen von Gasblasen entstanden (vgl. 4.5.5. und 6.3.4. „Hyaloklastit“).

- Flache, dicht aneinandergeschmiegte Partikel ohne Blasen (0,09–0,4 mm) wie sie z.B. die Matrix des Bims-lapillituffs bilden (vgl. 4.5.4.).
- Seltener noch sind Reste sphärolitischer Entglasungsstrukturen erhalten, die sich nach FISHER & SCHMINCKE (1984) bei der Umwandlung von Glas in Sekundärminerale als radialstrahlige Aggregate feinsten Kriställchen bilden.

###### Lithische Komponenten

In den vulkaniklastischen Gesteinen der NGZ finden sich verschiedene Gesteinsbruchstücke pyroklastischer oder epiklastischer Entstehung. Sie sind je nach Zusammensetzung hellgrün bis graugrün, seltener in Violettönen gefärbt, die Umrisse reichen von unregelmäßig-lappig bis zu ideal gerundeten Formen. Meist sind die Komponenten parallel zur Hauptschieferung eingeregelt, in Schieferungsrichtung verdrückt und manchmal extrem ausgelängt und mitverfaltet.

Als Komponenten treten vorwiegend auf:

- Lavafetzen; blaugrün bis grün gefärbte, mikrokristalline bis feinkörnige Komponenten ohne Blasen, die etwa die Zusammensetzung der Basaltmatrix aufweisen, meist durch feinverteiltes Erz sehr stark pigmentiert sind und manchmal einen zonaren Aufbau zeigen (Abb. 15). Sie beinhalten unterschiedliche Mengen an Phänokristallen bzw. Pseudomorphosen oder Kristallbruchstücken.
- Stark blasige Komponenten (Schlacken- und Bimsfragmente); die Blasen Hohlräume sind vorwiegend mit Karbonat gefüllt und bilden z.T. kreisrunde Mandeln von ca. 0,5 mm Durchmesser. In der Matrix konnten vereinzelt reliktsche Glasanteile identifiziert werden.
- Basaltbruchstücke oder Gerölle zeigen die unter 4.4. beschriebene Zusammensetzung; die Phänokristalle sind immer sehr stark umgewandelt (Pseudomorphosen).

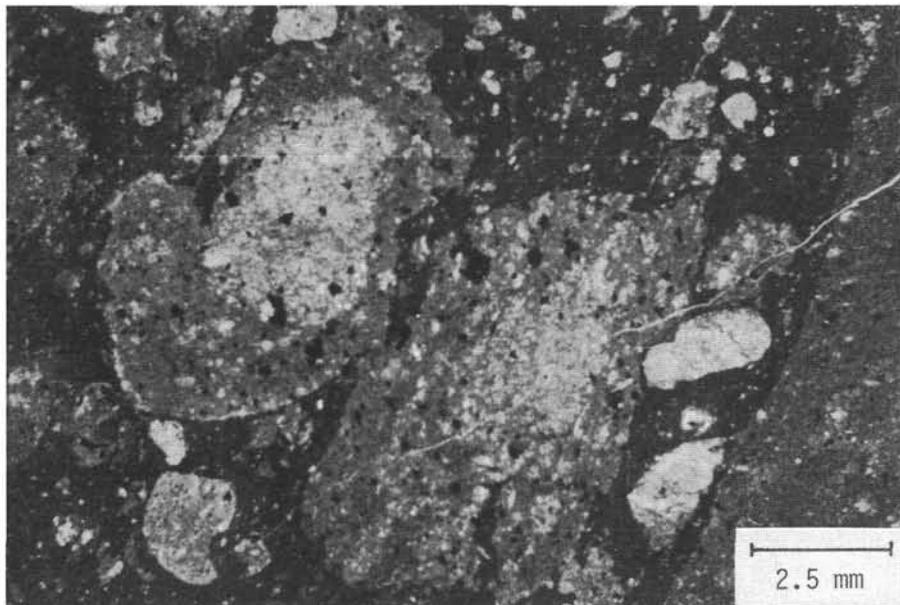


Abb 15.  
Unregelmäßig begrenzte, zonierte Lavafetzen, Komponenten in einem Lapillituff.  
Probe KP33; Schliffphoto, einfach polarisiertes Licht.

## b) Komponenten nicht-vulkanogener Herkunft

Komponenten nicht-vulkanogener Herkunft treten in den untersuchten Gesteinen nur untergeordnet auf. Sie finden sich vor allem innerhalb der Tuffite und bezeugen eine starke Umlagerung und Durchmischung mit nicht-vulkanogenem Material.

An Mineralen und Mineralbruchstücken finden sich Quarzklasten und vereinzelt gerundete Turmalin- und Zirkonkörnchen. Als lithische Komponenten treten eckige oder kantengerundete Bruchstücke feinkörniger siliziklastischer Sedimente (Meta-Tonschiefer und -Siltsteine) auf.

### 4.5.3. Pyroklastische Brekzien

Unter diesem Oberbegriff werden alle Gesteine zusammengefaßt, deren Zusammensetzung einen rein vulkanogenen Ursprung vermuten läßt und deren Komponenten überwiegend Bombengröße (>64 mm) aufweisen. Diese Gesteine können am besten an angewitterten oder nassen Aufschlußwänden oder großen Handstücken identifiziert werden. Durch die unterschiedliche Verwitterungsbeständigkeit von Grundmasse und Komponenten wird das Gefüge plastisch herauspräpariert. Drei Großgruppen werden hier unterschieden:

#### Heterolithologische Pyroklastika

Diese Gesteine sind hinsichtlich Größe, Form, Art und Menge an Komponenten bunt zusammengesetzt. Die verschiedenen Komponenten fallen schon im Aufschluß durch stark unterschiedliche Färbung auf (von weißgrün bis dunkelgrau). Sie bestehen aus verschiedenartigem vulkanogenem Material und erreichen Größen von max. 40x20 cm. Eckige und runde Formen treten auf, häufig sind fladenartige Gebilde, die z.T. Einsprenglinge bzw. Pseudomorphosen führen. Die Komponenten sind meist durch die Schieferung leicht deformiert, teilweise auch extrem tektonisch gestreckt. Eine Sortierung ließ sich nicht eindeutig nachweisen. Der Anteil an Komponenten mit Bombengröße schwankt zwischen 20 und 80 %, daneben finden sich Komponenten mit Lapilligröße und meist ein hoher Anteil an feinkörniger Matrix (Asche). Entsprechend der Form der Komponenten können unterschieden werden:

- Gesteine mit vorwiegend eckigen bis kantengerundeten Komponenten; vulkanische Brekzien im engeren Sinne, bzw. bei hohem Matrixanteil Tuff-Brekzien oder Asche-Lapilli-Tuff-Brekzien (SCHMID 1981).
- Gesteine mit vorwiegend fladenartigen Komponenten. Agglomerate im weitesten Sinne, eine primäre Verschweißung ist nicht mehr feststellbar, meist sind auch hier die Komponenten in eine feine Aschenmatrix eingebettet (Tuff-Agglomerat; SCHMID, 1981).

#### Pillowbrekzien

Pillowbrekzien (pyroklastische bzw. epiklastische Brekzien) setzen sich monolithologisch aus Basaltbruchstücken zusammen und treten meist als geringmächtige Lagen in Verbindung mit Basaltabfolgen auf. Zahlreiche, meist stark blasige Basaltbruchstücke unterschiedlicher Größe (Größe meist: längste Achse eines Bruchstücks <10 cm) liegen dichtgepackt, voneinander getrennt durch mm- bis cm-mächtige Lagen aus dichtem, vulkaniklastischem Material (Abb. 22). Die ehemals eckigen Umrisse der Bruchstücke sind nur in

Einzelfällen erhalten, oft sind sie durch tektonische Überprägung in Linsen verwandelt. Es ist damit nicht mehr möglich, den primär pyroklastischen oder epiklastischen Ursprung dieser Gesteine zu klären (vgl. 6.3.). Die Komponenten können anhand von Vergleichen klar als stark blasige, phänokristallarme bis -freie Basaltbruchstücke identifiziert werden.

#### Schlacken

Als Schlacken bezeichnet werden Agglomerate, die monolithologisch aus unregelmäßig-lappigen, blasenreichen Lavafragmenten bestehen (ca. 50 % Blasen, geschätzter Wert am Maurerkogel). Diese liegen dichtgepackt ohne Zwischenschaltungen von (Tuff-)Matrix. Es kann nicht mehr entschieden werden, ob eine primäre Verschweißung vorlag (Agglutinate, FISHER & SCHMINCKE, 1984; 6.3.2.).

### 4.5.4. Lapillituffe

Auch die Lapillituffe sind vorwiegend an Verwitterungsflächen sehr gut zu erkennen. Auffällig ist immer der hohe Anteil an kryptokristalliner bis feinkörniger Matrix; der Gehalt an Komponenten von Lapilligröße (64–2 mm) schwankt zwischen 20 und 50 % (geschätzter Wert). Die Umrisse der Lapilli sind sehr verschieden, unregelmäßig-lappige, kantengerundete und runde Formen treten auf. Hinsichtlich der Korngröße überwiegen Gesteinstypen mit Lapilli <4 cm. Korngestützte Ablagerungen wurden nicht gefunden, Sortierungen sind sehr selten. Die maximale Mächtigkeit von reinen Lapillitufflagen beträgt 40 m; sie sind im Regelfall jedoch geringmächtiger (m-Bereich). Im Dünnschliff zeichnen sich die Lapilli durch eine von der Grundmasse verschiedene Zusammensetzung bzw. durch eine feine, vor allem randliche Erzpigmentierung deutlich ab (nur im einfach polarisierten Licht zu erkennen; Abb. 23). Die Komponenten bestehen fast ausschließlich aus vulkanogenem Material (vgl. 4.5.2.). Vereinzelt treten hochblasige Bimsfragmente auf. Die Grundmasse der hier als Lapillituffe bezeichneten Gesteine besteht, dem metamorphen Mineralbestand nach zu urteilen, aus rein vulkanogenem Material. Ihr Mineralinhalt gleicht dem der Basalte (vgl. 4.4.).

Auch beim Großteil der Lapillituffe ist der Grad der epiklastischen Umlagerung kaum mehr zu beurteilen. Lappige und eckige Formen der Komponenten, erhaltene Bimslapilli bzw. reliktsche Glasanteile in der Grundmasse sprechen jedoch gegen eine starke Umlagerung. Nach SCHMID (1981) müßten die Gesteine, nimmt man eine rein pyroklastische Natur an, aufgrund des hohen Grundmasseanteils großteils als Aschen-Lapilli Tuff bezeichnet werden (vgl. Tab. 5).

Eine Besonderheit stellen die im hinteren Saalachtal (westl. NGZ) gefundenen Bimslapillituffe dar. Poröse Lapilli von graugrüner Farbe (mittlere Größe 5x3x2 cm, maximale Größe 10x4x3 cm) sind in eine dunkelgrüne, dichte Matrix eingelagert (Abb. 16). Die Lapilli treten an den Verwitterungsflächen hervor, sie sind in Schieferungsrichtung leicht eingeregelt, eine Sortierung wurde nicht beobachtet. Die ehemaligen Hohlräume der Lapilli sind mit Sekundärmineralen gefüllt (vorwiegend Karbonat). Die Poren sind annähernd kreisförmig (Abb. 16, 24), ihr Durchmesser beträgt max. 0,7 cm. Etwa 80 Vol.- % der Lapilli bestehen aus derartigen primären Hohlräumen. Die ehemals glasigen Ste-

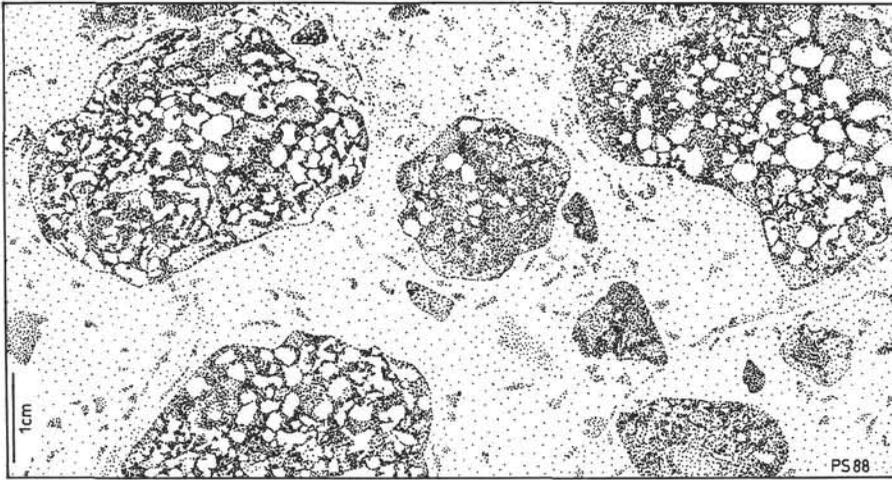


Abb. 16.  
Lapillituff mit stark blasigen Bimslapilli aus dem hinteren Saalachtal.  
Erläuterungen siehe Text.  
Probe KP 52; Zeichnung nach Anschliff.

ge zwischen den „Blasen“ bildet ein sehr stark erzpigmentierter, mikrokristalliner Filz aus metamorphen Mineralen. Die Lapilli nehmen etwa 30 % des Gesteinsvolumens ein, sie sind in eine mikrokristalline Matrix eingebettet (Abb. 16, 24). Diese Grundmasse ist zu einem feinen Filz aus vorwiegend Chlorit und Amphibol umkristallisiert, in dem kleine, xenomorphe Pyroxene und vereinzelte Plagioklasmikrolithe schwimmen. Anhand einer feinen Erzpigmentierung lassen sich in dieser Grundmasse die Umrisse ehemaliger Glasscherben identifizieren.

#### 4.5.5. Aschentuffe

Aschentuffe sind die im gesamten Untersuchungsgebiet am häufigsten auftretenden pyroklastischen Gesteine. Im Aufschluß zeigen sie eine dunkel- bis hellgrüne Färbung, sie brechen in cm-mächtigen Platten. Im Handstück erscheinen die Gesteine dicht und meist deutlich geschiefert. Teilweise sind sie homogen aufgebaut, oft weisen sie makroskopisch wie mikroskopisch eine deutliche Bänderung (mm- bis cm-Bereich) auf, die sich in der Färbung widerspiegelt. Im Dünnschliff bestehen die Gesteine in der Regel aus einem mikrokristallinen oder feinkörnigen Filz aus Epidot/Klinozoisit, Chlorit, Amphibol, Serizit etc. und viel feinverteiltem Erz. Der primäre Materialwechsel bzw. eine primäre Feinbänderung wird durch unterschiedliche Vergesellschaftungen der metamorphen Minerale überliefert. Mit zunehmender Rekristallisation beginnen Chlorit, Aktinolith, Hornblende, Biotit und Hellglimmer in großen Büscheln oder Scheiten zu sprossen. Epidot und Zoisit treten als Blasten auf. Der Übergang zu den Grünschiefern ist fließend.

Vereinzelte finden sich unregelmäßig eingestreute, hypidiomorphe Einsprenglingskristalle oder Kristallbruchstücke (vgl. 4.5.2.). In der Regel sind die primären Strukturen durch die Rekristallisation ausgelöscht. In Einzelfällen können jedoch Gradierungen, reliktsche Glasscherben bzw. Entglasungsstrukturen nachgewiesen werden.

So konnte z.B. ein Glastuff (Hyaloklastit) eindeutig identifiziert werden. Das Gestein erscheint im Handstück dicht und strukturlos. Im Dünnschliff ist es bei polarisiertem Licht aus kleinen, unregelmäßig begrenzten Linsen aufgebaut (Größe der Linsen zwischen  $100 \times 40 \mu\text{m}$  und  $240 \times 100 \mu\text{m}$ ). Die Linsen zeigen eine Randzone aus mikrokristallinem Erz und Epidotkörn-

chen. Im Inneren bestehen sie aus einem feinen Filz aus feinstrahligem Aktinolith, Albit und Epidot. Im Durchlicht erkennt man deutlich die Relikttextur. Durch feinverteiltes Erz pigmentierte Säume zeichnen einzelne, devitrifizierte Glasbruchstückchen („shards“) nach (Abb. 25). Deren charakteristische Formen (z.B. konkave Begrenzungsflächen, spitzwinklige Kanten vgl. 4.5.2.1) sind deutlich zu erkennen.

Eine klare Abgrenzung der Tuffe von den Tuffiten bzw. die Identifikation einer epiklastischen Komponente, ist aufgrund der metamorphen Umwandlung auch innerhalb der Aschentuffe kaum mehr möglich. Sicher kann eine epiklastische Umlagerung nur im Falle der Gesteine ausgeschlossen werden, die reliktsche Glasbruchstücke aufweisen. In Abweichung von der Nomenklatur nach SCHMID (1981) werden hier als Aschentuffe feinkörnige bis dichte Gesteine bezeichnet, deren Mineralinhalt ungeachtet des Grades der epiklastischen Umlagerung, auf ein rein vulkanisches Ausgangsmaterial rückschließen läßt (Zusammensetzung aus vorwiegend Chl, Epi, Amph, Kristallbruchstücken, Erzimpregnationen; vgl. 4.5.1.).

#### 4.5.6. Tuffite

Tuffite stellen die häufigsten vulkaniklastischen Gesteine im Untersuchungsgebiet dar. Es sind vorwiegend dichte, hellgrüne bis graugrüne, in der westlichen NGZ häufig violette, plattig abspaltende Gesteine (mm bis cm-Bereich) mit einer meist deutlich ausgeprägten Schieferung. Feinkörnige bis dichte Typen überwiegen, selten führen sie Komponenten mit Größen bis zu ca. 10 cm. Die Mächtigkeiten reichen von cm-dicken Lagen bis zu einigen 10er m. Oft wechseln und verzahnen sie im cm- bis m-Bereich mit nicht-vulkanogenen Sedimenten. Wie bei den Aschentuffen treten Feinbänderungen und in Einzelfällen auch Gradierungen auf.

Von den oben beschriebenen Pyroklastika unterscheiden sie sich insbesondere im Mineralbestand. Charakteristisch ist der im Vergleich zu den Pyroklastika deutlich geringere Anteil an feinverteiltem Erz, das Auftreten von Lagen aus Serizit oder Quarz-Albit Pflastern, stellenweise auch ein sehr hoher Karbonatgehalt. Phänokristalle bzw. Kristallbruchstücke sind sehr selten, sie weisen eine typische Rundung auf. Nur in diesen Gesteinen treten eckige bis kantengerundete Quarzklasten (0,1–0,5 mm) mit undulöser Auslöschung

auf, nur hier finden sich kleine, gerundete Turmaline und Zirkone.

Komponenten nicht-vulkanogener Herkunft (vgl. 4.5.2.2.) sind häufiger als in den pyroklastischen Gesteinen. Komponenten von Bomben- oder Lapilligröße sind selten. Große gerundete Komponenten (längste Achse >6 cm) treten z.B. im Profil Kletschachgraben auf (östliche NGZ; vgl. 6.4.2.2.). In einem Vorkommen der westlichen NGZ fanden sich zusammen mit Siltsteingeröllen (Durchmesser max. ca. 6 cm) eindeutig identifizierbare Basaltgerölle (Durchm. max. 32 cm). Die ideale Rundung dieser Komponenten weist sie als klar epiklastisches Produkt aus (vgl. 6.3.5.).

Eine klare Trennungslinie zu den oben beschriebenen Pyroklastika läßt sich nicht ziehen. Daher werden als Tuffite hier alle die Gesteine bezeichnet, deren Lage (geringmächtige Vorkommen innerhalb der Siliziklastika) oder Mineralbestand (hoher Gehalt an Serizit, etc.) auf einen paragenen Anteil schließen läßt (vgl. 4.5.1.). Mit zunehmender metamorpher Überprägung ist auch bei den feinkörnigen Tuffiten, wie bei den Aschentuffen, der Übergang zu den Grünschiefern fließend.

Die Abgrenzung der Tuffite gegen Gesteine, die zwar vorwiegend aus vulkanogenem Material bestehen, aber rein epiklastischer Entstehung sind, entsprechend der Nomenklatur nach SCHMID (1981; Tab. 5), ist für die untersuchten Gesteine nicht mehr möglich. Demnach müßte ein Teil der hier als „Tuffite“ bezeichneten Gesteine (>75 % Epiklasten; SCHMID 1981) als Sandstein, Siltstein etc. (vgl. Tab. 5) bezeichnet werden.

#### 4.6. Grünschiefer

Wie eingangs definiert (vgl. „Vorwort“) werden unter dem Sammelbegriff Grünschiefer hier alle Gesteine zusammengefaßt, die durch die völlige Umkristallisation des primären Mineralbestandes und Gefüges und eine deutliche Schieferung gekennzeichnet sind. In der westlichen NGZ treten Grünschiefer nur in einem schmalen Streifen entlang des Salzachtals auf (Uttendorfer Schuppenzone; vgl. 3.3.2.). Hier erreichen sie lokal Mächtigkeiten von ca. 80 m. In der östlichen NGZ bilden Grünschiefer in den Untersuchungsgebieten EL, EN, EP und EV den einzigen Hinweis auf einen basischen Vulkanismus. In den Gebieten EA und EB treten sie zusammen mit sicher identifizierbaren basischen Magmatiten auf (vgl. 3.3.3., Tab. 3). Die Vorkommen erreichen in der östl. NGZ eine maximale Mächtigkeit von ca. 50 m. Die Grünschieferzüge sind immer konkordant in die umgebenden Sedimente eingeschaltet, morphologisch bilden sie Härtlingsrippen und kleine Steilstufen.

Die Gesteine zeigen braune, seltener graugrüne Verwitterungsfarben, sie sind überwiegend fein- bis mittelkörnig, manchmal grobkörnig. Im frischen Bruch sind sie dunkel- bis graugrün und oft fleckig (Chloritlinsen), die Amphibolite weisen z.T. eine typische, grün-weiße Sprengelung auf. Sie erscheinen selten massig (Amphibolite), in der Regel brechen sie im mm- bis cm-Bereich plattig, parallel zur Hauptschieferung. Auf den Flächen zeigen sich immer Beläge aus feinschuppigem Serizit und Chlorit, seltener treten Hellglimmerscheite und langstengelige Amphibole auf. Insbesondere bei den Gesteinen der östlichen Grauwackenzone erscheinen die Flächen schwach seidig glänzend. Mm-große

Kristalle von Pyrit, Magnetit und Hämatit sind häufig. Insbesondere in der Uttendorfer Schuppenzone werden die Gesteine oft von cm-mächtigen Quarz-(±Epidot-)Lagen oder Schlieren durchzogen.

Mineralbestand: Chl, Akt, Hbl, Epi, Klz, Zoi, Plag (als Albit), Ser, Hellglimmer, Bi, Qz, Carb, Tit, Ap, Zr, Opakerz, Turmalin.

Die unter dem Begriff Grünschiefer zusammengefaßten Gesteine weisen stark wechselnde Mineralvergesellschaftungen auf. Teilweise finden sich verschiedene Grünschiefertypen in Wechsellagerung (m-Bereich). Je nach Anteil der oben genannten Minerale am Gesamtgestein können die Gesteine wie folgt klassifiziert werden (in abnehmender Reihe der Häufigkeit des Auftretens):

- Chloritschiefer (mit wechselndem Anteil an Albit und Epidot)
- Epidot-Albit-Schiefer
- Amphibolite
- Hornblendegarbenschiefer
- Prasinite

Im Dünnschliff zeigt sich eine vollkommene metamorphe Rekristallisation und Gefügeregelung. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Gesteinen (vgl. 4.3.-4.5.) zeigen die Grünschiefer ein grano- oder lepidoblastisches Gefüge, die primärmagmatischen Strukturen sind vollkommen ausgelöscht, nur sehr vereinzelt wurden reliktsche Einsprenglingskristalle oder Komponenten beobachtet.

Das metamorphe Gefüge ist, zum Unterschied zu den oben beschriebenen Gesteinen, allgemein sehr gut durch parallel der Hauptschieferung sprossenden Chlorit, Amphibol, Biotit und Hellglimmer nachgezeichnet. Nur die grobkörnigen Amphibolite weisen im Dünnschliff ein unregelmäßiges Gefüge auf. Eine metamorphe Bänderung aus albitreichen und serizit- bzw. chloritreichen Lagen ist häufig. Epidot und Klinozoisit treten in Nestern und als Porphyroblasten (bis 0,3 mm) auf. Amphibol (meist 0,09–1,0 mm, max. 6,4 mm) findet sich in unterschiedlichen Formen (feinnadelig-strahlig, idiomorph kurzsäulig oder breitstengelig) und mindestens zwei Generationen. Zerfaserte Relikte präkinematischer, in Richtung der Hauptschieferung verbogener Hornblende werden poikiloblastisch von Chlorit, Karbonat und Epidot durchwachsen. Völlig unregelmäßige Aktinolithnadeln (durchschnittlich 0,2 mm) treten auf, oft zu wirrstrahligen Büscheln vereint, häufig sind sie innerhalb der Hornblenderelikte angereichert. Die Hornblendegarbenschiefer zeichnen sich durch breitstengelige, quer über die Hauptschieferung hinwegsprossende, postkinematisch gebildete Amphibole (Aktinolith, aktinolithische Hornblende) aus. SCHÄFFER & TARKIAN (1984) wiesen anhand von Mikrosondenuntersuchungen in Grünschiefern der Lagerstätte Kalwang ferrotschermakitische Hornblende und Albitporphyroblasten (reine Albite) nach. Albit-Blastenschiefer mit syn- bis postkinematisch gesproßtem Albit sind vor allem in der Uttendorfer Schuppenzone häufig. Die tropfenförmigen bis runden Albitblasten erreichen Größen bis 0,6 mm und sind oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt.

Daß die Grünschiefer auf ein magmatisches Ausgangsprodukt zurückzuführen sind, kann nur in Einzelfällen belegt werden. So finden sich z.B. vereinzelt stark zersetzte, von Mineralneubildungen poikilitisch

durchsproßte, oft stark deformierte ehemalige Feldspateinsprenglinge, manchmal mit Apatiteinschlüssen (max. 4mm; vgl. 4.2.1.). Eine reliktsche Lamellierung ist erkennbar, Epidot- und Klinozoisit-Körnchen zeichnen einen primären Zonarbau nach. Oder man erkennt große, in Schieferungsrichtung ausgelängte Chloritflecken bzw. Zoisit/Epidot-Felder die möglicherweise Pseudomorphosen nach Pyroxen darstellen. In der Regel kann aber anhand der Petrographie nicht mehr auf das Edukt rückgeschlossen werden. Aus dem Zusammenhang wird jedoch für den Großteil der Grünschiefer eine Abstammung von Tuffen oder Tuffiten angenommen (vgl. 7.3.).

#### 4.7. Zusammenfassung

Die metamorphen basischen Magmatite der NGZ wurden, entsprechend dem Vorschlag der IUGS Subkommission (STRECKEISEN, 1980) soweit als möglich nach den erhaltenen primärmagmatischen Gefügemerkmalen benannt. Die Gruppeneinteilung wurde so gewählt, daß sie für die gesamte NGZ Gültigkeit hat. Die einzelnen Gesteinsgruppen unterscheiden sich in der Regel schon makroskopisch so deutlich, daß sie als Kartiereinheiten verwendet wurden. Eine Feineinteilung innerhalb der Gruppen (z.B. nach dem erhaltenen primären Mineralbestand) ist zwar bei Einzelvorkommen möglich, läßt sich aber nie auf das gesamte Gebiet der NGZ projizieren.

Insgesamt werden unterschieden:

##### ○ Intrusivgesteine

- Pyroxenite kommen als geringmächtige, meist linsige Körper nur im hinteren Saalachtal (westl. NGZ) vor. Die massigen, grobkörnigen Gesteine bestehen vorwiegend aus Klinopyroxen (bzw. Pseudomorphosen nach Pyroxen). Plagioklas tritt nur sehr untergeordnet auf.
- Gabbroide Intrusiva finden sich im gesamten Untersuchungsgebiet vorwiegend als geringmächtige Lagergänge. Lokal erreichen sie Mächtigkeiten bis zu 50 m. Die Gesteine sind massig, fein- bis mittel- oder grobkörnig und primär holokristallin. Pyroxen und Plagioklas in wechselnder Menge bilden eine überwiegend subophitische Struktur.
- Dioritische Intrusiva treten nur in der westlichen Grauwackenzone, und hier überwiegend im vorderen Saalachtal auf. Hauptbestandteil der meist klein- bis feinkörnigen Gesteine sind Plagioklasleistchen, die eine regellose Intersertalstruktur bilden. Selten sind Relikte primärer Hornblendenerhalten.

##### ○ Basaltische Laven

sind im gesamten Untersuchungsgebiet verbreitet, sie sind als Pillow- oder Schichtlaven ausgebildet und erreichen Mächtigkeiten bis zu 350 m. Sie sind massig, manchmal auch deutlich geschiefert; trotz teilweise starker Rekristallisation der Grundmasse bleibt das porphyrische Gefüge immer erhalten. Phänokristalle sind Klinopyroxen und Plagioklas, sie treten in wechselnder Menge und Vergesellschaftung auf.

Anhand der Verteilung der Basalttypen ergibt sich eine Regionalgliederung:

- Im vorderen Saalachtal sind die Phänokristalle sehr klein (mit bloßem Auge kaum zu sehen), die Basalte weisen kaum Blasen Hohlräume auf. In diesem Gebiet ist eine Abgrenzung der Laven von den feinkörnigen gabbroiden Lagergängen oft schwierig.
- Im gesamten übrigen Untersuchungsgebiet sind die Laven schon makroskopisch deutlich porphyrisch und weisen zahlreiche Blasen Hohlräume auf, die mit Sekundärmineralen verfüllt sind.

##### ○ Vulkaniklastika

finden sich in bunter Ausbildung und wechselnden Mächtigkeiten (cm-Lagen; max. 300 m) im gesamten Untersuchungsgebiet. Nur im Teilbereich „vorderes Saalachtal“ fehlen sie weitgehend. Insbesondere die feinkörnigen Typen sind oft deutlich geschiefert. Verschiedene Komponenten wurden nachgewiesen (Kristalle und Kristallbruchstücke, ehemals glasige Bruchstücke, Gesteinsbruchstücke). In Anlehnung an die Nomenklatur der IUGS Subkommission (SCHMID, 1981) werden unterschieden:

- Überwiegend aus vulkanogenem Material bestehende Gesteine, die keine oder kaum Anzeichen epiklastischer Umlagerung zeigen:
  - Vulkanische Brekzien
  - Lapillituffe
  - Aschentuffe
- Gesteine, die einen deutlichen Anteil an nichtvulkanogenem Material aufweisen und/oder deutliche Anzeichen epiklastischer Umlagerung zeigen:
  - Tuffite (unterschiedlicher Korngröße)

##### ○ Grünschiefer

treten nur innerhalb der Uttendorfer Schuppenzone und in einigen Teilbereichen der östlichen NGZ auf. Die Vorkommen sind immer konkordant in die umgebenden Sedimente eingeschaltet, die Mächtigkeit ist meist <10 m. Die Gesteine zeichnen sich durch eine vollkommene Rekristallisation des primären Mineralbestandes und eine deutliche metamorphe Gefügeregelung aus. Anhand der Mineralvergesellschaftungen werden verschiedene Typen unterschieden (Chloritschiefer, Amphibolite etc.).

Alle Gesteine weisen den metamorphen Mineralbestand der Grünschieferfazies auf (Chlorit, Amphibol, Epidot, Klinozoisit, Albit etc.). Großteils zeigen sie den typischen Mineralbestand von Spiliten (vgl. 7.2.2.). Als reliktsche primärmagmatische Minerale finden sich Plagioklas und, nur in der westlichen NGZ, Klinopyroxen und Hornblende. Diese Minerale zeigen alle Stadien der Umwandlung bis hin zum vollständigen pseudomorphen Ersatz. Die primärmagmatischen Strukturen sind trotz der starken metamorphen Rekristallisation meist gut erhalten, im Idealfall können sogar die Umrisse einzelner Glassplitter rekonstruiert werden. Der Grad der metamorphen Umwandlung ist generell in der östlichen NGZ stärker als im Westen. Die am besten erhaltenen vulkanogenen Reliktstrukturen finden sich in der westlichen NGZ.

Wie schon die Kartierung (vgl. 3.4.) belegt auch die Petrographie, daß die typische Gesteinsvergesellschaftung von Ophiolithen in der NGZ nicht auftritt.

## 5. Metamorphose

Zur Metamorphose der Gesteine der NGZ liegen zahlreiche Literaturdaten vor. Innerhalb der Arbeitsgruppe wurden spezielle Untersuchungen zur Metamorphose der westlichen NGZ von SCHRÖCKER (1987, Metabasite), SLUITNER (1985, Illitkristallinität) und HEINISCH (1986, Sedimente, Illitkristallinität, Conodonten) durchgeführt. Aufgrund der eigenen Untersuchungen können die bestehenden Erkenntnisse nicht erweitert werden. Die Daten zur Metamorphose der basischen Magmatite der NGZ werden deshalb im folgenden nur kurz zusammengefaßt.

Der metamorphe Mineralbestand der basischen Magmatite der NGZ ist das Produkt mehrerer, sich überlagernder Umwandlungsprozesse, die unter etwa gleichen Temperatur- und Druckbedingungen stattfanden. Drei verschiedene Metamorphoseereignisse lassen sich rekonstruieren:

- Autometamorphose der Metabasalte und Pyroklastika (Spillitisierung).
- Variszische, schwachgradige Regionalmetamorphose.
- Alpidische, schwachgradige Regionalmetamorphose.

Für die untersuchten Gesteine sind folgende Paragenesen metamorpher Minerale charakteristisch (Abkürzungen vgl. Tab. 4):

- Chl + Akt + Epi/Klz + Ab + Carb + Ser ± Qz
- Chl + Akt + Epi/Klz + Hbl + Ab + Carb + Ser ± Bi, Zoi, Qz
- Chl + Akt + Epi/Klz + Ab + Carb + Ser + Hbl + Stpn ± Qz, Chld
- Chl + Akt + Hbl + Epi/Klz + Ab + Carb + Bi + Hellglimmer ± Qz

Als primärmagmatische Mineralphasen sind Plagioklas (reliktische Kerne mit 30–35 % An; MOSTLER, 1968), primäre Hornblende und, nur in der westlichen NGZ, Klinopyroxen überliefert. Sie zeigen alle Stadien metamorpher Umwandlung (Uralitisierung, Albitisierung, etc.; vgl. 4.2.2.). *Stilpnomelan* und sehr selten Chloritoid sowie koexistierender Pumpellyit und Prehnit (BECHTOLD et al., 1981) treten nur in den Metabasiten der westlichen NGZ auf. Für die Gesteine der östlichen NGZ ist eine, im Vergleich zum Westen deutlichere, Neuspaltung von Amphibol (überwiegend aktinolithische Hornblende), Albit und Biotit typisch. Sie zeichnen sich auch durch eine deutlichere Gefügeregelung in Richtung einer ersten Schieferung (sf<sub>1</sub>, Hauptschieferung) aus (vgl. 4.7.). Eine zweite Schieferung (sf<sub>2</sub>) ist in den massigen Gesteinen selten. In einigen Fällen zeigen Anwachssäume um Phänokristalle oder feine Serizitschüppchen in der Grundmasse eine Regelung in Richtung sf<sub>2</sub>. In den feinkörnigen Gesteinen (Tuffe, Tuffite) ist häufig eine Transversalschieferung (sf<sub>2</sub>, crenulation cleavage) zu beobachten.

Als erste Gesteinsumwandlung wirkte auf die Metabasalte der NGZ zweifellos die Ozeanbodenmetamorphose. Mineralparagenesen der Grünschieferfazies werden aus subrezentem, stark hydrothermal überprägten Ozeanbodenbasalten beschrieben (z.B. HUMPHRIES & THOMPSON, 1978; MEVEL, 1987; MOTTL & HOLLAND, 1978; zur Ozeanbodenmetamorphose vgl. 7.2.1.). Dieser hochtemperierten Autometamorphose kann bereits

die Bildung brauner Hornblende und die Zersetzung der Anorthitkomponente (Entstehung von Albit und Calcit durch Autometasomatose oder Alkalimetasomatose, TRÖGER, 1969) zugerechnet werden (Spillitisierung, vgl. 7.2.2.).

Das Auftreten von Hornblende erfordert nach WINKLER (1979) Temperaturen von ca. 500°C, nach COLINS et al. (1980), HEINISCH (1986) und HOSCHEK et al. (1980) können zu dieser Temperatur korrespondierende Mineralparagenesen in den Sedimenten der westlichen NGZ nicht gefunden werden. Demnach ist für die basischen Magmatite der westlichen NGZ, und im Analogieschluß auch für die der östlichen NGZ, eine höhertemperierte Autometamorphose (Ozeanbodenmetamorphose) wahrscheinlich, die mit abnehmender Temperatur der hydrothermalen Lösungen in „low grade“-Bedingungen mündet.

Die untersuchten Gesteine erfuhren nach der Ozeanbodenmetamorphose eine mindestens zweifache regionalmetamorphe Überprägung (variszisch und alpidisch). Die Mineralparagenesen belegen, daß diese den Grad der Grünschieferfazies („low-grade stage“; WINKLER, 1979) nicht überstieg.

In der westlichen NGZ weisen BECHTOLD et al. (1981) anhand von Mineralparagenesen und Illitkristallinität eine deutliche Metamorphosezunahme vom Nordrand zum Südrand nach. Während in Metabasalten vom Nordrand die Paragenese Pumpellyit – Prehnit Temperaturen von max. 345±20°C und Drucke von 2 kbar belegt, gehört der Südrand der NGZ der Albit-Aktinolith-Chlorit-Zone an, d.h. dem tiefer temperierten Teil der „low-grade zone“ nach WINKLER (1979). Im Einklang dazu stehen die Untersuchungen von HEINISCH (1986). Die Metamorphoseabnahme in nördlicher Richtung ist hier sowohl durch Illitkristallinitäten als auch durch die Conodontenfarben belegt. Dünnschliffdaten und Illitkristallinitäten weisen die Uttendorfer Schuppenzone (vgl. 3.3.2.) als Zone höher metamorpher Gesteine im Süden der NGZ aus (höherer Bereich der „low-grade“-Zone; HEINISCH, 1986).

Die dominierenden metamorphen Mineralparagenesen der Metabasite setzen sich aus Albit – Epidot – Chlorit – Aktinolith/Tremolit ± Stilpnomelan zusammen, Pumpellyit und Prehnit fehlen. Anhand dieser Paragenesen grenzen HOSCHEK et al. (1980) die Bedingungen der Regionalmetamorphose auf Temperaturen von 350–400°C und Drucke >3 kbar und <4,5–8 kbar ein. Ähnliche pT-Bedingungen lassen sich auch für die Metasedimente belegen (HOSCHEK et al., 1980). Die Untersuchungen von SCHRÖCKER (1987) ergaben für die basischen Magmatite Metamorphose-Temperaturen von 350–500°C bei Drucken von ca. 5 kbar.

Die Metamorphose-Untersuchungen aus der östlichen NGZ belegen ganz ähnliche Gegebenheiten wie im Westen. BERAN & THALMANN (1978) und BERAN (1979) fordern für die Bildung der Eisenkarbonaterze am Steirischen Erzberg Bildungstemperaturen von 400°C und Drucke von 2–3 kbar. Diese Bedingungen seien während der variszischen und alpidischen Orogenese erreicht worden (BERAN & THALMANN, 1978). Eine Ausbildung von Gleichgewichtsparagenesen der höheren Grünschieferfazies (Granat – Biotit – Chlorit – Epidot – Albit) können DAURER & SCHÖNLAUB (1978) in klasti-

schen Gesteinen bei Kalwang belegen. Anhand von charakteristischen Veränderungen an Conodonten nehmen FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) Metamorphosetemperaturen von mindestens 300°C an. Als variszisch-alpidische Mischalter interpretieren SCHARBERT (1977) und JUNG (1980) K-Ar- und Rb-Sr-Alterswerte aus dem Raum Eisenerz. Aus K-Ar-Altersdaten aus der Norischen und Veitscher Decke leiten RATSCHBACHER & KLIMA (1985) ab, daß die letzte Metamorphose max. ca. 400°C (350±35°C) nicht überschritten hat. Die Datierung belegt in allen großtektonischen Einheiten die „Dominanz des alpidischen thermischen Ereignisses“ (RATSCHBACHER & KLIMA, 1985).

In allen untersuchten Gesteinen sind deutliche Anzeichen der Mehrphasigkeit der Metamorphose nachzuweisen (z.B. postkinematische Blastese von Stilpnomelan, Chlorit, Aktinolith). Die verschiedenen Ereignisse dürften in ihrer Metamorphosehöhe identisch gewesen sein. Ein variszischer und alpidischer Anteil läßt sich im Regelfall weder anhand der Mineralparagenesen noch mit anderen Methoden trennen (BECHTHOLD et al., 1981; HEINISCH, 1986; SCHRAMM, 1980). Lediglich an Gesteinen aus dem Gebiet der Eisenerzlagerstätte Radmer (östl. NGZ) konnte JUNG (1980) eine variszische Metamorphose nachweisen, die stärker war als die alpidische, jedoch die Zone der Grünschieferfazies nie überstieg. HOSCHEK et al. (1980) interpretieren in der westlichen NGZ deformierte Hellglimmer (±parallel zu sf.) in Metasedimenten als variszisch metamorphe Relikte.

Die Hauptgefügeprägung wird allgemein dem alpidischen Ereignis zugeschrieben. HEINISCH (1986) leitet aus den Illitkristallinitäten für den Westteil der NGZ einen „alpidischen Metamorphosegradienten“ ab. BECHTHOLD et al. (1981) nehmen ein frühalpidisches Metamorphoseereignis an, das in Einzelbereichen (z.B.

entlang der Salzachtallängsstörung) von einem jungalpidischen Ereignis überlagert wird. Ein dominierendes alpidisches Ereignis weisen RATSCHBACHER & KLIMA (1985) für den Ostteil der NGZ nach.

**Die Literaturdaten wie auch die Mineralparagenesen der basischen Magmatite belegen für die Gesteine der NGZ eine polymetamorphe Geschichte und eine Metamorphose der „low grade“-Stufe (WINKLER, 1979):**

- Der Nordrand der westlichen NGZ läßt sich, entsprechend der Gliederung nach WINKLER (1979), in die „very-low grade“-Zone einordnen (Auftreten von Pumpellyit und Prehnit). Im übrigen Gebiet der westlichen NGZ ist dann vorwiegend der tiefer temperierte Teil der „low grade“-Stufe belegt (Klinozoisit-Albit-Aktinolith-Chlorit-Zone).
- In der Uttendorfer Schuppenzone und den meisten Vorkommen der östlichen NGZ zeigen die Mineralparagenesen den höher temperierten Teil der „low grade“-Stufe an (Albit-Hornblende-Chlorit-Zone). Mineralparagenesen der „very-low grade“-Zone fehlen.
- In beiden Teilgebieten der NGZ ist eine leichte Metamorphosezunahme vom Nordrand zum Südrand zu beobachten.

Auffälligster Unterschied zwischen den Metabasiten der westlichen und östlichen NGZ ist der vollständige Ersatz von Pyroxen durch metamorphe Neubildungen und die großteils sehr viel deutlichere Gefügeregelung (in Richtung der Hauptschieferung) im Ostteil. Dies kann der im Vergleich zur westlichen NGZ weitaus stärkeren Durchbewegung und der etwas höheren Metamorphose im Ostteil zugeschrieben werden.

## 6. Vulkanologische Interpretation

### 6.1. Methodik

Im Rahmen vorliegender Arbeit sollte die Anwendbarkeit moderner vulkanologischer Methoden auf metamorph überprägte Gesteinsserien am Beispiel der NGZ getestet werden (vgl. 1.1.). Anhand eines Vergleichs von Reliktgefügen mit Daten von rezenten und subrezenten Vulkaniten aus der Literatur wird versucht, Aussagen über Förder- und Ablagerungsbedingungen der Vulkanite zu machen, und damit ein Bild des Entstehungsraumes des basischen Vulkanismus der NGZ zu zeichnen.

Dazu wurden vor allem im Gelände umfangreiche Daten erhoben: Durch Detailprofile und -Kartierungen wurden mächtige Vulkanitstapel gegliedert, Mächtigkeiten, Verteilungen, Wechsellagerungen und Verzahnungen ermittelt. Die Größe von Basaltpillows und von Komponenten innerhalb der Vulkaniklastika wurde an Aufschlußwänden vermessen (im Querschnitt jeweils längste und kürzeste Achse). Der Anteil an Blasenhöhl-

räumen der Basalte wurde am Aufschluß abgeschätzt. Auch Hinweise auf die Lagerung der Pillowbasaltstapel (Oben-Unten-Kriterien) lassen sich nur im Gelände gewinnen.

Form, Größe, Verteilung und Art der Komponenten innerhalb der Vulkaniklastika wurden teilweise im Gelände, teilweise an polierten Handstücken oder mit Hilfe von Dünnschliffen bestimmt bzw. abgeschätzt.

In 6 Detailprofilen werden vulkanologisch-petrographische und geochemische Daten gemeinsam dargestellt. Anhand dieser Gegenüberstellung sollen Zusammenhänge zwischen Chemismus und Ausbildung der Vulkanite sowie kleinräumige Variationen im Chemismus untersucht, und das Ablagerungsmilieu der Vulkanite interpretiert werden.

Ein Teil der Probleme, die sich während der Untersuchungen ergaben, konnte anhand von Probenmaterial mit Prof. SCHMINCKE (Bochum) und seinen Mitarbeitern diskutiert werden. Ihnen sei an dieser Stelle für ihre Hilfe herzlich gedankt.

## 6.2. Laven

### 6.2.1. Die Morphologie der Laven

In der NGZ lassen sich, wie unter 4.4. beschrieben, zwei Basalttypen unterscheiden: Pillow- und Schichtlaven.

Pillowlaven sind subaquatisch ausgeflossene, in der Regel basaltische Laven. Sie bestehen aus einzelnen rundlichen bis länglichen, teilweise auch nierenförmigen Gebilden, den namensgebenden „Kissen“ (Pillows). Pillows wurden ursprünglich als runde, isolierte Körper angesehen (SYNDER & FRASER, 1963). Neuere Untersuchungen sowie die direkte Beobachtung der Entstehung submariner Pillowlaven zeigen, daß diese aus Lavaschläuchen oder -röhren aufgebaut sind, in denen sich die Lava fortbewegt (z.B. BARAGAR, 1984; MOORE, 1975). Die annähernd runden Pillows stellen Querschnitte durch solche „Röhrenstapel“ dar. Die Lavaschläuche bilden sich bei mittleren bis niedrigen Eruptionsraten (SCHMINCKE, 1986). Die aus ihnen aufgebauten Pillowvulkane zeigen in charakteristischer Weise an der Basis sehr große Pillows (Megapillows, max. 10x4 m), nach oben hin nimmt die Größe dann rasch ab. Pillowvulkane können relativ steile Hänge aufbauen (20–30° Hangneigung; SCHMINCKE, 1986; STAUDIGEL, 1981), von denen kleinere, abgeschnürte Teile der Lavaschläuche abrutschen können. So kommt es zur Entstehung einzelner, isolierter Pillows (SCHMINCKE, 1986; „isolated pillow-breccia“, CARLISLE, 1963, vgl. 6.3.2.).

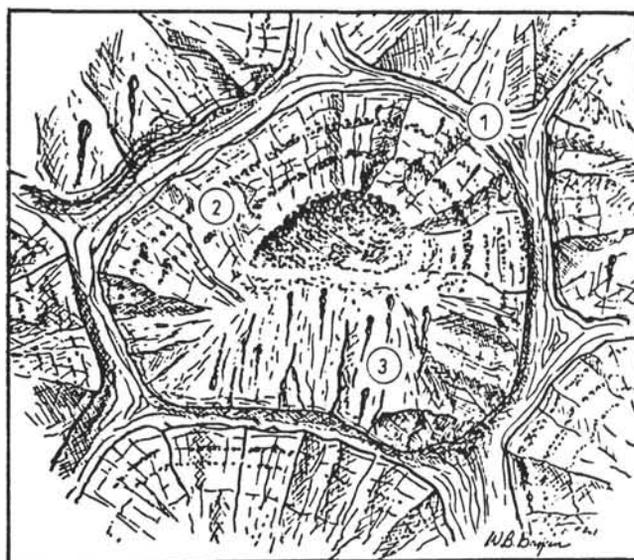


Abb. 17.

Typischer Schnitt durch ein Pillow.

Charakteristisch sind die glasige Randzone und die Zwickelfüllungen (1), die konkave Pillowunterseite und die konvexe Oberseite. Die Blasen (2) sind annähernd konzentrisch angeordnet, in der Mitte ist ein zentraler Hohlraum ausgebildet. „Pipe vesicles“ (3) treten vorwiegend im unteren Teil auf. Pillowdurchmesser ca. 40 cm (WELLS et al., 1979).

Im Querschnitt zeigen Pillows typische Gefügevariationen (Abb. 17, 19), von einem zu Glas abgeschreckten Rand über eine mittlere Zone, die unterschiedliche Mengen an Phänokristallen und oft konzentrisch angeordnete Blasen enthalten kann, zu einem annähernd holokristallinen Inneren. Teilweise ist im Zentrum der Pillows ein Hohlraum erhalten (zentrale Vakuole).

Schichtlaven („sheet flows“) sind massige Basalte, die als Lavadecken ausgeflossen sind. Sie bil-

den flachere Vulkanbauten als Pillowlaven, kommen in der Regel aber in Wechsellagerung mit Pillowlaven vor.

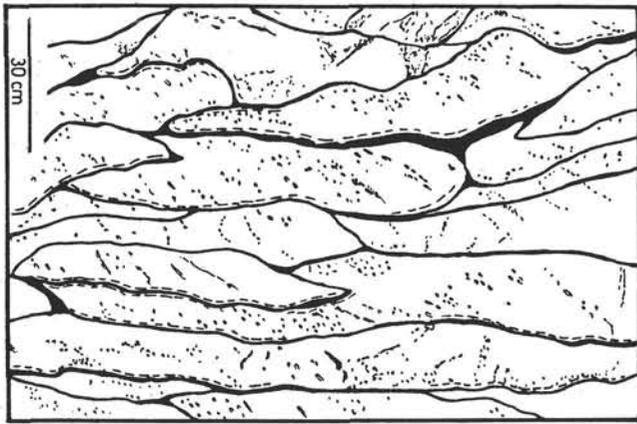
Die Gegebenheiten, die zur wechselweisen Entstehung von Pillow- oder Schichtlaven führen, sind noch nicht zufriedenstellend geklärt (SCHMINCKE, 1986). Nach SCHMINCKE (1986) bestehen keine Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung und damit in der Viskosität. Dagegen belegt BARAGAR (1984) daß signifikante Unterschiede im Mg-Gehalt eine wichtige Rolle spielen. Laven mit hohem Mg-Gehalt (16–19 %) sind niedrig viskos und neigen daher besonders zur Ausbildung von Schichtlaven; sie bilden teilweise aber auch Pillowstrukturen aus. Laven mit geringem Mg-Gehalt (6–9 %) erstarren bevorzugt in Pillowform. Untersuchungen von BYERS et al. (1986) zeigen, daß die Bildung von Pillow- oder Schichtlaven weder durch den Volatilgehalt, noch durch die Temperatur oder durch die chemische Zusammensetzung kontrolliert wird. Als wichtigster Faktor für die Morphologie submariner Basalte wird derzeit die Extrusionsrate angenommen: Pillowbasalte bilden sich bei geringen bis mittleren Eruptionsraten, Schichtlaven bei hohen Eruptionsraten (BALLARD et al., 1982; BYERS et al., 1986; SCHMINCKE, 1986). Aussagen zur Quantität der Eruptionsraten können dabei noch nicht gemacht werden. Nach BYERS et al. (1986) kann auch die Oberflächentopographie eine Rolle spielen, so begünstigen ebene Flächen die Bildung von Schichtlaven.

Die Basalte der NGZ sind vorwiegend als Pillowlaven ausgebildet. Pillow- und Schichtlaven lassen sich nur in der westlichen NGZ unterscheiden. Aufgrund der starken tektonischen Überprägung und der Rekristallisation ist nicht mehr festzustellen, ob es sich bei den massigen Basalten der östlichen NGZ (vgl. 4.4., 6.4.) primär um Schichtlaven handelte.

Pillowlaven (Abb. 18) bauen die mächtigsten Basaltabfolgen auf (350 m am Gaisstein, westl. NGZ; 100 m am Finzenkogel, östl. NGZ; vgl. 4.4.). Die Größe der Pillowquerschnitte liegt meist im Bereich von 50–70x20–30 cm (max. 1,5x1 m, min. 15x5cm). Gesetzmäßige Variationen in der Pillowgröße konnten in keiner der Abfolgen nachgewiesen werden. Es ist auch anzunehmen, daß sehr große Pillows (Megapillows) in den deformierten Abfolgen nicht mehr erkennbar sind. Die einzelnen Pillows sind durch primär glasige, jetzt in Sekundärminerale umgewandelte Randzonen (Breite max. einige cm, vgl. 4.4.) voneinander getrennt, die durch die rasche Abschreckung im Meerwasser entstanden. Auch die Pillowzwicke sind in der Regel mit glasigem Material gefüllt (Hyaloklastite). Selten tritt Karbonat als Zwickelfüllung auf (vgl. 6.4. Profil Ratzenstein, Profil Schleichberg).

Typisch für die Ausbildung der Pillowbasalte der NGZ sind die Profile Zwölferkogel und Schleichberg (vgl. 6.4.). Die Pillows liegen dicht gepackt, vereinzelt sind geringmächtige Horizonte aus Pillowbrekzien oder Hyaloklastiten zwischengeschaltet. Innerhalb der Pillowstapel treten keine terrigenen Sedimente auf. Einzelne Ströme (Fließeinheiten) können nur selten auseinandergehalten werden, da „marker horizons“ (z.B. die stark blasige und teilbrekziierte Oberseite eines Stroms) großteils fehlen.

Die tektonische Deformation führte generell zu einer Längung der Pillows in Richtung der Hauptschieferung (Abb. 18). Damit wurden die ursprünglichen Pillowumrisse und auch etwaige Oben-Unten-Kriterien verschleiert. An der Form der Pillows kann die Lagerung



▲ a b ▼

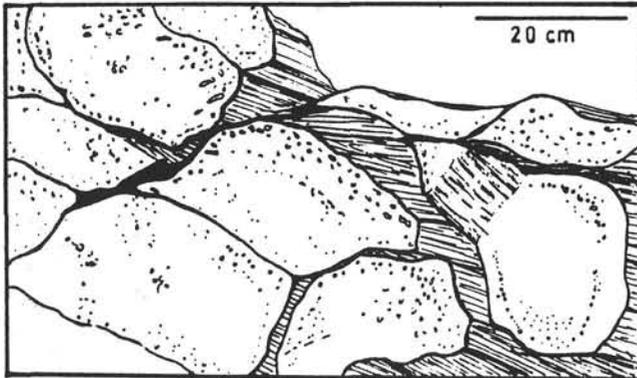


Abb. 18.

Aufschlußskizzen von Pillowlaven aus der NGZ.

a) Tektonisch überformte, blasenreiche Pillowlava aus der westlichen NGZ. Die Fließröhren sind schräg geschnitten. Die primär glasigen Pillowrinden und Zwickel sind schwarz gezeichnet, die strichlierten Linien deuten die im Aufschluß dunkel gefärbten Randzonen der Pillows an. Die größeren Blasen Hohlräume im Inneren sind ausgewittert.

Schwarzachengraben, hinteres Saalachtal (Skizze nach Aufschlußphoto).

b) Tektonisch überformte, blasenreiche Pillowlava aus der östlichen NGZ, Querschnitt durch die Fließröhren. Teilweise ist die zonare Anordnung der Blasen Hohlräume erkennbar.

Profil Schleichberg, Gebiet Trofaiach, östliche NGZ (Skizze nach Aufschlußphoto).

eines Basaltstapels abgelesen werden. Für aufrechte Lagerung sprechen spitzwinklige Formen an der Unterseite der Pillows, deren konvexe Ober- und konkave Unterseite sowie die Verteilung der Blasen Hohlräume (z.B. das breite Ende der "pipe vesicles" zeigt nach oben) (Abb. 17, 20). In gut erhaltenen Profiltellen (z.B. Gaisstein, Scheichberg) konnten derartige Kriterien gefunden werden. Danach liegen diese mächtigen Pillowbasaltstapel aufrecht.

Auch die typischen Internstrukturen (Abb. 17) konnten an gut erhaltenen Pillows nachvollzogen werden (Abb. 19). Auf den ehemaligen, jetzt in Sekundärminerale umgewandelten Glasrand (ca. 1-3 cm breit; vgl. 4.4.), der einige wenige Blasen enthalten kann, folgt eine Zone, die sehr reich an vorwiegend feinen Blasen Hohlräumen ist (ca. 3-4 cm breit). Nach innen zu nimmt die Häufigkeit der Blasen Hohlräume ab, die Blasen sind größer und teilweise konzentrisch angeordnet. In Einzelfällen konnten zentrale Vakuolen oder „pipe vesicles“ (Blasenzylinder) beobachtet werden (vgl. 6.2.2.). Zonierungen im Phänokristallgehalt innerhalb eines Pillows lassen sich nicht belegen; dies kann auf eine relativ rasche Erstarrung der großteils kleinen Pillows der NGZ zurückzuführen sein.

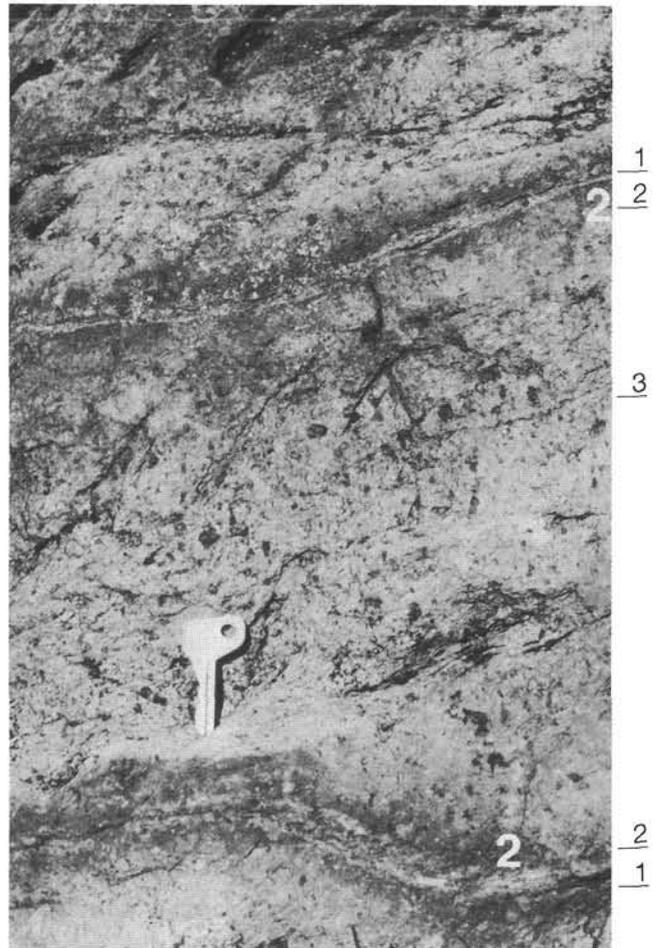


Abb. 19.

Schnitt durch ein blasenreiches Pillow.

1) Primär glasige Pillowrinde.

2) Dunkel gefärbte Randzone mit zahlreichen, sehr kleinen Bläschen.

3) Zentralbereich mit großen Blasen Hohlräumen, die löchrig auswittern. Hochhörndler Graben, hinteres Saalachtal (Aufschlußphoto).

Schichtlaven, immer im Wechsel mit Pillowlaven, finden sich in der NGZ nur untergeordnet. Sie treten vermehrt innerhalb des Basalt-Sill-Komplexes von Maishofen auf (vorderes Saalachtal). Da mächtigere Schichtlavaströme im Zentralbereich holokristallin ausgebildet sein können, sind sie oft von den feinkörnigen gabbroiden Lagergängen nicht zu unterscheiden (vgl. 4.4.). In die Basaltabfolgen des vorderen Saalachtals sind in charakteristischer Weise geringmächtige (mm-bis dm-Bereich, vgl. 3.3.1.) tonige Sedimente eingeschaltet.

Aus der Morphologie und der Ausbildung der Lavaabfolgen der NGZ können, im Vergleich mit Literaturdaten, folgende Aussagen gemacht werden:

- Die in der NGZ weit verbreiteten Pillowbasalte be weisen submarine Eruptionen.
- Die mächtigen Pillowbasaltabfolgen des hinteren Saalachtals und der östlichen NGZ zeugen von niedrigen bis mittleren Eruptionsraten (SCHMINKKE, 1986; BYERS et al., 1986). Die gleichbleibende Pillowgröße und der Mangel an nicht-vulkanogenen Sedimenten innerhalb der Pillowstapel sprechen für eine kontinuierliche Förderung unter annähernd konstanten Bedingungen (gleichbleibende Viskosität, relativ flache Hangneigung; STAUDIGEL, 1981).

- Im Teilgebiet vorderes Saalachtal belegt der Wechsel zwischen Schichtlaven, Pillowlaven und geringmächtigen, nicht-vulkanogenen Sedimenten eine sehr ungleichmäßige Förderung. Hohe Eruptionsraten führten zur Bildung der Schichtlaven (BYERS et al., 1986; SCHMINCKE, 1986), Pillowbasalte zeigen geringere Fördermengen an, und die zwischengeschalteten tonigen Sedimente bezeugen Ruhephasen.

### 6.2.2. Die Blasen Hohlräume

Der Großteil der basischen Laven der NGZ zeigt an Verwitterungsflächen ein charakteristisches löchriges Aussehen (Abb. 18, 19), das auf zahlreiche primäre Blasen Hohlräume zurückzuführen ist (vgl. 4.4.). Nach Form und Größe lassen sich verschiedene Arten von Blasen unterscheiden (vgl. Abb. 17):

- Runde bis ovale, <1 mm bis wenige mm große Blasen Hohlräume, die in großer Zahl unterhalb der ehemals glasigen Pillowrinde sitzen (vgl. 6.2.1.).
- Größere Blasen Hohlräume (1 mm-5 cm), rund, oval oder unregelmäßig geformt, treten konzentrisch angeordnet oder unregelmäßig verteilt im Inneren der Pillows auf.
- „Pipe vesicles“ (Blasenzylinder) haben die Form eines nach unten spitz zulaufenden Zylinders (Abb. 17, 20) und erreichen Längserstreckungen bis zu 4 cm.

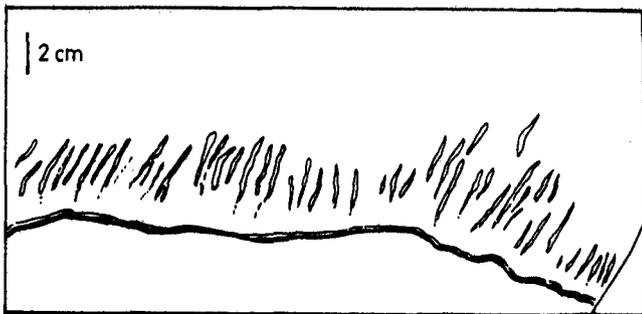


Abb. 20.  
„Pipe vesicles“ (Zylinderblasen), angeordnet entlang des unteren Randes eines Pillows am Gaisstein, hinteres Saalachtal (Zeichnung nach Aufschlußphoto).

Der Gehalt an Blasen ist an den Gesteinen der NGZ schwer abzuschätzen. Innerhalb der Basaltabfolge des Gaissteins scheint die Menge der Blasen Hohlräume vom Liegenden zum Hangenden zuzunehmen (QUITTERER, 1985). Eine Quantifizierung des Blasen gehalts ist aber infolge der starken Umwandlung der Gesteine nicht sinnvoll (insbesondere die kleinen Blasen Hohlräume sind durch die Schieferung oft ausgelöscht, teilweise können auch Pseudomorphosen nach Phänokristallen nicht klar von Blasenfüllungen getrennt werden). Es wird daher nur zwischen blasenreichen und blasenarmen bis -freien Laven unterschieden. Wie unter 3.3.1. und 4.4. ausgeführt, unterscheiden sich die beiden Regionalgruppen basischer Vulkanite der NGZ auch hinsichtlich des Blasen gehalts der Basalte:

- Blasenarme- bis freie Laven finden sich im vorderen Saalachtal.
- Blasenreiche Laven treten im hinteren Saalachtal und in der östlichen NGZ auf.

Pillowbasalte werden häufig zu Aussagen über die Wassertiefe herangezogen. Gehalt, Art und Verteilung von Blasen Hohlräumen innerhalb eines Pillowstapels bzw. eines einzelnen Pillows kann mit der Wassertiefe der Pillowförderung korreliert werden (BRYAN & MOORE, 1977; DUFFIELD, 1979; JONES, 1969; MOORE, 1965; MOORE & SCHILLING, 1973; STAUDIGEL, 1981). Dabei werden blasenarme Laven grundsätzlich großen, blasenreiche Laven geringen Extrusionstiefen gleichgesetzt. So weisen z.B. MOORE & SCHILLING (1973) entlang des Reykjanes-Rücken eine systematische Abnahme des Blasen gehalts mit der Tiefe von ca. 16 Vol.-% bei 500 m über 10 Vol.-% bei 700 m bis zu ca. 5 Vol.-% bei 1000 m nach. Radial angeordnete Blasen zonen und „pipe vesicles“ treten gehäuft erst oberhalb von 700 m Wassertiefe auf (MOORE & SCHILLING, 1973; STAUDIGEL, 1981).

Blasenreiche Pillowlaven werden jedoch auch in größeren Wassertiefen gefunden. AUMENTO (1971) beschreibt tholeiitische Laven vom Mittelatlantischen Rücken, die zahlreiche und große Blasen zeigen. Die Entwicklung von Blasen Hohlräumen ist nicht allein von der Fördertiefe, sondern vor allem von der chemischen Zusammensetzung bzw. dem primären Volatilgehalt des Magmas abhängig. So sind z.B. Alkalibasalte generell reicher an leichtflüchtigen Bestandteilen als Tholeiite (MOORE, 1970, 1979). Auch Basalte aus „back arc“-Bereichen zeigen, zurückzuführen auf Einflüsse der subduzierten Platte (fluide Phasen), einen charakteristischen, höheren Gehalt an volatilen Anteilen. So beschreiben DICK (1980) und NISTERENKO (1980) aus dem Shikoku-Becken stark blasige tholeiitische Basalte (Blasengehalt max. 36,8 Vol.-%) bei einer Wassertiefe von 3400 m. Ähnliche Daten lieferten SAUNDERS & TARNEY (1979) und GARCIA et al. (1979) aus der Scotia Sea bzw. dem Marianen-Trog.

Damit ist belegt, daß anhand des Blasen gehalts allein keinesfalls die Fördertiefe submariner Basalte festgelegt werden darf. Der Blasen gehalt kann höchstens, unter Miteinbeziehung von Magmenchemismus, weiteren vulkanologischen Kennzeichen und der geotektonischen Lage, als Anhaltspunkt dienen. Anhand der pyroklastischen Gesteine läßt sich die Wassertiefe besser abschätzen (vgl. 6.3.6.).

## 6.3. Vulkaniklastische Gesteine

Unter dem Begriff „Vulkaniklastika“ sind die direkt durch die Eruption entstandenen pyroklastischen Gesteine sowie deren epiklastische Anteile, die Tuffite, zusammengefaßt (vgl. 4.5.1.). Diese Gesteine sind in Kap. 4.5. ausführlich beschrieben.

### 6.3.1. Die Entstehung submariner Pyroklastika

Subaquatische vulkaniklastische Ablagerungen können durch verschiedene Prozesse entstehen (FISHER, 1984; FISHER & SCHMINCKE, 1984, Abb. 21):

- Durch die Eruption direkt („primary flow“):
  - Wenn Produkte subaerischer Eruptionen subaquatisch abgelagert werden.
  - Als Ablagerungen aus Eruptionen unter Wasser.
- Durch Remobilisation „juveniler“ Pyroklastika („secondary flow“):

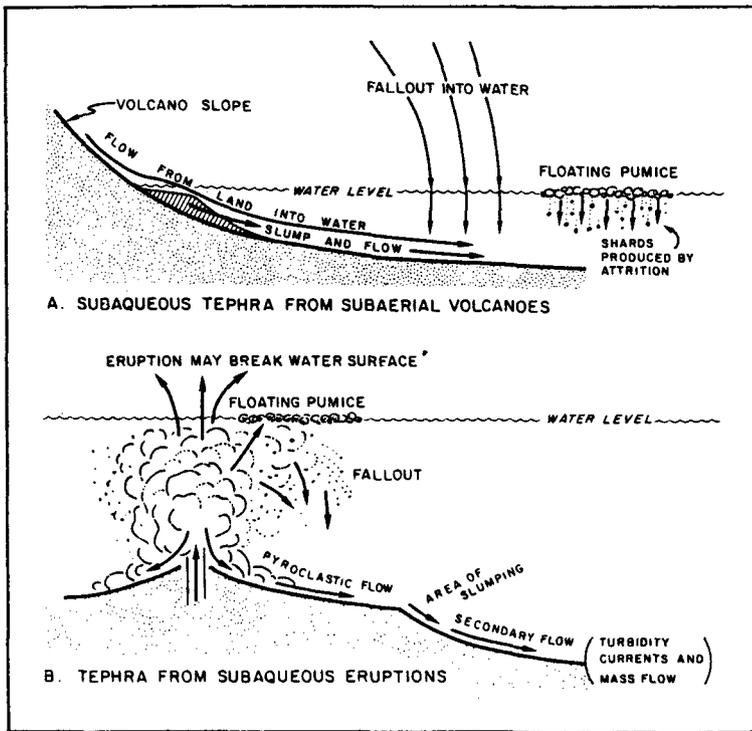


Abb. 21. Prozesse, durch die submarine pyroklastische Ablagerungen entstehen (FISHER & SCHMINCKE, 1984):

- Subaerische Eruption und Ablagerung der Vulkaniklastika subaquatisch (A).
- Subaquatische Eruption (B).
- Umlagerung primärer Ablagerungen: „Slumping“, „mass flow“ und „turbidity current“ (A, B).

- Als Ablagerungen aus „mass flows“ oder „turbidity currents“, die durch Umlagerung primärer Ablagerungen infolge submariner Gleitungen entstehen. Am Fuß vulkanischer Hochzonen oder in angrenzenden Beckenbereichen bilden sich sekundäre Ablagerungen aus resedimentiertem pyroklastischem Material.

In den Gesteinen der NGZ sind eine Reihe der Kriterien, die zur Klassifizierung der Ablagerungsmechanismen pyroklastischer Gesteine nötig sind, nicht mehr erhalten. So ist, wie in Kap. 4.5. diskutiert, die Frage nach der epiklastischen Beeinflussung nur in Einzelfällen eindeutig zu beantworten (vgl. 6.3.2., 6.3.3.). Das Problem der Umlagerung läßt sich jedoch auch in frischen Vulkaniten oft nicht zufriedenstellend klären (SCHMINCKE et al., 1982).

Ebenso kann in der NGZ eine Unterscheidung zwischen Ablagerungen, die aus dem „pyroclastic flow“ oder aus dem „fallout“ entstanden, nicht sicher getroffen werden (Abb. 21). „Pyroclastic flow“-Ablagerungen resultieren aus „überkochendem“ gasreichen Magma, bewegen sich submarin als Wasserdampf-Lava-Festkörper-Gemisch entlang des Vulkanabhanges und kommen teilweise heiß zum Absatz. Submarine „fallout“-Ablagerungen entstehen aus Partikeln, die in der aufsteigenden Eruptionssäule transportiert wurden, im Wasser absinken und als gradierte Abfolge kalt zum Absatz kommen. Die meisten submarinen „fallout“-Aschenlagen sind auf Eruptionen an Land zurückzuführen (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Viele der für eine Unterscheidung beider Ablagerungsmechanismen wichtigen Charakteristika, wie Korngrößenverteilung (granulometrische Analyse; WALKER, 1971), Sortierung und Auftreten typischer vertikaler Sequenzen (FISHER, 1984; FISHER & SCHMINCKE, 1984; YAMADA, 1984) lassen sich aufgrund der starken Rekristallisation und der schlechten Aufschlußverhältnisse in der NGZ nicht mehr rekonstruieren. Soweit noch feststellbar, ist der Großteil der pyroklastischen Ablagerungen der NGZ schlecht sortiert, Gradierungen

treten selten auf. Die Pyroklastika werden deshalb vorwiegend auf die Ablagerungsmechanismen des „pyroclastic flow“ zurückgeführt.

Die „Fazies“ vulkaniklastischer Gesteine spiegelt den Abstand zum Eruptionszentrum wider (YAMADA, 1984). Untersuchungen von YAMADA (1984) an verschiedenen, mächtigen, submarinen pyroklastischen Ablagerungen belegen für pyroklastische subaquatische Ströme einen typischen lateralen Fazieswechsel (proximale und distale Fazies):

- Ablagerungen nahe dem Eruptionszentrum sind unsortiert und weisen die größten Komponenten auf.
- Mit dem Abstand vom Eruptionszentrum nimmt die Größe der Komponenten ab. In 2–4 km vom Eruptionszentrum beginnt sich eine vertikale Sequenz auszubilden, die verschiedene, sortierte Untereinheiten aufweist. Weit verbreitet sind hier laminierte Tuffe.

### 6.3.2. Pyroklastische Brekzien

Die aus bunten Komponenten zusammengesetzten Tuffbrekzien und Agglomerate (vgl. 4.5.3.) sind, soweit sie keine Sortierung aufweisen, einem Ablagerungsraum relativ nahe am Förderzentrum zuzuordnen (vgl. 6.3.1.).

Direkte Nähe zum Eruptionszentrum („Kraterfazies“; FISHER & SCHMINCKE, 1984) belegen die aus unregelmäßig-lappigen, plastisch deformierten, hochblasigen Lavafetzen zusammengesetzten Schlacken (vgl. 4.5.3.). Gut erhaltene Schlackenablagerungen finden sich z.B. am Maurerkogel (westl. NGZ). Solche Ablagerungen entstehen bei geringer Magmenförderung, wenn die einzelnen ausgeworfenen Lavafetzen (aus Lavafontänen) am Kraterand abgelagert werden (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Pillowbrekzien (Abb. 22, vgl. 4.5.3.) entstehen in situ durch Implosion von Lavaröhren an steilen, instabilen Abhängen der Pillowvulkane durch teilweises

Zerbrechen (pyroklastische Brekzien) und durch Erosion und Umlagerung (epiklastisch; CARLISLE, 1963; FISHER & SCHMINCKE, 1984; FURNES & FRIDLEIFFSON, 1979). In der Regel treten sie zusammen mit mächtigen Pillowabfolgen auf. Die monomikte Zusammensetzung der Brekzien aus der NGZ aus blasigen Pillowfragmenten spricht für deren pyroklastische Entstehung und für eine Ablagerung nahe dem Entstehungsort. Die cm-mächtigen Lagen aus feinkörnigem Detritus, die teilweise die Bruchstücke umgeben (Abb. 22), lassen auf einen epiklastischen Anteil schließen („pillow-fragment breccia“).

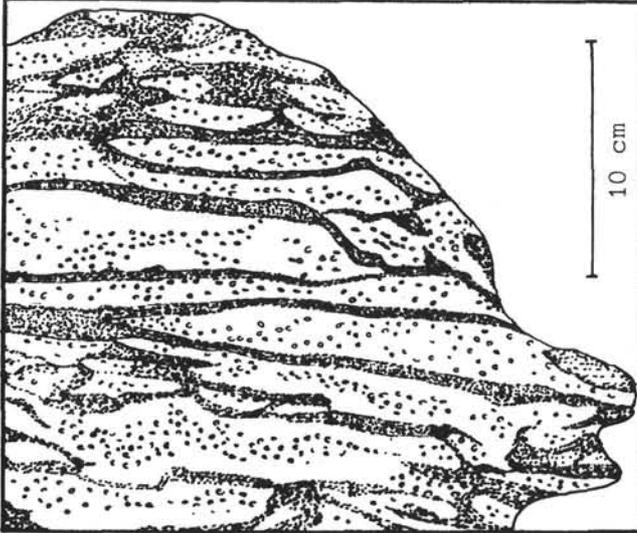


Abb. 22. Tektonisch stark überformte Pillowbrekzie. Die blasigen Pillowbruchstücke sind in eine dichte Matrix eingebettet. Profil Kletschachgraben, Gebiet Bruck a.d. Mur, östl. NGZ (Aufschlußzeichnung).

Im Gebiet des Staffkogel (hinteres Saalachtal) wurden in Tuffite eingebettete „Minipillows“ gefunden (HABERBOSCH, 1985). Solche, von CARLISLE (1963) als „isolated pillow breccia“ bezeichneten Gesteine sind als abgeschnürte Teile größerer Pillows zu erklären, die an steilen Flanken der Pillowvulkane abbrechen und in die umgebenden Sedimente eingelagert werden (vgl. 6.2.1.). Auch eine Entstehung aus submarinen Lavafontänen wird diskutiert (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

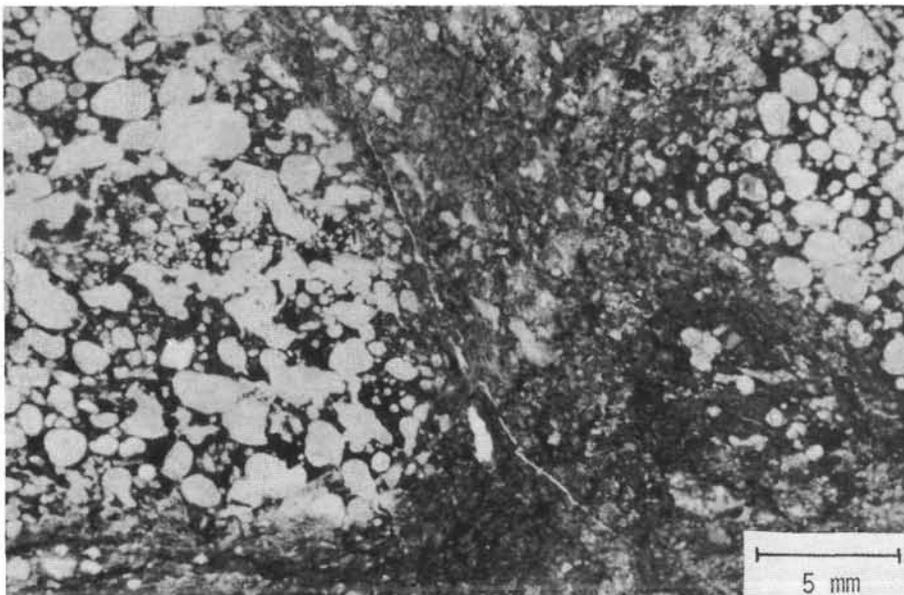


Abb. 24. Lapillituff mit hochblasigen Bimslapilli. Die stark blasigen Bimslapilli (Blasenhohlräume calcitgefüllt, am Photo weiß) sind in eine mikrokristalline, primär gläserne Matrix eingebettet. Sie zeigen Explosionen unter Seichtwasser- oder subaerischen Bedingungen an. Probe KP52; Dünnschliffphoto, einfach polarisiertes Licht.

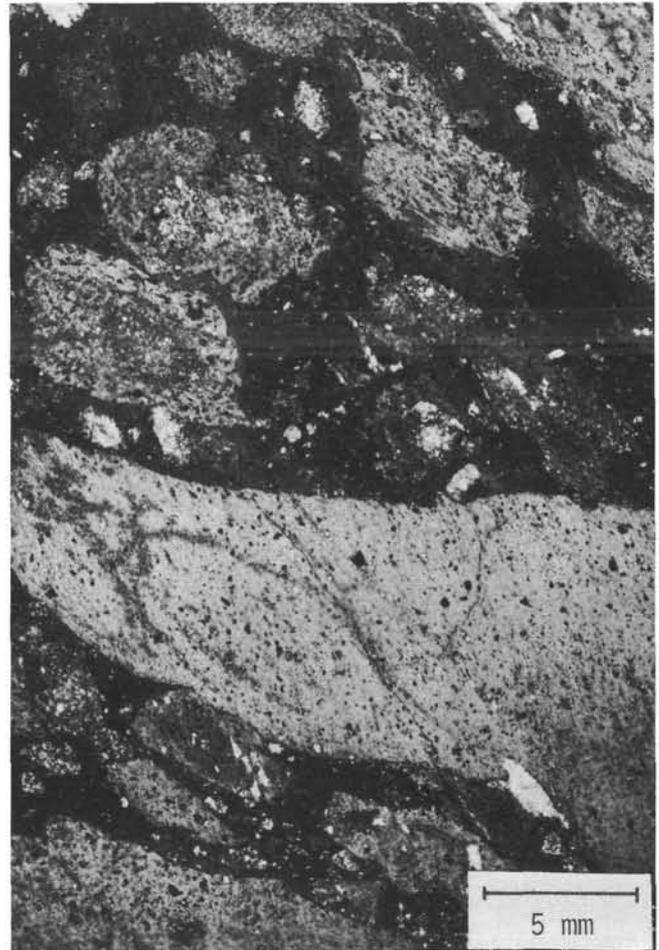


Abb. 23. Unsortierter Lapillituff. Die unregelmäßig begrenzten Komponenten (Lavafetzen) belegen die pyroklastische Natur des Gesteins. Sie liegen in einer feinkörnigen Tuffmatrix. Probe KP33, Schliffphoto, einfach polarisiertes Licht.

### 6.3.3. Lapillituffe

Wie die unsortierten pyroklastischen Brekzien sind auch Lapillituffe, die keine Sortierung aufweisen, den kraternahen Ablagerungen des „pyroclastic flow“ (Abb. 21, 23) zuzuordnen. Gradierte Lapillituffe wurden

im distalen Bereich des „pyroclastic flow“, in Flankenposition eines Vulkans, abgelagert (vgl. 6.3.1.).

Innerhalb der Lapillituffe der westlichen NGZ wurden im Gebiet des Gaissteins an einigen Stellen hochblasige Bimsfetzen gefunden (Abb. 16, Abb. 24; vgl. 4.5.4.). Diese bimsführenden Gesteine, in denen z.T. auch reliktsche Glasstrukturen nachgewiesen werden konnten, sind ein Beweis für die rein pyroklastische Natur der Ablagerungen (FISKE, 1969). Hochblasige Bimslapilli entstehen nur subaerisch oder bei sehr geringen Wassertiefen. Subaerisch geförderte Bimse können, aufgrund ihrer guten Schwimmfähigkeit, als „Bimsflöße“ („floating pumice“, Abb. 21) über große Strecken verdriften. Für den basischen Vulkanismus der NGZ ist durch das Auftreten von Bimsfetzen eine Phase der explosiven Förderung, die unter Seichtwasserbedingungen oder subaerisch stattfand, belegt.

### 6.3.4. Aschentuffe

Die Aschentuffe aus der NGZ (vgl. 4.5.5.) weisen oft Feinbänderungen auf. In einigen Fällen konnten auch Gradierungen beobachtet werden. Feingebänderte Aschentuffe entstehen sowohl bei „flow“- als auch bei „fall“-Ablagerungen (vgl. 6.3.1.).

In der westlichen NGZ wurden in einigen Schlifften reliktsche Glasbruchstücke („shards“) nachgewiesen, die die rein pyroklastische Natur der Gesteine belegen (vgl. 4.5.1., 4.5.2.). Es ist anzunehmen, daß der Großteil der Aschentuffe, die jetzt aus einem feinen Filz aus Chlorit, Epidot, Amphibol und Serizit bestehen, primär vorwiegend aus feinen, glasigen Partikeln zusammengesetzt war.

Ein solcher Glastuff (Hyaloklastit), der ganz aus jetzt devitrifizierten Glasbruchstücken zusammengesetzt ist, wurde in der westlichen NGZ gefunden (vgl. 4.5.5., Abb. 25). Er gleicht vollkommen den von SCHMINCKE et al. (1982) aus Island beschriebenen Hyaloklastiten. Die „Scherben“, die typisch von konkaven Begrenzungsflächen umgeben sind und spitzwinklige

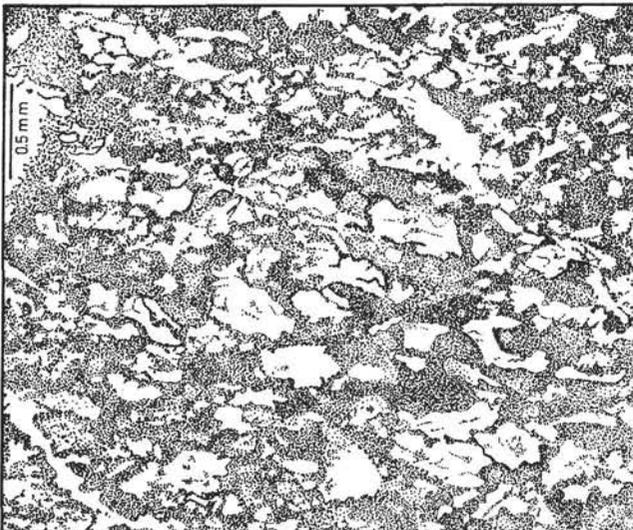


Abb. 25.  
Rekristallisierter Hyaloklastit.  
Einzelne, devitrifizierte Glasbruchstücke („shards“) sind durch erzpigmentierte Säume nachgezeichnet. Teilweise sind die charakteristischen Formen mit konkaven Begrenzungsflächen und spitzwinkligen Kanten gut zu erkennen.  
Probe KP53, Zeichnung nach Dünnschliff.

Kanten zeigen (z.B. CAROZZI, 1960), entstehen wenn Gasblasen aufplatzen, die von einer dünnen, glasigen Haut umgeben sind.

FISHER & SCHMINCKE (1984) bezeichnen als Hyaloklastite alle vitroklastischen Aschen, die durch das Zusammentreffen von Wasser und heißer Lava entstanden. Neben Pillowlaven belegt auch das Auftreten von Hyaloklastiten einen subaquatischen Vulkanismus.

Das Auftreten von Hyaloklastiten kann auf zwei unterschiedliche Vorgänge zurückzuführen sein (CAREY & SIGURDSSON, 1984; FISHER & SCHMINCKE, 1984; FLEET & MCKELVEY, 1978; TAZIEFF, 1972):

- Pyroklastische Entstehung, durch explosiven, subaquatischen Vulkanismus. Die sich ausdehnenden Gasblasen zerreißen das rasch abgeschreckte Magma, es entstehen vor allem lappig zerfetzte Glassplinter. Die Fragmentierung erfolgt von innen, durch das im Magma enthaltene Gas.
- Hydroklastische Entstehung, vorwiegend durch Kontakt heißer Lava mit kaltem Wasser. In Zusammenhang mit Pillowbasalten entstehen Hyaloklastite, wenn feine, abgeplatzte Scherben der äußersten, dünnen Glashaut der Pillows zu geringmächtigen Glastufflagen sedimentiert werden. Die Bruchstücke sind eckig, die Fragmentierung erfolgt von außen durch das Wasser.

Der in Abb. 25 beschriebene Hyaloklastit aus der NGZ tritt als geringmächtige Lage in direkter Nachbarschaft von Pillowbasalten auf. Er wird deshalb einer hydroklastischen Bildung zugeordnet.

### 6.3.5. Tuffite

Wie unter 4.5.6. beschrieben, ist die Grenze zwischen den durch epiklastische Umlagerung entstandenen Tuffiten und den reinen Pyroklastika im Falle der metamorph umgewandelten Gesteine der NGZ nicht klar zu ziehen. Eindeutig den Tuffiten zugeschrieben werden Gesteine mit deutlich nicht-vulkanogenem Anteil. Tuffite entstehen durch Erosion vorwiegend im Bereich des „secondary flow“ (vgl. 6.3.1.). Tuffitische Ablagerungen finden sich in relativ weiter Entfernung vom Förderzentrum, vorwiegend am Fuß vulkanischer Hochzonen und in den angrenzenden Beckenbereichen (Abb. 21, 33).

Von besonderem Interesse ist der Fund eines vorwiegend aus Basaltgeröllen bestehenden Konglomerats im Raum Uttendorf (westl. NGZ, SLUITNER, 1985; vgl. 4.5.6.). Große (max. 32 cm Durchmesser), ideal gerundete Siltstein- und Basaltgerölle sind in einer dichten Matrix eingebettet, deren Mineralbestand auf eine vorwiegend vulkanogene Zusammensetzung schließen läßt. Die ideale Rundung der Komponenten beweist die epiklastische Bildung. Derartige Gerölle können nur in einem hochenergetischen Bereich entstehen, wie ihn fluviatile Transportsysteme oder eine Brandungsplattform darstellen.

### 6.3.6. Die Wassertiefe

Pyroklastische Gesteine sind besser als Pillowbasalte geeignet die Wassertiefe abzuschätzen, in der die Extrusionen stattfanden (vgl. 6.2.2.). Die weite Verbreitung teilweise mächtiger Pyroklastika im Untersuchungsgebiet läßt Rückschlüsse auf die Wassertiefe zu.

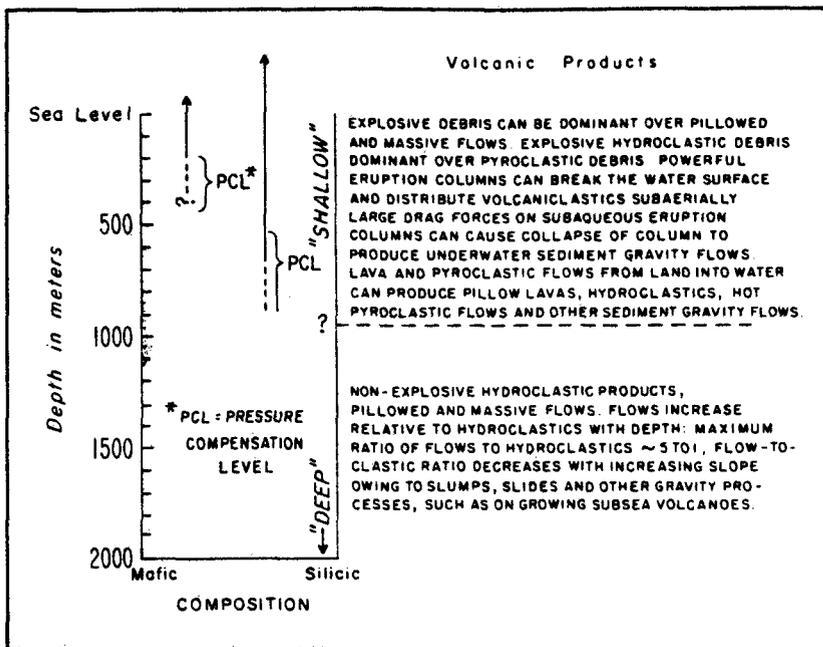


Abb. 26.  
Submarine vulkanische Produkte in Abhängigkeit von Wassertiefe und Magmenchemie (FISHER, 1984).  
Die maximale Wassertiefe für explosiven basaltischen Vulkanismus liegt bei <500 m.

Art und Verbreitung submariner pyroklastischer Gesteine werden nach FISHER (1984) durch verschiedene Faktoren kontrolliert:

- Die Extrusionstiefe unter Wasser.
- Die Magmenzusammensetzung, insbesondere der Volatilgehalt.
- Lava-Wasser-Wechselwirkung.

Submariner explosiver Vulkanismus kann erst ab einer bestimmten Wassertiefe entstehen, die von der Magmenzusammensetzung abhängt. Ist der Druck der überlagernden Wassersäule zu hoch, existiert nur effusiver Vulkanismus.

Die Wassertiefe, ab welcher explosiver Vulkanismus stattfinden kann, wird nach FISHER (1984) als „pressure compensation level“ (PCL), nach FISHER & SCHMINCKE (1984) als „volatile fragmentation depth“ (VFD) bezeichnet (vgl. Abb. 26, 33). Explosive Eruptionen, die über dem PCL und unter dem Meeresspiegel stattfinden, können große Mengen pyroklastischen Schutt liefern. Unterhalb des PCL kann klastisches Material nicht explosiv gebildet werden, es kann hier nur durch thermischen Schock aus Lava entstehen (z.B. Hyaloklastite, entstanden aus abgesplitterten Pillowrinden, vgl. 6.3.4.). Die Lage des PCL ist, da abhängig vor allem vom Volatilgehalt des Magmas, variabel. Er wird durch den Gasdruck, durch die Volumen- und Expansionsraten der sich ausdehnenden Gasblasen relativ zu dem von der Wassersäule ausgeübten Druck, kontrolliert (FISHER, 1984; McBIRNEY 1963). Nach WILLIAMS & McBIRNEY (1979) und FISHER & SCHMINCKE (1984) ist der PCL für Basalte generell < 500 m. Bei Alkalibasalten kann er bis auf 500–1000 m absinken (STAUDIGEL & SCHMINCKE, 1981). Für den Großteil der basaltischen Eruptionen ist er jedoch <200 m (FISHER, 1984 cum lit.; vgl. Abb. 26). Untersuchungen von CAREY & SIGURDSON (1984) und FLEET & McKELVEY (1978) in Island bzw. am Ninetyeast-Rücken belegen den Übergang von effusivem zu explosivem basischen Vulkanismus bei Wassertiefen von 200–300 m.

Aus Art und Verbreitung der pyroklastischen Gesteine der NGZ ergeben sich zwei Bereiche, deren

Vulkanitförderung in unterschiedlichen Wassertiefen stattfand:

- **Tiefwasserbildungen** – unterhalb des PCL  
Im Bereich des vorderen Saalachtals (westl. NGZ) treten keine Produkte eines explosiven Vulkanismus auf (vgl. 3.3.1.). Die Extrusionstiefe der Basalte lag unterhalb des PCL, in einer Wassertiefe >500 m. Für eine Bildung in Bereichen tiefen Wassers spricht auch die Blasenarmut der vorwiegend tholeiitischen Pillowlaven (vgl. 6.2.2., 6.4.1., 7.6.1.).
- **Bildungen aus Bereichen geringer Wassertiefe (<500 m)** – oberhalb des PCL  
Im hinteren Saalachtal (westl. NGZ) und der gesamten östlichen NGZ sind Produkte eines explosiven Vulkanismus weit verbreitet. Die basischen Vulkanite dieser Region sind vorwiegend als „transitional-basalts“ bzw. Alkalibasalte charakterisiert (vgl. 6.4., 7.6.1.). Die Extrusionstiefe lag hier oberhalb des PCL, d.h. die Gesteine wurden in Wassertiefen von maximal 500 m, wahrscheinlich sogar weniger als 200 m, gefördert. Damit stimmt auch der durchwegs deutliche Blasengehalt der Pillowbasalte überein. Das Auftreten von Bimsfetzen belegt zusätzlich Eruptionen, die im seichten Wasser oder subaerisch stattfanden (vgl. 6.3.3.).

#### 6.4. Vulkanologisch-geochemische Säulenprofile

Anhand detaillierter Profile werden im folgenden 6 mächtige und gut aufgeschlossene Vulkanitabfolgen dargestellt und durch die Kombination der verschiedenen Untersuchungsmethoden (Petrographie, Vulkanologie, Geochemie) interpretiert. Die Darstellung der geochemischen Variationsbreite über die Profile bildet einen Vorgriff auf die ausführlichen Untersuchungen zum Chemismus der basischen Vulkanite (vgl. 7.). Anhand der Säulenprofile sollen die vulkanologisch-petrographischen mit den geochemischen Kennzeichen verglichen werden.

PROFIL RATZENSTEIN

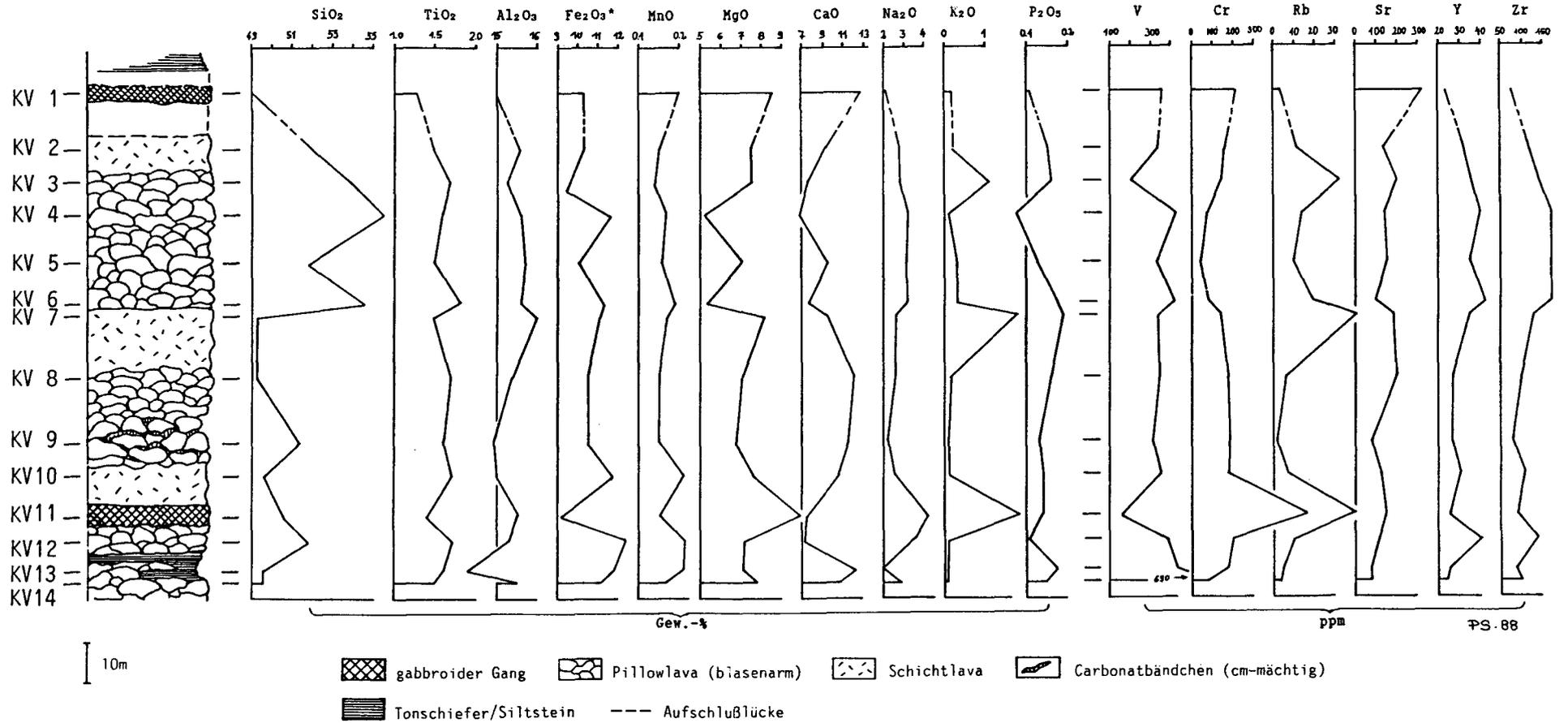


Abb. 27.  
 Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil „Ratzenstein“.  
 Vorderes Saalachtal, westliche NGZ.

Geochemisch zeigt sich in allen Profilen die ausgeprägte Alteration der Gesteine (vgl. 7.2.). Der starke Wechsel im Gehalt an mobilen Elementen (Ca, Na, K, V) spiegelt die alterationsbedingten Stoffverschiebungen wieder (vgl. Tab. 7), von denen besonders die vulkaniklastischen Gesteine betroffen sind.

#### 6.4.1. Westliche Grauwackenzone

##### 6.4.1.1. Profil

###### „Ratzenstein“ – vorderes Saalachtal

Das Profil (Abb. 27) stellt einen typischen Schnitt durch die Basaltabfolgen des vorderen Saalachtals (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen) dar. Die ca. 130 m mächtige Abfolge besteht aus einem Wechsel von Pillow- und Schichtlaven, gabbroide Lagergänge und ein Tonschieferhorizont sind eingeschaltet. Das Liegende der Basaltabfolge ist nicht aufgeschlossen.

Die beiden feinkörnigen gabbroiden Lagergänge (Dolerite) unterscheiden sich chemisch nicht eindeutig von den Laven. Die geochemischen Untersuchungen belegen (vgl. 7.8.), daß beide Gesteinsgruppen auf ein gemeinsames Ausgangsmagma zurückzuführen sind.

Pillow- und Schichtlaven treten in diesem Profil abwechselnd auf. Im mittleren Pillowbasaltstapel finden sich cm-mächtige Karbonatbändchen und carbonatische Zwickelfüllungen. Conodonten ließen sich bisher nicht isolieren. Der Wechsel von Pillowlaven, Schichtlaven und nicht-vulkanogenen Sedimenten weist auf unregelmäßige Förderraten und Ruhephasen hin (vgl. 6.2.1.). Reliktische Blasen Hohlräume sind in den Basalten kaum zu finden, was zusammen mit dem tholeiitischen Charakter (vgl. 7.6.1.) und dem Fehlen eines explosiven Vulkanismus in der Umgebung, als Hinweis auf eine Bildung in großer Wassertiefe gewertet werden kann (vgl. 6.2.2., 6.3.6.).

Die Phänokristalle sind durchwegs sehr klein (vgl. 4.4.). Mit Ausnahme der Basis der Pillowlava im oberen Profilverteil, die einen hohen Gehalt an Phänokristallen zeigt, sind die Gesteine einsprenglingsarm bis aphyrisch. Als Phänokristalle treten in fast allen Proben Klinopyroxene zusammen mit Plagioklas auf. Im unteren Profilverteil konnte ein leichtes Überwiegen des Feldspatanteils festgestellt werden. Ein dominieren von Plagioklas ist nach BRYAN (1983) typisch für Basalte, die geringe Gehalte an inkompatiblen Elementen aufweisen („N-type“ MORB, vgl. 7.8.). In typischen MORBs tritt Klinopyroxen extrem selten als Phänokristall auf (HART et al., 1972). Damit stimmen der petrographische und der geochemische Befund (vgl. 7.8.) überein. Die Interpretation der Basalte des vorderen Saalachtals als typische MORBs (MOSTLER, 1983) läßt sich nicht nachvollziehen (vgl. 8.2.2.).

Alle Basalte des Profils zeigen schon im Handstück einen deutlichen Gehalt an feinverteiltem Sulfid. Im Dünnschliff führen sie sehr viel feinverteiltes, mikrokristallines Erz in der Grundmasse, alle sind von mm-feinen Gängchen durchzogen, die vorwiegend aus Chlorit und Opakerz bestehen („offsets“; MOSTLER, 1984, vgl. 4.4.).

Geochemisch ist die Abfolge zweigeteilt. Der Wechsel ist durch eine sprunghafte Zunahme des  $\text{SiO}_2$ -Gehalts und Abnahme des MgO- und Cr-Gehalts gekennzeichnet. An der Morphologie oder petrographi-

schen Zusammensetzung der Laven läßt sich dieser geochemische Unterschied nicht nachvollziehen. Der MgO-Gehalt und die Morphologie der Laven sind nicht korreliert. Allerdings bewegt sich der MgO-Gehalt mit max. ca. 9 Gew.-% in dem Rahmen, der nach BARAGAR (1984) bevorzugt zur Bildung von Pillowbasalten führt (vgl. 6.2.1.).

Die  $\text{SiO}_2$ -reichen Basalte im Hangenteil des Profils sind typisch für das vordere Saalachtal. Basalte mit >53 Gew.-%  $\text{SiO}_2$  (basaltische Andesite, vgl. 7.5.1.) finden sich nur in diesem Teilgebiet. Im Unterschied zu den anderen Basaltprofilen aus der NGZ weisen die Basalte des Profils Ratzenstein geringere Gehalte an  $\text{TiO}_2$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  auf, was sie geochemisch als Tholeiite ausweist (vgl. Tab. 14).

Der Wechsel von tholeiitischen, teilweise  $\text{SiO}_2$ -reichen Pillow- und Schichtlaven, gabbroiden Lagergängen und geringmächtigen Tonschiefern im Profil „Ratzenstein“ ist typisch für den Basalt-Sill-Komplex von Maishofen (Teilgebiet „vorderes Saalachtal“). Die Laven werden als Bildungen stark wechselnder Förderaten, entstanden wahrscheinlich unter Tiefwasserbedingungen, interpretiert.

##### 6.4.1.2. Profil

###### „Zwölferkogel“ – hinteres Saalachtal

Das Profil (Abb. 28) zeigt eine ca. 120 m mächtige Pillowbasaltabfolge, unterbrochen durch eine Brekzienlage, wie sie für das Untersuchungsgebiet „hinteres Saalachtal“ charakteristisch ist. Im Liegenden der Laven sind Tuffite aufgeschlossen, das Hangende bilden ein Tuffband, das wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht beprobt werden konnte, zwei gabbroide Lagergänge und Tonschiefer.

Die gabbroiden Lagergänge im Hangenden des Profils markieren die mechanische Diskontinuitätsfläche zwischen Basalten und auflagernden Sedimenten. Generell belegen die Geländedaten, daß der Großteil der Intrusiva jünger ist als die Hauptförderphase der Vulkanite. Chemisch wie petrographisch unterscheiden sich die beiden Ganggesteine deutlich. Der liegende Gang weist neben Pyroxen einen deutlichen Feldspatanteil auf, seine chemische Zusammensetzung liegt im Rahmen der Basalte. Der hangende Gang besteht vorwiegend aus Pyroxen (Übergang zum Pyroxenit), und zeigt auch die für Pyroxenite typischen geringen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - sowie hohen MgO- und Cr-Werte (vgl. 7.5.1.).

Die Laven zeigen durchwegs Pillowstruktur, an den Formen konnte die aufrechte Lagerung des Profils belegt werden. Die gleichmäßige Größe der Pillows weist auf eine kontinuierliche Eruptionstätigkeit hin (vgl. 6.2.1.). Die Pillows zeigen einen deutlichen Gehalt an Blasen Hohlräumen, besonders blasig sind die Basalte unterhalb des Brekzienhorizonts und am Top des Profils. Sie stellen wahrscheinlich die primäre Oberfläche von kontinuierlich geförderterten Pillowfolgen dar. Eventuell sind damit zwei Förderereinheiten zu unterscheiden, wofür auch die trennende Lage des Brekzienhorizonts spricht.

Für die Basalte ist ein deutlicher Phänokristallanteil charakteristisch (vgl. 4.4.). Die Laven im Liegenden weisen nur Klinopyroxen-Einsprenglinge auf. Mit Ausnahme der Probe direkt über der Pillowbrekzie, die nur Plagioklas-Einsprenglinge zeigt, führen die Proben aus dem Hangenteil Plagioklas und Klinopyroxen, mit überwiegend Klinopyroxen-Phänokristallen. Nach BRY-

PROFIL ZWÖLFERKOGEL

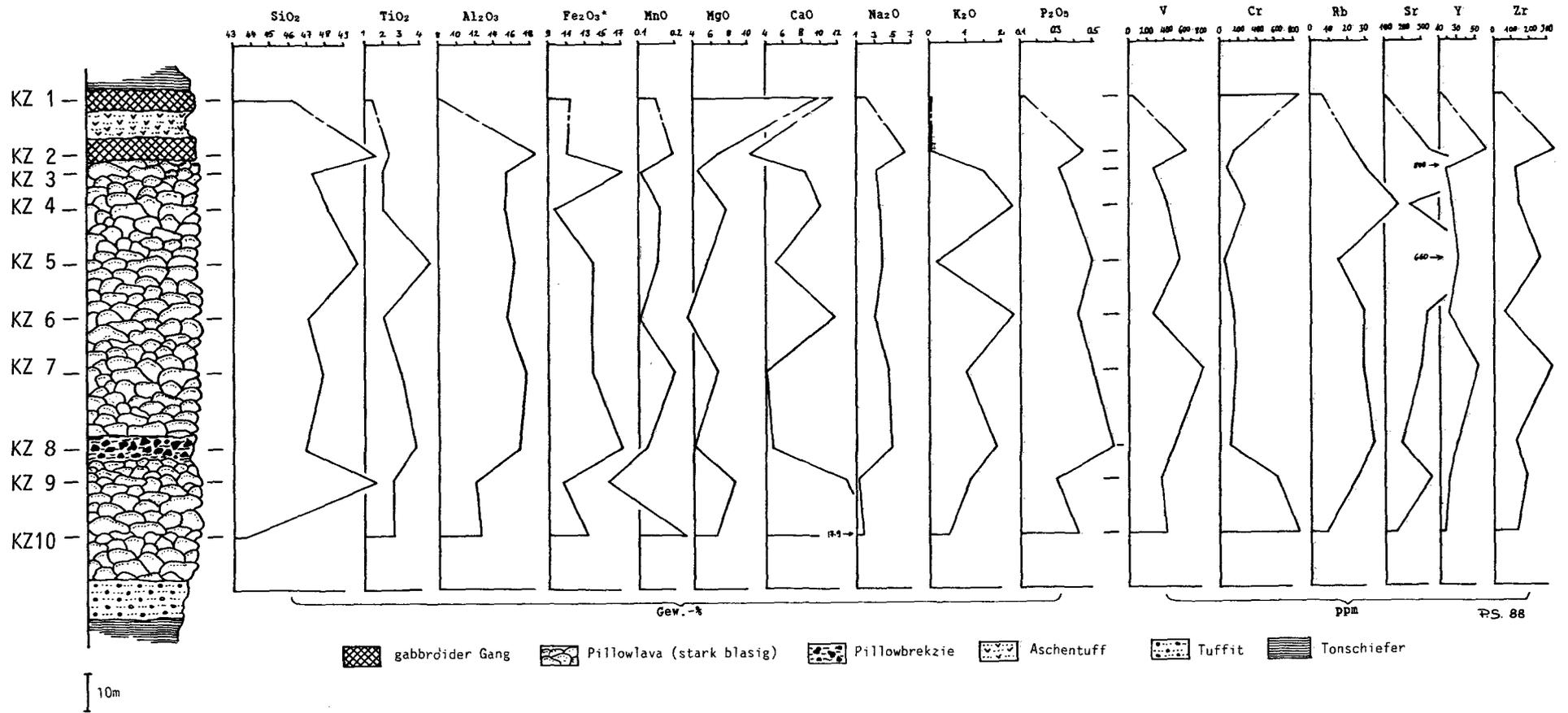


Abb. 28.  
 Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil „Zwölferkogel“.  
 Hinteres Saalachtal, westliche NGZ.

AN (1983) ist ein Überwiegen von Klinopyroxen-Phänokristallen typisch für „P-type“ Basalte, Klinopyroxenreiche Alkalibasalte beschreiben WHITE et al. (1979) als charakteristisch für Basalte Ozeanischer Inseln. Übereinstimmend mit dieser petrographischen Charakteristik zeigen die Basalte des Profils Zwölferkogel (wie alle anderen Basaltproben aus dem „hinteren Saalachtal“) auch geochemisch die Eigenschaften von Basalten Ozeanischer Inseln (vgl. 7.8., 8.2.1.).

Die Pillowbrekzie besteht aus dicht gepackten Bruchstücken (Größe 20–5 cm) in einer feinkörnigen Matrix. Dieses Gestein weist auf eine kurze Ruhe- und Erosionsphase hin (vgl. 6.3.2.), nach der die gleichmäßige Förderung der Pillowlaven wieder einsetzte.

Geochemisch ergibt sich innerhalb der Basalte keinerlei Zonierung. Die Brekzie unterscheidet sich chemisch nicht von den Basalten, was darauf schließen läßt, daß keine ausgeprägte epiklastische Umlagerung stattfand. Die Elementgehalte zeigen die für die Basalte des hinteren Saalachtals und der östlichen NGZ (vgl. 6.4.2.) charakteristischen Variationen, die der Zusammensetzung von „transitional“- bis Alkalibasalten entspricht (mittlere bis hohe Gehalte an  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  und Zr, vgl. 7.5.1., 7.8.).

Das Profil „Zwölferkogel“ ist ein typisches Beispiel für die mächtigen, blasenreichen Pillowbasaltabfolgen des hinteren Saalachtals und der östlichen NGZ, deren Chemismus größtenteils dem von „transitional basalt“ entspricht. Die Pillowbildung ist gleichbleibenden Förderbedingungen und einer niedrigen bis mittleren Eruptionsrate zuzuschreiben. Die Abfolge wird als Pillowvulkan interpretiert, der sich vermutlich im Bereich des PCL bildete (oberer Teil des Stadiums A eines Inselvulkans nach FISHER (1984), Abb. 33).

#### 6.4.2. Östliche Grauwackenzone

Die basischen Vulkanite der östlichen NGZ sind generell stärker umgewandelt als die der westlichen NGZ, Pyroxenphänokristalle sind hier nicht erhalten (vgl. 4.7., 5.).

Der Chemismus der Gesteine in den unten beschriebenen Profilen gleicht dem des Profils „Zwölferkogel“ (vgl. 6.4.1.2.). Die  $TiO_2$ -,  $P_2O_5$ - und Zr-Werte weisen auf „transitional“ Basalte hin. Diese Tendenz wird durch die geochemischen Untersuchungen belegt (vgl. 7.6.1.).

##### 6.4.2.1. Profil

##### „Gesiegerhütte“ – Gebiet Admont

Das Profil erfaßt eine ca. 80 m mächtige Abfolge, in der feinkörnige Tuffe und Tuffite mit Lagen massiger Basalte und geringmächtigen Einschaltungen toniger Sedimente wechsellagern (Abb. 29).

Im Liegenden des Profils sind zwei Vorkommen gabbroider Ganggesteine aufgeschlossen. Die Geländedaten lassen Lagergänge vermuten, die Aufschlußverhältnisse sind aber sehr schlecht. Die beiden Ganggesteine stimmen in ihrer chemischen Zusammensetzung sehr gut überein. Von den Laven und Tuffen unterscheiden sie sich durch geringere  $TiO_2$ - und  $P_2O_5$ -Gehalte und höhere MgO- und Cr-Gehalte.

Anhand der Elementgehalte ergeben sich zwischen Basaltlaven und Aschentuffen keine deutlichen Unterschiede. Dies spricht für die rein vulkanogene Zu-

sammensetzung der Tuffe. Die Tuffite in diesem Profil wurden nicht beprobt, da schon im Gelände festzustellen war, daß sie eine starke Durchmischung mit paragenem Material aufweisen (unregelmäßige Einschaltung dünner Tonschieferlagen).

Tuffe und Tuffite zeigen z.T. eine deutliche Bänderung. In Einzelfällen ist im Dünnschliff eine Gradiierung erkennbar. Diese kann jedoch, abhängig von der sehr geringen Korngröße, weder am Aufschluß noch am Handstück nachvollzogen werden. Feingradierte submarine Aschentuffe können sowohl durch „fallout“ als auch durch „flow“ („pyroclastic flow“) und ebenso durch sekundäre Umlagerung (turbiditisch, „secondary flow“) entstehen (vgl. 6.3.1.). Die typische Abfolge subaquatischer „pyroclastic flows“ (YAMADA, 1984) läßt sich nirgends nachweisen.

Eine enge Verknüpfung von Tuffen, Tuffiten und nicht vulkanogenen Sedimenten läßt auf eine relativ weite Entfernung vom Eruptionszentrum schließen („secondary flow“, Abb. 21). Eher unwahrscheinlich erscheint die Deutung der Aschenlagen als „subaerial fallout“ (vgl. Abb. 21), der am Fuß eines größeren Inselvulkans submarin abgelagert wurde. Im Gebiet Admont lassen sich mächtige Abfolgen, wie sie solch einen Vulkan aufbauen müßten, nicht nachweisen. Auch sehr geringe Wassertiefen (Schelf- bis Flachwasserbereich), so daß sich auch mit weniger mächtigen Abfolgen subaerische Explosionen und weite Verstreuerung der Asche erklären ließen, können in diesem Untersuchungsgebiet nicht belegt werden (vgl. 3.3.3.).

Am sinnvollsten lassen sich die feingradierten Aschentuffe bzw. Tuffite als turbiditisch beeinflusste Abfolgen des „secondary flow“ (Abb. 21) erklären. Wobei die Tuffite dann stärker umgelagerte, mit paragenem Sediment durchmischte, die Tuffe weniger stark beeinflusste, rein vulkanogene Anteile darstellen.

Insgesamt wird das Profil „Gesiegerhütte“ als Ablagerung am Fuß einer vulkanischen Hochzone, im Übergangsbereich zu einem von nicht-vulkanischen Sedimenten beherrschten Gebiet interpretiert. Vereinzelte Basaltströme dringen bis in diesen Bereich vor, den Hauptteil der Ablagerungen bilden sekundäre Trübestrome („secondary flow“), die z.T. Turbiditmerkmale aufweisen.

##### 6.4.2.2. Profil

##### „Kletschachgraben“ – Gebiet Bruck a.d. Mur

In diesem Profil (Abb. 30) konnten innerhalb der stark deformierten Gesteine des Untersuchungsgebietes „Bruck an der Mur“ vulkanologisch interpretierbare Reliktstrukturen gefunden werden. Das Profil ist zwar über längere Strecken nicht aufgeschlossen, jedoch lassen Lesesteine eine durchgehend vulkanogene Abfolge vermuten. Mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 500 m liegt hier die mächtigste Abfolge basischer Vulkanite der östlichen NGZ vor.

Den unteren Teil des Profils und gleichzeitig voluminmäßig den Hauptanteil bildet umgelagertes Material (Tuffite). Zum Hangenden hin folgen geringmächtige Basalteinschaltungen, Aschentuffe und eine zweite Tuffitlage, die im obersten Bereich große, gerundete Komponenten enthält (vorwiegend vulkanogen, vereinzelt auch paragene Anteile). Dies könnte eine Ruhephase des Vulkanismus mit verstärkter Erosion der umgebenden Gesteine anzeigen. Im Hangenden des Profils deuten dann mächtigere Laven, z.T. mit Pillow-

PROFIL GESIEGERHOTTE

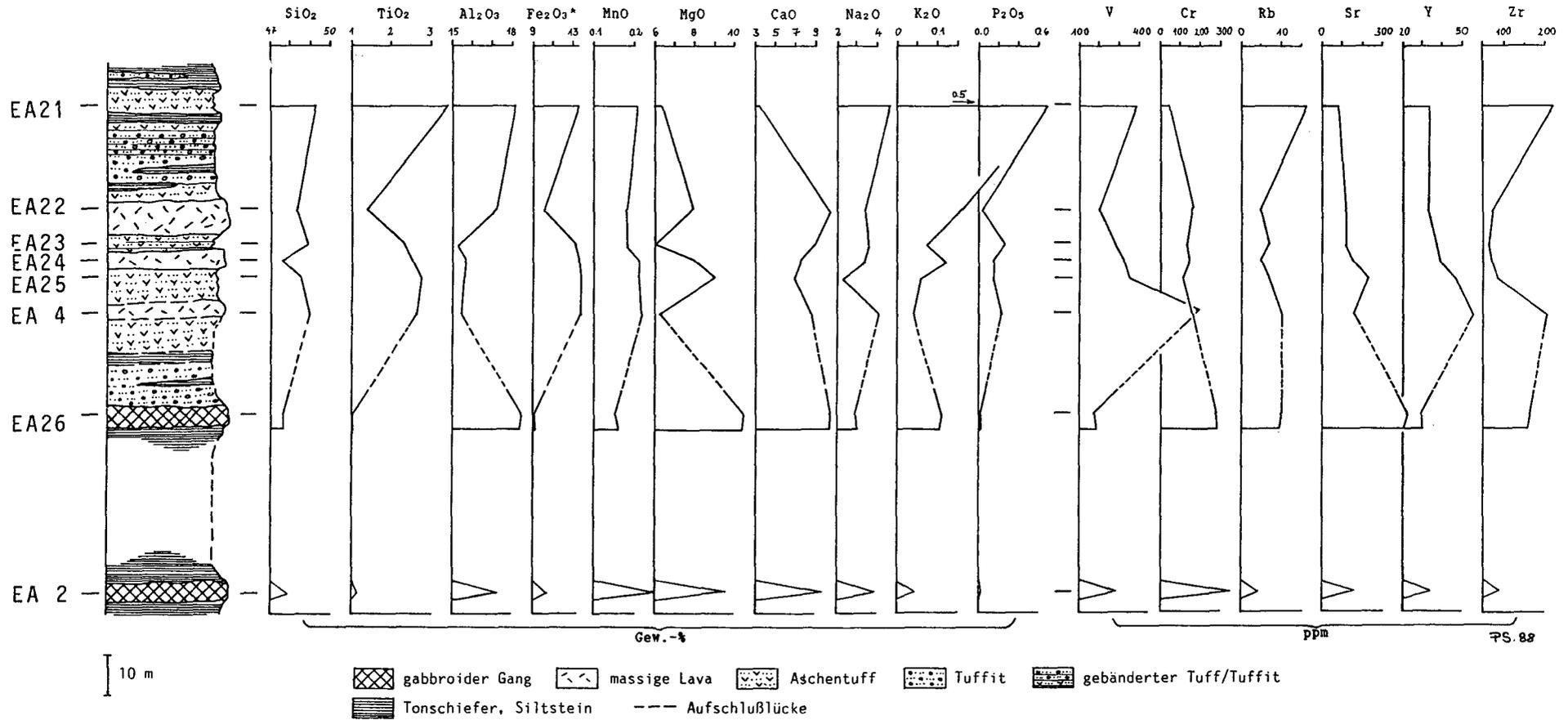


Abb. 29.  
Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil „Gesiegerhütte“.  
Gebiet Admont, östliche NGZ.

PROFIL KLETSCHACHGRABEN

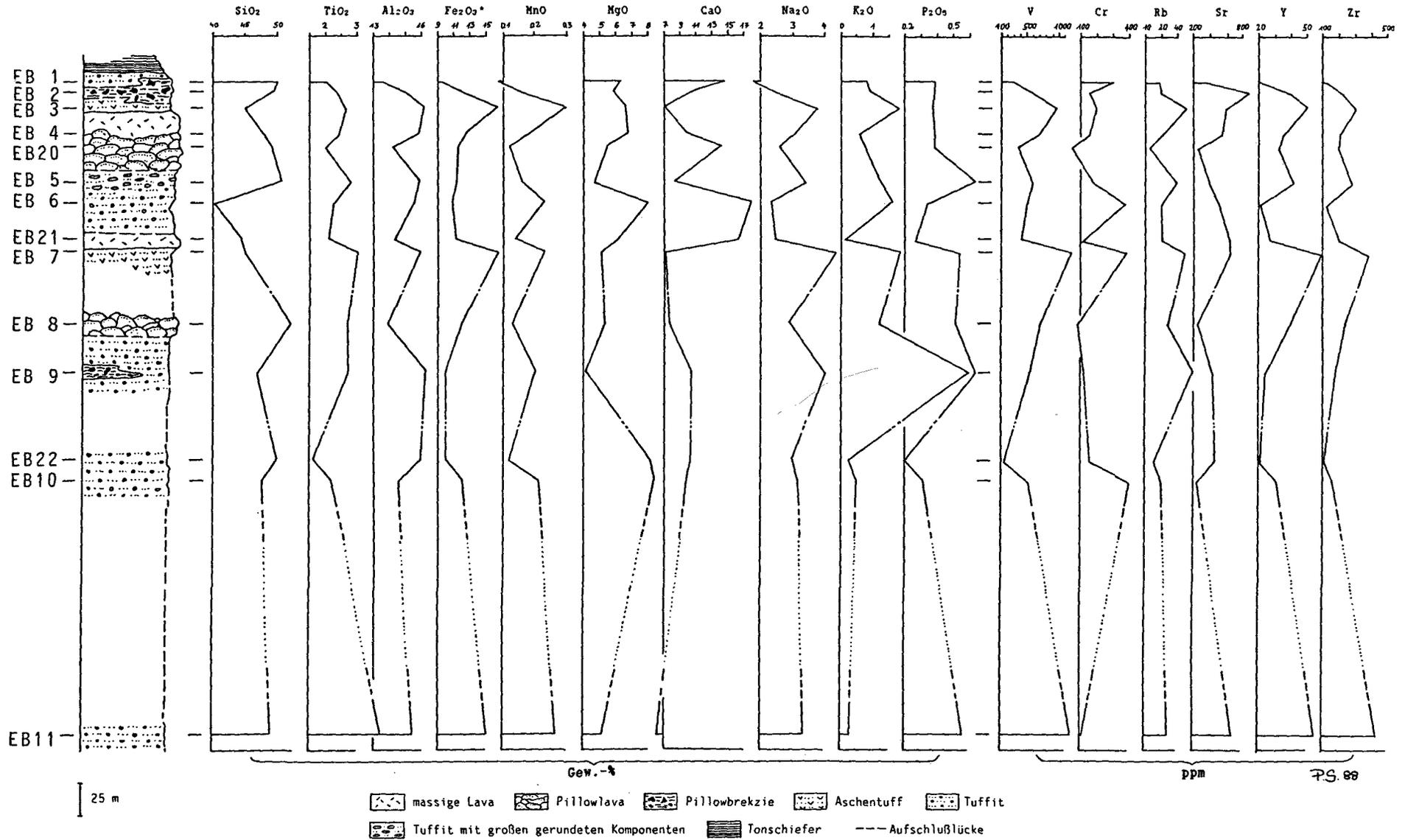


Abb. 30.  
 Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil „Kletschachgraben“.  
 Gebiet Bruck a.d. Mur, östliche NGZ.

struktur ein Wiederaufleben des Vulkanismus und einen veränderten Ausbruchmechanismus an. Den Abschluß bilden Tuffe und Pillowbrekzien (vgl. 6.3.2.). Die Abfolge wird von feinplattigen Tonschiefern überlagert, die auffällig viel Sulfiderz, besonders idiomorphen Pyrit führen. Diese Erzabscheidungen können auf Hydrothermalphasen zurückgeführt werden, die mit dem basaltischen Vulkanismus zusammenhängen.

Eine unterschiedliche geochemische Zusammensetzung der einzelnen Einheiten läßt sich nicht ablesen. Die teilweise stark variierenden Elementgehalte sind vermutlich weniger auf Unterschiede im primären Chemismus, als auf die starke Alteration dieser Gesteine zurückzuführen. Dies belegen auch die geochemischen Untersuchungen, die erst aufgrund der REE-Gehalte eindeutige genetische Aussagen für diese Abfolge zulassen (vgl. 7.6.2., 7.6.3.).

Wie in Profil „Gesiegerhütte“ (vgl. 6.4.2.1.) beschrieben, werden die mächtigen Tuffitabfolgen als Produkte des „secondary flow“ im Sinne von FISHER & SCHMINCKE (1984) gedeutet (Abb. 21). Gradierungen etc. sind in den stark überprägten Gesteinen nicht mehr eindeutig feststellbar.

Die Abfolge „Kletschachgraben“ wird als Beckenfazies am Fuß einer vulkanischen Hochzone (distale Fazies) interpretiert. In einem wahrscheinlich auf den Vulkanismus zurückzuführenden Relief füllt vulkanischer Detritus die Beckenbereiche. Möglicherweise durch stärkere Förderung oder Verlagerung des Eruptionszentrums kommt es zu einem (kurzfristigen ?) Vorherrschen von Laven.

#### 6.4.2.3. Profil

##### „Finzenkogel“ – Gebiet Trofaiach

Die in diesem Profil dargestellte Abfolge (Abb. 31) ist typisch für die Ausbildung der basischen Magmatite in der Steirischen NGZ. Einzelne Lavaströme, oft vergesellschaftet mit Pyroklastika, sind in mächtige Abfolgen monotoner Ton- und Siltsteine eingeschaltet. Mächtige, zusammenhängende Lavafolgen, wie am Top des Finzenkogels (hangender Profilteil) treten seltener auf.

Aus dem Profil läßt sich folgern, daß der Vulkanismus hier nicht kontinuierlich, sondern in einem ständigen Wechsel von effusiven Phasen, explosiven Phasen und Ruhepausen ablief.

Die als massige Lava bezeichneten Partien führen relativ wenig Blasen. Ein Rückschluß auf eine, von den übrigen (blasenreichen) Basalten unterschiedliche Eruptionstiefe ist daraus jedoch nicht möglich (vgl. 6.2.2.).

In den Lapillituffen ließ sich keine Sortierung feststellen. Nach YAMADA (1984) sind „pyroclastic flows“ nur nahe dem Förderzentrum unsortiert (vgl. 6.3.3.). Die Abfolgen hier können daher mit hoher Wahrscheinlichkeit als proximale vulkanische Fazies interpretiert werden.

Die geochemischen Daten belegen eine deutliche Zweiteilung des hangenden Abschnitts. Der mächtige, massige Basaltstapel bildet eine chemisch homogene Einheit, die auflagernden Pillowbasalte und Lapillituffe eine zweite Einheit, die sich von der ersten durch meist höhere Elementgehalte unterscheidet. Diese chemischen Unterschiede können ein Hinweis auf zwei verschiedene Förderphasen bzw. Fließeinheiten sein.

Das Profil „Finzenkogel“ wird im hangenden Bereich einem Raum relativ nahe am Eruptionszentrum (proximale Fazies des „pyroclastic flow“), z.B. der Flanke einer vulkanischen Hochzone, zugeordnet.

#### 6.4.2.4. Profil

##### „Schleichberg“ – Gebiet Trofaiach

In dem Profil (Abb. 32) ist mit ca. 110 m der mächtigste Basaltstapel der östlichen NGZ aufgeschlossen. Er wird durch einen Brekzienhorizont zweigeteilt. Die Basis des Komplexes ist nicht belegt, im Hangenden folgen Aschentuffe mit zwischengeschalteten Tonschiefern. Dieses Profil stellt ein Analogon zum Profil „Zwölferkogel“ der westlichen NGZ dar (vgl. 6.4.1.2.).

Die Pillowlaven im liegenden Profilteil führen teilweise, vorwiegend im Bereich der Pillowzwickel, cm-mächtige Karbonatbändchen. In Einzelfällen kann aufgrund der typisch ausgebildeten Zwickel und gut erhaltener konvexer Pillowunterseiten auf die aufrechte Lagerung dieses Profils rückgeschlossen werden (vgl. 6.2.1.).

Innerhalb des Pillowstapels lassen sich keine eindeutigen Variationen in Pillowgröße oder Blasengehalt feststellen, was, wie beim Profil „Zwölferkogel“, für konstante Förderbedingungen spricht. Alle Basalte sind blasig; auffällig blasenreich und einsprenglingsarm ist die Basaltlage unter dem Brekzienhorizont. Möglicherweise handelt es sich hierbei um die Oberseite eines Lavastroms. Im hangenden Teil des Profils finden sich schlecht aufgeschlossene, massige Basalte. Lesesteine belegen, daß keine Sedimente oder Pyroklastika zwischengeschaltet sind. Ob hier primär Schichtlaven vorlagen, ist nicht mehr rekonstruierbar. Das Fehlen von Pillows kann auch auf die in diesem Profilteil deutlich stärkere tektonische Überprägung zurückzuführen sein.

Die Pillowbrekzie markiert, analog zum Profil „Zwölferkogel“, eine Ruhephase.

Geochemisch ist, insbesondere nach den SiO<sub>2</sub>-, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, MgO-, V-, und Cr-Werten, der Pillowstapel im Liegenden zweigeteilt. Dies kann makroskopisch nicht nachvollzogen werden. Auch die Basalte im Hangenden zeigen eine Charakteristik, die vom Liegendenteil leicht abweicht. Deutlich geochemisch unterschiedlich erweist sich in diesem Profil die Pillowbrekzie, die, vorwiegend bei den mobilen Elementen, im Vergleich zu den Basalten deutlich geringere Gehalte zeigt. Dies läßt auf eine ausgeprägte submarine Verwitterung schließen, die mit einer starken epiklastischen Umlagerung zusammenhängen kann. Hier zeigt sich wieder die, gegenüber den kompakten Laven sehr viel stärkere, Alterationsanfälligkeit vulkaniklastischen Materials (vgl. 7.2).

Nach den petrographischen Daten können in diesem Profil zwei Fördereinheiten getrennt werden, geochemisch lassen sich mit Vorsicht 3 Eruptionsphasen mit Förderung chemisch leicht unterschiedlicher Magmen ableiten.

Das Profil „Schleichberg“ wird als Teil eines Pillowvulkans gedeutet. Die Abfolge könnte, analog zum Profil „Zwölferkogel“, dem Bereich des PCL (Übergang effusiv-explosiv) bzw. dem oberen Bereich des Stadiums A eines Inselvulkans im Sinne von FISHER (1984) zugerechnet werden (Abb. 33).

# PROFIL FINZENKOGEL

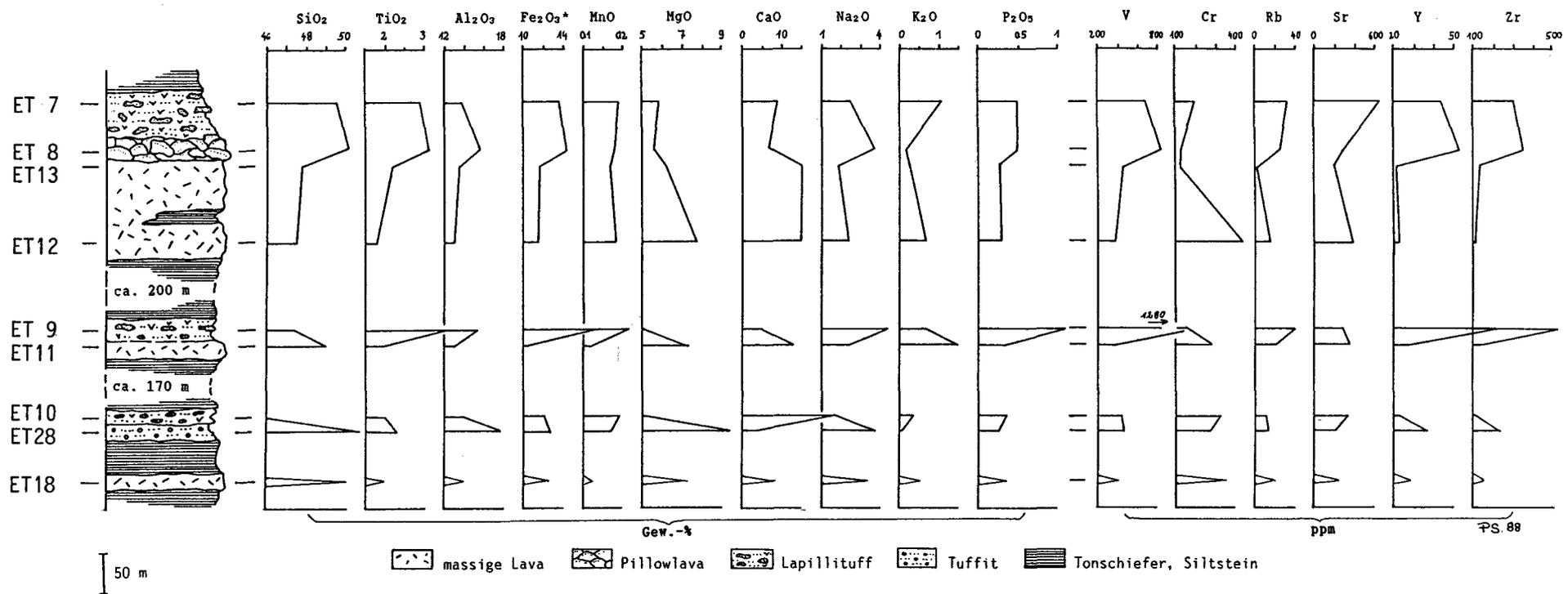


Abb. 31.  
 Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil „Finzenkogel“.  
 Gebiet Trofaiach, östliche NGZ.

PROFIL SCHLEICHBERG

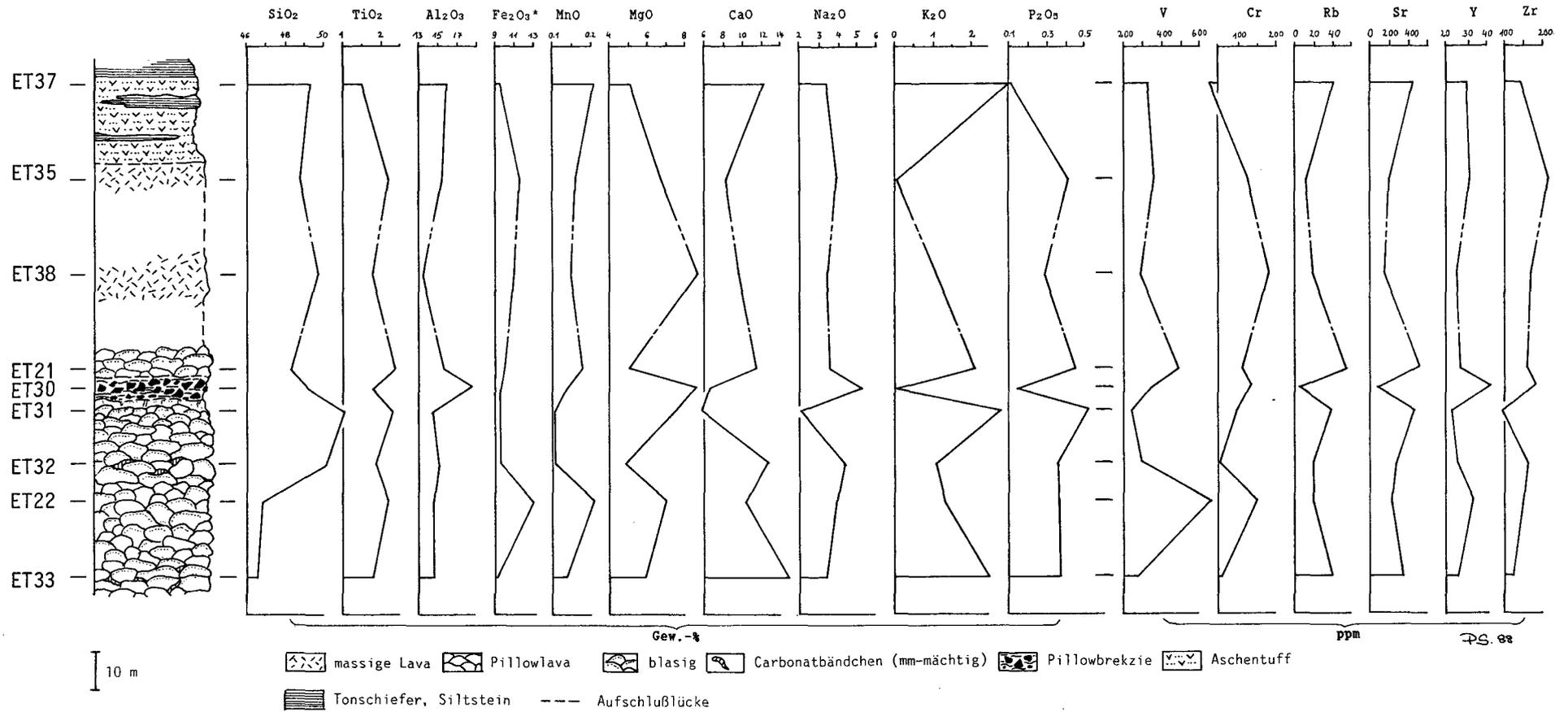


Abb. 32.  
 Vulkanologisch-geochemisches Säulenprofil „Schleichberg“.  
 Gebiet Trofaiach, östliche NGZ.

## 6.5. Zusammenfassung – Inselvulkan-Modell

Aus den vulkanogenen Reliktstrukturen können durch Vergleich mit Literaturdaten eine Reihe genetischer Aussagen zu Förder- und Ablagerungsbedingungen der basischen Vulkanite der NGZ gemacht werden. Damit läßt sich das Entstehungsmilieu eingrenzen. Auch wenn einige Fragen offenbleiben müssen, erweist sich die vulkanologische Methodik als gut auf die metamorphen Vulkanite anwendbar, genetisch wichtige Aussagen lassen sich ableiten.

### Folgende Charakteristika kennzeichnen den basischen Vulkanismus der NGZ:

- Ein submarines Milieu ist durch Pillowbasalte und Hyaloklastite belegt (FISHER & SCHMINCKE, 1984).
- Konstante Förderbedingungen mit gleichbleibenden niedrigen bis mittleren Eruptionsraten (BYERS et al., 1986) zeigen die über größere Mächtigkeiten (max. 350 m aufgeschlossen) gleichmäßig ausgebildeten Pillowbasalte des hinteren Saalachtals und der östlichen NGZ an.
- Hohe Förderraten führen zur Entstehung von Schichtlaven (SCHMINCKE, 1986).
- Stark wechselnde Förderraten, die von Ruhephasen unterbrochen werden, führen zu der im vorderen Saalachtal aufgeschlossenen Wechsellagerung von Pillowlaven, Schichtlaven und Tonschiefern.
- Als Hinweis auf eine Bildung in unterschiedlicher Wassertiefe kann, jedoch nur in Zusammenschau mit den übrigen vulkanologischen Kriterien, der Gehalt an Blasen Hohlräumen in den Gesteinen gewertet werden:
  - Hohe Blasigkeit und das vermehrte Auftreten von „pipe vesicles“ deuten, insbesondere bei tholeiitischen Basalten, auf eine Eruptionstiefe <700 m hin (STAUDIGEL, 1981).
  - Blasenarme bis -freie Basalte können große Wassertiefen anzeigen (MOORE & SCHILLING 1973).
- Pyroklastische Gesteine sind anhand von reliktschen „glass shards“, Bims- und Lavafetzen eindeutig nachweisbar.
- Die Wassertiefe, in der die Eruptionen stattfanden, kann anhand der Produkte des explosiven Vulkanismus eingegrenzt werden (FISHER, 1984):
  - Unterhalb des PCL („pressure compensation level“), in Wassertiefen >500 m, wurden die blasenarmen Laven des vorderen Saalachtals gefördert, die nicht mit einem explosiven Vulkanismus verknüpft sind.
  - Im Bereich des PCL und darüber, in Wassertiefen <500 m, wurden die blasigen Pillowbasaltabfolgen und die weit verbreiteten Pyroklastika des hinteren Saalachtals und der östlichen NGZ gefördert.
- Subaerische Eruptionen oder Eruptionen in seichtem Wasser belegen hochblasige Bims-lapilli.
- Auf eine hochenergetische, epiklastische Umlagerung (fluviatiler Transport, Strandgerölle) weisen Konglomerate mit ideal gerundeten Komponenten hin.

- Eine Entstehung als „pyroclastic flow“ (FISHER & SCHMINCKE, 1984) wird für die überwiegend schlecht sortierten Pyroklastika angenommen.
- Dem „pyroclastic flow“ oder auch einem „fallout“-Anteil der Eruption können die gebänderten Aschentuffe zugerechnet werden (FISHER & SCHMINCKE, 1984; YAMADA, 1984).
- Bezüglich der Entfernung vom Eruptionszentrum lassen sich verschiedene Faziestypen aushalten:
  - Die Kraterfazies, Ablagerungen in direkter Nähe des Förderzentrums, belegen Schlacken (FISHER & SCHMINCKE, 1984).
  - Die proximale Fazies eines „pyroclastic flow“ zeigen unsortierte vulkanische Brekzien und Lapillituffe an (YAMADA, 1984).
  - Auf die distale Fazies eines „pyroclastic flow“ (YAMADA, 1984) weisen sortierte Lapilli- und Aschentuffe und eine beginnende epiklastische Umlagerung hin.
  - Dem „secondary flow“ (FISHER & SCHMINCKE, 1984) und damit großer Entfernung vom Eruptionszentrum sind gradierte und/oder stark epiklastisch beeinflusste Ablagerungen zuzuordnen.
- Eine Vertikalgliederung der Abfolgen anhand der geochemischen Daten ist größtenteils nicht möglich. Die meist sehr inhomogenen Haupt- und Spurenelementgehalte zeigen, besonders bei den vulkaniklastischen Gesteinen, die starke Beeinflussung des Chemismus durch die Alteration an. Nur in einigen gut erhaltenen Basaltabfolgen lassen sich geochemisch leicht unterschiedliche Anteile aushalten, die als Fördereinheiten interpretiert werden können.

Aus der Kombination der vulkanologischen Daten ergeben sich für den Entstehungsraum der beiden Regionalgruppen basischer Vulkanite der NGZ unterschiedliche Bilder:

### Vorderes Saalachtal, westliche NGZ

Das Gebiet ist durch mächtige Pillow- und Schichtlaven gekennzeichnet, die mit stark wechselnden Eruptionsraten in Bereichen tieferen Wassers extrudierten (unterhalb des PCL). In Wechsellagerung mit geringmächtigen Tonschieferhorizonten und zahlreichen, feinkörnigen, gabbroiden Lagergängen bauen sie Abfolgen mit Mächtigkeiten bis zu 400 m auf (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen, vgl. 3.3.1.). Lateral halten die Gesteine über Strecken bis zu 4 km in etwa gleichbleibender Mächtigkeit aus (Raum Viehhofen/Maishofen, vgl. Abb. 9). Diese Tatsache spricht für eine etwa gleichbleibende, flache Topographie während des Zeitraums der Lavenförderung. Ein Vulkanismus, der derartige „Decken“ bildet, ist besser mit Spalteneruptionen als mit einem zentralen Eruptionszentrum zu erklären.

Die gabbroiden Sills und die Laven weisen keine Unterschiede im Chemismus auf (vgl. 6.4.1., 7.8.). Wie die enge Verknüpfung der beiden Gesteinsarten belegt, stellen die Sills oberflächennahe Intrusionen dar. Wahrscheinlich handelt es sich um die gerade nicht effusiv gewordenen Anteile der Laven. Nach McBIRNEY (1963) kommt es bei größerer Wassertiefe in wassergesättigten feinkörnigen Sedimenten, infolge der Dichteunterschiede zwischen den („leichteren“) Sedimenten und der („schwereren“) Schmelze, bevorzugt zur Bildung von Sills. Diese bilden sich dann innerhalb der oberen, noch unverfestigten Sedimentschichten. Durch das oberflächennahe Eindringen heißer Laven in wasserge-

sättigte Sedimente kann es sogar zur Bildung von Pillowstrukturen kommen (WILLIAMS & McBIRNEY, 1979).

Für den Komplex von Maishofen wird eine durch stark unterschiedliche Förderraten bestimmte Entstehungsgeschichte angenommen. In einem durch feinklastische Sedimentation geprägten Raum kam es, abhängig von der Förderrate, wechselweise zur Extrusion von Schicht- oder Pillowlaven oder zur Intrusion oberflächennaher Sills.

Mächtige Tiefwasserbasalte, die, wie z.B. die geochemisch-petrographischen Daten im Profil Ratzenstein (6.4.1.1.) zeigen, einem tholeiitischen Chemismus entsprechen, können in beinahe jeder geotektonischen Position auftreten. Sie finden sich in Verbindung mit „spreading“-Bereichen (MOR, Dehnungszonen in „marginal basins“), an der Basis von Inselbögen, sowie an der Basis Ozeanischer Inseln.

Als Bildungen von „spreading“-Zonen, aber auch an der Basis von Inselbögen, treten Pillowbasalte in der Regel als Teil von Ophiolithen auf. Hinweise auf eine Ophiolithsequenz fehlen aber in der gesamten NGZ (vgl. 3.4., 4.7.).

Demnach wären die basischen Gesteine des vorderen Saalachtals eher in Zusammenhang mit dem Basisstadium Ozeanischer Inseln, für deren Untergrund auch Schwärme von Lagergängen typisch sind (STAUDIGEL, 1981), zu sehen. Sie könnten auch als Produkte von Rift-Zonen oder in Zusammenhang mit einer ozeanischen Plattform interpretiert werden. Eine genauere Eingrenzung läßt sich erst mit Hilfe der geochemischen Auswertung und weiterer Rahmendaten vornehmen (vgl. 7.8.,8.).

#### **Hinteres Saalachtal, westliche NGZ und östliche NGZ**

Der Vulkanismus in diesen beiden Gebieten ist in ähnlicher Weise entwickelt (vgl. 3.3.1., 3.3.3.). Pyroklastika und Tuffite sind großflächig verbreitet. Mächtige, blasenreiche Pillowbasalte (max. 350 m aufgeschlossen) bezeugen eine kontinuierliche Förderung unter gleichmäßigen Bedingungen. Sie bauen Pillowvulkane auf und leiten eine starke morphologische Gliederung des Raumes in vulkanische Hochzonen und Beckenbereiche ein. Die Wechsellagerung bzw. laterale Verzahnung eines Großteils der Pillowbasalte mit pyroklastischen Gesteinen belegt eine Bildung in Wassertiefen <500 m (oberhalb des PCL). Subaerische Explosions- und Erosionsphasen lassen sich nachweisen. Auf die Hauptförderphase folgte eine Intrusionsphase gabbroider Ganggesteine, die vorwiegend als Sills innerhalb der Vulkaniklastika und nicht-vulkanogenen Sedimente, seltener innerhalb der Basalte auftreten (vgl. 4.3.2.).

Große Mengen vulkaniklastischen Materials finden sich nach CAREY & SIGURDSSON (1984) nur in Zusammenhang mit Inselbögen und Ozeanischen Inseln. Im Bereich des „back-arc spreading“ entsteht nur untergeordnet pyroklastisches Material (Hyaloklastite). Aus „back-arc spreading“-Zonen werden zwar blasenreiche Basalte beschrieben (DICK, 1980, vgl. 6.2.2.), bedingt durch die große Wassertiefe existiert hier aber in der Regel kein explosiver Vulkanismus (CAREY & SIGURDSSON, 1984).

Ein Zusammenhang der Vulkaniklastika und Basalte des hinteren Saalachtals und der östlichen NGZ mit einem Inselbogen-Vulkanismus ist aufgrund der Ausbildung der Vulkanite eher unwahrscheinlich. Die Ablagerungen in den Beckenbereichen hinter Inselbögen be-

stehen vorwiegend aus mächtigen Abfolgen umgelagerten vulkaniklastischen Materials (CAREY & SIGURDSSON, 1984). Die Kleinräumigkeit der Vorkommen und die enge Verbindung von Pyroklastika mit z.T. mächtigen Pillowbasalten in der NGZ lassen sich mit diesen Bildern schlecht vergleichen. Daß keine Verbindung zu einem Inselbogenvulkanismus besteht, belegen die geochemischen Daten (vgl. 7.8.).

Sehr gut läßt sich dagegen ein Vergleich mit den Abfolgen Ozeanischer Inseln ziehen. Auch die in den Säulenprofilen dargestellten chemischen Daten stimmen damit überein (vgl. 6.4.). Ein zum Alkalischen tendierender Chemismus und hohe Gehalte an inkompatiblen Elementen (z.B. Ti) zeichnen Basalte Ozeanischer Inseln aus (vgl. 7.8.).

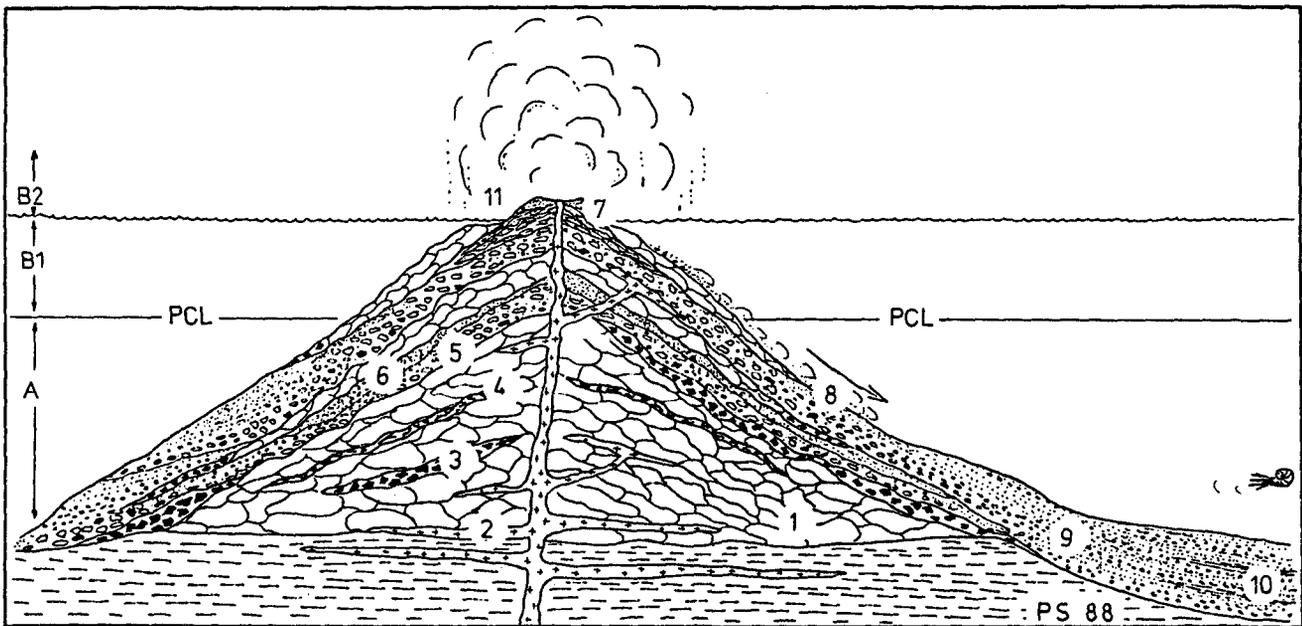
**In Abb. 33 ist das Modell eines Inselvulkans im Sinne von FISHER (1984) dargestellt. Ein Großteil der für einen derartigen Vulkanismus typischen Bildungen läßt sich in der NGZ belegen:**

- Im Stadium A bildet sich ein Pillowvulkan. Vorwiegend im Bereich unterhalb des PCL formen mächtige Pillowbasalte, die von zahlreichen Sills durchzogen sein können, die Basis des Vulkans. Einzige pyroklastische Gesteine sind Pillowbrekzien und Hyaloklastite. Diesem Stadium könnten evtl. die Abfolgen des vorderen Saalachtals zugeordnet werden. Den oberen Teil des Stadiums A, den Übergang „effusiv – explosiv“ stellen die Profile „Zwölferkogel“, „Finzenkogel“ (vgl. 6.4.) und „Gaisstein“ dar.
- Stadium B<sub>1</sub> markiert den Bereich oberhalb des PCL, aber unterhalb der Wasseroberfläche. Explosiver Vulkanismus überwiegt die Förderung von Laven. Nahe dem Krater entstehen Schlacken (vgl. 6.3.2.), unsortierte Lapillituffe werden abgelagert, Ablagerungen des „pyroclastic flow“ bilden sich an den Flanken (Profil „Finzenkogel“), und umgelagertes Material des „secondary flow“ erreicht die Beckenbereiche (Profile „Gesiegerhütte“ und „Kletschachgraben“, 6.4.2.).
- Das subaerische Stadium B<sub>2</sub> ist in der NGZ nur in Fragmenten belegt. Zeugen dafür sind hochblasige Bimsfetzen (vgl. 6.3.3.). Die ideal gerundeten Basaltgerölle (vgl. 6.3.5.) könnten in diesem Zusammenhang als Bildungen einer Brandungsplattform erklärt werden.

Es ist hier zu betonen, daß der Vergleich mit einem Inselvulkan nur aus der Gesamtheit der Merkmale gezogen werden kann. In keinem der Profile der NGZ ist die gesamte Abfolge belegt, ebenso kann die Lage der Förderzentren und die Morphologie der Vulkane nicht rekonstruiert werden. Insbesondere in der östlichen NGZ sind die Abfolgen auch viel zu geringmächtig und lateral zu kleinräumig, um die mächtigen Bauten Ozeanischer Inseln zu repräsentieren. Die guten Parallelen zum submarinen explosiven Stadium von Inselvulkanen lassen jedoch eine Erklärung der Abfolgen als Teile vulkanischer Hochzonen zu.

**Insgesamt ergibt sich aus den vulkanologischen Daten:**

- Der Teilbereich vorderes Saalachtal wird Tiefwasserabfolgen zugeordnet.
- Der Großteil des Vulkanismus der NGZ – des hinteren Saalachtals und der östlichen NGZ – wird als Teil vulkanischer Hochzonen interpretiert. In einemmäßig tiefen Meeresbecken breitete sich, vermutlich



**STADIUM A:** Unterhalb des PCL ('pressure compensation level'): (Pillow-) Laven (1) überwiegen; ein signifikantes Volumen an Sills (2) kann auftreten. Einzige pyroklastische Gesteine sind Pillowbrekzien (3) und Hyaloklastite (4).

**STADIUM B1:** Unterhalb des Meeresspiegels und oberhalb des PCL: Submarin entstandene Pyroklastika überwiegen; Lapillituffe (5), Aschentuffe (6); in Kraternähe: Schlacken (7), unsortierte Tuffe; an den Flanken: 'pyroclastic flow', z.T. mit Sortierung (8); Beckenbereiche: 'sediment gravity flow', Umlagerung (z.T. turbiditisch) (9), Durchmischung mit nicht-vulkanogenem Material (10).

**STADIUM B2:** Subaerischer Teil: Laven und Pyroklastika werden gefördert; hochblasige Bimsfetzen, Brandungsplattform (11). Breitgefächerte vulkaniklastische Ablagerungen entstehen an den Flanken und im umgebenden Becken.  
(nach FISHER 1984, verändert und ergänzt)

Abb. 33.  
Generalisiertes Modell der Entwicklung eines Inselvulkans.  
Die bezeichneten Typen vulkanogener Ablagerungen lassen sich in der NGZ belegen.

nahezu gleichzeitig, aber in voneinander getrennten Förderbereichen (westliche NGZ, einzelne Teilbereiche der östlichen NGZ), ein basaltischer Vulkanismus aus. Durch Förderung von Pillowlaven und mächtigen Pyroklastika kam es zur Bildung einer ausgeprägten Morphologie. Basalte und Pyroklastika formten Erhebungen, Umlagerungsprodukte (vulkanischer Detritus, ±epiklastisch beeinflusst) füllten die Beckenbereiche. In Einzelfällen erreichten die Vulkanbauten ein subaerisches Stadium.

Aufgrund der vulkanologischen Daten läßt sich der geotektonische Bildungsraum eingrenzen. Alles deutet darauf hin, daß es sich nicht um einen Tiefsee-Bereich (>3000 m), sondern um einen flachmarinen Bereich handelte. Der Großteil der Vulkanite wurde in Wassertiefen <500 m gefördert. Eine Ophiolithsequenz fehlt. Damit ist der Vulkanismus paläogeographisch eher in die Nähe eines Kontinentalrandes zu rücken. Die Interpretation als tiefmarine Spreading-Zone ist aus vulkanologischen Gründen unwahrscheinlich.

## 7. Geochemie

### 7.1. Methodik

Aufgabe der geochemischen Untersuchungen war es, die Variationsbreite des basischen Magmatismus über die gesamte NGZ darzustellen, regionale Unterschiede herauszuarbeiten sowie Aussagen über Alteration, Magmencharakter und geotektonische Position zu treffen (vgl. 1.1.).

Für die geochemische Bearbeitung wurden bei allen Proben (vgl. Tab. 2) mittels EDRFA am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München die unten aufgeführten Haupt- und Spurenelemente quantitativ bestimmt. Durch ein Stipendium des Landes Steiermark (SCHLAEGEL, 1988) konnte zusätzlich an 44 Proben, die aufgrund der Haupt- und Spurenelementgeochemie repräsentativ für die Gesamtprobenmenge sind, eine Analyse der Selten-erdelement-Gehalte (REE) durchgeführt werden (vgl. Tab. 11). An diesen Proben wurden am Institut für physikochemische geologie der Katholieke Universiteit Leuven/Belgien mittels INAA und EDRFA die REE und einige weitere Spurenelemente gemessen (vgl. 7.1.1.).

#### 7.1.1. Aufbereitung und Meßtechnik

##### EDRFA

Im Gelände war pro Probe 2–5 kg möglichst frisches Material entnommen worden (vgl. 3.2.).

Nach Zerkleinerung im Backenbrecher wurden die Proben handverlesen, um nochmals Verwitterungsrinden, Kluftbestege und makroskopisch sichtbare Calcitansammlungen zu entfernen. Das auf ca. 50 g Substanzgewicht heruntergeteilte Material wurde in einer WIDIA-Scheibenschwingmühle analysenfein gemahlen (Korngröße ca. 50 µm). Die Bestimmung von Bergfeuchte (H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>) und Glühverlust (LOI = „loss of ignition“ = H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, CO<sub>2</sub>, etc.) erfolgte durch Erhitzen des Probenpulvers im Trockenschrank auf 110°C, 1 Std., bzw. im Glühofen bei 900°C, 2 Std.. Der in Anh. A<sub>1</sub> angegebene LOI errechnet sich aus dem Gewichtsverlust der Probe beim Glühvorgang (110–900°C). Aus dem geglühten Probenpulver (ca. 2 g) wurden nach Mischen mit Lithiumtetraborat als Flußmittel im Verhältnis 2 : 1 mit Hilfe eines Induktionsschmelzofens Glasschmelztabletten hergestellt. In der geochemischen Auswertung wurde mit den Analysenwerten ohne Berücksichtigung des Glühverlusts („volatilfreie Summen“) gearbeitet.

Insgesamt 410 Proben (Tab. 2) wurden an einem vollautomatischen, energiedispersiven Röntgen-Fluoreszenz-Analyse-System der Firma EG & G Instruments (ehemals ORTEC) vom Typ TEFA 6110 auf 10 Haupt- und Nebenelementoxide (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (als Gesamteisen), MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; Angaben in Gew.-%) sowie 12 Spurenelemente (V, Cr,

Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Pb; Angaben in ppm) analysiert. Die Auswertung der Meßergebnisse (Berechnung der Matrixeffekte, Druck der Ergebnisse) erfolgte hierbei über einen integrierten 32K PDB-11/04-Rechner, 2-Drive Floppy Disk und ein Terminal (DEC-writer).

Die für die automatische Analyse notwendigen Meßprogramme (Eichkurven, Matrixkorrekturen) wurden von Prof. Dr. K. WEBER-DIEFENBACH erstellt, der auch der hier durchgeführten Meßkampagne beratend zur Seite stand. Zur Eichung der Meßkurven dienten internationale Standards. Angaben über Nachweisgrenzen, Meßgenauigkeit und Reproduzierbarkeit der Anlage finden sich in WEBER-DIEFENBACH (1979), Allgemeines und Grundlagen zur EDRFA in HAHN-WEINHEIMER et al. (1984).

Bei den 44 für die INAA vorgesehenen Proben (Tab. 11) wurden an der K.U. Leuven zusätzlich die Elemente Zn, Rb, Sr, Y, Zr und Nb (Angaben in ppm) anhand von Pulverpreßtablettten (3 g) mit einem energiedispersiven Röntgen-Fluoreszenz-Analyse-System (EDRFA) bestimmt (Analytiker J. HERTOGEN). Details zur Analytik finden sich bei VANLERBERGHE & HERTOGEN (1986).

##### 7.1.1.2. INAA

An 44 Proben (Tab. 11) wurden die Elementgehalte an Sc, Cr, Co, Ba, REE, Hf, Ta und Th mit Hilfe der Instrumentellen Neutronenaktivierungsanalyse (INAA) bestimmt. Die Analysen führte Prof. Dr. J. HERTOGEN durch. Zur Analyse wurden aus 800 mg Probenpulver hergestellte Preßtablettten verwendet. Die Proben wurden 7 Stunden in einem thermischen Neutronenstrom von ca. 10<sup>12</sup>n.cm<sup>-2</sup>sec<sup>-1</sup> (Thetis-Reaktor, Universität Gent, Belgien) bestrahlt. Die Messung der Gammastrahlenintensitäten erfolgte mit einem großvolumigen Ge(Li)-Detektor und einem hochreinen Ge-Detektor für niederenergetische Photonen in Intervallen von 7 und 20–30 Tagen nach der Bestrahlung. Die Konzentrationen wurden relativ zu einem hausinternen Alkalibasalt-Standard bestimmt, der wiederholt gegen die Referenzprobe des USGS BCR-1 kalibriert wurde.

Die Chondritnormierung erfolgte mit folgenden Werten: La: 0,34, Ce: 0,89, Nd: 0,65, Sm: 0,209, Eu: 0,0806, Tb: 0,052, Yb: 0,225, Lu: 0,035 (nach Daten von EVENSEN et al., 1978; MASUDA et al., 1973; NAKAMURA, 1974; Angaben in ppm).

Sämtliche Analysenwerte sind in Anhang A<sub>1</sub> (EDRFA München) bzw. in Anhang A<sub>2</sub> (EDRFA, INAA Leuven) zusammengestellt.

##### Bestimmung von Fe<sup>2+</sup>

Während des Glühvorgangs wird der Gesamteisen-gehalt zu Fe<sup>3+</sup> aufoxidiert (gemessen mit EDRFA als

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Zur Bestimmung des Gehalts an Fe<sup>2+</sup> konnte am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München das ungeschmolzene Pulver von 43 repräsentativen Proben titrimetrisch analysiert werden (vgl. 7.1.2.). Die Analysenwerte sind in Anhang A<sub>3</sub> aufgelistet.

### 7.1.2. Datenerfassung und Verarbeitung

Die Auswertung der chemischen Analysen erfolgte am Leibniz-Rechenzentrum (LRZ) der Bayerischen Akademie der Wissenschaften in München. Jeder Probe wurde neben der Probennummer eine Regionalkennung sowie eine dem petrographisch-vulkanologischen Befund entsprechende Gesteinskennziffer zugeordnet (vgl. Tab. 2, Anh. A<sub>1</sub>). In die erstellte Datei gingen dann pro Probe 27 (Analysen München; vgl. Anh. A<sub>1</sub>) bzw. 41 (+ Analysen Leuven; vgl. Anh. A<sub>2</sub>) Variable ein (22 bzw. 36 Einzelelemente, Summe, Glühverlust (LOI), Probennummer, Regionalkennung, Gesteinskennziffer). Diese Grunddatei bzw. modifizierte Formen dieser Datei konnten mit verschiedenen am LRZ zur Verfügung stehenden bzw. selbsterstellten Programmen bearbeitet werden. Statistische Berechnungen erfolgten über das Programmpaket SPSS (BEUTEL & SCHUBÖ, 1983).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden keine CO<sub>2</sub>-Bestimmungen durchgeführt. Mit Hilfe solcher Bestimmungen wird es möglich, überschüssiges, sekundäres CaO durch Korrekturberechnungen zu eliminieren. Daß ein hoher Anteil an sekundärem CaO den primären Chemismus verstellen kann, zeigen z.B. BEARTH & STERN (1979). Die Verwendung von Calcitkorrekturen wird in der Literatur sehr uneinheitlich gehandhabt. Gegen dieses Verfahren spricht, daß eine einfache rechnerische Eliminierung des Calcitanteils die Austauschreaktionen der Spilitisierung (meist verbunden mit Ca-Abfuhr; HERRMANN & WEDEPOHL, 1970) und der späteren Verwitterung (Entkalkung) nicht berücksichtigt. Bei den hier untersuchten Gesteinen wurde schon während der Probenahme und Aufbereitung großer Wert auf die Entfernung von sichtbarem Calcit gelegt. Hohe CaO-Werte und hoher Glühverlust sind oft gekoppelt. Diese Korrelation weist auf sekundäre Calcitanteile hin. Besonders augenfällig ist dies bei den Vulkaniklastika, die auch die höchsten Werte an CaO und LOI aufweisen (vgl. 7.2.3.). Die CaO-Werte des Großteils der untersuchten Gesteine bewegen sich jedoch in den Grenzen, die für Basalte aus Ozeanbecken typisch sind (8,70-11,19 Gew.-%; CAWOOD 1984 cum lit.; HUGHES, 1982; vgl. Tab. 8, 12, 18). Die Probengruppe "Vulkaniklastika" wurde wegen der nachweislich sehr starken Alteration in den Diskriminationsdiagrammen nicht verwendet (vgl. 7.4.).

Die Berechnung der Gehalte von Fe<sup>2+</sup> und Fe<sup>3+</sup> ist ein in der Literatur mit unterschiedlichen Argumenten verschieden gehandhabtes Problem. Angaben über die Möglichkeiten der Berechnung, die z.T. auch in Abhängigkeit von der Konzentration anderer Elemente (z.B. Ti, Mg) durchgeführt wird, finden sich bei HUGHES & HUSSEY (1976, 1979), IRVINE & BARAGAR (1971), LE BAS et al. (1986), LE MAITRE (1976) und WILKINSON (1986). Die titrimetrisch ermittelten Fe-Gehalte der untersuchten Gesteine spiegeln in erster Linie die starke Alteration wider (vgl. 7.2.3.). FeO und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> für die Berechnung der CIPW-Norm wurde deshalb mit einem am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie in

München vorliegenden Computerprogramm ermittelt. Der Oxidationsgrad der Probe wird dabei anhand einer von W. TOPITSCH erstellten Eichkurve berechnet, die durch Abtragen des Oxidationsgrades (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) von 466 Literaturdaten (MUTSCHLER et al., 1981) gegen die Summe ihrer FeO<sup>\*</sup>-(FeO als Gesamteisen) und MgO-Gehalte, und anschließender Berechnung der Annäherungskurve durch die Punkteverteilung nach dem Spline-Verfahren erhalten wurde. Eine genaue Darstellung findet sich in TOPITSCH (1988).

Zur Erstellung der Normen (CIPW, NIGGLI etc.) wurde ein am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München erstelltes Computerprogramm verwendet. In die Berechnung gehen auch die Elemente ein, deren starke Mobilität unter 7.2. nachgewiesen wurde. So ist z.B. das Auftreten von viel normativem Korund auf den alterationsbedingten Verlust an Alkalien und Erdalkalien zurückzuführen, der zu einem rechnerischen Überschuß an Al führt (LOESCHKE, 1979). Ein auch in subrezenten Basalten aufgrund der submarinen Alteration auftretender hoher Oxidationsgrad (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 1,5 %) beeinflusst den Gehalt an Olivin in der CIPW-Norm entscheidend (SIDO & MIYASHIRO, 1971). Die Problematik der Verwendung solcher Normen wie auch von Diagrammen, die auf mobilen Elementen beruhen (AFM, ALK-SiO<sub>2</sub> etc.), zeigen HUGHES (1973), LOESCHKE (1979), KALSBECK & JEPSEN (1984). In der vorliegenden Arbeit werden die Normen deshalb nicht in die Klassifikation und Interpretation miteinbezogen; der Vollständigkeit halber ist die CIPW-Norm im Anhang angegeben (Anhang A<sub>1</sub>).

## 7.2. Alteration

Um den Chemismus metamorpher basaltischer Gesteine interpretieren zu können, sind besonders die stoffumsetzenden Vorgänge zu beachten, denen die Gesteine im Laufe ihrer Geschichte unterworfen waren. Sekundäre Stoffverschiebungen, beruhend auf der Mobilität einzelner Elemente, können den Chemismus entscheidend verändern.

Der Chemismus der basischen Magmatite der NGZ wurde durch submarine Alteration, Regionalmetamorphose und Verwitterung beeinflusst (Tab. 6). Im folgenden werden unter dem Begriff „submarine Alteration“ („ocean crust alteration“) alle am Ozeanboden ablaufenden Vorgänge zusammengefaßt, die die primäre Zusammensetzung der Gesteine verändern (vgl. Tab. 6).

### 7.2.1. Literaturdaten

Das mobile oder immobile Verhalten der Elemente wird im wesentlichen von Ladungszahl, Ionenradius (z.B. LOESCHKE, 1979) bzw. dem Verhältnis Ionenradius/Ladung (z.B. SAUNDERS et al., 1980) und den daraus resultierenden Löslichkeitsunterschieden bestimmt. So sind z.B. die Alkalien und Erdalkalien leichter in wässrigen Lösungen löslich als die Elemente Ti, P, Zr, Hf, Nb, Ta (HFS-Elemente; SAUNDERS et al., 1980) und die REE, die schwerlösliche Hydroxide bilden (LOESCHKE, 1979). Eine Zusammenstellung der chemischen Grundlagen findet sich bei LOESCHKE (1979), PEARCE (1983) und SAUNDERS et al. (1980). Grundsätzlich kann unter den

Tabelle 6.

Zusammenstellung der stoffumsetzenden Vorgänge denen die basischen Magmatite der NGZ unterworfen waren.

Submarine Alteration "Ocean Crust Alteration"	Diagenese	Verfestigung von vulkanischem Lockermaterial
	Halmyrolyse	submarine Verwitterung; niedrigtemperierte Austauschreaktionen mit dem Meerwasser (bis 50° C)
	Ozeanboden- metamorphose	Autometasomatose und hochtemperierte Austauschreaktionen mit dem Meerwasser, hydrothermal; (250 - 450° C, Grünschieferfazies)
Regionalmetamorphose	Durchbewegung und Metamorphose (alpidisch und variszisch), Grünschieferfazies	
Verwitterung		

geeigneten Bedingungen (in Abhängigkeit von p, T, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O) jedes Element mobil werden.

Die folgende Übersicht über eine Auswahl von Literaturdaten zeigt, daß der Hauptanteil der stoffumsetzenden Vorgänge in Ozeanboden-Basalten bereits während der submarinen Alteration abläuft (ALT & HONNOREZ, 1984; NICOLLET & ANDRIAMBOLOLONA, 1980; SCOTT & HAJASH, 1976; VIREECK et al., 1982; WEDEPOHL, 1988). Durch die Regionalmetamorphose hervorgerufene chemische Veränderungen sind vergleichsweise gering (GRAHAM, 1976; LOESCHKE, 1979; MIYASHIRO, 1972).

In Tab. 7 sind Literaturdaten zur Mobilität von Einzelerementen zusammengestellt. Daraus wird ersichtlich, daß durch Alterationsvorgänge einzelne Elemente dem Gestein bevorzugt zugeführt (z.B. K), andere bevorzugt abgeführt (z.B. Ca) werden.

Die submarine Alteration beginnt sofort nach der Ablagerung der Ozeanbodenbasalte (SCOTT & HAJASH, 1976; FLOYD & TARNEY, 1979). Hand in Hand mit der Umwandlung des thermodynamisch instabilen Glases in Sekundärminerale (Palagonitisierung) geht die Hydratation und eine weitgehende Wanderung von Elementen (FISHER & SCHMINCKE, 1984; STAUDIGEL & HART, 1983). Dabei kann bereits eine chemische Zonierung entstehen, die der in metamorphen Pillows gefundenen Zonierung ähnelt (MOORE, 1966). ALT & HONNOREZ (1984) zeigen, daß die wichtigsten chemischen und mineralogischen Änderungen bereits nach 10 Ma abgeschlossen sind.

Die submarine Alteration läuft großteils in einem zumindest teilweise offenen System ab (STAUDIGEL, 1981). Die entscheidende Rolle spielen dabei die auf der Entwicklung von Hydrothermalsystemen beruhenden Austauschvorgänge Basalt - Meerwasser (HART, 1970; HUMPHRIES & THOMPSON, 1978). Wichtigster Vorgang ist neben der Wasseraufnahme die Abgabe von Ca aus dem Basalt ins Meerwasser und die Aufnahme von Mg und Na aus dem Meerwasser; K kann, je nach Reaktionstemperatur, abgegeben oder aufgenommen werden (MOTTL, 1983; WEDEPOHL, 1988). Dabei kann sich der Gehalt an K im Basalt um ein Vielfaches des Ausgangswertes erhöhen (BLOCH & BISCHOFF, 1979; BOUGAULT, 1979). HART & NALWALK (1970) wiesen nach, daß durch den Austausch mit dem Meerwasser Tholeiite in bestimmten Alterationsstadien die chemischen Charakteristika von Alkalibasalten zeigen können. Besonders anfällig für eine starke Wanderung von Elementen sind primär glasige sowie poröse Partien submariner Vulkane

(FISHER & SCHMINCKE, 1984; STAUDIGEL & HART, 1983).

Die Intensität der Austauschreaktionen ist von vielen verschiedenen Faktoren abhängig; Kristallinität, Porosität, Kompaktion, Gasgehalt des Magmas, lokale Eindringtiefe des Meerwassers, Zusammensetzung der Wässer, Druck, Temperatur, das Verhältnis Meerwasser/Gestein, die Entwicklung der Hydrothermalsysteme und die Lage des Gesteins zu diesen sind von Bedeutung (HAJASH & CHANDLER, 1981; MOTTL & HOLLAND, 1978). Die Alterationsbilder spiegeln in erster Linie primäre Wegsamkeiten wider und sind völlig unsystematisch (HUGHES, 1982; ROBINSON et al., 1977). So werden z.B. aus Bohrlöchern vom Ozeanboden (DSDP, leg 417A, D) in geringer Entfernung voneinander (470 m) frische und hydrothermal stark veränderte Basalte beschrieben (ALT & HONNOREZ, 1984). Die neueste und ausführlichste Darstellung der Vorgänge bei der submarinen Alteration von Basalten findet sich in WEDEPOHL (1988). Hier wird auch der Versuch unternommen, den Stoffumsatz zu quantifizieren.

Gemäß der Übersicht in Tab. 7 sind die Elemente Al, Ti, P, Cr, Ni, Y, Zr und die REE als relativ immobil während der submarinen Alteration anzusehen. Generell zeigen die Literaturdaten (z.B. FLOYD & TARNEY, 1979; VIREECK et al., 1984; STAUDIGEL et al., 1981), daß auch junge Ozeanboden-Basalte deutliche Alterationerscheinungen aufweisen, die bis zu den Mineralparagenesen der Grünschieferfazies gehen können.

Auch der Mineralbestand subrezenter Ozeanbodenbasalte spiegelt die Alteration deutlich wider. Neben dem sich sehr schnell in Sekundärminerale umwandelnden Glas unterliegen auch die Phänokristalle der Zersetzung (ALT & HONNOREZ, 1984; BOEHLKE et al., 1980; HUMPHRIES & THOMPSON, 1978; ROBINSON et al., 1977; STAUDIGEL & HART, 1983). Experimentelle Untersuchungen von MOTTL & HOLLAND (1978) zeigten ein Verschwinden des Olivins ab 300°C, und eine Umwandlung von Plagioklas in Albit ab 200°C. Demnach wird vielfach während der Ozeanbodenalteration Olivin quantitativ durch Tonminerale und Hämatit ersetzt, Plagioklas teilweise in Albit und Glimmerminerale umgewandelt (Spilitisierung; WEDEPOHL, 1988; vgl. 7.2.2.), während Klinopyroxen in der Regel erhalten bleibt.

Ein Großteil der Änderungen im Mineralbestand der basischen Magmatite der NGZ (pseudomorpher Ersatz von Olivin, Albitisierung der Plagioklase) könnte

Tabelle 7.  
Zusammenstellung von Literaturdaten zum Verhalten einzelner Elemente während der verschiedenen Arten der Basaltalteration.  
+ = Element wird zugeführt; - = Element wird abgeführt; ● = Element verhält sich immobil; (+) = Element ist in geringem Maße mobil.

Alterationsart	Autor	Haupt- und Nebenelemente											Spurenelemente							Bemerkungen		
		Si	Al	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	H <sub>2</sub> O	V	Cr	Ni	Rb	Sr	Y		Zr	REE
submarine Alteration	ALT et al. 1984	-	-		+		-	-	±	+		(+)	+				+					Austausch mit Meerwasser bei max. 50°C; (DSDP Site 417)
	CANN 1970										●							+	●	●		Subm. Verwitterung + Ozeanbodenm.; (verschiedene OFB)
	COISH 1977	±			±		+	-	±	+	●	●	+	±	●	●	±	±	●	●		grünschieferfazielle Ozeanbodenmet.; (Betts Cove Ophiol.)
	DONNELLY et al. 1979	●	●	●		-	-	-	-	+	●	(+)				±			±	●		Niedrigtemperaturalt., Austausch mit Meerwasser; (DSDP Leg 51)
	HART 1969, 1970	-	●	+		(+)	-	-	-	+	(+)	(+)	+					+				Niedrigtemperaturalt., Austausch mit Meerwasser; (Pillowbasalte)
	HART et al. 1970	-			+			-		+			+									Niedrigtemperaturalteration + deuterische Veränderungen (Basalte, Puerto Rico Trench)
	HART et al. 1974	(-)	-	-	+	+	(±)	-	±	+	(-)	(±)	+	+								Submarine Alteration allgemein
	HUGHES 1982	±		●			●	-	+	-		±	+	●	●	●	±	±	●	●		Metasomatische Veränderungen, Spilitisierung; (Basalte allgemein)
	HUMPHRIES et al. 1978	-		(+)		(+)	+	-	(±)	±			+			(+)		±	●	●		Hydrothermale Alteration, grünschieferfaziell; (Basalte allgemein)
	MOORE 1966			+		-	-	-	-	+	+											Palagonitisation von Pillowbasalten; (Hawaii, Japan)
	MOTTL 1983	-		+		-	+	-	+	-												Hydrothermale Alteration (grünschieferfaziell) + Experimente; (mittelatl. Rücken)
	ROBINSON et al. 1977	(-)	●	+			+	+		+	●	●	+									Niedrigtemperaturalteration; (DSDP Leg 37)
	SAUNDERS et al. 1980										●	●									●	Ozeanbodenmetamorphose;
	SCOTT et al. 1976	-			+		-	-		+	●	●	+	(+)			+	(+)			(+)	Halmyrolysis; Niedrigtemperatur- + hydrothermale Alteration; (Pillowbasalte)
	STAUDIGEL et al. 1983	-	-	(+)		-	-	-	-	+	(+)	-		+		-		-				- Palagonitisation
VIERECK et al. 1982	-	(+)	(+)			+	-	-		(+)						+				●	(+) Niedrigtemperatur- + hydrothermale Alteration; Vulkaniklastika; (Island)	
VIERECK et al. 1984						+	-	+								+	(±)				zeolithfazielle Vulkaniklastika; (DSDP Leg 89)	
Regionale Metamorphose	GARCIA 1978									●				±	●	±	±	±	●	●	●	Austausch mit Meerwasser + Metamorphose allgemein;
	HERMANN et al. 1970	-						-	+	+			+							●		Spilitisierung als metamorpher Prozeß; (Spilite, Rhein. Schiefergeb.)
	HYNES 1980										±								-	-		Grünschieferfazies; saure + basische Vulkanite
	LOESCHKE 1979	±	●		+		±	±	±	±	●	●								●	●	● Ozeanbodenalteration + Regionalmet. allgemein; Hauptänderungen während der Ozeanbodenalteration
	MIYASHIRO 1972	±						-	+													Veränderungen vorw. während Zeolith- + Grünschieferf. Austausch gering im Vergl. mit Ozeanbodenalt.
	NICOLLET et al. 1980			●		●	●				●			●	●	●						Medium + High Grade; Metabasalte
	SHERVAIS 1982										●	●		●	●							Alteration + Regmet. allgemein;
	WINCHESTER et al. 1976, 1977										●	●								●	●	Alteration + Regmet. allgemein; geringe Mobilität von P und Zr in Amphibolitfazies
Laborversuche	HAJASH et al. 1981	-	-		-	+															Reaktion Meerwasser/Basalt, 200 - 500°C, 1000 bar;	
	MOTTL et al. 1978	-				+	-	+	-									±				Reaktion Meerwasser/Basalt, 200 - 500°C, 500 - 1000 bar
	SEYFRIED et al. 1981	-	(-)	(-)		(-)	+			-												Reaktion Meerw./Basalt, NaCl Lösung/Basalt, 300°C, 500 bar;

somit bereits infolge der submarinen Alteration geschehen sein (vgl. 4.2.2., 5.).

Im Vergleich zur submarinen Alteration sind die chemischen Veränderungen während der Regionalmetamorphose schlechter untersucht. Allgemein werden sie jedoch als bei weitem unbedeutender angenommen. LOESCHKE (1979) spricht von einer weitgehend isochem ablaufenden Metamorphose, die die vorangegangenen Änderungen des Basaltchemismus überliefert. Mit der Umwandlung des primären Ca-Pyroxen in Sekundärminerale (zutreffend vor allem für die Gesteine der östlichen NGZ, vgl. 4.7.) und der metamorphen Bildung von Albit ist eine weitere Mobilität von CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und Na<sub>2</sub>O verbunden (MERRIMAN et al., 1986). BARAGAR et al. (1979) und BHATTACHARYYA & MUKHERJEE (1984) weisen durch Untersuchungen an grünschieferfaziellen Pillowbasalten zwar metamorphe Stoffwanderungen zwischen den einzelnen Zonen (Rand, Kern) nach, können im Gesamtchemismus jedoch kaum eine Änderung feststellen. Diese Tatsache wurde während der Probenahme berücksichtigt (vgl. 3.2.). Daß auch die allgemein als stabil geltenden Elemente Ti, Y und Zr unter speziellen Metamorphosebedingungen (hoher CO<sub>2</sub>-Gehalt in der fluiden Phase) mobil sind, zeigt HYNES (1981).

Sieht man von letzterem Sonderfall ab, so können, gemäß Tab. 7, die Elemente Ti, P, V, Cr, Ni, Y, Zr und die REE als weitgehend stabil auch während der Regionalmetamorphose gelten.

Um die Einflüsse der Oberflächenverwitterung gering zu halten, wurde bei der Probenahme versucht, möglichst frisches Material zu entnehmen (vgl. 3.2.). Insbesondere die porösen Gesteine (blasenreiche Basalte, Pyroklastika) sind aber oft tiefgründig verwittert. Die Verwitterungslösungen beeinflussen die in Hohlräumen (Blasen, Risse etc.) gebildeten Sekundärminerale, insbesondere der Karbonatanteil wird gelöst und abgeführt (vgl. 7.1.2., CO<sub>2</sub>).

Über die Mobilität der REE während Ozeanbodenalteration, Regionalmetamorphose und Verwitterung liegen erst sehr wenige Daten vor (FLEET, 1984; HUMPHRIS, 1984). Aufgrund der chemischen Parameter (mittlere Ladungszahl und mittlerer Radius begünstigen die Bildung schwer löslicher Hydroxide) sind die REE den immobil Elementen zuzurechnen (LOESCHKE, 1979). Daß sie, abhängig vom komplexen Zusammenwirken verschiedener Faktoren während der Alterationsprozesse, vorwiegend ein stabiles, in Extremfällen aber auch ein mobiles Verhalten zeigen können, beschreiben HELLMAN & HENDERSON (1977), HUMPHRIS (1984) und MENZIES et al. (1977). Insbesondere die leichten REE können, wenn die Gesteine lange durch Austauschvorgänge mit dem Meerwasser beeinflusst wurden, signifikant mobil werden (LUDDEN & THOMPSON, 1979). Dies ist besonders in primär glasigen Partien der Gesteine zu beobachten (WEDEPOHL, 1981). Verschiedene Untersuchungen wie auch experimentelle Studien zeigen aber, daß die Seltenerdelemente-Verteilungskurven von Basalten, die submarinen Alterationsprozessen bzw. einer grünschieferfaziellen Überprägung ausgesetzt waren, ihre petrogenetische Gültigkeit behalten (HANSON, 1980; HAJASH, 1984; WEDEPOHL, 1988).

## 7.2.2. Zum Spilitproblem

Die Mineralparagenesen ozeanbodenmetamorpher bzw. grünschieferfaziell veränderter Basalte sind typisch für die allgemein als „Spilite“ bezeichneten, durch Albit und Chlorit gekennzeichneten Gesteine. Über die Entstehung der Spilite, die teilweise als Produkte eigenständiger Magmen betrachtet wurden, und das damit verknüpfte, von BATTEY (1974) als „Frankensteins Monster“ bezeichnete Spilitproblem wurde viel diskutiert (z.B. COLEMAN, 1977; ECKHART, 1971; HUGHES, 1973; VALLANCE, 1974). Nach STRECKEISEN (1980) ist Spilit definiert als „basaltisches Gestein mit Eruptivgesteinsgefüge, charakterisiert durch die Paragenese Albit-Chlorit, reich an Alkalien und entstanden durch metasomatische oder metamorphe Veränderungen“. Die Spilitisierung ist meist mit chemischen Austauschreaktionen (vor allem Ca, Na, K) verbunden (HUGHES, 1982; HERRMANN & WEDEPOHL, 1970; WEDEPOHL, 1988).

Ein Großteil der basischen Magmatite der NGZ könnte, entsprechend ihres Mineralbestands (vgl. 4.7.), in die große Gruppe der Spilite eingereiht werden. Da mit dem Begriff in erster Linie aber ein Alterationszustand beschrieben wird, soll hier auf die Verwendung verzichtet werden. Wie unter 4.1. festgelegt, werden in vorliegender Arbeit die Gesteine soweit als möglich entsprechend den primärmagmatischen Merkmalen benannt.

## 7.2.3. Alteration der untersuchten Gesteine

Die zweifach metamorphen, basischen Magmatite der NGZ zeigen makroskopisch wie mikroskopisch deutliche sekundäre Veränderungen (vgl. 4.): Rekristallisation der Grundmasse, teilweiser bis vollständiger Ersatz der Phänokristalle durch Sekundärminerale, durch Schieferungs- und Schertektonik sowie Umkristallisation ausgelöschter primärmagmatische Strukturen etc.. An einigen Stellen, z.B. Profil „Maurerkogel“, „Rote Kirche“ (hint. Saalachtal), ist eine metasomatische Überprägung schon im Aufschluß deutlich sichtbar. Schlierige bis wolkige Imprägnationen, die vorwiegend aus Karbonat, Eisenkarbonat und Epidot bestehen, durchziehen das Gestein und löschen die Primärstrukturen aus (vgl. 4.).

Zur Überprüfung der mit den sekundären Veränderungen einhergehenden Stoffverschiebungen und der daraus resultierenden Änderung im Chemismus dienen in der Literatur erprobte Verfahren (z.B. COISH, 1977; GRAHAM, 1976; HUGHES, 1973; MIYASHIRO, 1975).

Hohe Werte an Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO (Oxidationszahlen), CaO, CO<sub>2</sub> und ein hoher Gehalt an volatilen Anteilen (LOI) zeigen eine starke Alteration an (FLOYD & TARNEY, 1979; HART & NALWALK, 1970; SHIDO et al., 1974; VIERECK et al., 1984).

Die ausgeprägten sekundären Veränderungen der untersuchten Gesteine werden aus Tab. 8 deutlich (vgl. auch Anh. A<sub>1</sub>, A<sub>3</sub>). Laven und Vulkaniklastika, also Gesteine die aufgrund ihrer Struktur (hoher Glasanteil, hohe Porosität, Blasen) besonders anfällig für sekundäre Veränderungen sind (vgl. 7.2.1.), zeigen deutlich erhöhte Oxidationszahlen sowie die höchsten Werte an CaO und LOI. Die geringsten Veränderungen weisen die Intrusivgesteine auf. Dies ist zum einen auf die holokristalline Struktur zurückzuführen, zum anderen darauf, daß sie, durch die umgebenden Gesteine geschützt,

Tabelle 8.

Oxidationszahlen, CaO-Gehalt und Gehalt an volatilen Anteilen der untersuchten Gesteine im Vergleich mit frischen Ozeanbodenbasalten.

Hohe Werte an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , CaO und LOI weisen auf stark alterierte Gesteine hin. Die höchsten Werte an CaO und LOI zeigen, begünstigt durch ihre Struktur, Laven, Vulkaniklastika und die durch Metamorphose und Tektonik stärker veränderten Grünschiefer.

Die angegebenen Werte für frische Gesteine werden jedoch auch von jungen Ozeanbodenbasalten oft überschritten; außerdem zeigen alkalireiche Gesteine generell etwas höhere Werte als Tholeiite (SHIBATA et al., 1979).

	alle Gesteine NGZ	Intrusiva	Laven	Vulkaniklastika	Grünschiefer	frische Ozeanbodenbasalte
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	3.02 (0.73 - 7.24)	2.35 (0.73 - 3.81)	2.84 (1.59 - 5.02)	6.15 (4.50 - 7.24)	3.47 (1.97 - 4.60)	ca. 1.50 (SHIDO et al., 1974)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ** FeO**	0.43 (0.09 - 1.72)	0.27 (0.09 - 0.46)	0.40 (0.19 - 0.72)	1.10 (0.72 - 1.72)	0.53 (0.22 - 1.00)	< 0.30 (MIYASHIRO et al. 1969, HART et al. 1970)
CaO*	8.23 (0.53 - 30.52)	7.50 (0.53 - 15.16)	9.07 (1.35 - 17.92)	8.24 (0.76 - 30.52)	7.87 (0.55 - 15.95)	ca. 11.5 (verschiedene Autoren)
LOI*	5.19 (0.11 - 19.85)	4.47 (0.35 - 14.00)	5.19 (0.11 - 19.85)	6.18 (2.42 - 18.42)	4.86 (0.71 - 14.24)	ca. 0.30 (H <sub>2</sub> O+) (HART et al. 1970), 0.25 (Thol) - 0.90 (Akb) (H <sub>2</sub> O+) (MOORE, 1970)
	* n = 410 ** n = 43	* n = 118 ** n = 19	* n = 125 ** n = 14	* n = 106 ** n = 4	* n = 61 ** n = 6	
* : EDRFA Analysen, Glühverlustbestimmungen; ** : titrimetrische Eisenbestimmungen; alle Angaben in Gew.-%.						

nie direkt den Wechselwirkungen mit dem Meerwasser ausgesetzt waren.

Die Oxidationszahlen zeigen den gegenüber frischen Basalten deutlich erhöhten Gehalt an Fe<sup>3+</sup> bzw. Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> in den untersuchten Gesteinen (Tab. 8). Dies spiegelt die Veränderungen (vorwiegend Oxidation, IRVINE & BARAGAR 1971) der Fe-Gehalte durch submarine Alteration und Metamorphose wieder (z.B. VIREECK et al., 1984; WEDEPOHL, 1981). Es erschien daher nicht sinnvoll, die titrimetrisch ermittelten Fe-Verhältnisse für die Norm-Berechnung zu verwenden (vgl. 7.1.2.).

Der CaO-Gehalt der untersuchten Gesteine (Tab. 12) liegt mit einem Mittel von 8,23 Gew.-% zwar eher unterhalb des für Basalte aus Ozeanbecken als typisch angegebenen Bereichs (ca. 8,70–11,19 Gew.-%, vgl. Tab. 18; CAWOOD, 1984; HUGHES, 1982), überschreitet diesen jedoch mit Maximalwerten von 30,52 (Vulkaniklastika) teilweise stark (Tab. 8). Submarine Alteration, Spilitisierung und Verwitterung bewirken eine Abfuhr von Ca aus dem Gestein (vgl. 7.2.1., Tab. 7; HERRMANN & WEDEPOHL, 1970). Das durch die Spilitisierung abgeführte CaO wird oft in Hohlräumen (z.B. Blasen) wieder abgeschieden, so daß die Bilanz insgesamt gleich bleibt. Eine Zufuhr von CaO ist bei den untersuchten Gesteinen teilweise auf die enge Verknüpfung mit geringmächtigen Karbonathorizonten (vgl. 4.4., 4.5.), teilweise auf Metasomatosevorgänge zurückzuführen.

Der Glühverlust (LOI) der untersuchten Proben liegt mit einem Mittelwert von 5,95 Gew.-% deutlich über dem frischer submariner Basalte (H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> für Ozeanboden-Basalte <0,3; HART & NALWALK, 1970; Tab. 8). Zu einer starken Erhöhung des Gehalts an volatilen Anteilen, insbesondere H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> (Kristallwasser), kommt es durch die Umwandlung der primärmagmatischen Phasen in wasserhaltige Sekundärminerale. Auch die Verfüllung primärer Hohlräume durch sekundäre Mineralphasen kann zur Erhöhung des LOI beitragen. Insbesondere die blasenreichen Basalt-Varietäten zeichnen sich im Vergleich zu den blasenarmen Varietäten durch durchschnittlich höhere LOI-Werte aus (z.B. Profil BS, blasenreich: Mittelw. LOI 5,20 Gew.-%; Profil KV, blasenarm: Mittelw. LOI 3,18 Gew.-%; vgl. Anh. A<sub>1</sub>). Dies ist vorwiegend auf die Bildung von Calcit in den Hohlräumen zurückzuführen.

Grundsätzlich zeigen jedoch Daten aus DSDP-Bohrungen, daß die Idealwerte für frische Gesteine auch von subrezentem Ozeanbodenbasalten oft überschritten werden (7.2.1.).

Als Indikator für die chemische Mobilität von Einzel-elementen in alterierten Gesteinen werden verschiedene Elementkorrelationen gebraucht (z.B. Korrelation mit dem „Alterationsindex“ (z.B. LOI: COISH, 1977; mit dem Differentiationsindex (z.B. FeO\*/MgO): HYNES, 1980; mit Einzelementen: BOUGAULT, 1979; CANN, 1970; etc.). Bewährt hat sich u. a. die Korrelation mit einem Element, das aufgrund seiner chemischen Eigenschaften (vgl. 7.2.1.; HFS-Elemente; CANN, 1970; COISH, 1977; LOESCHKE, 1979; PEARCE, 1983) als immobil angesehen werden darf (z.B. Ti, P, Zr). Eine gute Korrelation deutet dabei auf immobiles Verhalten, eine schlechte auf Austauschvorgänge hin. In Abb. 34 sind nur einige Elementkorrelationen beispielhaft dargestellt. Wie zu erwarten, erweisen sich TiO<sub>2</sub> und Y als relativ gut korreliert, d.h. stabil, während die weite Streuung bei K<sub>2</sub>O dessen starke sekundäre Beeinflussung zeigt. Auch die besondere Alterationsanfälligkeit der Vulkaniklastika und Grünschiefer wird, insbesondere bei K<sub>2</sub>O, durch die weite Streuung der entsprechenden Probenpunkte deutlich (Abb. 34).

Aus der Korrelationsmatrix in Tab. 9 können die Faktoren für die verschiedenen Elementkorrelationen entnommen werden. An hohen Korrelationen mit einem chemisch stabilen Element (z.B. Zr) oder dem Differentiationsindex (HYNES, 1980) läßt sich ein immobiles Verhalten der Elemente ablesen. Schlechte Korrelationen und Korrelationen mit dem Glühverlust (LOI) weisen auf Mobilität hin (COISH, 1977; PEARCE, 1983). Danach sind in allen untersuchten Gesteinen die Elemente Ti, P, V, Y und Zr am wenigsten von sekundären Verschiebungen betroffen.

Zwischen den Gesteinen der westlichen NGZ und den nach dem makroskopischen und mikroskopischen Befund (vgl. 4.7.) stärker veränderten Gesteinen der östlichen NGZ ergeben sich hinsichtlich der sekundären Stoffverschiebungen keine gravierenden Unterschiede (Abb. 34, Tab. 9). Auch innerhalb der einzelnen Gesteinsgruppen (Abb. 34) erweisen sich jeweils die obengenannten Elemente als die stabilsten. Die weite-

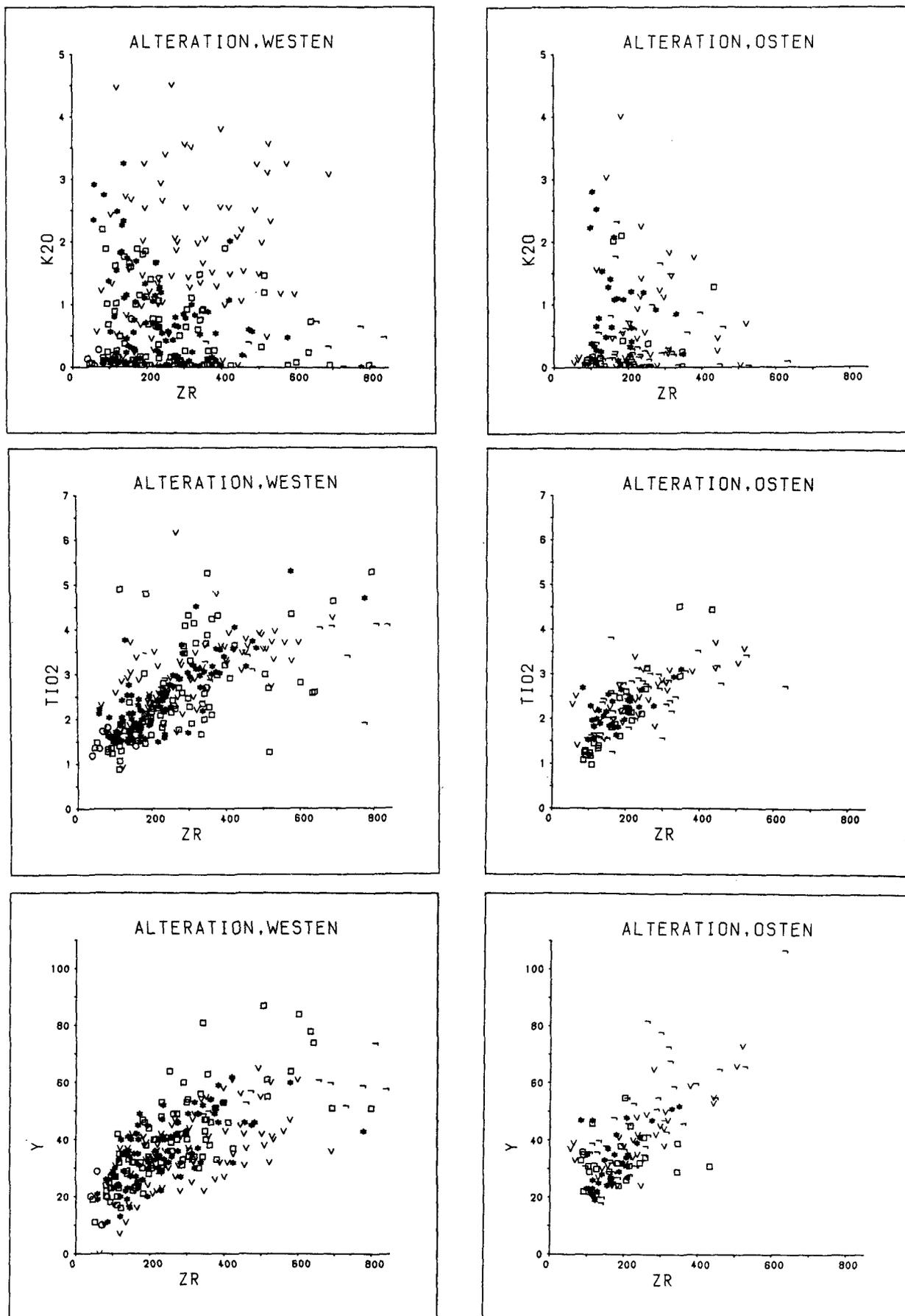


Abb. 34.

Überprüfung der Mobilität einzelner Elemente anhand der Korrelation mit dem immobilen Element Zr.

Gute Korrelation spricht für immobiles Verhalten, schlechte Korrelation weist auf starke sekundäre Beeinflußung hin (COISH, 1977; PEARCE, 1983).

\* = Laven; □ = gabbroide + dioritische Ganggesteine; ○ = Pyroxenite; v = Vulkaniklastika, ▻ = Grünschiefer.

Westliche NGZ (incl. Uttendorfer Schuppenzone): n = 273; östliche NGZ: n = 137.

Tabelle 9.

Pearsson-Korrelation einiger Elemente und LOI für alle Gesteine der westlichen NGZ (incl. Uttendorfer Schuppenzone; n = 273), obere Hälfte, und alle Gesteine der östlichen NGZ (n = 137), untere Hälfte.

Eine gute Korrelation mit einem immobilien Element oder dem Differentiationsindex spricht für stabiles Verhalten der Elemente, schlechte Korrelationen deuten auf sekundäre Veränderungen hin (siehe Text). Jede signifikante Korrelation mit dem Glühverlust (LOI) weist auf Mobilität hin.

	<u>SIO2</u>	<u>MGO</u>	<u>CAO</u>	<u>NA2O</u>	<u>K2O</u>	<u>TIO2</u>	<u>P2O5</u>	<u>V</u>	<u>CR</u>	<u>RB</u>	<u>SR</u>	<u>Y</u>	<u>ZR</u>	<u>LOI</u>	<u>FeO*/MGO<sup>+</sup></u>
<u>SIO2</u>		-.4363	-.5638	.2319	.0687	-.1995	-.1807	-.0353	-.4591	.1475	-.0443	.4098	.1358	-.4469	.2534
<u>FE2O3</u>	-.2204	.0756	-.2594	.0319	-.0435	.4768	.3200	.5297	.1124	.0645	.0725	.2701	.2693	.0760	.3415
<u>MGO</u>	-.3521		.2453	-.4535	-.3843	-.3168	-.3112	-.4211	.7434	-.4485	-.2674	-.4061	-.3716	.2133	-.7776
<u>CAO</u>	-.3522	-.1036		-.5550	-.1607	-.2090	-.2139	-.3678	.3749	-.3778	-.0215	-.7058	-.4660	.4281	-.3673
<u>NA2O</u>	.0217	-.3329	-.5101		.1162	.0839	.1142	.3463	-.4625	.3385	.1443	.5851	.4202	-.4016	.3718
<u>K2O</u>	-.2309	-.3177	.2362	.1467		.1638	.4281	.1606	-.2469	.8056	-.1041	-.0719	.0811	-.0399	.4459
<u>TIO2</u>	-.0200	-.3014	-.2744	.1538	.0848		.7389	.5967	-.2017	.2975	.2993	.3119	.6738	.2343	.4009
<u>P2O5</u>	-.0966	-.2610	-.2158	.1564	.2489	.7078		.4593	-.2081	.4183	.2452	.2413	.5575	.1644	.4231
<u>V</u>	.0761	-.4020	-.2657	.1321	.0551	.6821	.5247		-.3480	.3789	.1395	.5867	.6124	-.0308	.5147
<u>CR</u>	-.1838	.5387	.0190	-.2789	-.1789	-.0429	-.0398	-.1576		-.2770	-.2828	-.3823	-.3135	.4389	-.4937
<u>RB</u>	-.1253	-.3546	-.1288	.3201	.7559	.4296	.5234	.4210	-.1601		-.0249	.3229	.3760	-.0309	.5653
<u>SR</u>	-.0893	-.1373	.3162	-.2003	.2143	.1167	.1702	.1540	.0030	.2391		.1597	.4457	-.1431	.1785
<u>Y</u>	.4141	-.3544	-.5195	.3129	-.2075	.2856	.3055	.6021	-.1828	.2219	-.0312		.6595	-.3002	.4250
<u>ZR</u>	.2227	-.3184	-.4540	.2940	-.0513	.6989	.6575	.7188	-.1092	.4418	.1916	.7130		-.0603	.4323
<u>LOI</u>	-.3776	.1569	.4811	-.2680	.1581	-.0951	-.0034	-.2495	.1278	-.0409	-.0802	-.4208	-.2752		-.1482
<u>FeO*/MGO<sup>+</sup></u>	.2123	-.7610	-.1322	.2406	.2687	.4729	.4584	.7207	-.3916	.4655	.1064	.5950	.5499	-.2058	

+ (FeO\*/MgO = Differentiationsindex, HYNES 1980; FeO\* als Gesamteisen)

sten Streuungen und dementsprechend die schlechtesten Korrelationen zeigen, vor allem bei den mobilen Elementen, die Pyroklastika und ein Teil der Grünschiefer aus der östlichen NGZ (Abb. 34).

Um die Alterationseinflüsse weiter zu untersuchen, wurden die REE-Gehalte auch zweier vulkaniklastischer Gesteine und einer Probe aus dem stark alterierten Profil „Maurerkogel“ (KM) bestimmt (vgl. 7.4.). Anhand eines Vergleichs mit chondritnormierten Verteilungsmustern rezenter Basalte (vgl. z.B. SAUNDERS, 1984) ergibt sich für die REE-Gehalte aller Gesteine der NGZ eine sehr gute Korrelierbarkeit der Verteilungskurven (vgl. 7.6.3., Abb. 54, 55). Ce-Anomalien, die nach MENZIES et al. (1977) ein Zeichen für ausgeprägte submarine Alteration sind, finden sich in den untersuchten Gesteinen nicht (Ausnahme: eine Probe aus Gebiet EA; Abb. 55). Nach WOOD et al. (1976) und WEDEPOHL (1981) spielen Glasanteil und Mineralinhalt eine entscheidende Rolle hinsichtlich der sekundären Änderungen auch im REE-Gehalt. Bei den untersuchten Proben zeigt sich jedoch kein Unterschied zwischen den primär holokristallinen Lagergängen und den primär glashaltigen Laven. Auch Pyroklastika und Grünschiefer, die aufgrund der Haupt- und Spurenelementuntersuchungen deutlich stärker vom Stoffaustausch beeinflusst sind als die übrigen Gesteine, zeigen hier keine abweichenden Muster (vgl. 7.6.3.).

Aus den MORB-normierten Darstellungen (7.6.3., z.B. Abb. 59) wird der Unterschied zwischen mobilen und stabilen Elementen deutlich. Die von den Austauschprozessen während der verschiedenen Alterationsvorgänge besonders betroffenen Elemente Sr, K, Rb und Ba zeigen stark variierende Gehalte und bezüglich der geotektonischen Position kaum mehr interpretierbare Verteilungsmuster. Die untersuchten Gesteine sind teilweise extrem verarmt an K; Ba ist in einigen Proben deutlich angereichert. Dagegen erweisen sich die Gehalte der allgemein als stabil geltenden Elemente Th bis Cr als homogen und gut mit denen frischer Basalte zu vergleichen (vgl. 7.6.3., MORB-normierte Darstellungen).

Die Untersuchungen zeigen, daß alle basischen Magmatite der NGZ sekundäre Stoffverschiebungen aufweisen. Die einzelnen Gesteinsgruppen wurden unterschiedlich stark von den Alterationsvorgängen beeinflusst. Anhand der vorliegenden Daten werden für die weitere Bearbeitung diejenigen Elemente und Probengruppen ausgewählt, die am wenigsten stark von Austauschprozessen betroffen sind (vgl. 7.2.4., 7.4.).

#### 7.2.4. Zusammenfassung – Folgerungen für die geochemische Bearbeitung

Die Literaturdaten zeigen, daß in submarinen basaltischen Gesteinen die Hauptänderungen im Chemismus in Zusammenhang mit den Vorgängen der submarinen Alteration in den ersten 10 Ma nach der Erstarrung ablaufen (ALT & HONNOREZ, 1984). Die Austauschprozesse sind von vielen verschiedenen Faktoren abhängig, unsystematisch und nicht reproduzierbar (HUGHES, 1982). Mineralparagenesen der Grünschieferfazies treten bereits bei jungen, alterierten Ozeanbodenbasalten auf. Die Regionalmetamorphose hat eher konservierende Wirkung (LOESCHKE, 1979).

- Daraus kann für die basischen Gesteine der NGZ wie auch für Paläovulkanite generell gefolgert werden: Die alterationsbedingten Änderungen im Chemismus sind in erster Linie auf die submarine Alteration zurückzuführen. Alter und grünschieferfazielle Metamorphose spielen eine geringere Rolle. Für die untersuchten paläozoischen Gesteine sind also hinsichtlich der chemischen Auswertung diese beiden Vorsichtsmaßnahmen angebracht wie für stark alterierte, junge Basalte. Noch nicht ausreichend untersucht ist in diesem Zusammenhang, inwieweit die tektonische Durchbewegung den Chemismus weiterhin beeinflusst.

Glasige Partien und Bereiche mit hoher Permeabilität sind alterationsanfälliger als kristalline, kompakte Gesteine (FISHER & SCHMINCKE, 1984).

- Dies läßt sich auch an den Gesteinen der NGZ belegen: Blasenreiche Laven, sowie der Großteil der Grünschiefer und insbesondere die Vulkaniklastika zeigen, vor allem bei den mobilen Elementen, ausgeprägte Stoffverschiebungen.

Nach den Literaturdaten (vgl. Tab. 7) wird während der submarinen Alteration Si und Ca aus den Gesteinen abgeführt, K, H<sub>2</sub>O und Sr in z.T. großen Mengen aufgenommen. Na, Mg und Fe können aufgenommen oder abgegeben werden. Immobil verhalten sich Al, Ti, P, Cr, Ni, Y, Zr und die REE. Weitausgehend immobil auch während der Regionalmetamorphose sind Ti, P, V, Cr, Ni, Y, Zr und die REE.

- Die Überprüfung der Stoffverschiebungen in den untersuchten Gesteinen ergab, daß alle basischen Magmatite der NGZ von sekundären Veränderungen betroffen sind. Deutlich sekundär beeinflusst wurde die mobilen Elemente (K, Na, Ca etc.), während auch hier ein relativ immobiles Verhalten der chemisch stabilen Elemente Ti, P, V, Y, Zr, Hf, Ta und Th nachgewiesen werden konnte. Besonders gut mit frischen Basalten vergleichbar und daher offensichtlich kaum von sekundären Veränderungen betroffen sind die REE-Verteilungsmuster.

Daraus läßt sich für die Interpretation der geochemischen Daten, die zu Aussagen über Magmencharakter und geotektonische Position führen sollen, folgern:

- Soweit als möglich werden Analysen der weniger alterationsanfälligen Gesteinsgruppen verwendet (vgl. 7.4.).
- Auch ein Großteil der rezenten und subrezenten submarinen Basalte der Erde zeigt sekundäre Veränderungen. Es ist nicht auszuschließen, daß auch die Datensätze, auf deren Basis Test-Sets für geochemische Diskriminanzdiagramme entwickelt wurden, solche Proben enthalten. Daraus folgt, daß die Diagramme generell einen Toleranzspielraum für alterierte Proben aufweisen.
- Größtes Gewicht wird auf die Aussagen von Diskriminanzdiagrammen und Elementverteilungskurven gelegt, die auf Elementen oder Elementverhältnissen beruhen, deren weitgehend immobiles Verhalten den untersuchten Gesteinen nachgewiesen werden konnte (z.B. Ti, Zr, REE).

- Läßt sich die Verwendung stärker mobiler Elemente nicht vermeiden, so werden die Aussagen mit Vorsicht betrachtet.
- Grundsätzlich ist die Aussagekraft von Diagrammen und Normen, in die hochmobile Elemente (wie K, Na, etc.) eingehen, anzuzweifeln. Sie werden hier deshalb für die petrogenetisch-plattentektonische Interpretation nicht verwendet (vgl. 7.4.).

### 7.3. Ortho- bzw. Paragesteinscharakter der Grünschiefer

Für den Großteil der untersuchten „Grüngesteine“ ist die orthogene Natur aufgrund der makroskopischen und mikroskopischen Befunde eindeutig (Intrusivgesteine, Laven, Pyroklastika; vgl. 4.). Innerhalb der Gruppe der Grünschiefer kann nur bei einigen wenigen Proben anhand mikroskopischer Daten auf eine orthogene Abstammung rückgeschlossen werden (vgl. 4.2.1., 4.6.). Grünschiefer sind nur in der östlichen NGZ (Untersuchungsbereiche EA, EB, EL, EN, EP, EV) und in der an die westliche NGZ angrenzenden Uttendorfer Schuppenzone (Probengruppe KU) verbreitet (vgl. 3.3., Tab. 2).

Eine Überprüfung des Ortho- bzw. Paragesteinscharakters metamorpher Gesteine ist mit Hilfe der geochemischen Zusammensetzung möglich. Nach LEAKE (1964) und ZIMMERLE & GAIDA (1980) sind Amphibolite mit hohen Ti-, Cr- und Ni-Gehalten sicher magmatisch. Die Grünschiefer aus der östlichen NGZ, mit durchschnittlichen Gehalten von  $TiO_2 = 2,44$  Gew.-%, Cr = 274 ppm und Ni = 54 ppm, und der Uttendorfer Schuppenzone, mit durchschnittlichen Gehalten von  $TiO_2 = 3,33$  Gew.-%, Cr = 186 ppm, Ni = 73 ppm, liegen in dem für magmatische Gesteine typischen Bereich (vgl. Tab. 12, 19, Abb. 35). Die nach LEAKE (1964) für Orthogesteine charakteristischen Elementkorrelationen (z.B. Ni-Cr, Ti-Cr) können an den untersuchten Proben, die

vorwiegend schlechte Korrelationen zeigen, nicht eindeutig nachgewiesen werden.

Ein Diagramm zur Trennung reiner Metasedimente von reinen Metavulkaniten wurde von SCHÄFFER & TARKIAN (1984) entwickelt. Die Grünschiefer belegen hier eindeutig den für den Orthoanteil typischen Bereich mittlerer bis hoher  $TiO_2$ -Werte. Ein Teil der Proben aus der Uttendorfer Schuppenzone fällt in den nicht mehr definierten Bereich (Abb. 35). Trägt man die sicher magmatischen Proben (Laven + Intrusiva) in dieses Diagramm ein, so zeigt sich eine ähnliche Verteilung wie bei den Grünschiefern, mit einer stärkeren Streuung in den Überlappungsbereich Ortho/Para (nicht abgebildet).

Im Konzentrationsdreieck CaO – MgO – FeO\* (FeO\* als Gesamteisen; WALKER et al. 1960) werden Ortho- und Paraanteile metamorpher Gesteine getrennt. Wie Abb. 36 zeigt, kommen die Grünschiefer hauptsächlich im Orthofeld bzw. im Überlappungsbereich Ortho/Para zu liegen. Als eindeutig orthogen sind nur die Proben aus dem Gebiet EP sowie ein Teil der Proben aus den Gebieten EA, EB, EL und KU ausgewiesen. Trägt man die Orthogesteine (Laven + Intrusiva) in dieses Diagramm ein, so ergibt sich ein eindeutiger „Paraanteil“ (Abb. 36).

Ähnliches ist dem Diagramm Ni –  $TiO_2$  nach WINCHESTER & MAX (1982) zu entnehmen. Während die Grünschiefer den für Para-Amphibolite typischen Bereich weitgehend meiden, streuen die Projektionspunkte der Intrusiva und Laven ins Para-Feld (Abb. 37). Aus den beiden obengenannten Diagrammen läßt sich demnach keine klare Aussage ableiten.

Eine für Metamorphite gültige Abtrennung sedimentärer von magmatischen Gesteinen bietet das Diagramm Zr/ $TiO_2$  – Ni nach WINCHESTER & MAX (1982). Hier ist die Zuordnung eindeutig. Sämtliche Grünschiefer wie auch die Projektionspunkte der Laven und Intrusiva liegen in dem für magmatische Gesteine typischen Bereich (Abb. 37).

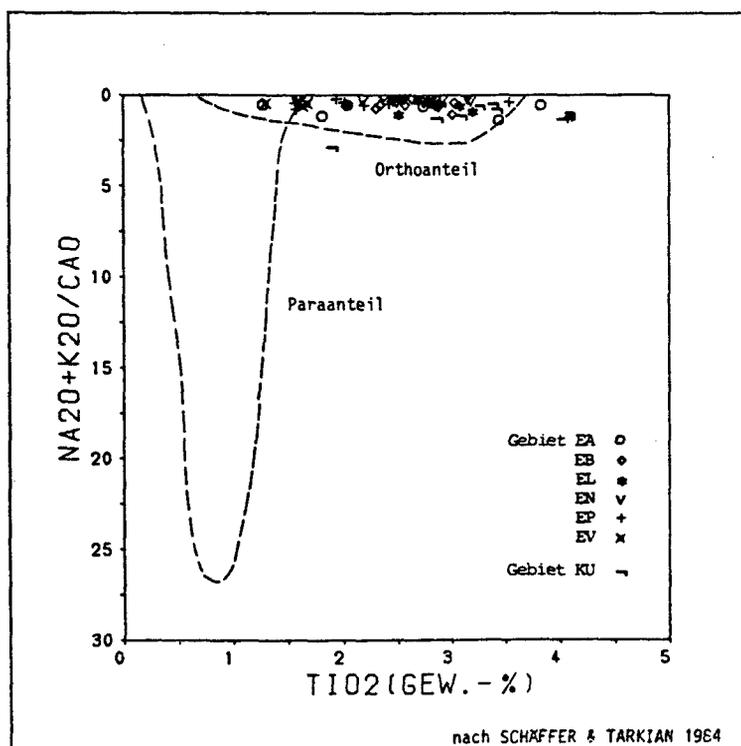


Abb. 35.  
Diagramm  $Na_2O + K_2O / CaO - TiO_2$ .  
Die orthogene Abkunft der Grünschiefer und deren hohe  $TiO_2$ -Gehalte wird belegt.

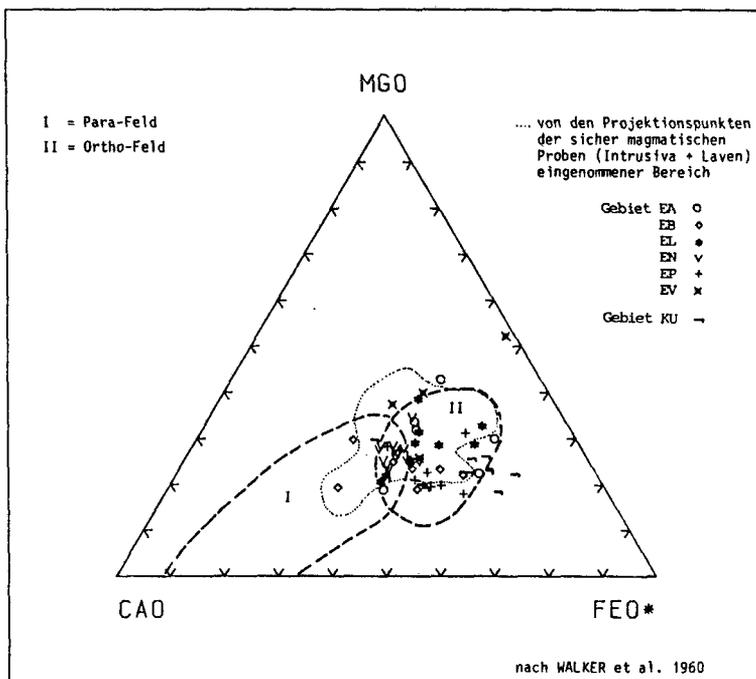


Abb. 36.  
Konzentrationsdreieck CaO - MgO - FeO\*.  
Die Grünschiefer aus dem Gebiet EP und ein Teil der Proben aus den Gebieten EA, EB, EL und KU sind als orthogen ausgewiesen. Jedoch streuen auch die sicher magmatischen Gesteine ins Parafeld.

Die Entscheidung über orthogene oder paragne Abkunft läßt sich für die Grünschiefer der NGZ und der Uttendorfer Schuppenzone mit Hilfe gängiger Methoden aus der Literatur nicht eindeutig treffen. Zwar zeigt der Hauptteil der Grünschieferproben die chemischen Eigenschaften von Orthogesteinen. Trägt man jedoch die Proben der sicher magmatischen Gesteine aus der NGZ (Laven + Intrusiva) in dieselben Diagramme ein, so zeigt ein Teil dieser Proben Tendenz zu Paracharakter (Abb. 36, 37). Auch ist die Aussagekraft eines Teils der oben verwendeten Diagramme anzuzweifeln, da sie auf mobilen Elementen beruhen (vgl. 7.2.4.). Da es sich bei den untersuchten Grünschiefern wahrscheinlich

größtenteils um Tuffe oder Tuffite handelt (vgl. 4.6.), kann auch eine primäre Para-Komponente, die zur Verfälschung des Chemismus beiträgt, nicht ausgeschlossen werden. Reine siliziklastische Sedimente aber weisen in der Regel zu geringe Mg-, Fe-, und Ti-Werte auf, um den Chemismus von Basalten zu erreichen. Die gute Vergleichbarkeit der mittleren chemischen Zusammensetzung der Gruppe der Grünschiefer mit den übrigen magmatischen Gesteinen der NGZ kann als weiterer Hinweis auf deren Ortho-Charakter gewertet werden (vgl. Tab. 12, 19). Insgesamt spricht die chemische Zusammensetzung des größten Teils der Grünschiefer für eine orthogene Abkunft. Zwischen den einzelnen

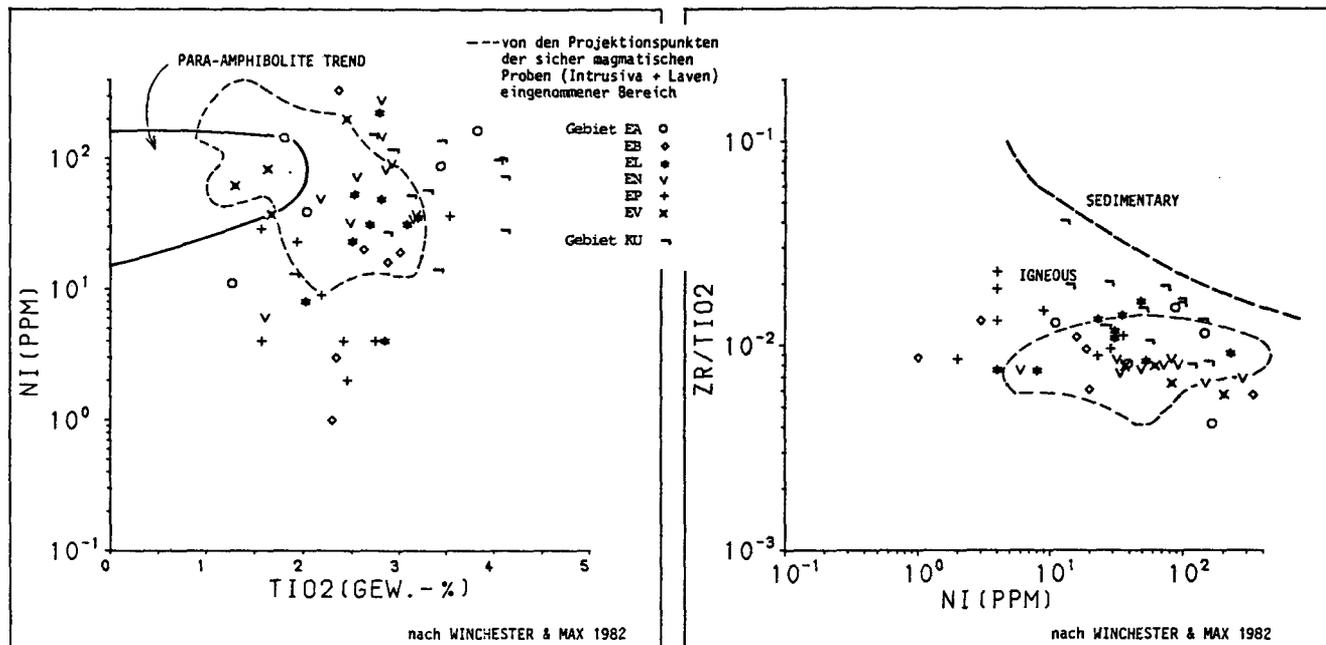


Abb. 37.  
Diagramme Ni - TiO<sub>2</sub> und Zr/TiO<sub>2</sub> - Ni.  
Im Diagramm Ni - TiO<sub>2</sub> liegt der größte Teil der Grünschiefer zwar außerhalb des Para-Amphibolit-Feldes, ein Teil der Projektionspunkte der sicher magmatischen Gesteine streut aber auch ins Para-Feld.  
Im Diagramm Zr/TiO<sub>2</sub> - Ni ist die Zuordnung aller Gesteinsgruppen zu einer magmatischen Abkunft eindeutig.

Regionalgruppen ergeben sich keine eindeutigen Unterschiede.

Nach der Gesamtheit der Merkmale wird für die Grünschiefer aus der NGZ eine orthogone Natur angenommen. Die Daten werden bezüglich geotektonischer Interpretationen kritisch behandelt. Allerdings bilden die Grünschiefer in den Gebieten EL, EN, EP und KU den einzigen Beleg für einen basischen Magmatismus (vgl. 7.4., Tab. 2).

#### 7.4. Vorbemerkung zur geochemischen Interpretation

Die Problematik von rein auf dem Chemismus beruhenden genetischen Interpretationen von Paläovulkaniten bzw. stark alterierten Vulkaniten ist hinreichend bekannt (z.B. FLOYD & WINCHESTER, 1978; LOESCHKE, 1979). Wie unter 7.2. beschrieben, zeigen die hier untersuchten paläozoischen basischen Vulkanite deutliche Alterationsbilder. Es wurde gezeigt daß, abhängig von Gesteinsart und Element, vor allem der Hauptelement-Chemismus oft stark verstellt ist (7.2.3.). Die sich aus den Untersuchungen zur Alteration ergebenden Kriterien für die Verwendung der geochemischen Daten sind unter 7.2.4. zusammengestellt.

Zur Klärung geotektonischer Fragestellungen an alterierten Gesteinen ist zur Ergänzung von Vollgesteinsanalysen die chemische Zusammensetzung reliktscher Pyroxene sehr gut geeignet (z.B. LETERRIER et al., 1982). Da Pyroxene nur in den Gesteinen der westlichen NGZ erhalten sind (vgl. 4.2.1.), kann diese Methodik für Fragestellungen, die die gesamte NGZ betreffen, nicht angewendet werden. Pyroxen-Untersuchun-

gen aus der westlichen NGZ liegen vor (COLINS et al., 1980; SCHRÖCKER, 1987; TARKIAN & GARBE, 1988); die Ergebnisse werden in die Diskussion mit einbezogen (7.8.).

Viele Autoren sehen neben einigen anderen Spurenelementen die REE als die am wenigsten mobilen Elemente und daher als besonders geeignet für die Entschlüsselung der Genese alterierter Sequenzen an (z.B. HAJASH, 1984; PEARCE & CANN, 1973; SUN & NESBITT, 1978). Auch in den Gesteinen der NGZ sind die REE-Gehalte nicht merklich von sekundären Veränderungen betroffen (vgl. 7.2.3.). Die REE-Verteilungsmuster gewinnen daher für die genetische Interpretation besondere Bedeutung (vgl. 7.6.3.). In Tab. 11 sind die Proben aufgelistet, die als repräsentative Vertreter der Gesamtprobenmenge zur Bestimmung der REE ausgewählt wurden (vgl. 7.1.). Die vulkaniklastischen Gesteine und die stark hydrothermal veränderte Probe KM 4 (Bereich 2a/westl. NGZ) sollten insbesondere Auskunft über die Mobilität der REE während der Alteration geben (vgl. 7.2.3.).

Entsprechend der Definition der Gültigkeit vieler Diskriminanzdiagramme (nur vulkanische Gesteine und seichte Intrusiva sollten verwendet werden; z.B. FLOYD & WINCHESTER, 1978; PEARCE, 1983) werden in vorliegender Arbeit nur Laven und oberflächennah intrudierte Ganggesteine, in Ermangelung besserer Möglichkeiten im Fall der östlichen NGZ und der Uttendorfer Schuppenzone auch Grünschiefer, für die petrogenetisch-geotektonische Interpretation verwendet. Cumulusgesteine (Pyroxenite) und die Gesteine der Probengruppe KH (größerer Intrusivkörper; separat bearbeitet, HABERBOSCH, 1985) werden ebenso ausgeschlossen wie die stark alterierten Probengruppen, d.h. alle Vulkaniklastika sowie die hydrothermal veränderten Gesteine des

Tabelle 10.  
Zusammenstellung der für die genetische Interpretation der geochemischen Daten (EDRFA-Analysen) verwendeten Probengruppen (siehe Text).

Gebiet		R	Gesteinsgruppe				Legende	
			Proben gesamt	Laven	Ganggesteine			Grünschiefer
		gabbr.			diorit.			
westliche NGZ	Bereich 1 'vorderes Saalachtal'	K KV	54	14 12	19 2	7 -	- -	* -
	Bereich 2a* 'hinteres Saalachtal'	KS KZ	34	10 8	11 2	3 -	- -	△ -
	Bereich 2b 'hinteres Saalachtal'	KP KR BS	80	22 2 19	35 1 -	1 - -	- - -	- - □
Gesamt			168	87	70	11	-	
östliche NGZ	Admont	EA	17	3	8	-	6	○
	Bruck a.d. Mur	EB	14	6	-	-	8	◇
	Kalwang*	EK	7	2	5	-	-	△
	St. Lorenzen	EL	9	-	-	-	9	*
	Niederbergalm	EN	13	-	-	-	13	v
	Pfaffendorf	EP	9	-	-	-	9	+
	Trofaiach*	ET	30	22	8	-	-	□
Villmersdorf	EV	6	-	2	-	4	x	
Gesamt			105	33	23	-	49	

\* Proben deren stratigraphische Stellung gesichert ist (vgl. 2.).

R = Regionalkennung

Tabelle 11.

Überblick über die Proben deren REE-Gehalte gemessen wurden. Zusätzlich zu den in der Tabelle aufgeführten Proben wurden, zum Test auf Alterationseinflüsse, die REE der hydrothermal stark alterierten Probe KM 4 bestimmt (Legende: ◇; siehe Text).

Gebiet		R	Gesteinsgruppe					Legende	
			Proben gesamt	Laven	Ganggesteine		Vulkani- klastika		Grün- schiefer
					gabbr.	diorit.			
westliche NGZ	Bereich 1 'vorderes Saalachtal'	K KV	9	1 3	2 -	3 -	- -	- -	○
	Bereich 2a* 'hinteres Saalachtal'	KS KZ	3	2 1	- -	- -	- -	- -	△
	Bereich 2b 'hinteres Saalachtal'	KP KR BS	6	3 - 2	- - -	- - -	1 - -	- - -	□
			18	13	2	2	1	-	
östliche NGZ	Admont	EA	3	2	1	-	-	-	○
	Bruck a.d. Mur	EB	4	2	-	-	1	1	◇
	Kalwang*	EK	3	2	1	-	-	-	△
	St. Lorenzen	EL	2	-	-	-	-	2	▽
	Niederbergalm	EN	2	-	-	-	-	2	∇
	Pfaffendorf	EP	2	-	-	-	-	2	+
	Trofaiaich*	ET	7	6	1	-	-	-	□
	Villmersdorf	EV	2	-	-	-	-	2	x
			25	12	3	-	-	9	

Profils KM (westl. NGZ, vgl. 7.2.3.). Da ihre Zugehörigkeit zur westlichen NGZ nicht geklärt ist (HEINISCH, 1986), werden die Proben aus der Uttendorfer Schuppenzone (Probengruppe KU, Tab. 2) nicht in die geotektonische Interpretation der NGZ einbezogen. Die Proben aus diesem Gebiet werden kurz separat dargestellt (7.7.).

Nach den oben und unter 7.2.4. aufgeführten Auswahlkriterien werden zur Bestimmung von Magmencharakter und geotektonischer Position die in den Tab. 10 und 11 aufgelisteten Probengruppen verwendet.

Durch die große Zahl von räumlich getrennten Untersuchungsbereichen innerhalb der NGZ ergibt sich die prinzipielle Schwierigkeit, die Daten übersichtlich darzustellen. Für die Abbildungen im geochemischen Teil wurde deshalb folgendes Schema eingehalten:

- Um Unterschiede zwischen den beiden geographisch selbständigen Großregionen der NGZ (vgl. Abb. 1) sichtbar zu machen, werden die Proben aus dem Westteil und dem Ostteil getrennt dargestellt.
- Die westliche NGZ wird, gemäß den sich aus Kartierung, Petrographie und Vulkanologie ergebenden Unterschieden (vgl. 3.4., 4.7., 6.5.) in 2 Bereiche aufgeteilt (Abb. 7, 9, Tab. 10):
  - Das vordere Saalachtal = Bereich 1.
  - Das hintere Saalachtal = Bereich 2.
 Nur in einem Teilbereich des hinteren Saalachtals ist die stratigraphische Einstufung des basischen Vulkanismus gesichert (Unterdevon, vgl. 2.1.). Diese Proben (Probengruppen KS und KZ, vgl. Abb. 7, 9, Tab. 10) werden mit einer separaten Signatur belegt:
  - Bereich 2a: Proben in stratigraphisch gesicherter Stellung.
  - Bereich 2b: stratigraphisch ungesicherte Proben.

Eine unterschiedliche chemische Entwicklung dieser beiden Probengruppen könnte auch ein Hinweis auf Altersunterschiede sein.

- Intrusiva und Laven aus der westlichen NGZ werden getrennt dargestellt, die intermediären Intrusiva sind mit einer besonderen Signatur belegt, um auch hier Unterschiede im Chemismus zwischen den Gesteinsgruppen deutlich machen zu können.
- Die östliche NGZ wird als Ganzes, immer im Vergleich zur westlichen NGZ, betrachtet. Die einzelnen Untersuchungsbereiche sind durch verschiedene Signaturen gekennzeichnet, so daß regionale Unterschiede deutlich werden. Auf eine getrennte vergleichende Betrachtung der einzelnen Vorkommen und Gesteinsgruppen muß verzichtet werden, sie würde den Rahmen vorliegender Arbeit sprengen. Die östliche NGZ wurde in SCHLAEGEL (1988) differenziert bearbeitet und dargestellt. Tab. 16 gibt eine Übersicht über die Ergebnisse der Diskriminanzdiagramme für die einzelnen Untersuchungsbereiche und Gesteinsgruppen der östlichen NGZ.

## 7.5. Geochemische Variationsbreite

### 7.5.1. Überblick über das Spektrum der chemischen Zusammensetzung

#### Vergleich westliche - östliche NGZ

Tab. 12 gibt einen Überblick über die Variationsbreite im Chemismus der basischen Magmatite der östlichen und westlichen NGZ, aufgegliedert nach Gesteinsgruppen. In der durchschnittlichen Zusammensetzung der entsprechenden Gesteinsgruppen (Laven, gabbroide Ganggesteine, Vulkaniklastika) ergeben sich dabei recht ähnliche Spektren.

Über die chemische Variationsbreite der basischen Magmatite der westlichen und östlichen NGZ, aufgegliedert nach Ge-  
 gruppen.

THE GRAUWACKENZONE																		
PYROXENITE (N=6)			DIORITISCHE GANGGEST. (N=12)					GABBROIDE GANGGEST. (N=77)					LAVEN (N=92)					
MITTELW.	MIN.	MAX.	MITTELW.	STAW.	MIN.	MAX.	SCHIEFE	MITTELW.	STAW.	MIN.	MAX.	SCHIEFE	MITTELW.	STAW.	MIN.	MAX.	SCHIEFE	
UND NEBENELEMENTE (GEW.-%)																		
46.76	44.25	50.13	55.86	2.28	53.03	60.86	0.85	49.22	1.95	43.14	52.39	-1.05	49.69	3.25	40.06	59.93	0.26	
1.55	1.20	1.82	2.71	0.94	1.25	5.25	1.60	2.44	1.04	0.88	5.27	0.99	2.47	0.80	1.48	5.29	0.96	
8.22	6.54	10.87	16.07	1.29	14.89	18.83	1.18	14.72	2.25	8.02	19.82	-0.89	14.72	1.48	9.90	17.70	-0.69	
13.32	9.95	15.45	11.73	1.71	9.15	14.25	-0.21	12.36	1.51	9.21	15.37	0.35	12.49	1.94	7.54	17.05	0.22	
0.15	0.06	0.20	0.19	0.08	0.11	0.36	1.16	0.18	0.04	0.10	0.32	0.51	0.18	0.09	0.0	0.86	4.67	
16.84	13.94	20.53	4.74	1.68	1.96	8.43	0.61	9.01	3.59	4.76	20.90	1.63	7.39	2.36	2.41	14.45	0.88	
10.71	8.01	14.47	3.07	2.07	0.53	7.49	1.20	7.67	2.31	2.19	12.83	-0.30	8.59	2.85	1.35	17.92	0.58	
1.58	0.80	2.52	3.95	1.34	1.22	5.26	-1.32	3.13	1.10	0.52	6.11	0.29	3.03	0.85	0.20	4.65	-0.81	
0.23	0.03	0.77	0.77	0.63	0.04	1.90	0.44	0.51	0.60	0.01	2.20	1.20	0.72	0.76	0.01	3.25	1.38	
0.24	0.21	0.28	0.48	0.21	0.13	0.84	-0.22	0.36	0.18	0.05	0.87	0.66	0.36	0.18	0.03	0.94	0.70	
99.60	98.65	100.69	99.60	0.57	98.49	100.45	-0.57	99.61	0.51	98.25	100.94	-0.35	99.56	0.45	98.52	100.56	-0.03	
4.21	2.30	5.59	3.78	0.97	2.27	5.30	0.93	4.28	2.54	0.35	14.00	1.94	4.89	3.07	0.11	19.85	2.28	

ELEMENTE (PPM)																		
180	8	363	523	144	268	782	0.19	476	253	25	1449	1.12	534	240	189	1229	1.13	
720	432	1133	75	47	22	180	1.18	282	280	24	1652	2.45	262	245	40	1251	1.97	
66	21	209	55	40	10	164	1.95	74	48	23	224	1.16	62	50	16	208	1.86	
302	134	489	30	39	4	148	2.89	95	107	4	473	2.02	77	87	4	499	1.88	
27	6	89	26	5	18	34	-0.33	21	6	6	49	1.37	18	6	5	36	-0.13	
7	5	10	38	21	4	80	0.20	19	12	5	54	0.69	23	14	5	73	1.03	
102	62	163	391	193	89	675	0.15	470	326	47	1680	1.81	282	189	23	1150	1.72	
21	10	20	64	16	40	87	0.15	36	12	11	64	0.51	36	11	115	25	0.13	
88	40	158	447	141	232	641	0.00	236	133	46	799	1.68	232	123	58	778	1.42	

THE GRAUWACKENZONE																		
GRÜNSCHIEFER (N=49)					GABBROIDE GANGGEST. (N=23)					LAVEN (N=33)								
MITTELW.	STAW.	MIN.	MAX.	SCHIEFE	MITTELW.	STAW.	MIN.	MAX.	SCHIEFE	MITTELW.	STAW.	MIN.	MAX.	SCHIEFE				
UND NEBENELEMENTE (GEW.-%)																		
50.33	3.56	40.13	61.02	0.39				49.19	1.97	45.05	52.50	-0.31	49.03	2.06	44.76	53.17	0.01	
2.44	0.61	2.27	3.83	-0.08				2.09	0.89	0.98	4.52	1.25	2.12	0.43	1.20	3.11	0.27	
15.03	1.91	10.81	19.66	-0.02				15.61	2.70	6.67	18.35	-2.21	14.90	1.59	12.22	18.56	0.70	
12.29	1.53	9.81	17.89	1.42				11.42	1.39	9.03	13.95	-0.13	11.62	1.27	9.46	14.34	0.06	
0.19	0.15	0.02	1.00	4.05				0.19	0.05	0.12	0.35	1.29	0.16	0.03	0.09	0.21	-0.21	
7.42	2.43	3.60	18.25	1.97				9.09	3.89	5.37	23.49	2.67	7.14	2.06	4.83	16.40	2.94	
8.29	2.73	0.55	15.95	-0.14				8.44	3.02	2.99	15.16	0.20	10.41	3.76	2.53	16.81	-0.02	
2.93	1.01	0.03	5.04	-0.22				3.19	1.00	0.65	4.53	-1.01	3.03	0.93	1.10	5.23	0.03	
0.42	0.49	0.10	2.33	2.21				0.33	0.61	0.01	2.10	2.41	0.83	0.75	0.10	2.80	1.13	
0.35	0.16	0.06	0.76	0.50				0.29	0.18	0.06	0.70	0.70	0.34	0.13	0.06	0.73	0.33	
99.70	0.60	98.48	100.79	-0.12				99.84	0.49	98.78	100.89	-0.89	99.57	0.61	98.14	100.52	-0.19	
5.41	2.78	0.71	14.24	1.17				6.01	3.09	2.54	12.71	0.86	6.38	2.90	2.47	12.30	0.41	

ELEMENTE (PPM)																		
604	220	156	1146	0.32				441	219	168	1091	1.32	433	166	158	857	0.70	
274	267	44	1357	2.34				251	155	51	691	1.64	230	209	55	1127	2.85	
46	34	18	193	2.92				59	44	22	170	1.56	55	34	20	143	0.93	
54	75	5	336	2.18				98	85	5	348	1.57	61	48	5	190	1.09	
19	8	5	59	2.73				17	4	7	24	0.72	17	6	5	40	0.84	
17	13	7	64	1.82				17	17	7	67	2.14	20	12	7	54	1.00	
300	153	19	712	0.98				319	161	76	602	0.14	305	146	75	705	0.94	
43	18	18	107	1.38				33	88	21	55	0.91	33	10	19	52	0.60	
238	112	96	632	1.45				190	94	84	434	1.00	171	64	83	350	1.11	

WESTLICHE GRAUWACKENZONE						ÖSTLICHE GRAUWACKENZONE					
VULKANIKLASTIKA (N=74)						VULKANIKLASTIKA (N=32)					
MITTELW.	STAW.	MIN.	MAX.	SCHIEFE		MITTELW.	STAW.	MIN.	MAX.	SCHIEFE	
HAUPT- UND NEBENELEMENTE (GEW.-%)											
SiO2	49.74	4.33	35.51	60.16	-0.14	48.49	2.69	40.41	54.40	-0.89	
TiO2	2.98	0.81	0.91	6.15	0.57	2.55	0.56	1.41	3.70	0.09	
Al2O3	14.74	2.21	9.29	20.80	-0.04	15.36	1.55	10.52	18.16	-0.84	
Fe2O3	12.33	2.09	7.57	17.94	0.84	12.74	1.90	9.76	17.39	0.69	
MnO	0.15	0.08	0.03	0.47	1.53	0.18	0.05	0.09	0.30	-0.12	
MgO	6.51	2.69	2.27	15.28	1.04	7.30	2.27	4.21	16.87	2.38	
CaO	8.19	5.41	0.76	30.52	1.77	8.35	3.95	0.91	20.12	0.95	
Na2O	2.84	1.38	0.02	5.91	-0.05	3.39	1.10	0.58	5.27	-0.39	
K2O	1.72	1.12	0.03	4.50	0.44	0.89	0.94	0.01	4.00	1.61	
P2O5	0.54	0.28	0.13	1.78	1.89	0.44	0.22	0.70	1.10	0.70	
SUMME	99.74	0.58	98.28	100.88	-0.22	99.71	0.68	98.50	100.97	0.21	
LOI	5.95	3.52	2.46	18.42	1.33	6.71	2.88	2.42	12.29	0.33	
SPURENELEMENTE (PPM)											
V	597	288	165	1478	1.10	559	272	199	1286	1.47	
CR	246	247	18	1197	2.09	274	203	34	1065	2.36	
CO	49	45	9	217	2.72	55	28	21	125	1.20	
NI	80	71	4	312	1.58	77	71	4	345	1.86	
GA	18	6	5	45	0.47	19	7	9	41	0.96	
RB	42	31	5	177	1.39	27	14	7	58	0.23	
SR	370	291	17	1374	1.49	346	223	68	870	0.88	
Y	36	13	5	65	-0.14	41	13	20	73	0.63	
ZR	309	144	65	691	0.46	248	118	55	521	0.61	

MITTW.=MITTELWERT, STAW.=STANDARDABWEICHUNG, MIN.=MINIMUM, MAX.=MAXIMUM  
 LOI = GLÜHVERLUST

In der folgenden Aufstellung sind Unterschiede und Gemeinsamkeiten im geochemischen Spektrum der

beiden Großregionen, gegliedert nach Gesteinsarten zusammengestellt.

Westliche NGZ	Östliche NGZ
Ultrabasische Plutonite treten auf (Pyroxenite). Sie zeigen im Vergleich zu den anderen Gesteinen geringere mittlere Werte an Si, Al, Y und Zr und sehr viel höhere Werte an Mg, Cr, Ni.	Ultrabasische Gesteine treten nicht auf.
Das chemische Spektrum der Laven reicht von Basalten bis zu basaltischen Andesiten ( $\text{SiO}_2 > 53$ Gew.-%).	Die Laven zeigen basaltischen Chemismus.
Die gabbroiden Ganggesteine weisen basaltischen Chemismus auf.	
Die Zusammensetzung der Laven unterscheidet sich kaum von der der gabbroiden Ganggesteine.	
Diorite treten auf (intermediärer Chemismus; $\text{SiO}_2 > 53$ Gew.-%). Sie zeigen im Vergleich zu allen anderen Gesteinsgruppen die geringsten Gehalte an MgO, Cr und Ni.	Dioritische Ganggesteine treten nicht auf.
Das breiteste Spektrum der chemischen Zusammensetzung zeigen die Vulkaniklastika. Diese Gesteinsgruppe ist am stärksten alteriert (vgl. 7.2.). Inwieweit der Chemismus dieser Gesteine durch Umlagerung und Mischung mit nicht vulkanogenem Material beeinflusst wurde, läßt sich, vor allem im Fall der östlichen NGZ, nicht mit Sicherheit rekonstruieren (vgl. 6.3.5.). Die Vulkaniklastika der westlichen NGZ zeigen im Vergleich mit der östlichen NGZ bei fast allen Element-Gehalten hohe Durchschnittswerte und ein weiteres Spektrum der chemischen Zusammensetzung.	
Die Grünschiefer des Gebietes KU (vgl. 7.4.) gehören nicht sicher der NGZ an, sie werden deshalb vom Vergleich ausgeschlossen (vgl. 7.7.).	Die mittlere chemische Zusammensetzung, die mit der der Laven und Intrusiva gut übereinstimmt, spricht für die orthogone Natur der Grünschiefer (hohe Gehalte an Ti, Cr, Ni, vgl. 7.). Das breite Spektrum (z.B. hoher $\text{SiO}_2$ -Gehalt) kann auf Beimengung von nichtvulkanogenem Material zurückzuführen sein.

Hauptunterschied im chemischen Spektrum der basischen Magmatite der westlichen und östlichen NGZ ist demnach das Auftreten ultrabasischer Gesteine (Pyroxenite) und intermediärer Gesteine (Diorite, „basaltische Andesite“) nur im Westteil. Ob es sich bei den intermediären Ganggesteinen, die vorwiegend im stratigraphisch Hangenden der Vulkanite vorkommen (vgl. 3.3.1. um Produkte eines subduktionsgebundenen Magmatismus handelt (orogene Andesite), wird in den folgenden Kapiteln untersucht werden (vgl. 7.8.).

#### Interngliederung der westlichen NGZ

Innerhalb der westlichen NGZ werden, aufgrund der unterschiedlichen Vergesellschaftung basischer Magmatite, zwei Teilbereiche unterschieden (vgl. 3.3., 3.4., Abb. 9):

- Im vorderen Saalachtal sind gabbroide Ganggesteine, Laven mit basaltischem und intermediärem Chemismus und dioritische Ganggesteine verbreitet.

- Im hinteren Saalachtal treten gabbroide Ganggesteine, basaltische Laven und zusätzlich Vulkaniklastika und Pyroxenite auf. Dioritische Ganggesteine finden sich hier nur sehr untergeordnet.

Die mittlere chemische Zusammensetzung der Gesteinsgruppen, die in beiden Teilgebieten vertreten sind (gabbroide Ganggesteine und Laven), ist in Tab. 13 aufgelistet. Hier zeigen sich Unterschiede. Di

Tabelle 13.  
Vergleich der mittleren chemischen Zusammensetzung von gabbroiden Ganggesteinen und Laven aus den beiden Teilbereichen der westl. NGZ (Erläuterungen siehe Text).

	WESTLICHE NGZ - VORDERES SAALACHTAL						WESTLICHE NGZ - HINTERES SAALACHTAL					
	GABBR. GANGG. (N=21)			LAVEN (N=26)			GABBR. GANGGEST. (N=49)			LAVEN (N=61)		
	MITTELW.	MIN.	MAX.	MITTELW.	MIN.	MAX.	MITTELW.	MIN.	MAX.	MITTELW.	MIN.	MAX.
HAUPT- UND NEBENELEMENTE (GEW.-%)												
SiO <sub>2</sub>	50.00	47.92	52.39	52.33	49.04	59.93	49.03	43.14	51.93	49.04	42.97	58.64
TiO <sub>2</sub>	2.35	0.88	4.90	1.69	1.48	2.21	2.31	1.23	5.27	2.68	1.51	4.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.14	13.38	18.90	15.36	13.57	17.68	14.57	8.02	19.82	14.58	9.90	17.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.05	9.21	15.37	10.94	7.54	13.82	12.33	10.07	15.32	13.01	9.22	17.05
MnO	0.20	0.15	0.32	0.20	0.08	0.86	0.17	0.10	0.26	0.18	0.01	0.33
MgO	7.79	5.13	9.96	6.83	2.41	8.87	9.56	4.87	20.90	7.34	3.39	14.45
CaO	8.42	2.53	12.83	8.81	3.77	12.53	7.38	2.19	11.40	8.42	1.35	17.92
Na <sub>2</sub> O	3.12	1.42	5.60	2.92	1.63	4.30	3.22	0.52	6.11	3.11	0.20	4.65
K <sub>2</sub> O	0.42	0.01	1.89	0.36	0.01	1.84	0.55	0.01	2.20	0.87	0.01	3.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.05	0.70	0.15	0.03	0.49	0.37	0.12	0.87	0.43	0.20	0.94
SPURENELEMENTE (PPM)												
V	521	167	1449	401	189	718	447	25	1038	585	299	1229
CR	224	24	569	127	40	262	321	57	1652	287	80	968
NI	33	4	120	22	4	90	121	5	473	90	5	499
GA	22	10	49	18	14	29	20	6	32	18	5	36
RB	16	5	40	15	5	43	21	5	54	25	5	64
SR	396	86	857	190	77	600	523	47	1680	320	23	1150
Y	36	20	64	37	23	52	35	11	64	36	11	62
ZR	221	82	425	160	83	298	237	46	799	252	82	425

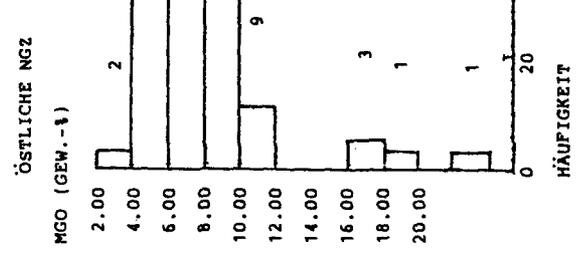
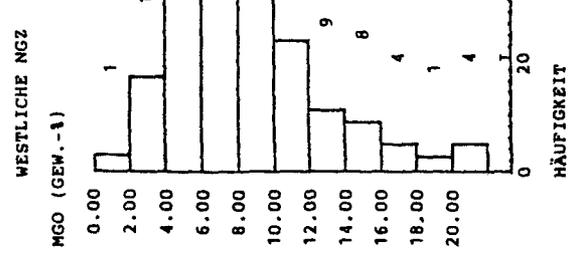
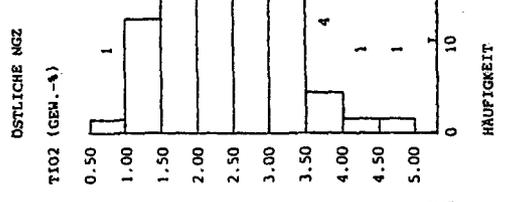
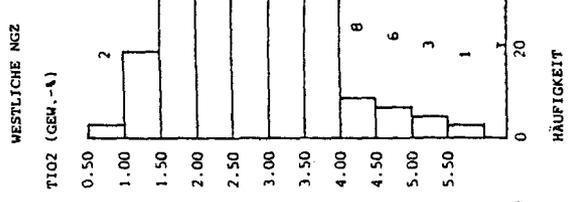
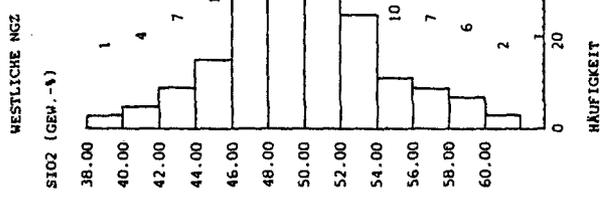


Abb. 38.  
 Häufigkeitsverteilung von SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> und MgO.  
 Erläuterungen siehe Text.  
 Links: westliche NGZ (n = 261).  
 Rechts: östliche NGZ (n = 137).  
 Die Ziffern über den Säulen geben die jeweilige Probenanzahl an.

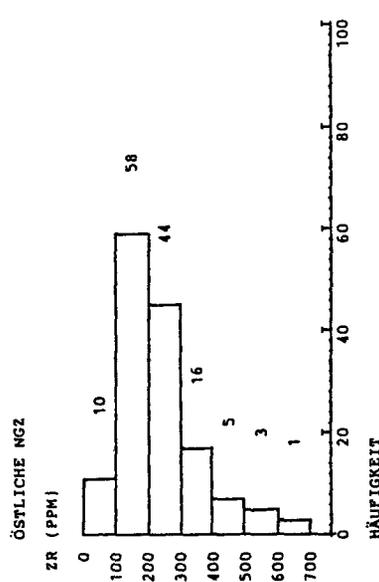
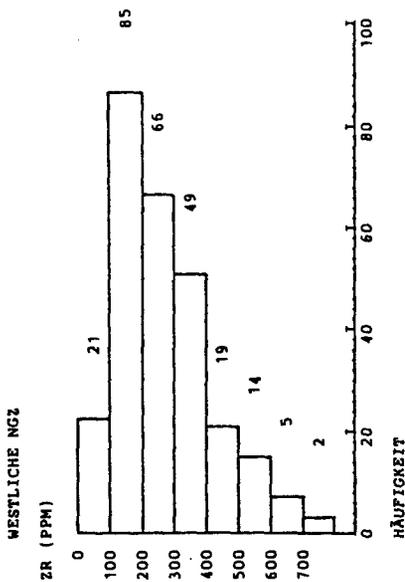
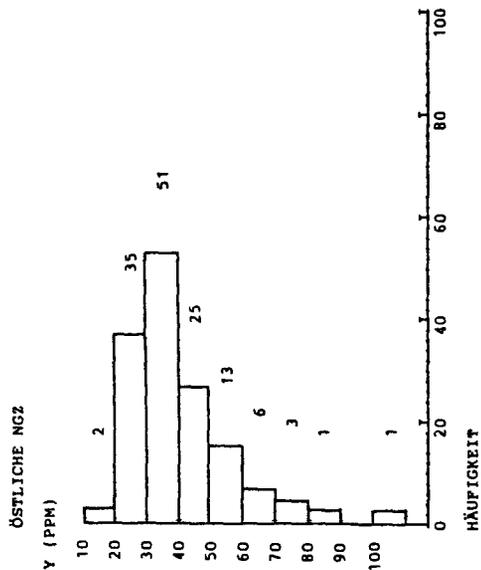
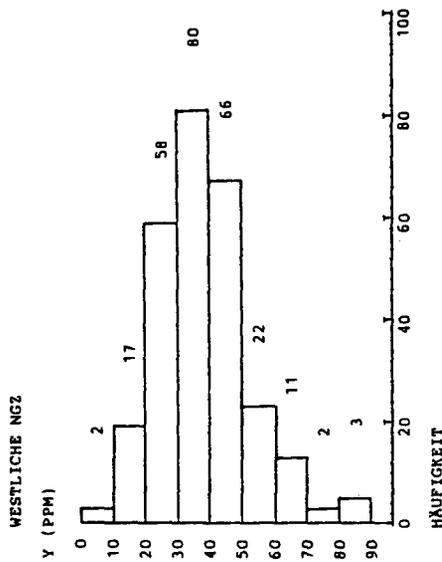
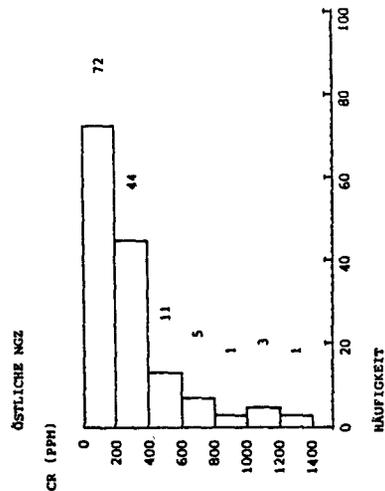
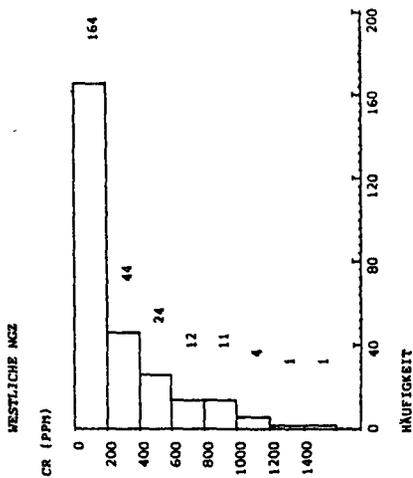


Abb. 39.  
 Häufigkeitsverteilung von Cr, Y und Zr.  
 Erläuterungen siehe Text.  
 Links: westliche NGZ (n = 261).  
 Rechts: östliche NGZ (n = 137).  
 Die Ziffern über den Säulen geben die jeweilige Probenanzahl an.

eben aus dem vorderen Saalachtal weisen im Vergleich mit den Proben aus dem hinteren Saalachtal und ähnlich mit den Proben aus der östlichen NGZ (vgl. Tab. 12) höhere  $\text{SiO}_2$ -Werte und durchwegs geringere Gehalte an Ti, Mg, P, Cr, Ni und Zr auf. Wie die folgenden Untersuchungen zeigen, wird die Sontstellung des Bereichs „vorderes Saalachtal“, die sich anhand der geologischen und petrographischen Untersuchungen bereits abzeichnete (vgl. 3.4., 4.7.), durch die geochemische Charakteristik verdeutlicht.

### 7.5.2. Häufigkeitsverteilung der Haupt-, Neben- und Spurenelement-Gehalte

Ein weiteren Überblick über das Spektrum der chemischen Zusammensetzung geben die in Abb. 38 und 39 aufgezeichneten Häufigkeitsverteilungen ausgeglichener Element-Gehalte.

Die  $\text{SiO}_2$ -Werte zeigen annähernd normalverteilte, modale Verteilungskurven. Für einen entwickelten Intraplatten-Magmatismus wäre eine bimodale Verteilung typisch. Das Maximum für die östliche wie die westliche NGZ liegt, dem rechnerischen Mittelwert entsprechend, im Intervall zwischen 48 und 50 Gew.-%  $\text{SiO}_2$ . Die westliche NGZ zeigt im Vergleich zur östlichen einen deutlich höheren Anteil an Proben mit intermediärem Chemismus ( $\text{SiO}_2 > 53$  Gew.-%) und an Proben mit geringen  $\text{SiO}_2$ -Gehalten. Dies entspricht dem Auftreten der dioritischen Ganggesteine und der Pyroxenite (vgl. 7.5.1.).

Die  $\text{TiO}_2$ -Gehalte stellen sich nur in der östlichen NGZ annähernd normalverteilt dar. Das Maximum im Intervall zwischen 2 und 2,5 Gew.-%  $\text{TiO}_2$  würde gemäß Tab. 14 den Hauptteil der Gesteine der östlichen NGZ den Alkalibasalten ( $\text{TiO}_2 > 1,85$  Gew.-%) zuordnen. Entsprechend wären die Gesteine der westlichen NGZ mit einem Verteilungsmaximum zwischen 1,5 und 2 Gew.-% vorwiegend tholeiitisch (STILLMANN & WILLIAMS, 1979). Bei Intraplattenbasalten liegen jedoch die  $\text{TiO}_2$ -Gehalte sowohl bei Tholeiiten als auch bei Alkalibasalten über diesem Grenzwert (Tab. 15). Gesteine mit  $\text{TiO}_2 < 0,6$  Gew.-% finden sich innerhalb der untersuchten Gesteine nur sehr untergeordnet. Damit sind, wie in 7.6.2. ausführlich dargestellt, die typisch mit Subduktionszonen verbundenen „low-Ti“-Basalte (SUNDBÄCK & JESBITT, 1978) in der NGZ nicht vertreten.

Das Maximum der MgO-Verteilung liegt für den westlichen wie für den Ostteil im Intervall 6–8 Gew.-%  $\text{MgO}$ . Während die Gesteine der westlichen NGZ über den Bereich von  $< 2$  bis 20 Gew.-% variieren, liegt der Hauptteil der Gesteine der östlichen NGZ im Bereich zwischen 2 und 12 Gew.-%, eine zweite sehr kleine Probengruppe nimmt den Bereich zwischen 16 und 20 Gew.-%  $\text{MgO}$  ein. Diese Unterschiede in der MgO-Verteilung sind auf die Anteile stark basischer (hohes  $\text{CaO}$ , Pyroxenite) und intermediärer Gesteine (niedriges  $\text{CaO}$ , Diorite) in der westlichen NGZ zurückzuführen (vgl. 7.5.1.).

Das Maximum der Cr-Verteilung liegt in beiden Regionen im Intervall zwischen 0 (= Gehalt unter der Nachweisgrenze) und 200 ppm. Nur sehr wenige Proben finden sich bei sehr hohen Cr-Werten. Geringe Cr-Gehalte sind typisch für Basalte konvergierender Plattengrenzen (vgl. Tab. 15).

Die Y-Gehalte sind in der westlichen NGZ annähernd normalverteilt mit einem Maximum bei 30–40 ppm. Auch für die Gesteine der östlichen NGZ liegt das Maximum bei 30–40 ppm; hier ist die Verteilung linkschief. Derartige Y-Gehalte korrelieren am besten mit der Zusammensetzung von Basalten mittelozeanischer Rücken (vgl. Tab. 15), sie treten aber auch bei Basalten ozeanischer Inseln auf.

Auch bei Zr weisen beide Regionen ein sehr ähnliches Verteilungsspektrum mit einem Maximum im Intervall 100–200 ppm auf. Solche Zr-Gehalte sind typisch für Intraplatten-Basalte (vgl. Tab. 15) und weisen auf eine nicht-verarmte Mantelquelle hin (vgl. 7.6.1.).

Der Überblick über die Häufigkeitsverteilungen zeigt, wie unter 7.5.1. schon ausgeführt, die relativ geringen Unterschiede im chemischen Spektrum der Proben aus der westlichen und der östlichen NGZ. Bereits diese erste Übersicht über die chemische Zusammensetzung der basischen Magmatite der NGZ macht deren Genese in Verbindung mit einer Subduktionszone unwahrscheinlich.

## 7.6. Magmencharakter und geotektonische Position

### 7.6.1. Magmencharakter – Magmenentwicklung

Die Charakterisierung der Magmenzugehörigkeit ist der erste Schritt zur Entschlüsselung einer unbekannteren Basaltsequenz. Zur Unterscheidung der tholeiitischen (subalkalischen) von der alkalischen Serie schlägt die IUGS-Subkommission (LE BAS et al., 1986; ZANETTIN, 1984) das Diagramm  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (IRVINE & BARAGAR, 1971; MacDONALD & KATSURA, 1964) sowie den normativen Mineralbestand vor. In Tab. 14 sind einige weitere wichtige Kriterien zur Trennung der beiden Magmenstämme zusammengestellt.

Der Großteil dieser Unterscheidungskriterien läßt sich jedoch auf die untersuchten metamorphen Basalte nicht anwenden, da primäre Gefüge und Minerale zerstört sind bzw. stark alterationsanfällige Elemente als Diskriminatoren gebraucht werden.

WINCHESTER & FLOYD (1976, 1977) und FLOYD & WINCHESTER (1978) erstellten eine Reihe von Diagrammen zur chemischen Charakterisierung der Magmengruppen. Die Anwendbarkeit auf alterierte bzw. metamorphe Gesteine wurde von den Autoren getestet.

Alkalische Gesteine zeigen eine Anreicherung von Ga während der Differentiation, subalkalische Gesteine dagegen weisen kaum Änderungen im Ga-Gehalt auf. Im Diagramm  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Ga}$  (FLOYD & WINCHESTER, 1978; Abb. 40) liegt der Hauptteil der Proben auf der subalkalischen Seite bzw. im Übergangsbereich subalkalisch/alkalisch (vgl. Tab. 16). Nur ein kleiner Teil der Gesteine der westlichen NGZ streut in den Alkali-Bereich. Auch die dioritischen Ganggesteine liegen größtenteils im Basaltfeld.

Nach FLOYD & WINCHESTER (1978) und WINCHESTER & FLOYD (1977) kann das Verhältnis  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  zusammen mit  $\text{SiO}_2$  als relativ sensibler Differentiationsindex benutzt werden. Alkalische Magmen zeigen mit fortschreitender Differentiation eine etwas stärkere Zunahme im  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ -Verhältnis als subalkalische. Im Dia-

Tabelle 14.  
 Unterschiede zwischen der subalkalischen und der alkalischen Basaltserie.  
 Abkürzungen der Mineralnamen: vgl. Tab. 4.

Unterschiede	Tholeiite (subalkalische Serie)	Alkalibasalte
petrographisch	Opx Phänokristalle können auftreten 2 Pyroxene: Augit (Ca-reich) Pigeonit (Ca-arm)  kein Akf Grundmasse ohne Ol intersertale Textur der Grundmasse	kein Opx Cpx = Augit (Ti-Augit) niemals Pigeonit Akf kann auftreten Ol in der Grundmasse ophitische Textur der Grundmasse
Norm	normativer Hypersten ( $\pm$ Olivin)	normativ Olivin und Nephelin
geochemisch	SiO <sub>2</sub> übersättigt geringer Gehalt an Na <sub>2</sub> O und K <sub>2</sub> O bei gegebenem SiO <sub>2</sub> meist: TiO <sub>2</sub> < 1.8 Gew.-% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> < 0.25 Gew.-% Zr/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> stark variabel Ti/Nb, Zr/Nb, Y/Nb hoch	SiO <sub>2</sub> untersättigt höherer Gehalt an Na <sub>2</sub> O und K <sub>2</sub> O als Tholeiite bei gegebenem SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> > 1.8 Gew.-% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> > 0.25 Gew.-% Zr/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> konstant (< 0.06) Ti/Nb, Zr/Nb, Y/Nb gering

gramm SiO<sub>2</sub> - Zr/TiO<sub>2</sub> ergibt sich für die westliche NGZ eine Trennung der Regionalgruppen. Während die Laven und Ganggesteine aus Bereich 1 (vorderes Saalachtal) vorwiegend subalkalischen Charakter zeigen, streuen die Basalte und insbesondere die Ganggesteine aus Bereich 2 (hinteres Saalachtal, Tab. 10) vom Subalkalibasalt-Feld ins Alkalibasalt-Feld (Abb. 41). Hier, wie auch in den anderen Diagrammen (Abb. 40, 42 etc.), ergeben sich keine Unterschiede zwischen den Proben aus den Bereichen 2a und 2b (vgl. 7.4.). Aufgrund ihres höheren SiO<sub>2</sub>-Gehaltes liegen die dioritischen Ganggesteine und einige Basaltlaven (vorwiegend Bereich 1 zugehörig, vgl. 7.5.1.) im Andesit-Feld, wobei die Ganggesteine eine Tendenz zu Trachyandesiten zeigen (Abb. 41).

Die Gesteine der östlichen NGZ belegen, von einigen Ausnahmen aus den Gebieten EB, EK und ET (Tab. 10)

abgesehen, überwiegend den Bereich der subalkalischen Basalte (Tab. 16). Einige Proben aus Gebiet streuen ins Andesit-Feld. Die rein orthogene Natur dieser Proben konnte nicht erwiesen werden (vgl. 7.3.). ist wahrscheinlicher, daß der erhöhte SiO<sub>2</sub>-Gehalt eine nicht-vulkanogene Beimengung entspricht, als daß sich um andesitische Magmatite handelt (vgl. 4.6.).

Das Diagramm TiO<sub>2</sub> - Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (FLOYD & WINCHESTER 1975; WINCHESTER & FLOYD, 1976; Abb. 42) beruht, Gegensatz zu fast allen anderen in diesem Kapitel verwendeten Diagrammen, auf Elementen deren stabiles Verhalten während der Alterationsprozesse auch für Gesteine der NGZ nachgewiesen werden konnte (vgl. 7.2.). Diesem Diagramm kommt deshalb besondere Aussagekraft zu. Die Ergebnisse aus den vorhergehenden Diagrammen werden hier weitgehend bestätigt. In die westliche NGZ erweisen sich die Gesteine des f

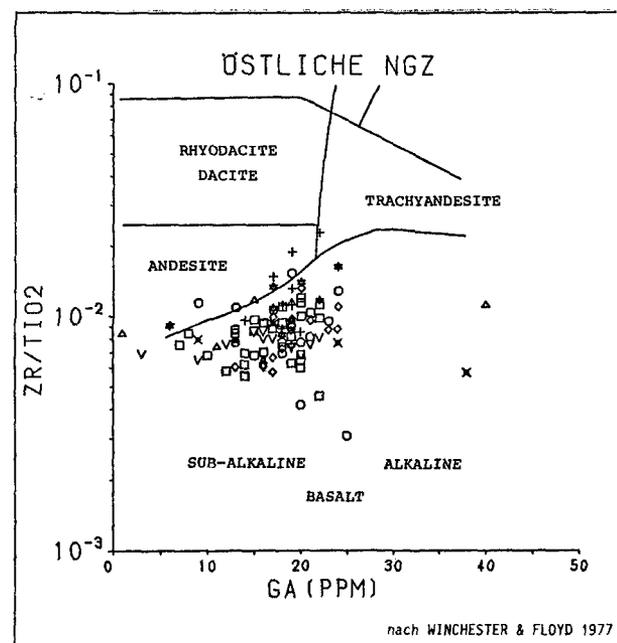
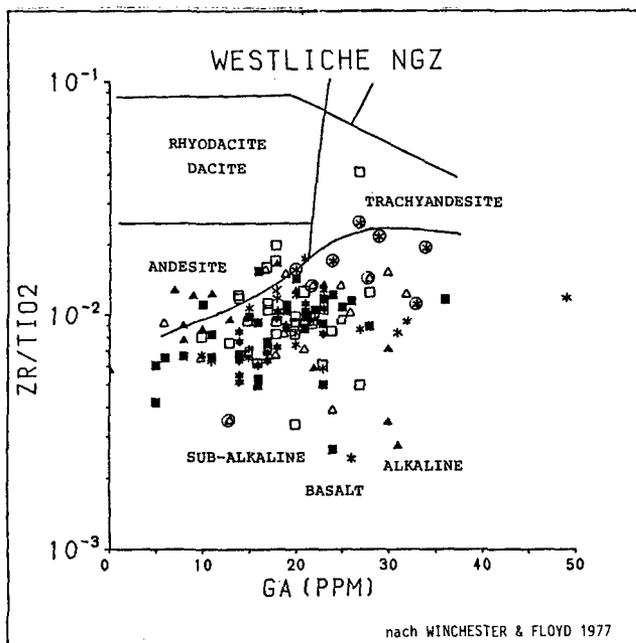


Abb. 40.  
 Diagramm Zr/TiO<sub>2</sub> - Ga.  
 Der Hauptteil der Proben liegt im Bereich der subalkalischen Basalte, nur ein Teil der Proben aus der westlichen NGZ zeigt Tendenz zum alkalischen Charakter. Legende siehe Abb. 41.

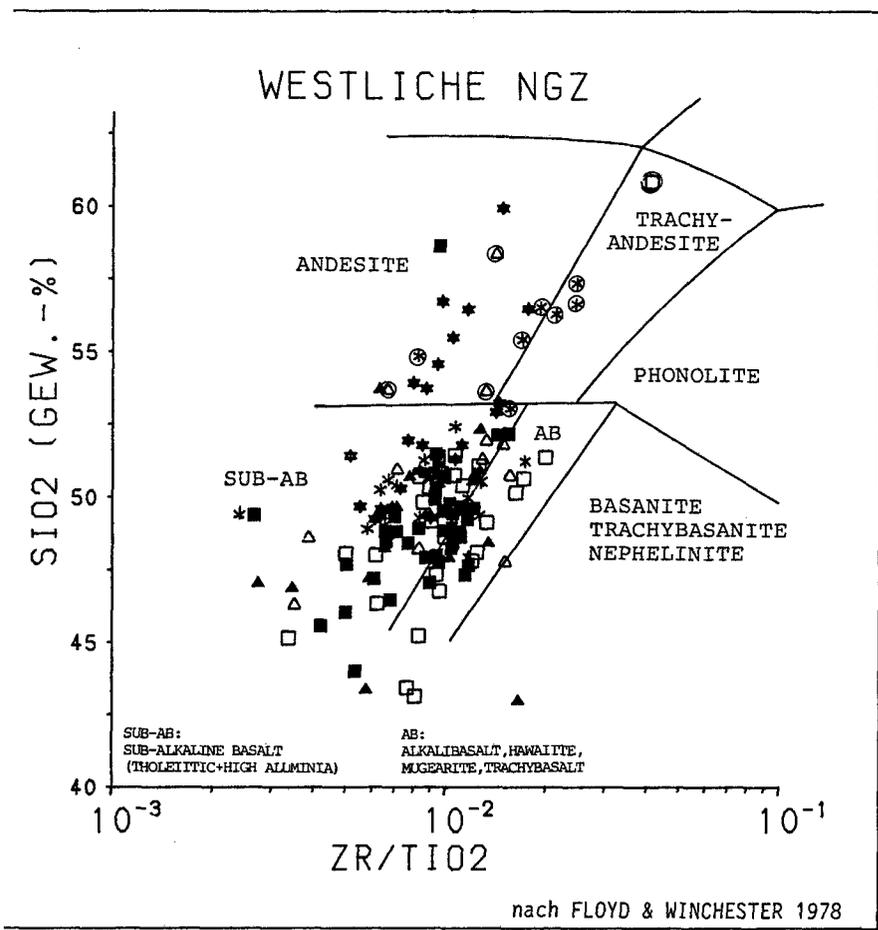
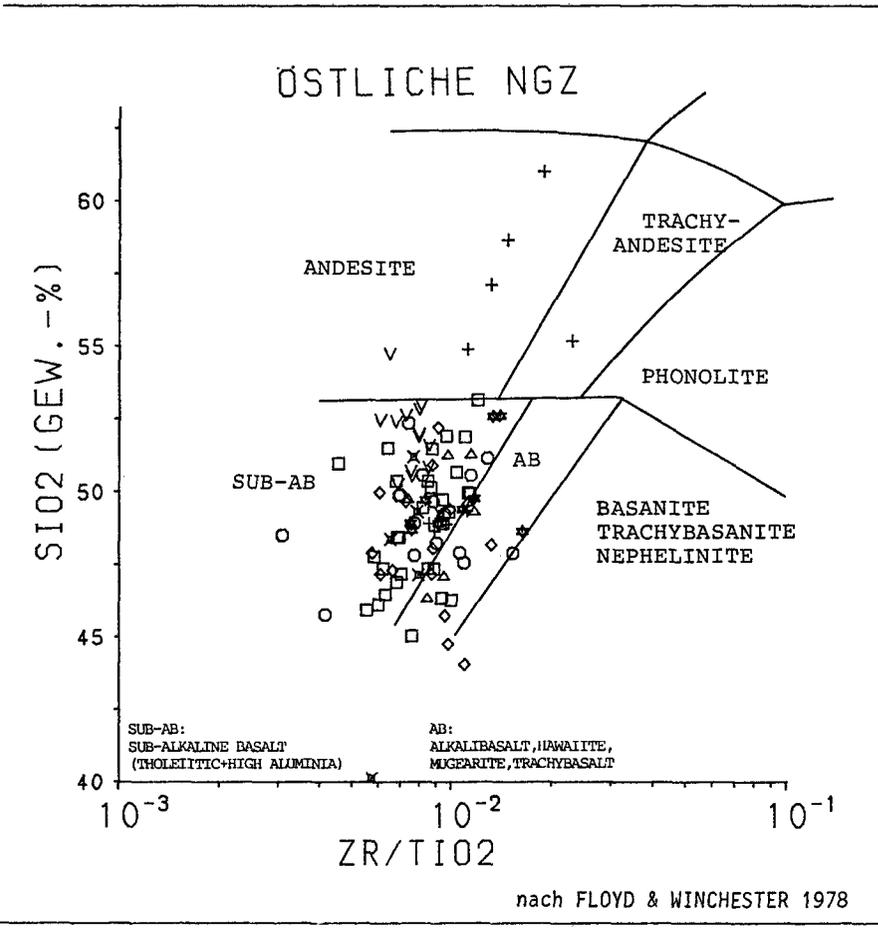


Abb. 41.  
Klassifikation der untersuchten Gesteine im Diagramm SiO<sub>2</sub> - Zr/TiO<sub>2</sub>. Die Proben aus der westlichen NGZ sind 3 Gruppen zugeordnet: Bereich 1 liegt im Feld der Subalkalibasalte, Bereich 2 streut vom Subalkali- ins Alkalibasalt-Feld. Die SiO<sub>2</sub>-reicheren Anteile (vorwiegend die dioritischen Ganggesteine und einige Laven aus Bereich 1) zeigen andesitischen Charakter. Generell tendieren die Intrusiva im Vergleich zu den Laven stärker zur Alkali-Seite. Die Proben aus der östlichen NGZ zeigen vorwiegend subalkalischen Charakter.



WESTLICHE NGZ			
	Laven	Ganggesteine	
		gabbr.	dior.
Bereich 1	*	*	⊙
Bereich 2a	▲	△	⊗
Bereich 2b	■	□	⊕
ÖSTLICHE NGZ			
Gebiet EA	○		
EB	◇		
EK	▲	Laven +	
EL	*	Ganggest. +	
EN	v	Grünschiefer	
EP	+		
ET	□		
EV	x		

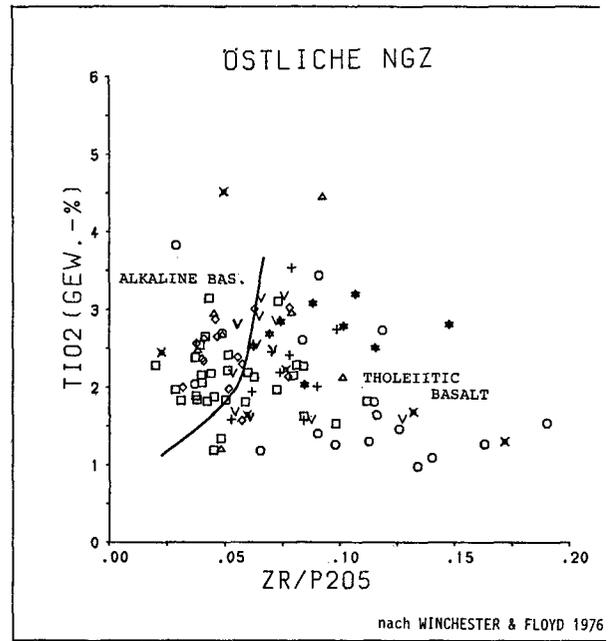
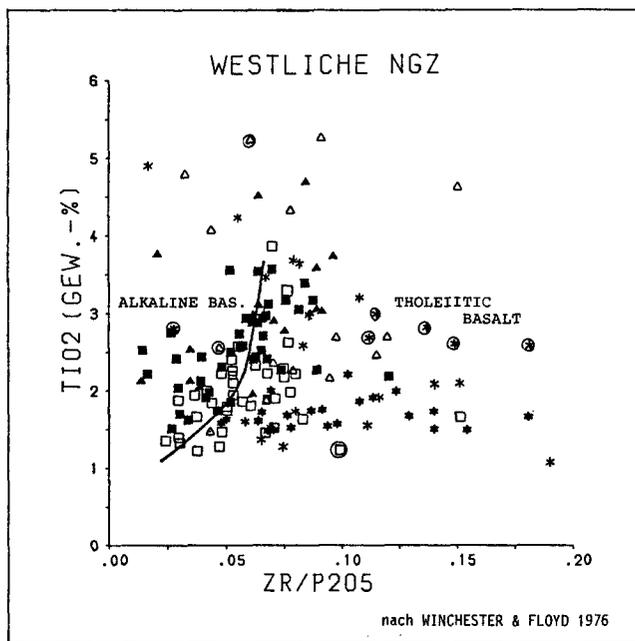


Abb. 42.

Diagramm  $TiO_2 - Zr/P_2O_5$ .

Die Proben aus Bereich 1 der westlichen NGZ folgen dem tholeiitischen Trend, während die Proben aus Bereich 2 sowohl das Alkali- als auch das Tholeiitbelegen.

Die Gesteine der östlichen NGZ zeigen in den Gebieten EA, EL, EN und EP tholeiitischen, in den Gebieten ET und EP vorwiegend alkalibasaltischen Charakter. Legende siehe Abb. 41.

reichs 1 als klar den Tholeiiten zugehörig. Die Proben aus Bereich 2 sind gleichmäßig im Alkalibasalt- und Tholeiit-Feld verteilt, eine starke Häufung zeigt sich im Bereich der Trennungslinie. Im Gegensatz zum Diagramm  $SiO_2 - Zr/TiO_2$  liegen hier die Laven aus Bereich 2 bevorzugt im Alkali-Feld. Die intermediären Ganggesteine fallen vorwiegend ins Tholeiit-Feld. Die Charakteristik der östlichen NGZ verlagert sich stärker als in den vorangehenden Diagrammen zur Alkaliseite. Während die Magmatite der Gebiete EA, EL, EN und EP dem tholeiitischen Trend folgen, zeigen die Proben aus den Gebieten ET und EB Tendenz zu Alkalibasalten (vgl. Tab. 16).

Ein eigenes Feld für „transitional“-Basalte beinhaltet das Diagramm  $Ti/Y - Nb/Y$  (PEARCE, 1983; Abb. 4). Die Nb-Gehalte wurden nur an einigen repräsentativen Proben bestimmt (vgl. 7.1.). Laven und Ganggesteine aus Bereich 1/westl. NGZ und einige wenige Proben aus der östlichen NGZ sind hier als Tholeiite ausgewiesen, die geotektonische Zuordnung ist nicht eindeutig (die Punkte streuen vom Intraplatten-Basalt-Feld in den Überlappungsbereich Inselbogen-Basalt/MORB). Die intermediären Ganggesteine zeigen die Charakteristika von „transitional“-MORBs. Die Proben aus dem hinteren Saalachtal und der Großteil der Proben aus der östlichen NGZ, und damit die Hauptmenge der untersuchten

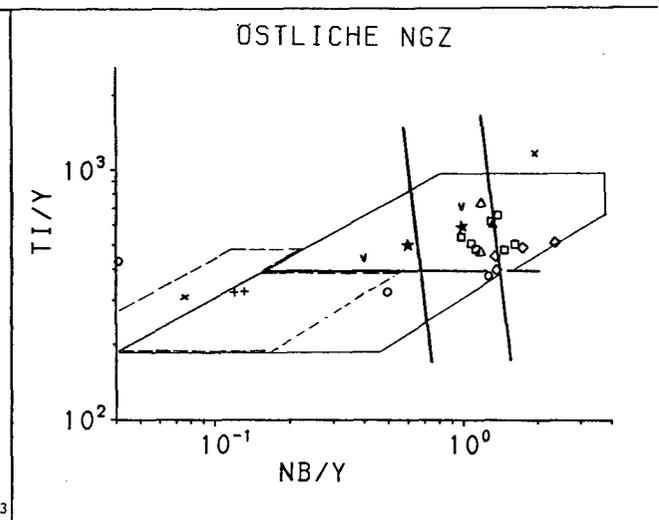
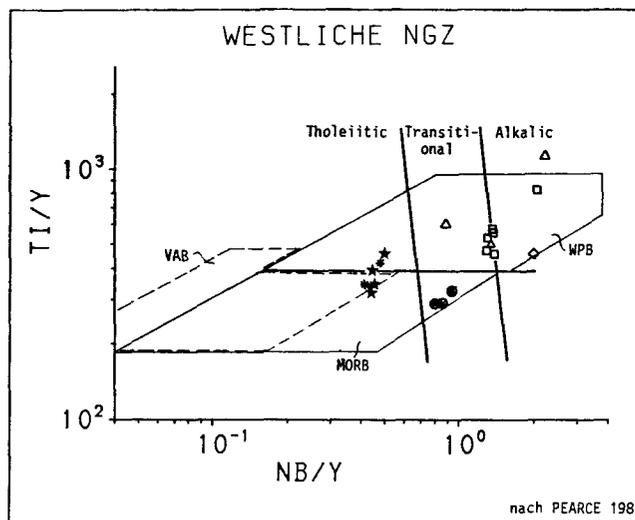


Abb. 43.

Ausgewählte Proben im Diagramm  $Ti/Y - Nb/Y$ .

Basalte und Gabbros aus Bereich 1/westl. NGZ und einige Proben aus der östlichen NGZ sind als Tholeiite ausgewiesen, eine geotektonische Zuordnung ist nicht möglich. Die intermediären Ganggesteine zeigen die Eigenschaften von „transitional“-MORBs. Der Großteil der Proben (Bereich 2/westl. NGZ und die meisten Proben aus der östlichen NGZ) belegt das Feld der Intraplatten-Basalte mit „transitional“ oder alkalibasaltischem Chemismus. Legende siehe Abb. 41.

suchten Gesteine, belegen den Bereich von „transitional“ bzw. alkalischen Intraplatten-Basalten. Damit werden die Tendenzen aus den vorangehenden Diagrammen verdeutlicht, in denen ein großer Teil der Proben im Bereich der Trennlinie zwischen Alkali- und Tholeiit-Feld lag (vgl. Abb. 40–42). Diese Gesteine zeigen den Chemismus von „transitional“-Basalten.

Auch aufgrund der Verhältnisse von Ti, Zr und Y zu Nb lassen sich Tholeiite und Alkalibasalte trennen (PEARCE & CANN, 1973; PEARCE, 1982; vgl. Tab. 14). Mit typischen hohen Verhältniszahlen ergibt sich für Laven und Gabbros aus Bereich 1/westl. NGZ ein tholeiitischer Charakter (Mittelwerte:  $Ti/Nb = 846$ ;  $Zr/Nb = 9,54$ ;  $Y/Nb = 2,17$ ; vgl. Anh. A<sub>2</sub>). Die Gesteine aus Be-

reich 2 zeigen dagegen vergleichsweise geringe Verhältniszahlen, wie es für Alkalibasalte typisch ist (Mittelwerte:  $Ti/Nb = 410$ ;  $Zr/Nb = 5,33$ ;  $Y/Nb = 0,68$ ). Die Diorite lassen sich nicht eindeutig zuordnen (vgl. Anh. A<sub>2</sub>). Auch die Gesteine der östlichen NGZ erweisen sich vorwiegend als alkalibasaltisch (vgl. Anh. A<sub>2</sub>).

Beim subalkalischen Magmenstamm wird eine tholeiitische und eine kalkalkalische Fraktionierungsreihe unterschieden (z.B. MIYASHIRO, 1974, 1975). Da die Gesteine der NGZ mehrfach in Zusammenhang mit einem Inselbogen interpretiert wurden (FRISCH et al., 1984; HÖLL & MAUCHER, 1976; LOESCHKE, 1977; vgl. 1.3.), ist die Frage nach dem kalkalkalischen Charakter hier von besonderer Bedeutung.

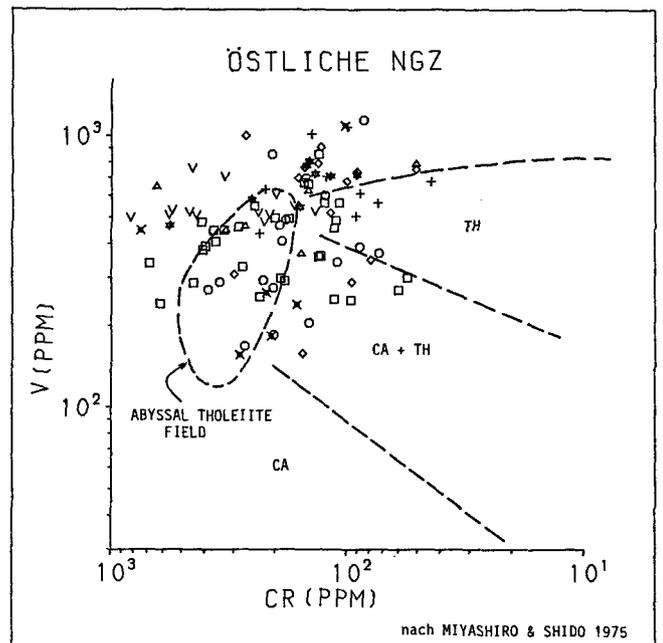
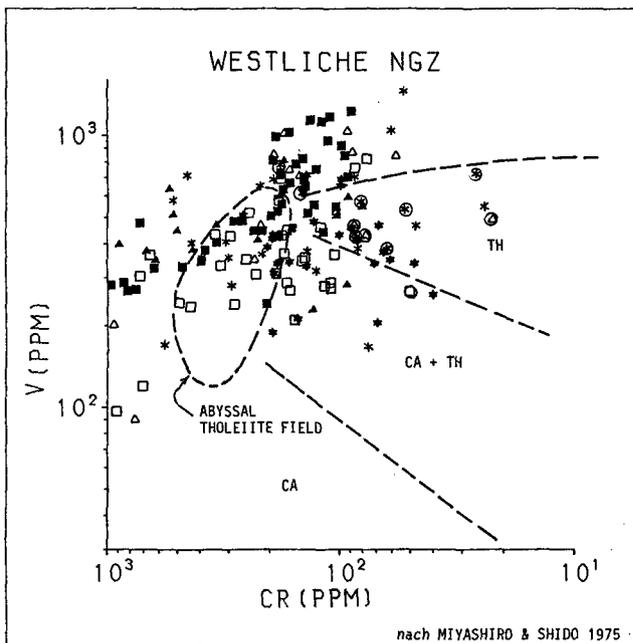
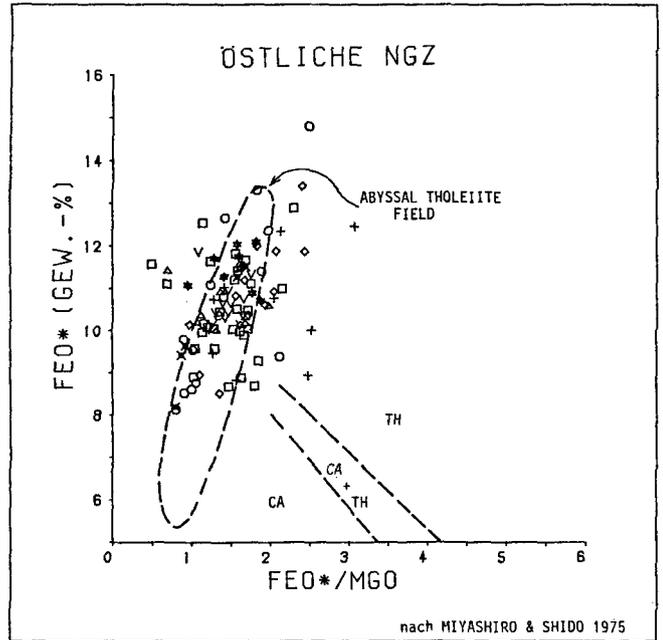
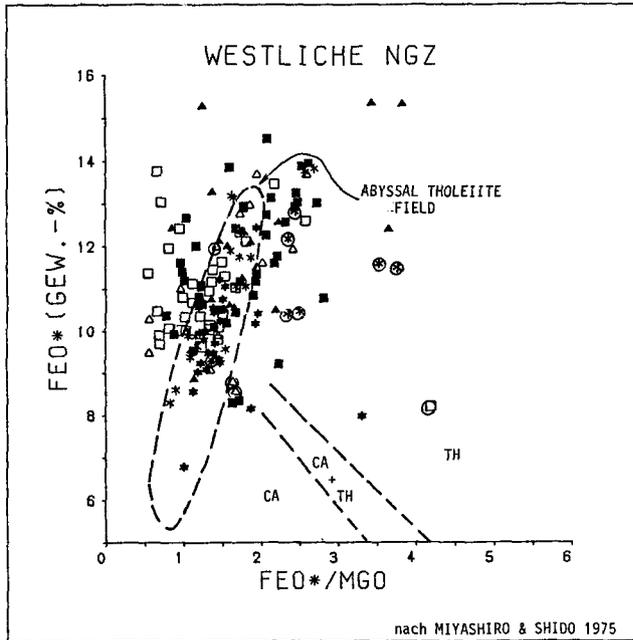


Abb. 44.

Diagramme  $FeO^* - FeO^*/MgO$  und  $V - Cr$ .

Die untersuchten Gesteine lassen keine Zugehörigkeit zur kalkalkalischen Serie erkennen. Das Feld der undifferenzierten, abyssischen Tholeiite ist am stärksten belegt.

$FeO^*$  als Gesamteisen; Legende siehe Abb. 41.

Zwei von MIYASHIRO & SHIDO (1975) bzw. MIYASHIRO (1974) und PEARCE (1983) auf ihre Anwendbarkeit für alterierte Proben getestete Diagramme zur Ausscheidung von Magmenentwicklungstrends (tholeiitischer – kalkalkalischer Trend) sind in Abb. 44 dargestellt. Die Diagramme  $FeO^* - FeO^*/MgO$ ,  $V - FeO^*/MgO$  (ohne Abb.;  $FeO^*$  = Gesamteisen als FeO) sowie das Diagramm  $V - Cr$  führen zur selben Aussage: Die chemische Zusammensetzung der untersuchten Gesteine ist von einer kalkalkalischen Magmenzugehörigkeit weit entfernt. Die Proben folgen dem tholeiitischen Magmenentwicklungstrend mit Eisenanreicherung bis zu 14 Gew.-%  $FeO^*$ , wie er für primitive (abyssische) Tholeiite und auch für Ozeaninsel-Basalte (Kilauea) typisch ist (MIYASHIRO, 1975; vgl. Abb. 46). Es ist wahrscheinlich auf alterationsbedingte Verstellungen im Chemismus zurückzuführen, daß die Probenpunkte in diesen Diagrammen (besonders beim V) über die definierte Felderung hinausstreuen. Eine klare Zuordnung läßt sich daher nicht treffen. Vorwiegend sind die Proben jedoch dem Bereich der Tholeiit-Fraktionierung zuzuweisen. Auch die intermediären Ganggesteine aus der westlichen NGZ, die eine Tendenz zu kalkalkalischen Gesteinen vermuten ließen, zeigen kein von den übrigen Proben abweichendes Verhalten. Nach MIYASHIRO (1975) folgen jedoch auch primitive Inselbogen-Tholeiite dem MORB-Trend. Die Frage einer Verbindung mit einer Subduktionszone wird also weiter zu diskutieren sein.

Ein Diagramm zur Trennung von Tholeiiten, Kalkalkalibasalten und Komatiiten entwickelte JENSEN (1976; Abb. 45) Mit Ausnahme einiger weniger Proben aus dem Bereich 2, westl. NGZ (MgO-reichere Varietäten), liegen im Dreieck  $Al_2O_3 - FeO^* + TiO_2 - MgO$  alle Proben im Bereich der eisenreichen tholeiitischen Basalte.

Die Zusammenstellung inkompatibles Element/Differentiationsindex gibt Aufschluß über die Magmenentwicklung. Im Diagramm  $TiO_2 - FeO^*/MgO$  ( $FeO^*$

= Gesamteisen als FeO) dient das Verhältnis  $FeO^*/MgO$  als Maß für die fraktionierte Kristallisation (MIYASHIRO, 1975; SHIDO & MIYASHIRO, 1971). Die untersuchten Gesteine folgen hier dem Kilauea-Trend bzw. dem Trend abyssischer Tholeiite einer deutlichen Ti-Anreicherung mit wachsendem  $FeO^*/MgO$  (Abb. 46). Mit den Entwicklungstrends von Inselbogen-Gesteinen (fehlende Ti-Anreicherung) ergibt sich kein Zusammenhang. Der Hauptteil der Gesteine der NGZ zeigt auch die starke Fe-Anreicherung (vgl. Abb. 44), wie sie für primitive, wenig differenzierte Tholeiite typisch ist. Dem Trend abyssischer Tholeiite folgen insbesondere die Basalte aus Bereich 1/westl. NGZ (Abb. 46; Mittelwert  $FeO^*/MgO$ : 1,51;  $FeO^*/MgO$  für abyss. Tholeiite: <1,7; MIYASHIRO, 1975). Die dioritischen Ganggesteine liegen bei höheren  $FeO^*/MgO$ -Werten (Mittelwert  $FeO^*/MgO$ : 2,49). Sie können in diesem Zusammenhang als stärker differenzierte Anteile der Abfolge gesehen werden.

Ähnliche Entwicklungstrends ergeben sich auch aus einem Vergleich mit den Untersuchungen von PEARCE & NORRY (1979). So folgen die Gesteine aus der NGZ im Diagramm  $TiO_2 - Zr$  (Abb. 52) dem Trend einer deutlichen Anreicherung von Ti und Zr wie er für MORBs und basische Intraplattengesteine typisch ist (Kristallisation von Olivin-Klinopyroxen-Plagioklas). Es kommt nicht zu der durch die Kristallisation von Magnetit, Amphibol ± Biotit bewirkten Verarmung an Ti, wie sie stark differenzierte Anteile solcher Abfolgen und vor allem Inselbogen-Basalte aufweisen.

In den verschiedenen Diskriminanzdiagrammen (Abb. 40 – Abb. 53) sowie anhand der REE-Verteilungskurven (vgl. 7.6.3.) ergeben sich zwischen Laven und gabbroiden Ganggesteinen keine gravierenden Unterschiede, die auf eine unterschiedliche Herkunft beider Gesteinsgruppen hinweisen würden. Es wird daher eine comagmatische Entstehung angenommen. Für die dioritischen Ganggesteine läßt sich dieser Schluß nicht so eindeutig ziehen (vgl. 7.6.3., 7.8.).

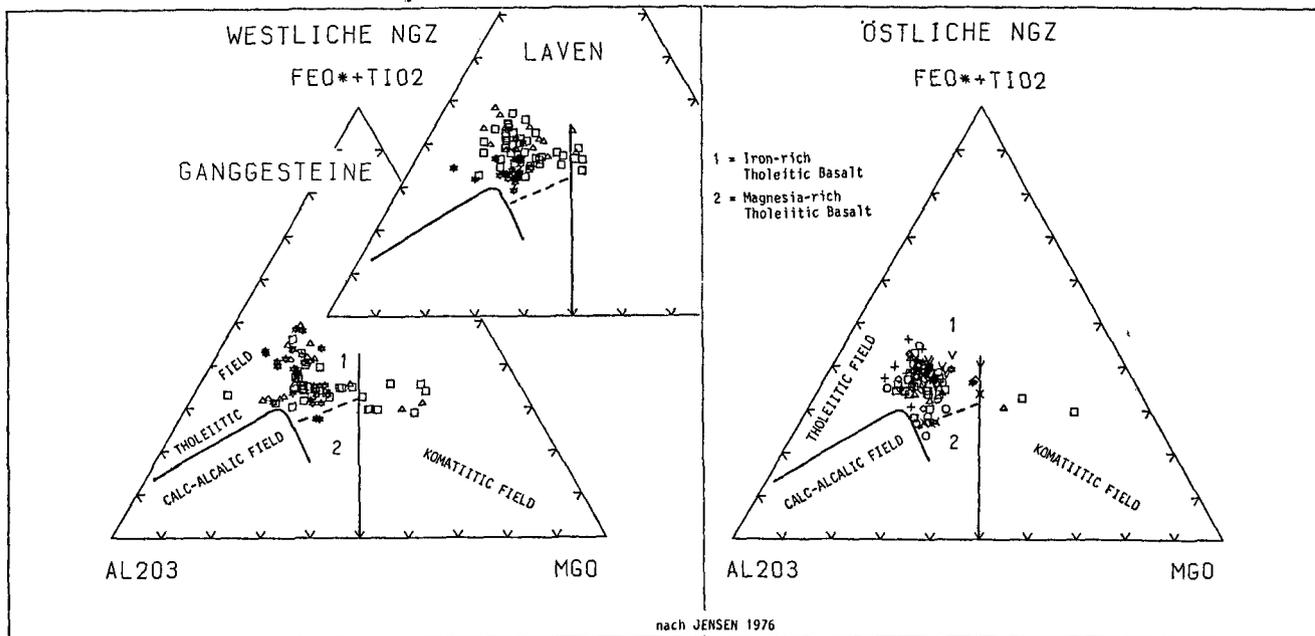


Abb. 45. Dreiecksdiagramm  $Al_2O_3 - FeO^* + TiO_2 - MgO$ . Die Gesteine der NGZ zeigen keine Tendenz zu kalkalkalischer Zusammensetzung. Von wenigen Mg-reicheren Ausnahmen abgesehen, weisen sie die Eigenschaften von eisenreichen Tholeiiten auf.  $FeO^*$  als Gesamteisen; Legende siehe Abb. 41.

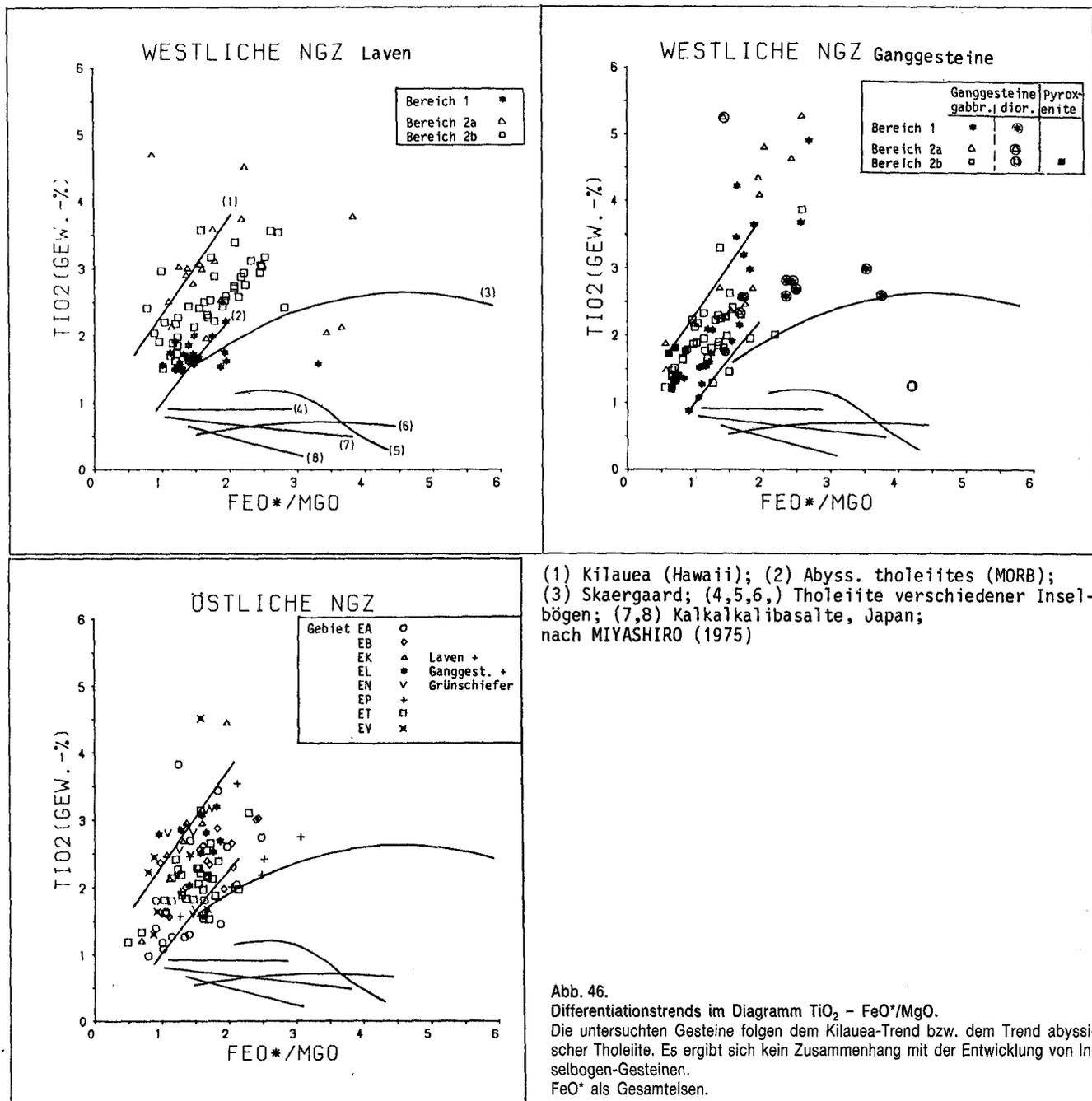


Abb. 46. Differentiationstrends im Diagramm  $TiO_2 - FeO^*/MgO$ . Die untersuchten Gesteine folgen dem Kilauea-Trend bzw. dem Trend abyssischer Tholeiite. Es ergibt sich kein Zusammenhang mit der Entwicklung von Inselbogen-Gesteinen.  $FeO^*$  als Gesamteisen.

Der Großteil der basischen Gesteine der NGZ zeigt eine (meist starke) Anreicherung der leichten REE (LREE) gegenüber den schweren REE (HREE). Dies läßt sich nicht allein auf eine geringe Kristallisationsfraktionierung zurückführen, sondern man kann auf ein primär an LREE angereichertes Mantelmaterial als Ausgangsprodukt der untersuchten Magmen schließen (SCHILLING, 1975; vgl. 7.6.3.). Die basischen Gesteine der NGZ gehören ausnahmslos der „high-Ti“-Serie an (vgl. 7.6.2., Abb. 50). Nach BECCALUVA et al. (1983) werden diese Gesteine auf ein Iherzolitisches Mantelmaterial zurückgeführt.

SAUNDERS (1984) stellt im Diagramm  $(Ce/Yb)_{cn} - Ce_{cn}$  die partielle Aufschmelzung Iherzolitisches Mantelmaterials und die fraktionierte Kristallisation während des Magmenaufstiegs modellhaft dar. Die Entwicklungstrends der untersuchten Gesteine ( $n = 43$ ; vgl. Tab. 11) folgen den Vektoren C und D nach SAUNDERS (1984);

Abb. 47). Dabei decken sich die Probenpunkte aus Gebiet EA mit denen von „T-type“-MORBs, die übrigen Proben folgen dem Trend der Hawaii-Basalte (bzw. „E-type“-MORBs) zu höheren Ce/Yb-Werten.

Vektor C (Abb. 47) repräsentiert modellhaft eine unter hohem Druck ablaufende Kristallisationsfraktionierung in einem offenen System, bei der Granat als Träger der HREE abgespalten wird (Eklogitfraktionierung; SAUNDERS 1984). So könnte es nach SAUNDERS (1984) zu einer REE-Fraktionierung (Anreicherung der LREE) kommen, wie sie in Ozeaninsel-Basalten, und in den meisten Gesteinen der NGZ, beobachtet wird.

Nach SAUNDERS (1984) kann eine signifikante Fraktionierung der LREE von den HREE, wie sie für den Großteil der Gesteine der NGZ vorliegt (vgl. 7.6.3.), nur stattfinden, wenn Granat (Träger der HREE; HANSON, 1980) beim Schmelzvorgang als Restphase zurückbleibt (dargestellt als Vektor D, Abb. 47).

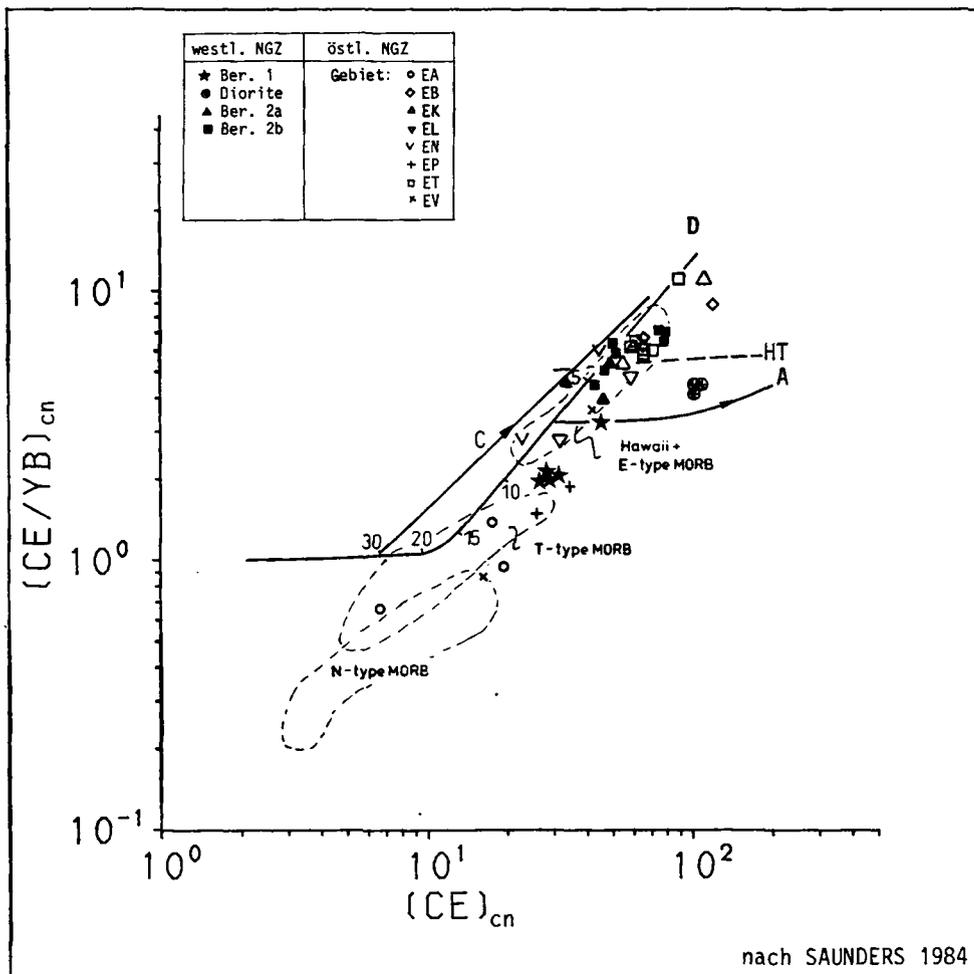


Abb. 47.  
Diagramm  $(Ce/Y)_{cn} - Ce_{cn}$  zur Darstellung partieller Aufschmelzung und fraktionierter Kristallisation (nach SAUNDERS, 1984). Der Großteil der Proben folgt dem Trend der Hawaii-Gesteine; Erläuterungen siehe Text.

Vektor C: Eklogit-Fraktionierung

Vektor D stellt die Aufschmelzung eines Granat/Herzolith-Mantels dar, die Zahlen an der Kurve stehen für % Schmelze (siehe Text).

Bei einer Aufschmelzung, die 15 % Schmelzanteil übersteigt, wird Granat von der Schmelze konsumiert, das  $Ce/Yb$ -Verhältnis in der Schmelze nähert sich von diesem Punkt an bei kontinuierlicher Aufschmelzung dem  $Ce/Yb$ -Verhältnis des Ursprungsmaterials (SAUNDERS, 1984; SUN et al., 1979). Demzufolge könnte aus der Zusammensetzung der Proben aus Gebiet EA (Abb. 47) auf die REE-Gehalte des Ausgangsmaterials der Basalte der NGZ rückgeschlossen werden ( $(Ce/Yb)_{cn}$  Gebiet EA: 1,01). Da aber die großtektonischen Beziehungen zwischen den einzelnen Untersuchungsgebieten nicht geklärt sind (vgl. 8.), muß ein solcher Zusammenhang offen bleiben.

Die basischen Gesteine aus Bereich 1/westliche NGZ stellen, gemessen an Vektor D, Produkte mittlerer Aufschmelzung dar, während die übrigen Gesteine aus der NGZ bei höheren  $(Ce/Yb)_{cn}$ -Werten liegen (Abb. 47). Sie repräsentieren damit einen sehr geringen Anteil Aufschmelzung (ca. 5 %) eines granatbetonten Ausgangsmaterials, wie es, unter der Voraussetzung, daß das Ursprungsmaterial an REE angereichert ist, für „E-type“-MORBs und Ozeaninsel-Basalte typisch ist (SAUNDERS, 1984; vgl. 7.6.3.).

Die Diorite folgen dem Entwicklungstrend der Hawaii-Trachyte bzw. dem Trend einer fraktionierten Kristallisation bei geringem Druck (HT bzw. Vektor A, SAUNDERS, 1984; Abb. 47). Bei fraktionierter Kristallisa-

tion unter geringem Druck bleibt nach SAUNDERS (1984) das  $Ce/Yb$ -Verhältnis konstant. Ein starker Entzug von Plagioklas aus der Schmelze produziert die negativen Eu-Anomalien, die oft in differenzierten Basalten zu beobachten sind (SAUNDERS, 1984) und die auch die Diorite aus der NGZ aufweisen (vgl. 7.6.3.).

### Zusammenfassung

Magmencharakter und Magmenentwicklung der untersuchten Gesteine lassen sich anhand der Diskriminanzdiagramme und typischer Elementverhältnisse wie folgt charakterisieren:

- Zwischen den Gesteinen der östlichen und westlichen NGZ bestehen keine gravierenden Unterschiede.
- Ein kalkalkalischer Magmencharakter kann für alle untersuchten Gesteine ausgeschlossen werden.
- Zur Unterscheidung tholeiitisch/alkalisch müßten in Ermangelung anderer Möglichkeiten teilweise Elemente als Diskriminatoren verwendet werden, deren Mobilität in den Gesteinen der NGZ unter 7.2.3. gezeigt wurde (z.B. Si, V, Ga). Verglichen mit den Ergebnissen, die auf „stabilen“ Elementen beruhen (z.B. Nb/Y, Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ti, REE; vgl. 7.6.3.), liegt der Großteil der Proben bei Verwendung der „stabilen“ Elemente immer stärker auf der Alkalibasalt-Seite, bei Verwendung der „mobilen“ Elemente stärker auf

der Tholeiit-Seite. Dies wird auf alterationsbedingte, sekundäre Stoffverschiebungen zurückgeführt (vgl. 7.2.).

- Unterschiede zwischen den bekannten Regionalgruppen werden deutlich:
  - Bereich 1 der westlichen NGZ (vorderes Saalachtal) zeigt eine tholeiitische Charakteristik.
  - Überwiegend als Tholeiite zu klassifizieren sind auch die Proben aus Gebiet EA und den Gebieten EL, EN, EP und EV der östlichen NGZ.
  - Die Bereiche 2a und 2b der westlichen NGZ (hinteres Saalachtal) enthalten sowohl tholeiitische als auch alkalische Anteile. Hier liegt teilweise eine „transitional“-Serie vor, die zwischen Tholeiiten und Alkalibasalten steht.
  - Auch die Gebiete EB, EK und ET der östlichen NGZ zeigen überwiegend alkalische bzw. „transitional“ Zusammensetzung.
- Laven und gabbroide Ganggesteine aus den einzelnen Untersuchungsbereichen weisen in allen Diagrammen weitgehend übereinstimmende Tendenzen auf. Für die beiden Gesteinsgruppen wird daher eine comagmatische Entstehung angenommen.
- Alle basischen Gesteine zeigen die Charakteristik wenig differenzierter, primitiver Magmen (z.B. geringe FeO\*/MgO-Werte).
- Zwei unterschiedliche Magmenentwicklungstrends zeichnen sich ab:
  - Der Großteil der untersuchten Gesteine ist reich an Ti und LREE. Diese, vorwiegend alkalischen,

Gesteine werden auf ein primär angereichertes, lherzolitisches Mantelmaterial (BECCALUVA et al., 1983) und einen geringen Anteil partieller Aufschmelzung zurückgeführt (SAUNDERS, 1984). Die Magmenentwicklung kann in Zusammenhang mit einer Granat-betonten Kristallisationsfraktionierung gesehen werden, durch die es zu einer starken Anreicherung der LREE gegenüber den HREE kommt (vgl. 7.6.3.).

- Die tholeiitischen Gesteine aus Gebiet Admont/östliche NGZ und dem vorderen Saalachtal/westliche NGZ werden mit einer stärkeren Aufschmelzung (10–15 % Schmelzanteil) in Zusammenhang gebracht. Die Zusammensetzung dieser Gesteine liegt nahe der des Ausgangsmaterials (SAUNDERS, 1984; WEDEPOHL, 1981).

- Die dioritischen Ganggesteine unterscheiden sich nicht eindeutig von den basischen Gesteinen. Auch sie sind vorwiegend als Tholeiite charakterisiert; es ergibt sich kein Zusammenhang mit einem kalkalkalischen Chemismus. Es scheint eher wahrscheinlich, daß die Diorite Differentiate der basischen Gesteine sind, als daß es sich um eigenständige Magmen (z.B. orogene Andesite) handelt (vgl. 7.8.).

### 7.6.2. Geotektonische Position

In Abb. 48 sind die verschiedenen Möglichkeiten plattentektonischer Position und die damit verbundenen Basalttypen dargestellt.

Abb. 48.  
Tektonische Klassifizierung von Basalten.  
PEARCE (1983).

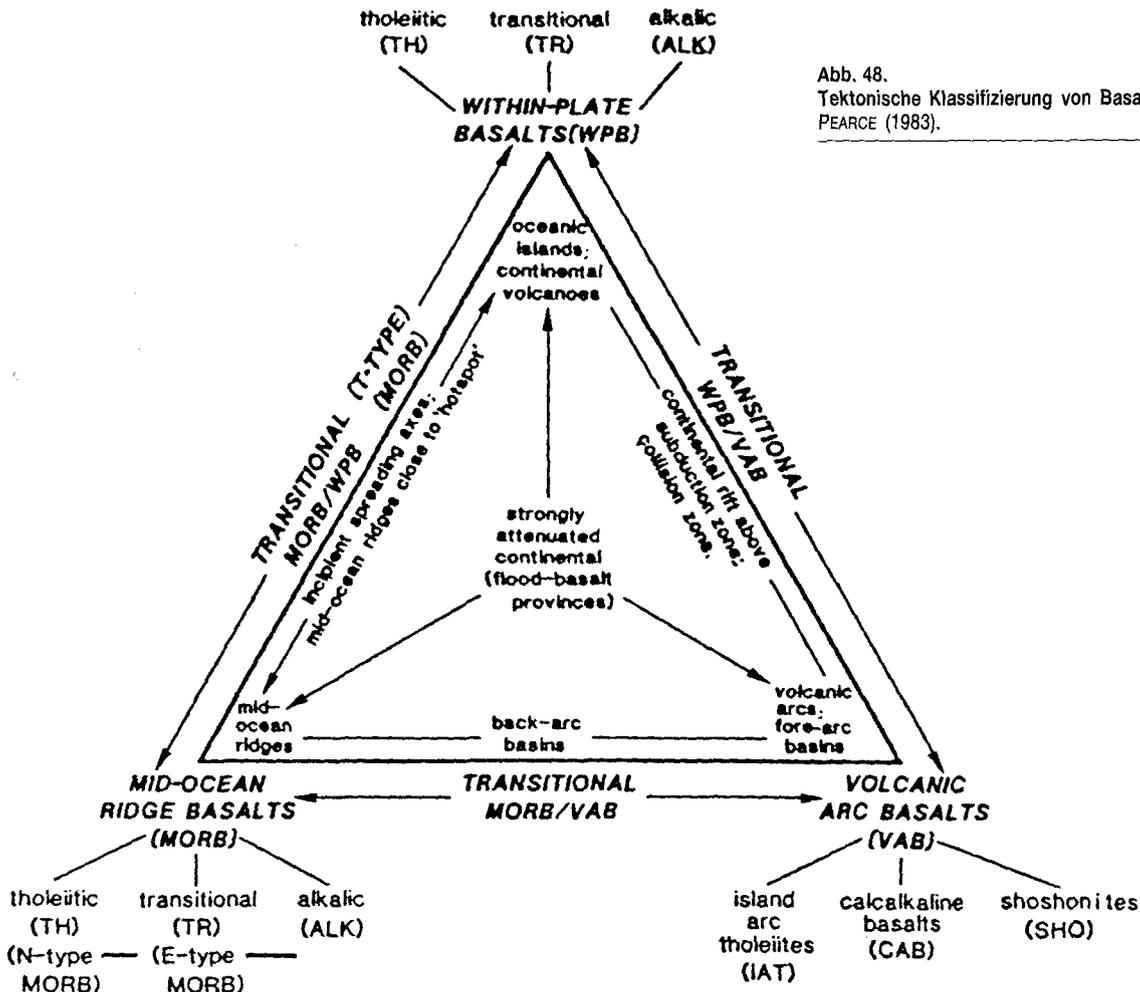


Tabelle 15.

Übersicht über die wichtigsten Unterscheidungskriterien der drei Hauptbildungsbereiche die für die basischen Magmatite der NGZ in Frage kommen, zusammengestellt nach Literaturdaten.

konvergierende Plattengrenzen Inselbögen	divergierende Plattengrenzen mittelozeanische Rücken (MORB)	innerhalb einer Platte Ozeanische Inseln
breites SiO <sub>2</sub> Spektrum (Basalt - Andesit - Dazit) bimodale SiO <sub>2</sub> Verteilung Kalkkalibasalte und Andesite Shoshonite (K-reich) Tholeiite selten Alkalibasalte	keine Assoziation mit Vulkaniten mit SiO <sub>2</sub> ( 55%) Überwiegend Tholeiite 'transitional' Basalte untergeordnet Alkalibasalte typische Ophiolitsequenz	vorwiegend basaltisch Alkalibasalte überwiegen Tholeiite (chemisch ähnlich MORB) 'transitional' Basalte Förderung fraktionierter Magmen (- 65 % SiO <sub>2</sub> ) möglich (Aufstauungsphase)
fraktionierte Magmen	primitive, primäre Magmen	primitive bis fraktionierte Magmen
explosiver Vulkanismus (Vulkaniklastika verbreitet)	kein explosiver Vulkanismus (Vulkanikl. sehr untergeordnet)	explosiver Vulkanismus (Vulkaniklastika weit verbreitet)
Phänokristalle Cpx, Plag, +Ol	Phänokristalle Ol und Plag keine Cpx	Phänokristalle Cpx, Plag, Ol
reich an volatilen Anteilen (aus der subduzierten Platte zugef.)	arm an volatilen Anteilen	
mittlere Zusammensetzung (Gew.-% bzw. ppm): Inselbogen - Tholeiit    Kalkkalibasalt SiO <sub>2</sub> 53.00 (45.00-70.00) 52.50 TiO <sub>2</sub> 0.81 (0.30-1.20) 1.07 (0.10-1.30) Na <sub>2</sub> O (1.10-4.50) (2.50-5.50) K <sub>2</sub> O 0.43 (1.10-2.50) 0.94 (0.10-2.50) P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.08 (0.02-0.50) 0.19 (0.02-0.50) Rb ( 3- 10) ( 0- 50) Sr 231 ( 100-1000) 428 ( 100- 700) Ni ( 0- 100) ( 0- 300) Cr 110 ( 0- 150) 160 ( 0- 900) Zr ( 40- 130) ( 40- 150) Y 17 22	49.00 (45.00-51.00) 1.46 ( 0.80- 2.50) ( 1.70- 3.10) 0.71 ( ( 0.40) 0.16 ( ( 0.25) ( 0- 20) 159 ( 50- .250) 110 ( 30- 200) 380 ( 100- 500) ( 40- 200) 30	SiO <sub>2</sub> (45.00-65.00) TiO <sub>2</sub> ( 0.20- 5.00) K <sub>2</sub> O < 1.2 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.25 (Th.); 0.64 (Akb.) Sr 566 Ni 80 Cr 352 (Th.); 536 (Akb.) Y 26
niedriges TiO <sub>2</sub> (im Mittel 0.80 bei Thol.; 0.98 bei Akb.)	hohes TiO <sub>2</sub> (im Mittel 1.46)	hohes TiO <sub>2</sub> (im Mittel 2.20 bei Thol.; 2.90 bei Akb.)
Zr/Y gering Zr sehr gering: 40 (Th), 70 (Akb);	Zr/Y gering Zr gering (im Mittel 96 ppm)	Zr/Y hoch Zr hoch : 149 (Th), 213 (Akb)
Verhältnis Zr/TiO <sub>2</sub> nicht linear (linear bei beginnenden intraoz. Inselb.)	Verhältnis Zr/TiO <sub>2</sub> linear	
FeO*/MgO hoch ( > 1.5)	FeO*/MgO gering ( < 1.5)	FeO*/MgO : 0.5 - 2.5
geringer als MORB: TiO <sub>2</sub> , Zr, Cr, Ni: (gilt nur für Frühstadium)  höher als MORB: K <sub>2</sub> O, Rb, Ba, Sr: (gilt nur für Frühstadium)	geringer als alle anderen Basalte: K <sub>2</sub> O, Rb, Ba, Sr:  höher als mit Subduktionsz. verb. Bas.: TiO <sub>2</sub> , Zr, Cr, Ni;	tholeiit. Folge: ähnlich MORB aber mit höherem TiO <sub>2</sub> , K <sub>2</sub> O, Ba; alkalibas. Folge: TiO <sub>2</sub> , K <sub>2</sub> O, Ba, Sr höher als die anderen Basalte; die meisten Spurenelemente sind höher als bei den anderen Basalten;
flache REE-Verteilungskurven (Frühstadi.) leichte REE angereichert (Kalkkalib.)	verarmt an leichten REE	LREE angereichert

nach: BAS. VOLC. STUD. PROJ. (1981), BRYAN (1983), FISHER (1984), HART et al. (1972), JAKES & WHITE (1972), MIYASHIRO (1974, 1975), ROGERS et al. (1984);

Die basischen Magmatite der NGZ wurden von verschiedenen Autoren schon beinahe jeder möglichen plattentektonischen Position zugeordnet (vgl. 1.3.):

- Zugehörigkeit zu einem Inselbogen-System; HÖLL & MAUCHER (1976), LOESCHKE (1977); gesamte NGZ.
- „Back arc basin“-Bildungen über einer Subduktionszone; FRISCH et al. (1984); gesamte NGZ.
- „Spreading zone“ in Zusammenhang mit einem „Taphrogeosynkinalstadium“; COLINS et al. (1980), MOSTLER (1984); westliche NGZ.
- Intraplatten-Bildungen; KOLMER (1978); östliche NGZ.
- MORB-Typ, kontinentaler Riftbereich; SCHÄFFER & TARKIAN (1984); östliche NGZ.
- Epikontinentales „marginal basin“; TARKIAN & GARBE (1988); westl. NGZ.

Die geotektonische Einordnung unbekannter Paläovulkanite wird durch Vergleich mit den Eigenschaften von Abfolgen in bekannter Position getroffen. Dazu dienen

insbesondere die Unterschiede im Chemismus der Basalte. Die Darstellung dieser Zusammenhänge erfolgt in Diskriminanzdiagrammen. Tab. 15 gibt eine Übersicht über die wichtigsten Charakteristika der 3 Hauptbildungsbereiche submariner basaltischer Abfolgen.

Aufgrund der starken alterationsbedingten Verschiebungen im Chemismus der untersuchten Gesteine (vgl. 7.2.) können auch hier eine Vielzahl von Diskriminanzdiagrammen nicht verwendet werden (vgl. 7.4., 7.6.1.). Die im folgenden verwendeten Diagramme beruhen auf immobilen Elementen und sind auf ihre Verwendbarkeit für Paläofolgen getestet (z.B. PEARCE & NORRY, 1979; SMITH & SMITH, 1976).

Eines der wichtigsten Unterscheidungsmerkmale zwischen Inselbogen- und Ozeanboden-Basalten ist der Gehalt an Ti. Inselbogen-Basalte sind durch niedrige, Ozeanboden-Basalte durch hohe Ti-Werte charakteri-

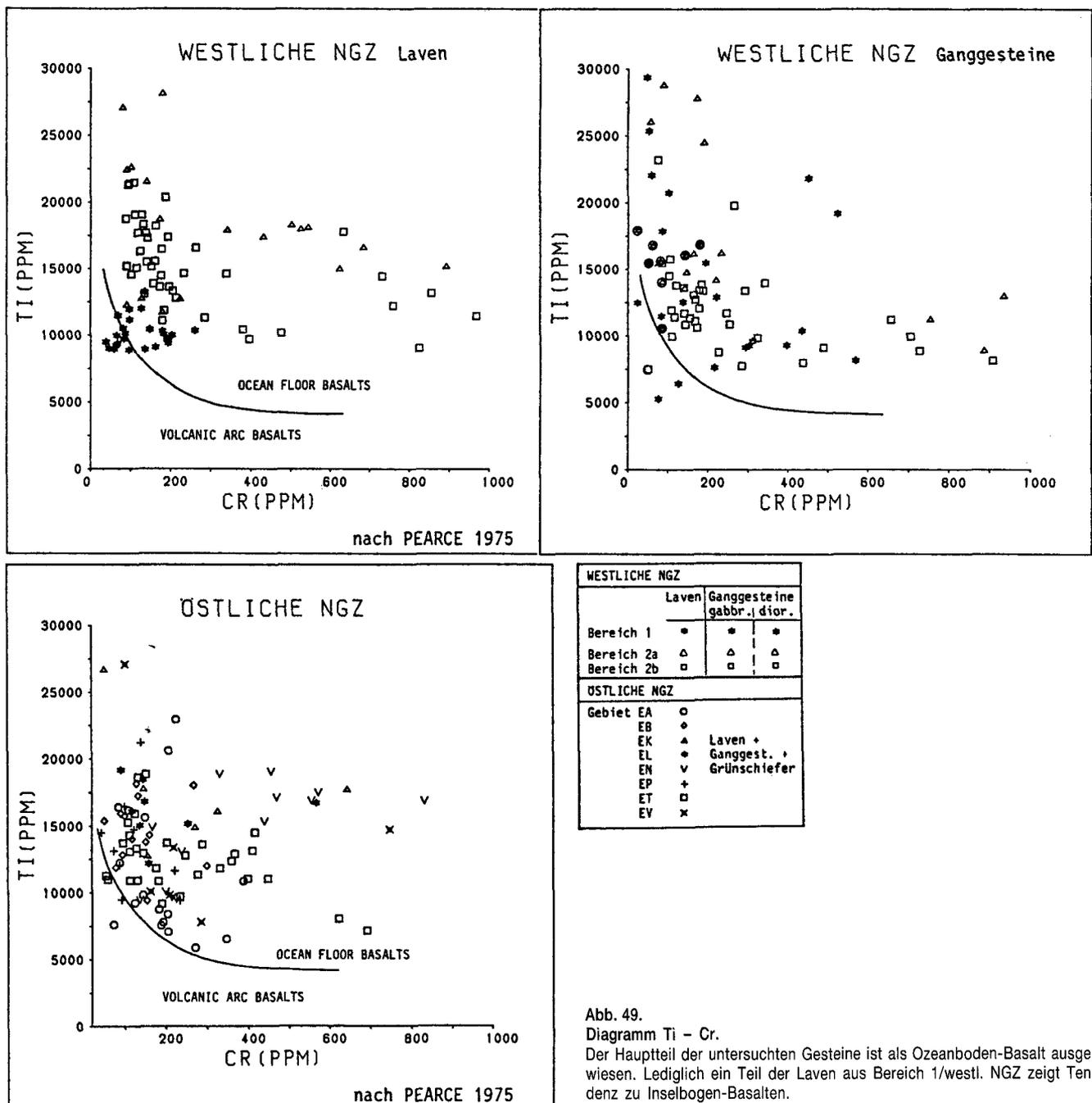
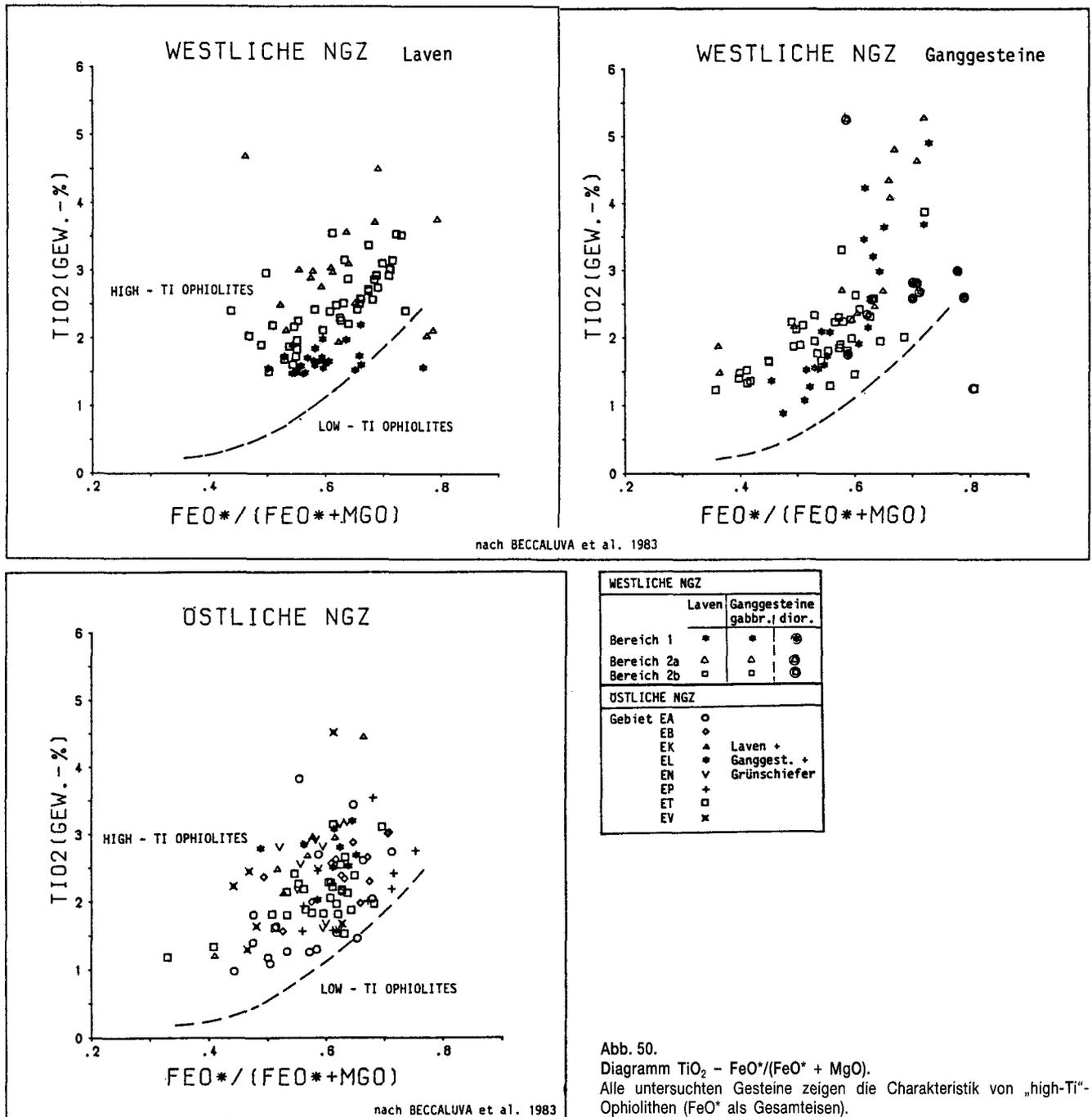


Abb. 49. Diagramm Ti - Cr. Der Hauptteil der untersuchten Gesteine ist als Ozeanboden-Basalt ausgewiesen. Lediglich ein Teil der Laven aus Bereich 1/westl. NGZ zeigt Tendenz zu Inselbogen-Basalten.

siert. Im Diagramm Ti - Cr (GARCIA, 1978; PEARCE, 1975) wird Ti als inkompatibles Element gegen Cr als Fraktionierungsindex aufgetragen (Abb. 49, Tab. 16). Der Hauptteil der Gesteine der westlichen NGZ und, von wenigen Ausnahmen abgesehen, alle Gesteine der östlichen NGZ kommen im Feld der Ozeanboden-Basalte zu liegen. Ein Teil der Laven und Intrusivgesteine aus den Bereichen 2a und 2b der westlichen NGZ weist hohe Cr-Werte auf. Auch die intermediären Ganggesteine liegen im Bereich geringer Cr- und hoher Ti-Werte im Feld der Ozeanboden-Basalte. Ein Teil der Gesteine aus Bereich 1 (vorderes Saalachtal) streut ins Inselbogen-Basalt-Feld.

BECCALUVA et al. (1983) und SERRI (1981) unterscheiden innerhalb der gabbroiden Komplexe von Ophiolithen zwischen „high-Ti“- und „low-Ti“-Typen. „High-Ti“- Ophiolithe sind typische MORB-ähnliche Magmen (Vorkommen an ozeanischen Rücken und gut entwick-

elten „marginal basins“), „low-Ti“-Ophiolithe umfassen ein weites Spektrum von in Zusammenhang mit Subduktionszonen entstandenen Ophiolithen („spreading“-Prozesse oberhalb einer Subduktionszone, Frühstadium intraozeanischer „back-arc basins“ und Inselbögen). Die beiden Ophiolitharten werden anhand des Diagramms  $TiO_2 - FeO^*/(FeO^* + MgO)$  (= „Mafic Index“;  $FeO^*$  = Gesamteisen als  $FeO$ ) getrennt. Alle untersuchten Gesteine fallen, von vereinzelt Ausreißern abgesehen, ins Feld der „high-Ti“-Ophiolithe (Abb. 50, Tab. 16). Auch SUN & NESBITT (1978) unterscheiden zwischen wenig fraktionierten „high-Ti“- und stark fraktionierten „low-Ti“-Basalten. Letztere werden nicht an ozeanischen Rücken gebildet, sondern stehen in der Regel in Zusammenhang mit Subduktionszonen. Für die basischen Magmatite der NGZ können demnach keine Indizien für einen mit einer Subduktionszone verbundenen Magmatismus gefunden werden.



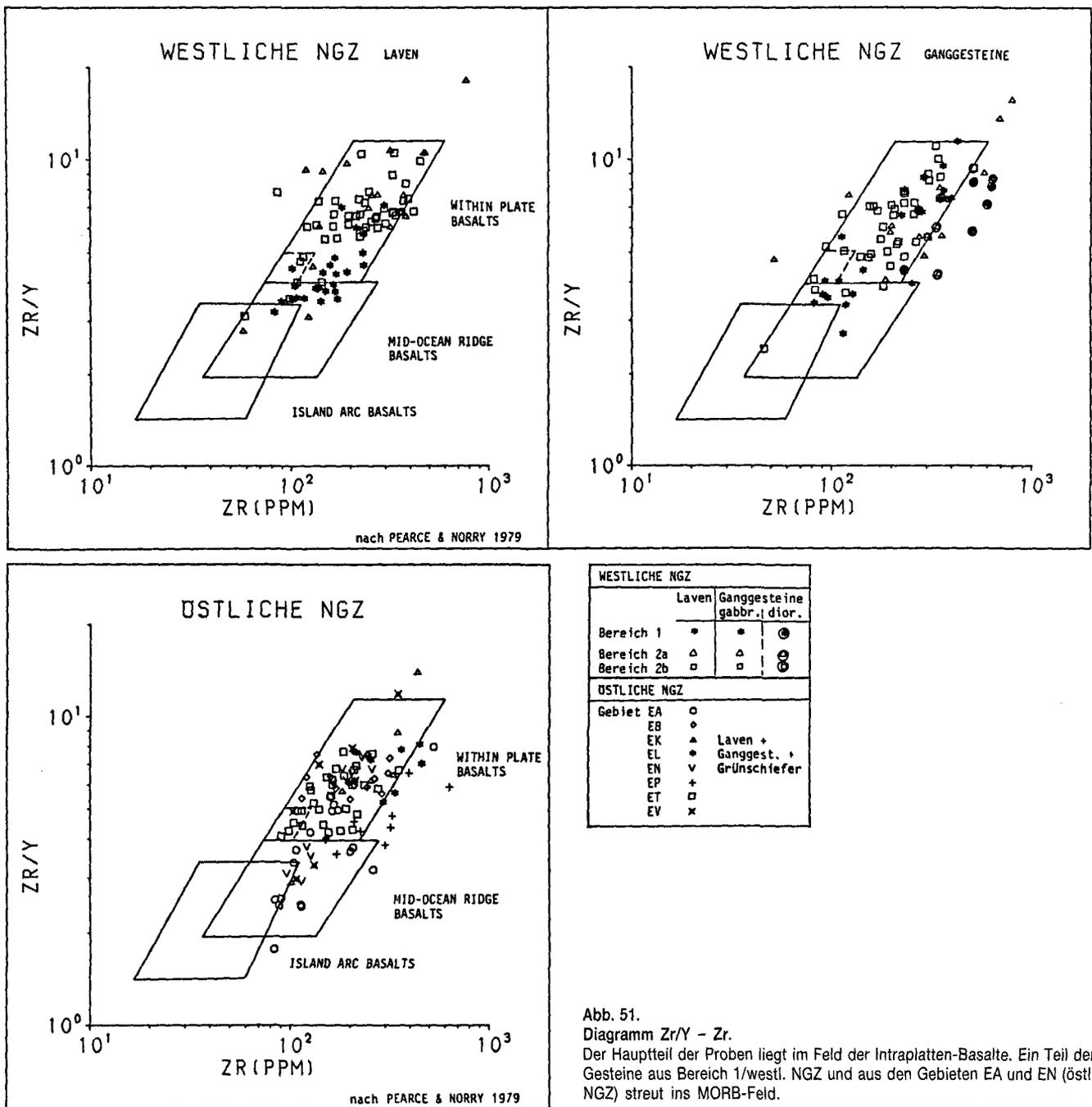


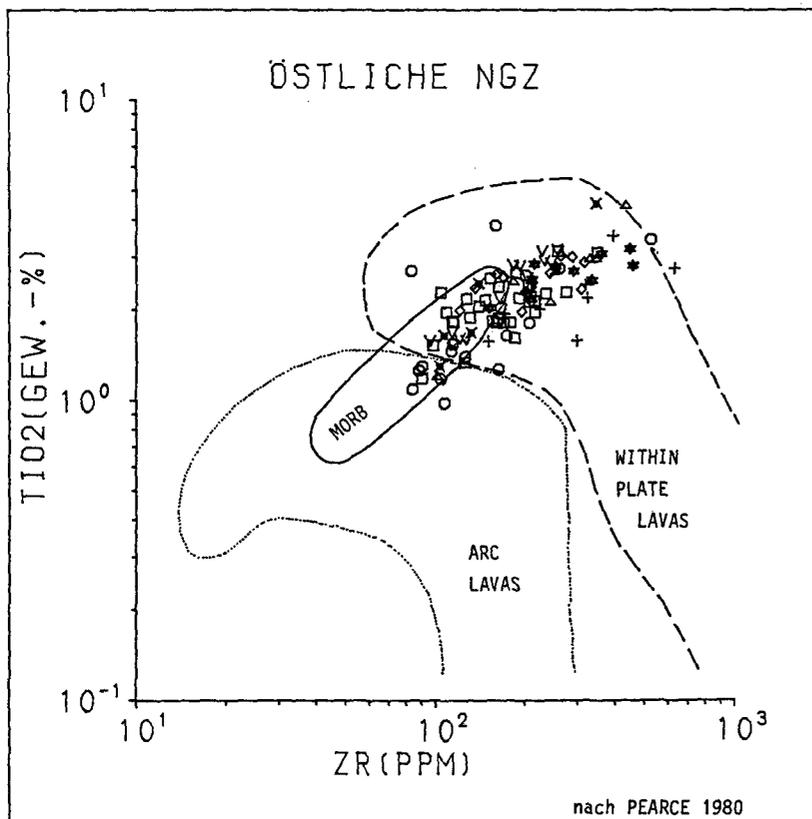
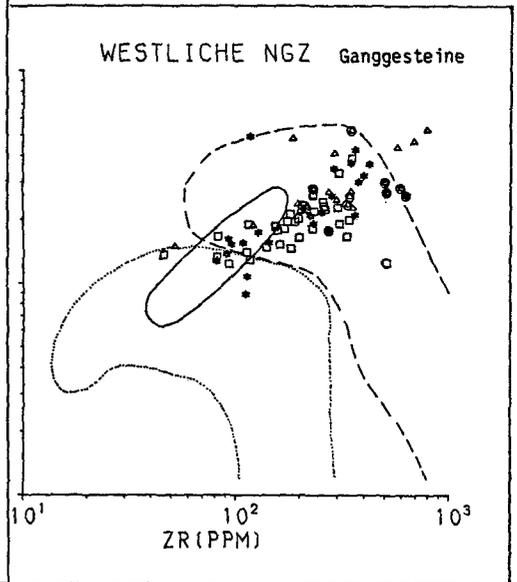
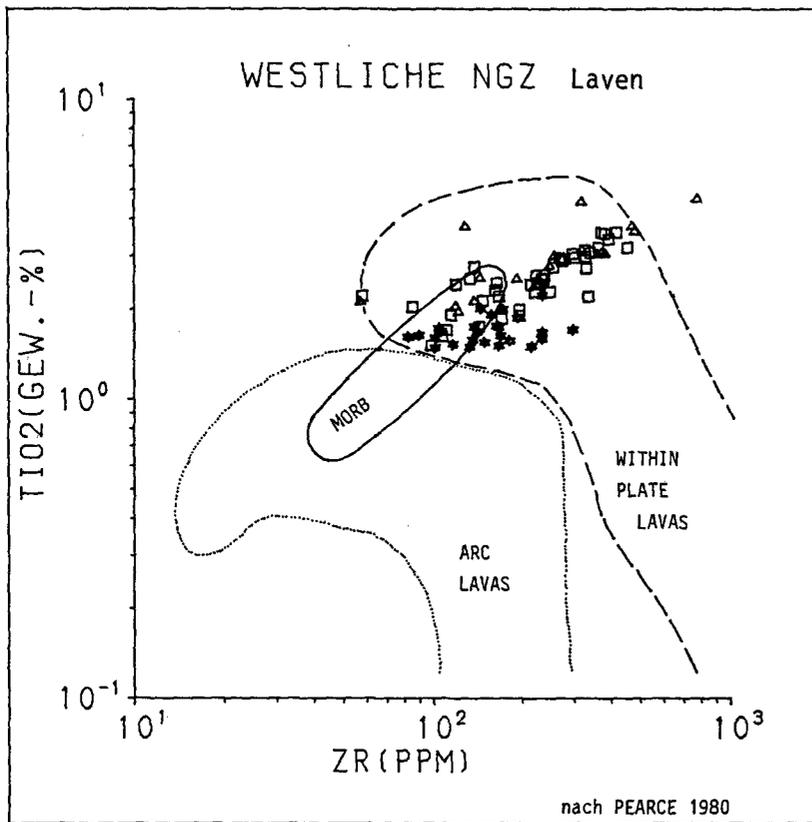
Abb. 51. Diagramm Zr/Y - Zr. Der Hauptteil der Proben liegt im Feld der Intraplatten-Basalte. Ein Teil der Gesteine aus Bereich 1/westl. NGZ und aus den Gebieten EA und EN (östl. NGZ) streut ins MORB-Feld.

Im Diagramm Zr/Y - Zr (PEARCE & NORRBY, 1979; Abb. 51) werden diese Unterschiede deutlich. Der Bereich der Inselbogen-Basalte ist nicht belegt. Der Großteil der untersuchten Proben folgt dem „Anreicherungstrend“ zu hohen Zr/Y-Werten, wie ihn z.B. auch typisch die Gesteine von Hawaii aufweisen (PEARCE & NORRBY, 1979). Die Proben aus der westlichen NGZ liegen vorwiegend im Feld der Intraplatten-Basalte (WPB). Eine regionale Gliederung wird vor allem bei den Laven deutlich. Während die Proben aus Bereich 2 ins WPB-Feld fallen, zeigen die Laven aus Bereich 1 niedrigere Zr/Y-Verhältnisse und streuen dementsprechend ins MORB-Feld. Das Verhalten der intermediären Gesteine läßt hier keine klare Aussage zu; sie tendieren zu Intraplatten-Basalten, liegen aber großteils im nicht mehr definierten Bereich. Auch die Gesteine der östlichen NGZ sind vorwiegend als WPB zu charakterisieren; der Großteil der Proben aus Gebiet EA und ein Teil der

Proben aus den Gebieten EN und EV fällt ins MORB-Feld (vgl. Tab. 16).

Auch im Diagramm TiO<sub>2</sub> - Zr (PEARCE, 1980; Abb. 52, Tab. 16) liegen nur einige Ausreißer im Feld der Inselbogen-Basalte. Die untersuchten Gesteine weisen die für Intraplatten-Laven typischen hohen Gehalte an TiO<sub>2</sub> und Zr auf (vgl. 7.6.1.). Auch der Überlappungsbereich mit dem Feld der MORB-Zusammensetzung wird von einem Teil der Proben belegt. Hier ergibt sich jedoch keine Korrelation mit den in Abb. 51 ins MORB-Feld fallenden Proben.

Eine differenzierte Trennung der verschiedenen geotektonischen Bereiche für ozeanische Basalte entwickelte MULLEN (1983). Im Diagramm MnO - TiO<sub>2</sub> - P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Abb. 53) ergeben sich für die Gesteine der NGZ Eigenschaften, die gut mit den Ergebnissen aus Kap. 7.6.1. und den vorangegangenen Diagrammen korrelieren. Die Laven aus Bereich 1/westliche NGZ liegen klar im



WESTLICHE NGZ			
	Lavas		Ganggesteine gabbr.   dior.
Bereich 1	*	*	●
Bereich 2a	△	△	⊙
Bereich 2b	□	□	⊕
ÖSTLICHE NGZ			
Gebiet	EA	○	
	EB	◇	
	EK	▲	Lavas +
	EL	*	Ganggest. +
	EN	∇	Grünschiefer
	EP	+	
	ET	□	
	EV	x	

Abb. 52.  
Diagramm TiO<sub>2</sub> - Zr.  
Für die untersuchten Gesteine ergibt sich keine Tendenz zu Inselbogen-Lavas. Sie sind als Intraplatten-Lavas charakterisiert bzw. streuen in den Überlappungsbereich mit der MORB-Zusammensetzung.

MORB-Feld, mit leichter Streuung ins Feld der Inselbogen-Tholeiite. Die Intrusiva folgen diesem Trend, allerdings weniger deutlich. Die Gesteine der Bereiche 2a und 2b/westliche NGZ sind vorwiegend als Ozeaninsel-Alkalibasalte bzw. mit geringerem Anteil als Ozeaninsel-Tholeiite ausgewiesen. Auch hier ergibt sich eine

geringe Streuung zu Inselbogen-Tholeiiten. Wie in den vorhergehenden Diagrammen zeigen die intermediären Ganggesteine kein eigenständiges Verhalten; sie sind hier vorwiegend als Ozeaninsel-Bildungen ausgewiesen. Für die Proben aus der östlichen NGZ ergibt sich eine etwas bessere regionale Trennung als bisher.

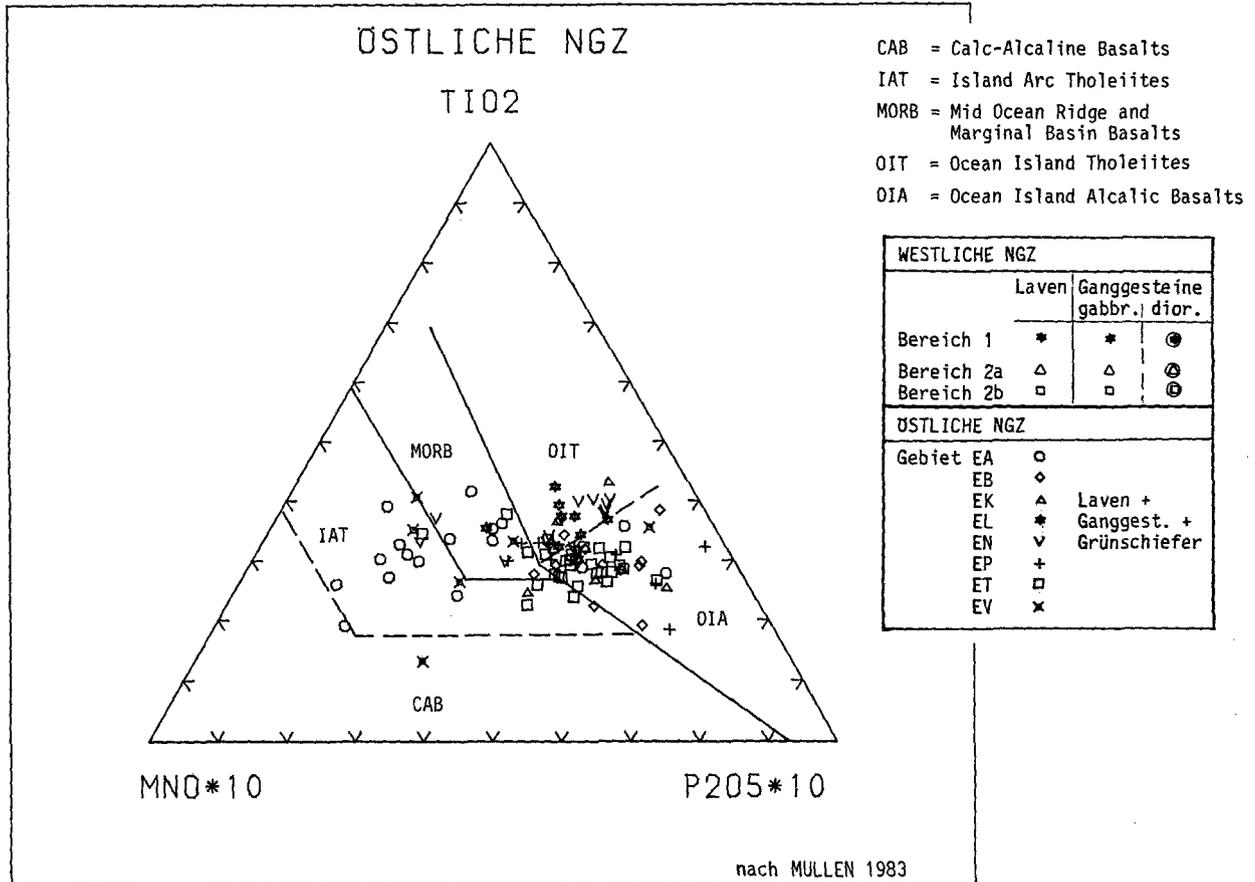
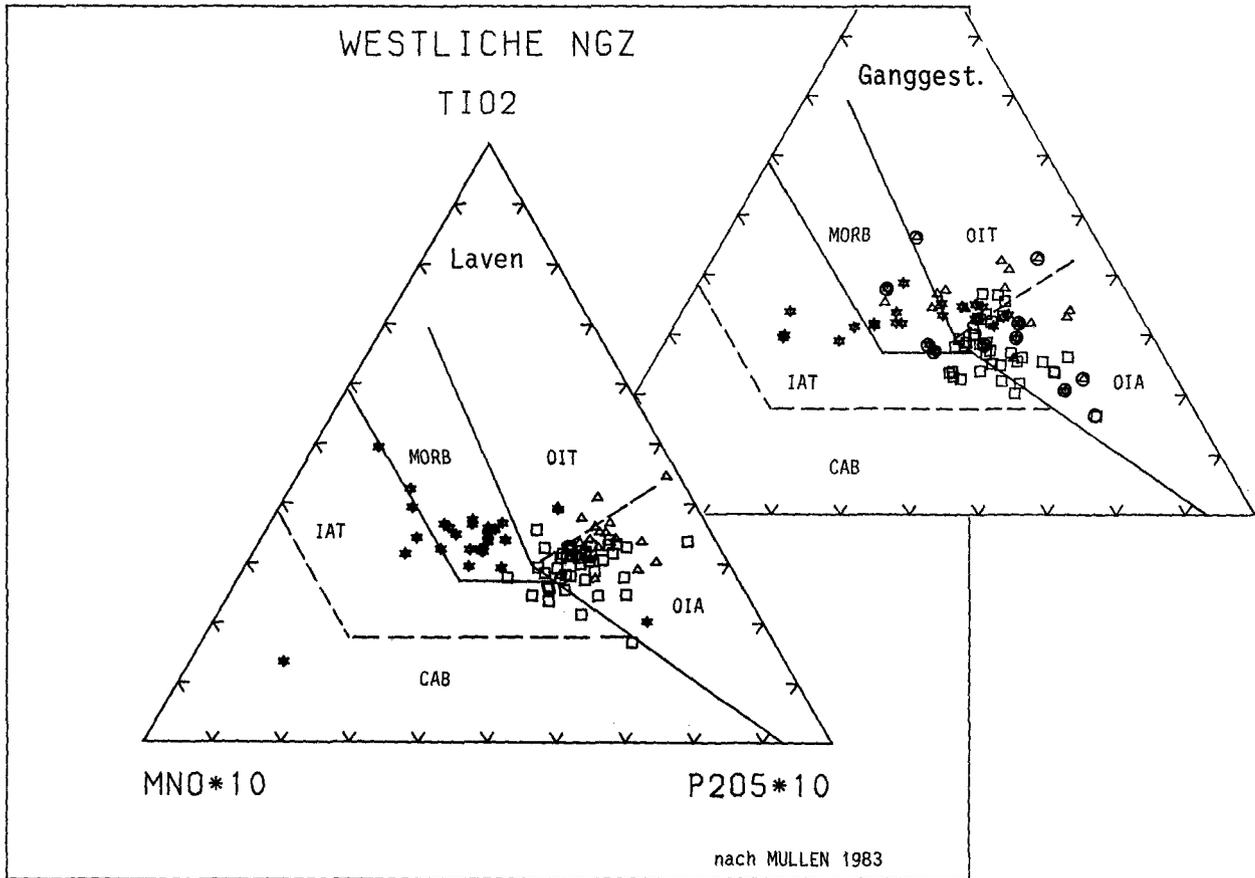


Abb. 53.

Diagramm MnO - TiO<sub>2</sub> - P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Die Gesteine der westlichen NGZ teilen sich auf in MORBs (Bereich 1) und Ozeaninsel-Basalts (Bereich 2). Bei Gabbros und Laven aus Bereich 1 wird eine geringe Tendenz zu Inselbogen-Tholeiiten deutlich. Auch die Proben aus der östlichen NGZ fallen vorwiegend ins Feld der Basalte Ozeanischer Inseln. Nur Gebiet EA streut über das MORB-Feld in den Bereich der Inselbogen-Tholeiite.

Auch hier liegt die Hauptmenge in dem für Basalte Ozeanischer Inseln typischen Bereich. Die Gebiete ET, EB und EK sind vorwiegend als Ozeaninsel-Alkalibasalte, die Gebiete EL und EN als Ozeaninsel-Tholeiite charakterisiert. Gebiet EA streut über das MORB-Feld hinaus deutlich zu den Inselbogen-Tholeiiten (vgl. Tab. 16).

Das Feld der Basalte Ozeanischer Inseln ist nach MULLEN (1983) jedoch nicht eindeutig definiert. In diesen Bereich können auch an Riftzonen gebundene Intraplatten-Basalte sowie Basalte aus „back arc“-Regionen fallen. Eine eindeutige Charakterisierung von Ozeaninsel-Bildungen ist aufgrund dieses Diagramms also nicht möglich.

Anhand der Diskriminanzdiagramme muß der Entstehungsraum des Großteils der basischen Magmatite der NGZ einer Position innerhalb einer Platte zugeordnet werden. Dies bestätigen auch die Y/Nb-Verhältnisse. Intraplatten-Alkalibasalte zeigen typische, geringe Y/Nb-Verhältnisse ( $<1,5$ ; BICKLE & PEARCE, 1975). Die Proben aus Bereich 2/westliche NGZ und der überwiegende Teil der Proben aus der östlichen NGZ weist diese charakteristischen niedrigen Werte auf (z.B. Mittelwert Y/Nb Ber. 2: 0,68; vgl. Anh. A<sub>2</sub>).

Mit Hilfe der vorliegenden Daten kann über eine ozeanische oder kontinentale Herkunft der basischen Gesteine der NGZ nicht entschieden werden. Zur Klärung dieser Frage eignen sich am besten Isotopenverhältnisse (z.B. NORRY & FITTON, 1983). Trennungen anhand der Haupt- und Spurenelement-Gehalte oder der REE sind in erster Linie für Inselbogen-Gesteine möglich (HOLM, 1982; PEARCE, 1982, 1983, 1983a). Weitere Möglichkeiten, wie das K/Rb Verhältnis (HART, 1969, 1971) oder das Diagramm  $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$  (PEARCE et al., 1975) sind, da sie auf dem extrem mobilen Element K beruhen (vgl. 7.2.), hier nicht zu verwenden.

### Zusammenfassung

Der geotektonische Entstehungsraum der basischen Magmatite der NGZ kann anhand der Haupt- und Spurenelement-Charakteristik wie folgt eingegrenzt werden:

- Alle Gesteine gehören der „high-Ti“-Serie an; diese ist typisch für ozeanische Rücken, gut entwickelte „marginal basins“ und Ozeanische Inseln, sie tritt nicht in direktem Zusammenhang mit Subduktionszonen auf.
- Für den Hauptteil der untersuchten Gesteine kann eine Inselbogen-Position ausgeschlossen werden.
- Wie schon bei den Untersuchungen zur Magmencharakteristik ergeben sich auch hinsichtlich der geotektonischen Position keine Unterschiede zwischen Laven und gabbroiden Ganggesteinen aus den einzelnen Untersuchungsbereichen. Diese Gesteinsgruppen werden daher zusammengefaßt.
- Die bisherige regionale Gliederung wird bestätigt, die Regionalgruppen gehören zwei Bereichen unterschiedlicher plattentektonischer Charakteristik an:
  - Intraplatten-Basalte:  
Die Proben aus Bereich 2 der westlichen NGZ (hinteres Saalachtal) und den Gebieten EB, EK, EL, EP und ET der östlichen NGZ, und damit der Großteil der untersuchten Gesteine, zeigen die Eigenschaften von Intraplatten-Basalten. Sie lassen sich, wenn auch

nicht ganz eindeutig, Ozeaninsel-Alkalibasalten bzw. -Tholeiiten zuordnen.

### - Gesteine mit Eigenschaften zwischen MORB - IAT - WPB:

Die tholeiitischen Gesteine aus Bereich 1 der westlichen NGZ (vorderes Saalachtal) zeigen die Eigenschaften von Basalten ozeanischer Rücken. Eine, wenn auch sehr undeutliche, Tendenz zu Inselbogen-Tholeiiten läßt sich feststellen, daneben zeigen sich Affinitäten zu Intraplatten-Laven. Ganz ähnlich stellt sich auch das Untersuchungsgebiet EA der östlichen NGZ dar. Gesteine mit „Übergangsschemie“ treten in „marginal basin“- bzw. „back-arc basin“-Bereichen auf (z.B. PEARCE, 1980; vgl. 7.8.).

- Die intermediären Ganggesteine weichen hinsichtlich der geochemischen Eigenschaften kaum von der basaltischen Gruppe ab. Es ergeben sich auch hier keine Hinweise, die diese Gesteinsgruppe als eigenständige Magmen ausweisen würden (vgl. 7.6.1.), auch konnte kein Zusammenhang mit einem Subduktionsmagmatismus gefunden werden.
- Die Probengruppen EN und EV aus der östlichen NGZ (Grünschiefer) verhalten sich sehr uneinheitlich und sind dadurch schwer zu interpretieren (vgl. 7.6.3.). Eine Tendenz zu Intraplatten-Basalten überwiegt.

Der geotektonische Bildungsraum der untersuchten Gesteine ist demnach vorwiegend auf eine Intraplatten-Position einzugrenzen. Für den Hauptteil der Gesteine der NGZ besteht keine Verbindung mit einer aktiven Plattengrenze. Die Zugehörigkeit zu einem entwickelten Inselbogen kann völlig ausgeschlossen werden, für einige Gesteinsgruppen (vorderes Saalachtal und Gebiet EA) bleibt die Möglichkeit einer weitläufigen Verbindung mit einer Subduktionszone („marginal basin“) offen.

Mit Hilfe der REE und einiger weiterer Spurenelemente wird im folgenden (7.6.3.) die Genese der basischen Magmatite der NGZ weiter diskutiert.

### 7.6.3. Die Verteilung der REE - petrogenetisch-geotektonische Deutung

Die Frage nach dem geotektonischen Bildungsraum der basischen Magmatite der NGZ konnte mit Hilfe der Haupt- und Spurenelementgeochemie nicht ganz zufriedenstellend gelöst werden (vgl. 7.6.2.). Die zusätzliche Analyse der REE-Gehalte einer repräsentativen Probenauswahl bietet eine weitere Möglichkeit, Aussagen zu Magmengenenese und Geotektonik der stark alterierten Sequenzen zu treffen (vgl. 7.1., 7.4.). Da die Analysen erst kurz vor Abschluß vorliegender Arbeit fertiggestellt waren, ist es nicht mehr möglich, die Ergebnisse hier in voller Breite darzustellen. Eine differenzierte Bearbeitung findet sich in SCHLAEGEL (1988) und HEINISCH et al. (in Vorb.). Zahl und Art der untersuchten Proben ist in Tab. 11 zusammengestellt.

Die verschiedenen, am mittelozeanischen Rücken definierten, aber auch in anderen geotektonischen Positionen auftretenden Basaltarten werden insbesondere anhand der REE-Gehalte und anhand typischer Isotopenverhältnisse unterschieden (SCHILLING, 1975; SUN et al., 1979; SAUNDERS, 1984; SAUNDERS et al., 1980; WOOD et al., 1979):

Tabelle 16.  
Zusammenstellung der Ergebnisse der Diskriminanzdiagramme für die östliche NGZ, gegliedert nach Untersuchungsgebieten und Gesteinsgroßgruppen.  
● = alle bzw. ein Großteil der Proben; ○ = ein kleinerer Teil der Proben; (○) = die Proben liegen größtenteils außerhalb des definierten Bereichs.

Gebiet	EA (17)		EB (14)		EK (7)		EL (9)	EN (13)	EP (9)	ET (30)		EV (6)		Diagramm (nach)
	Intr.+Lav. (8)	Grsch. (3)	Intr.+Lav. (6)	Grsch. (8)	Intr.+Lav. (5)	Grsch. (2)	Grsch. (9)	Grsch. (13)	Grsch. (9)	Intr.+Lav. (8)	Grsch. (22)	Intr. (2)	Grsch. (4)	
Sub-Alkaline B. Alkaline B. Andesite	● — —	● — —	● — —	○ ○ —	○ ○ —	○ ○ —	● — —	● — —	○ — ○	● ○ —	● — —	● — —	● — —	SiO <sub>2</sub> -Zr/TiO <sub>2</sub> (Floyd et al. 1978)
Sub-Alkaline B. Alkaline B. Andesite	● — —	● — ○	● — —	● — —	● — —	● — —	● — ○	● — —	○ — ○	● — ○	● — ○	● — —	● — ○	Zr/TiO <sub>2</sub> -Ga (Floyd et al. 1978)
Tholeiite Alkaline B.	● —	● ○	○ ●	— ●	● —	— —	● —	● —	● —	○ ●	○ —	○ ○	● ○	TiO <sub>2</sub> -Zr/P2O <sub>5</sub> (Winchester et al. 1976)
abys. Thol. Tholeiite Calcalc. B.	● — —	● — —	● — —	(○) — —	● — —	— — —	● — —	● — —	(○) — —	● — —	● — —	● — —	● — —	FeO*-FeO*/MgO (Miyashiro et al. 1975)
Tholeiitic Calcalc. B. Komatiitic	● — —	● — —	● — —	● — —	● — —	— — —	● — —	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -FeO**+TiO <sub>2</sub> -MgO (Jensen 1976)						
Ocean floor B. Volcanic Arc B.	● —	● —	● —	● —	● —	— —	● —	Ti-Cr (Pearce 1975)						
High-Ti Ophio. Low-Ti Ophio.	● —	● —	● —	● —	● —	— —	● —	TiO <sub>2</sub> -FeO*/FeO+MgO (Beccaluva et al. 1983)						
Within Plate B. Mid-Ocean R. B. Island Arc B.	○ ● —	● ○ —	● — —	● — —	● — —	— — —	● — —	○ ○ —	(○) — —	● — —	● — —	● — —	○ ○ —	Zr/Y-Zr (Pearce et al. 1979)
Within Plate L. Morb+WPB Morb+Arc L. Arc Lava	○ ○ ○ —	● — — —	● ○ — —	● — — —	● — — —	— — — —	● — — —	● ○ — —	○ — — —	○ ○ — —	● — — —	— — — —	— ● — —	TiO <sub>2</sub> -Zr (Pearce 1980)
O. Isl. Thol. O. Isl. Akb. MORB Island Arc Thol. Calcalc. B.	— — ○ ● —	— ● ○ ○ —	○ ● — — —	— ● — — —	○ ● — — —	— — — — —	● ○ ○ — —	● — ○ — —	— ● ○ — —	○ ● ○ ○ —	— ○ — ○ —	— ○ — ○ —	— ○ ○ ○ ○	MnO-TiO <sub>2</sub> -P2O <sub>5</sub> (Mullen 1983)

- „N-type“ = „normal type“-Basalte sind die typischen, an normalen Segmenten mittelozeanischer Rücken geförderten, „primitiven“ („depleted“) tholeiitischen Basalte. Sie zeichnen sich durch geringe Gehalte bzw. Verarmung an K, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta und leichten REE („most HYG-elements“; SAUNDERS et al., 1980) aus.
- „E-type“ oder „P-type“ = „enriched type“- oder „plume type“-Basalte sind deutlich an „most HYG-elements“ angereicherte Basalte, deren Anreicherung allgemein auf einen „hot spot“ oder „mantle plume“ zurückgeführt wird. Solche Gesteine sind typisch für „anomalous ridge segments“ (z.B. Island), sie können auch in „back-arc basins“ und Teilen von Inselbögen auftreten. Noch stärker an leichten REE angereichert als „E-type“-MORBs sind in der Regel alkalische Basalte Ozeanischer Inseln (BAS. VOLC. STUD. PROJ. 1981).
- „T-type“ = „transitional type“-Basalte bilden einen Übergangstyp zwischen den beiden oben genannten Basalttypen. Sie können an leichten REE an- oder abgereichert sein, sind aber immer chemisch deutlich unterschiedlich zum „N-type“-MORB.

Wie unter 7.2. gezeigt, können die REE-Verteilungsmuster aufgrund der geringen Mobilität der REE auch bei stark alterierten Basaltsequenzen als petrogenetische Indikatoren gelten (z.B. HAJASH, 1984; vgl. 7.4.).

Anhand der chondritnormierten Verteilungsmuster (Normierung siehe 7.1.1.) sind in Abb. 54 und 55 die REE-Gehalte der untersuchten Gesteine dargestellt. Dabei werden die Unterschiede zwischen den schon

bekannteren Regionalgruppen weiter verdeutlicht. Die unten gemachten Aussagen beziehen sich auf die chondritnormierten REE-Gehalte ( $REE_{cn}$ ).

Innerhalb der westlichen NGZ ergeben sich wieder drei Gruppen unterschiedlicher geochemischer Charakteristik (vgl. 7.6.2.; Abb. 54). Die Proben aus Bereich 1 (vorderes Saalachtal, vgl. Tab. 11) zeichnen sich durch relativ flache Verteilungsmuster und eine geringe Anreicherung der leichten  $REE_{cn}$  (im folgenden LREE) gegenüber den schweren  $REE_{cn}$  (im folgenden HREE) aus. Zwei Untergruppen sind hier zu unterscheiden: Die dioritischen Ganggesteine zeigen gegenüber den basischen Gesteinen (Laven und Gabbros) durchwegs deutlich erhöhte REE-Gehalte, sie weisen im Vergleich zu allen anderen Gesteinen der NGZ die höchsten REE-Gehalte auf.

Deutlich verschieden zu Bereich 1 stellen sich die Gesteine aus Bereich 2 (hinteres Saalachtal, vgl. Tab. 11) dar. Hier sind in allen Proben die LREE<sub>cn</sub> gegenüber den HREE<sub>cn</sub> stark angereichert (Abb. 54). Zwischen den beiden Teilbereichen (Bereich 2a und 2b, vgl. Tab. 11) ergeben sich, wie schon in den vorangehenden Diskriminanzdiagrammen (vgl. 7.6.2.) keine gravierenden Unterschiede.

Nur bei den Gesteinen aus Bereich 1 treten kleine, negative Eu-Anomalien auf. Dies kann als ein Hinweis auf eine primäre Fraktionierung von Plagioklas gewertet werden, während das Fehlen einer Eu-Anomalie bei den Probengruppen „hinteres Saalachtal“ und „östliche NGZ“ auf eine Olivin- bzw. Plagioklas + Klinopyroxenbetonte Fraktionierung hinweist (HANSON, 1980; HUGHES, 1982; JAKES & GILL, 1970). Damit zeichnen

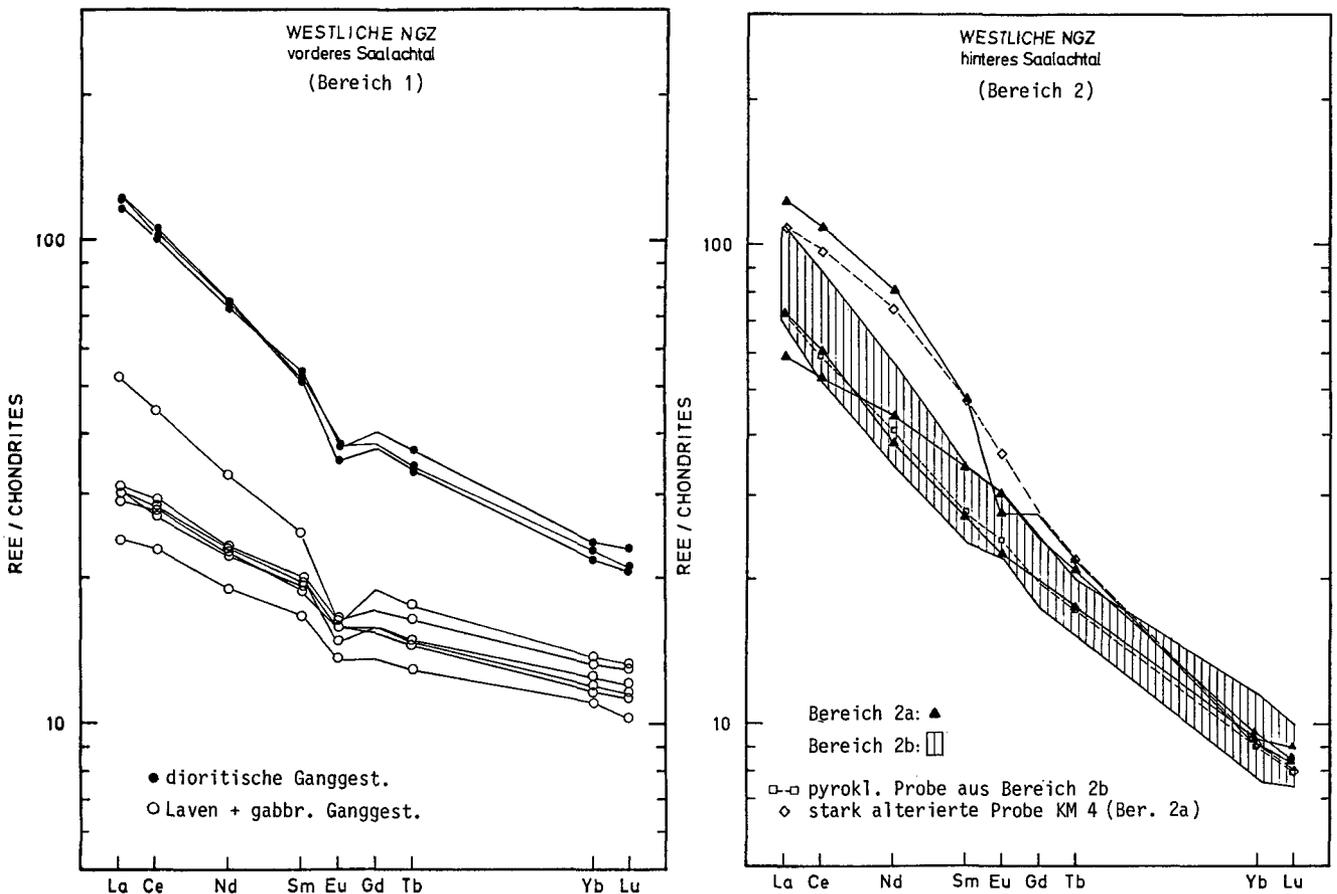


Abb. 54. Chondritnormierte REE-Verteilungsmuster der Proben aus der westlichen NGZ. In allen Gesteinen sind die LREE<sub>cn</sub> gegenüber den HREE<sub>cn</sub> angereichert; Erläuterungen siehe Text.

sich anhand der REE in den beiden eng benachbarten Teilgebieten der westl. NGZ („vorderes“ und „hinteres Saalachtal“) unterschiedliche Magmenentwicklungstrends ab (vgl. 7.6.1.).

Separat dargestellt sind in Abb. 54 und 55 die beiden pyroklastischen Proben und die stark alterierte Basaltprobe KM4 (vgl. Tab. 11). Die drei Proben schließen sich dem Verteilungstrend der übrigen Proben an; dies ist ein Zeichen dafür, daß die  $REE_{cn}$ -Gehalte in den untersuchten Gesteinen durch Alterationseinflüsse nicht verändert wurden (vgl. 7.2.3.).

Zwischen den einzelnen Untersuchungsbereichen innerhalb der östlichen NGZ ergeben sich aufgrund der chondritnormierten REE-Verteilungskurven im Vergleich zur Haupt- und Spurenelement-Geochemie sehr viel deutlichere Unterschiede (Abb. 55). Die Gebiete EB, EK und ET zeigen übereinstimmende Verteilungsmuster. Die REE-Gehalte gleichen denen der Gesteine aus Bereich 2/westl. NGZ (Abb. 54), die Kurven sind charakterisiert durch eine ausgeprägte Anreicherung der  $LREE_{cn}$  gegenüber den  $HREE_{cn}$  (Abb. 55). Ähnliche Verteilungsmuster, wenn auch mit einer weniger stark ausgeprägten Anreicherung der  $LREE_{cn}$  zeigen auch die Grünschiefer aus den Gebieten EL und EN sowie eine Probe aus Gebiet EV (Abb. 55).

Die übrigen Probengebiete stellen sich weniger einheitlich dar. Die deutlichsten Unterschiede zeigt dabei Gebiet EA. Die chondritnormierten Verteilungsmuster sind flach, mit geringen Werten an La, Ce und Nd (LREE). Ähnliche Verteilungsmuster zeigen auch eine Probe aus dem benachbarten Gebiet EV sowie die Proben aus Gebiet EP (Abb. 55).

Interpretiert man diese  $REE_{cn}$ -Verteilungsmuster im Vergleich mit Basalten aus bekannter geotektonischer Position, so lassen sich die bisher gemachten Aussagen verfeinern (vgl. 7.6.1., 7.6.2.).

Der Hauptteil der untersuchten Gesteine – die Proben aus Bereich 2/westl. NGZ (hinteres Saalachtal) und aus den Teilgebieten EB, EK und ET der östlichen NGZ zeigen übereinstimmende Verteilungskurven, die kontinuierlich von hohen  $La_{cn}$ - zu niedrigen  $Lu_{cn}$ -Werten abfallen. Solche „E-type“-Gesteine treten nicht an Mittelozeanischen Rücken auf (siehe oben). Für den Großteil der untersuchten Gesteine ist somit der Typ eines „normal mid ocean ridge basalt“ („N-type“- MORB; SUN et al., 1979) klar auszuschließen, der sich durch typische flache  $REE_{cn}$ -Verteilungsmuster und geringe Gehalte an  $LREE_{cn}$  auszeichnet. Angereicherte Gesteine finden sich sowohl in Inselbögen als auch an Ozeanischen Inseln (CULLERS &

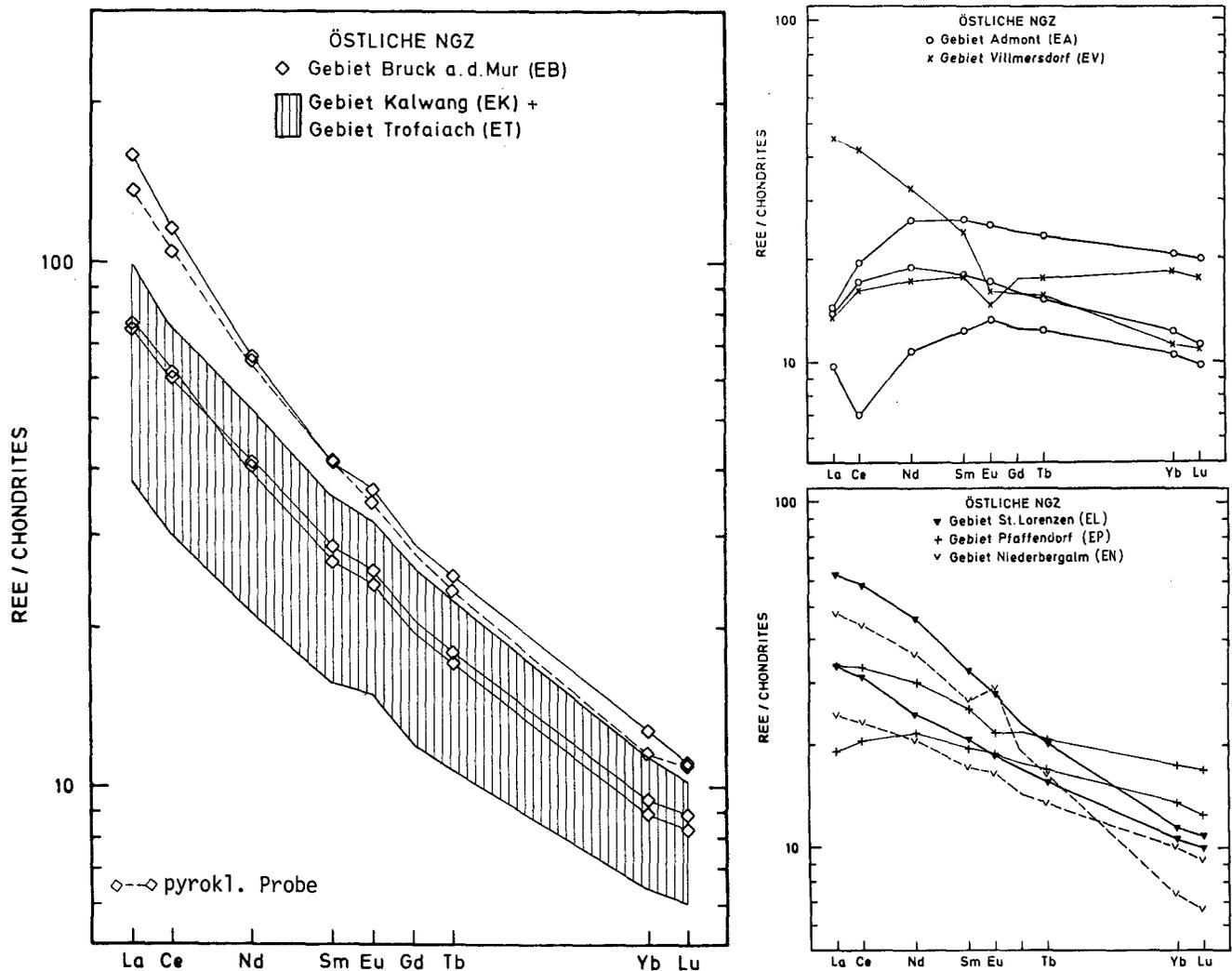


Abb. 55. Chondritnormierte REE-Verteilungsmuster der Proben aus der östlichen NGZ. Die Gesteine aus den Gebieten EB, EK, ET und EL, EN zeigen eine teilweise starke Anreicherung der  $LREE_{cn}$  gegenüber den  $HREE_{cn}$ . Die Proben aus Gebiet EA sind an La, Ce und Nd verarmt; Erläuterungen siehe Text.

GRAF, 1984). Die starke Anreicherung der LREE gegenüber der HREE ist jedoch typisch für Intraplattenbasalte (z.B. FEIGENSON et al., 1983), insbesondere für Intraplatten-Alkalibasalte (WHITE et al., 1979).

Diese starke Anreicherung der LREE und Verarmung der HREE im Vergleich zum MORB wird durch einen relativ geringen Grad partieller Aufschmelzung erklärt, wobei Granat als Residuum bleibt (BAS. VOLC. STUD. PROJ. 1981). Dies stimmt gut mit den Ergebnissen der Untersuchung zur Magmenentwicklung überein, wonach der Großteil der basischen Gesteine der NGZ auf einen geringen Schmelzanteil und eine Fraktionierung unter Abspaltung von Granat zurückzuführen ist (Eklogitfraktionierung, SAUNDERS 1984; vgl. 7.6.1.).

Bilder, die typisch sind für tholeiitische „N-type“-MORBs (SAUNDERS, 1984; BAS. VOLC. STUD. PROJ. 1981) zeigen dagegen die an La, Ce und Nd (LREE) verarmten Gesteine des Gebietes EA/östl. NGZ. „N-type“-MORBs zeichnen sich zusätzlich durch charakteristische konstante Elementverhältnisse der stark inkompatiblen Elemente aus (La/Ta ca. 18, Th/Ta ca. 0,7, Ba/La ca. 3, Th/Hf ca. 0,05; SAUNDERS, 1984). Die entsprechenden Elementverhältnisse der Proben aus dem Gebiet EA (La/Ta = 53,1; Th/Ta = 4,18; Ba/La = 19,08; Th/Hf = 0,13; vgl. Anh. A<sub>2</sub>, Tab. 17) liegen jedoch deutlich höher. Auch die an ozeanischen Plateaus auftretenden Laven (z.B. Nauru Basin) weisen ähnliche Verteilungsmuster wie Gebiet EA auf (BATIZA, 1981; SAUNDERS, 1984). Für sie sind La/Ta-Verhältnisse von ca. 16 sowie geringe Sr- und Th-Werte typisch (SAUNDERS, 1984) was nur z.T. mit den Proben aus Gebiet EA übereinstimmt (vgl. Anh. A<sub>2</sub>, Tab. 17, Abb. 62). Sowohl eine Anreicherung, als auch geringe Werte an LREE können Tholeiite aus Inselbogen- oder „back arc“-Umgebung zeigen (CULLERS & GRAF, 1984). Eine solche Position muß, in Übereinstimmung mit den vorangehenden Ergebnissen (vgl. 7.6.1., 7.6.2.), für das Gebiet EA weiter diskutiert werden. SAUNDERS et al. (1982) beschreiben aus dem „continental-margin basin“ des

Golfs von Californien tholeiitische Basalte mit REE-Gehalten, die mit denen der Proben aus Gebiet EA teilweise gut übereinstimmen (flache chondritnormierte Verteilungsmuster, Verarmung an La, Ce und Nd). Eine entsprechende plattentektonische Position ist für Gebiet EA auch zu berücksichtigen.

Wie sich aus allen bisherigen Untersuchungen ergab, stellt der Teilbereich 1 der westlichen NGZ (vorderes Saalachtal) eine Sonderentwicklung dar. Dies bestätigen die REE<sub>cn</sub>-Verteilungskurven. Auch für diese Proben ist aufgrund der REE-Gehalte wie auch aufgrund der typischen Elementverhältnisse (vgl. Tab. 17) ein „N-type“-MORB, der sich durch Verarmung an LREE auszeichnet, auszuschließen. Ähnlich flache chondritnormierte Verteilungskurven mit gering angereicherten LREE sind typisch für Tholeiite (BAS. VOLC. STUD. PROJ. 1981; FLOYD, 1986). Sie finden sich bei Gesteinen aus den verschiedensten geotektonischen Positionen. Ähnliche Gesteine werden, insbesondere in Zusammenhang mit dem beginnenden „spreading“, aus „marginal basins“ beschrieben (TARNEY et al., 1981; z.B. Bransfield Strait: WEAVER et al., 1979). Aufgrund des La/Ta-Verhältnisses liegen die basischen Gesteine aus Bereich 1 genau zwischen N- und „E-type“-MORB (vgl. Tab. 17). Mit La/Ta = 14,62 kommen sie dem für ozeanische Plateaus charakteristischen Wert von ca. 16 nahe (SAUNDERS, 1984). Eine eindeutige Zuordnung kann für diese Gesteine nicht getroffen werden.

Die dioritischen Ganggesteine (Abb. 54) zeichnen sich insbesondere durch einen im Vergleich zu beinahe allen anderen Gesteinen der NGZ (Abb. 54, 55) höheren Gehalt an HREE aus. Mit den REE-Gehalten orogener Andesite ergibt sich keine Übereinstimmung (z.B. JOHNSON, 1982; vgl. Tab. 18). Sie ähneln eher den Andesiten, die aus dem Rio Grande Rift beschrieben werden (kontinentale Rift Zone, BAS. VOLC. STUD. PROJ. 1981).

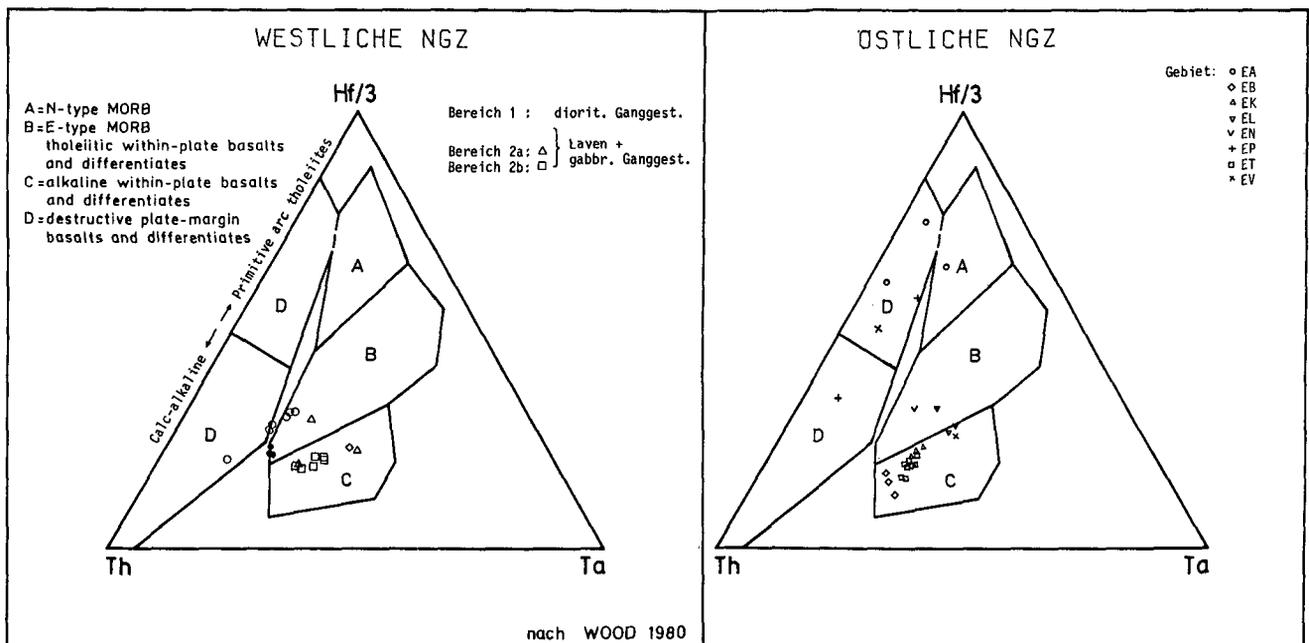


Abb. 56.

Diagramm Th - Hf/3 - Ta.

Der Großteil der untersuchten Gesteine (Bereich 2/westl. NGZ und Gebiete EB, EK, ET/östl. NGZ) ist als Intraplatten-Alkalibasalt ausgewiesen. Bereich 1/westl. NGZ und die Gebiete EA, EP, EV/östl. NGZ sind nicht eindeutig charakterisiert, zeigen aber Tendenz zu dem für destruktive Plattenränder typischen Bereich.

Basalte mittelozeanischer Rücken, Intraplatten-Laven und Inselbogen-Gesteine können in den Diskriminanzdreiecken nach WOOD (1980) und MESCHÉDE (1986) getrennt werden.

Das Konzentrationsdreieck Th - Hf/3 - Ta (Abb. 56) ist am besten geeignet, Laven konvergierender Plattengrenzen von denen anderer geotektonischer Position abzugrenzen (WOOD et al., 1979; WOOD, 1980). Die Probengruppe „Bereich 2/westliche NGZ“ und der Großteil der Proben aus der östlichen NGZ (Gebiete EB, EK und ET) sind hier als alkalische Intraplatten-Basalte ausgewiesen. Sie folgen dem „intraplate mantle enrichment trend“ im Sinne von PEARCE et al. (1984). Ein Teil der Proben aus Bereich 2a/westliche NGZ und den Gebieten EL und EN der östlichen NGZ streut in das für „E-type“-MORBs und tholeiitische Intraplatten-Basalte typische Feld. Die Gesteine aus Bereich 1/westliche NGZ liegen, ohne eindeutige Zuordnung, im Grenzbereich der Felder, die für tholeiitische Intraplatten-Basalte und „E-type“-MORBs bzw. für kalkalkalische Basalte typisch sind. Die Proben aus den Gebieten EA und EP (sowie eine Probe aus Gebiet EV) kommen im Feld konvergierender Plattengrenzen (primitive Inselbogen-Tholeiite) zu liegen. Nach LAPIERRE et al. (1985) spricht ein Th/Ta-Verhältnis von ca. 10 und ein La/Ta-Verhältnis von ca. 0,2 für eine „compressional“-Umgebung. Mit Verhältnissen von Th/Ta im Mittel 4,18 bzw. 2,62 und 2,59 und Ta/La im Mittel 0,02 bzw. 14,62 und 13,19 (vgl. Tab. 17) weisen weder die Proben aus Gebiet EA noch Gabbros und Basalte oder Diorite aus Bereich 1/westl. NGZ diese charakteristischen Werte auf (vgl. Anh. A<sub>2</sub>). Indifferent verhalten sich die Proben aus Gebiet EV, die sowohl den Intraplattenbereich als auch den Bereich destruktiver Plattentränder belegen.

Ganz ähnliche Ergebnisse zeigt auch das Diskriminanzdreieck Zr/4 - 2Nb - Y (MESCHÉDE, 1986, Abb. 57). Die Proben aus Bereich 2/westliche NGZ und den Gebieten EB, EK und ET der östlichen NGZ sind

klar als vorwiegend alkalische Intraplattenbasalte charakterisiert. Auch die dioritischen Ganggesteine (Bereich 1/westliche NGZ) liegen in dem für Intraplatten-Tholeiite typischen Bereich. Die basischen Gesteine aus Bereich 1/westliche NGZ sind, wie im vorangehenden Diagramm (Abb. 56) nicht eindeutig definiert. Sie liegen an der gemeinsamen Grenze der Felder die für „P-type“-MORBs bzw. Inselbogen-Basalte oder Intraplatten-Tholeiite typisch sind. Die Proben aus den Gebieten EA, EP sowie eine Probe aus Gebiet EV sind als „N-type“-MORBs ausgewiesen. Die Proben aus den Gebieten EL und EN zeigen sowohl die Eigenschaften von Intraplatten-Basalten wie auch von „E-type“-MORBs.

Nach SAUNDERS (1984) folgen die magmatischen Gesteine aus Ozeanbecken bestimmten, im La - Ta-Diagramm faßbaren Trends (Abb. 58). Der Hauptteil der untersuchten Gesteine folgt hier dem „E-type“-MORB-Trend (La/Ta ca. 10). Vergleichbare Gesteine treten in Island (TARNEY et al., 1979), und an Ozeanischen Inseln (hawaiische Seamounts, Azoren; SAUNDERS, 1984) auf. Die Probengruppen EA, EP und EV (z.T.) liegen bei den für „N-type“-MORBs charakteristischen niedrigen La- und Ta-Werten. Auch Laven und Gabbros aus Bereich 1/westliche NGZ zeigen Tendenz zum „N-type“-MORB-Trend. Gesteine orogener Abfolgen weisen in diesem Diagramm einen steilen, ±parallel zur Ordinate verlaufenden Trend auf (TARNEY et al., 1981; in Abb. 58 nicht eingetragen). Keine der untersuchten Proben fällt in den orogenen Bereich.

Basalte, die der Zusammensetzung von „E-type“-MORBs bzw. „N-type“-MORBs entsprechen, lassen sich anhand typischer Element-Verhältnisse unterscheiden (SAUNDERS, 1984; WOOD et al., 1979). Wie in Tab. 17 zusammengefaßt, sind die untersuchten Gesteine wie folgt charakterisiert: Einem „E-type“-MORB (La/Ta ca. 10, SAUNDERS, 1984; Hf/Ta < 7, WOOD et al., 1979) entsprechen alle Proben aus der westlichen

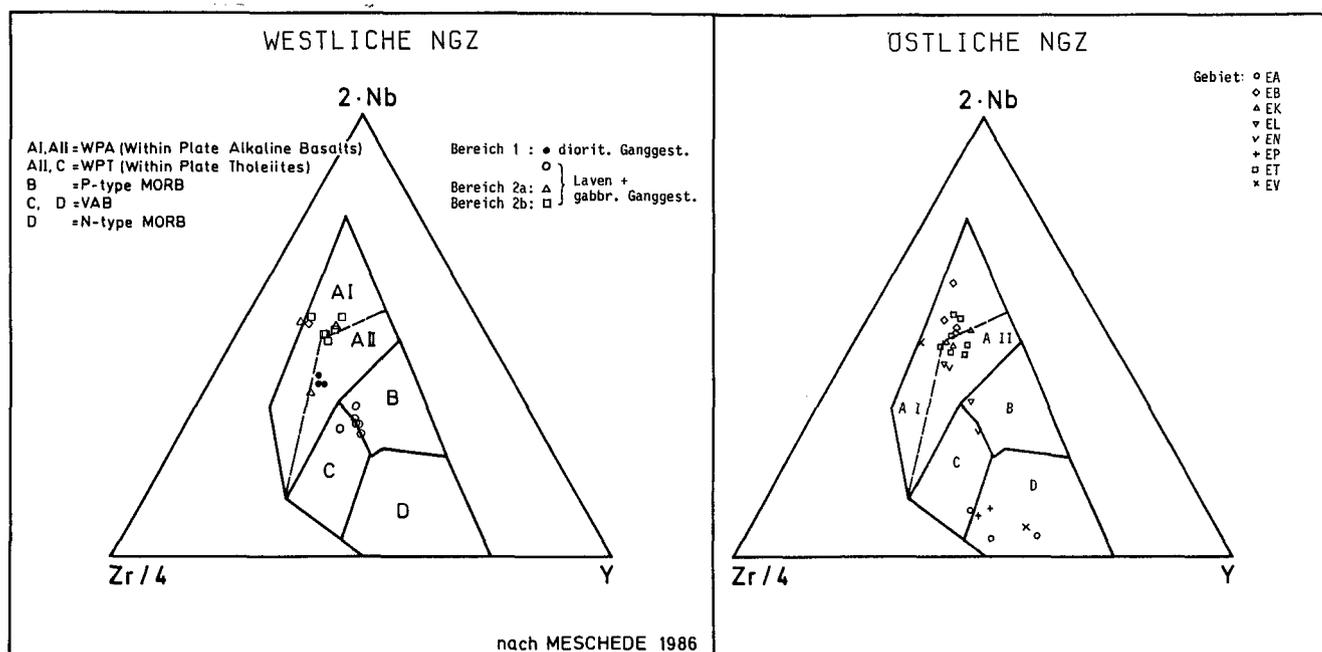


Abb. 57. Diagramm Zr/4 - 2Nb - Y. Die Hauptmenge der Proben belegt das Feld der Intraplatten-Basalte. Die Proben aus den übrigen Gebieten lassen sich in diesem Diagramm nicht eindeutig charakterisieren.

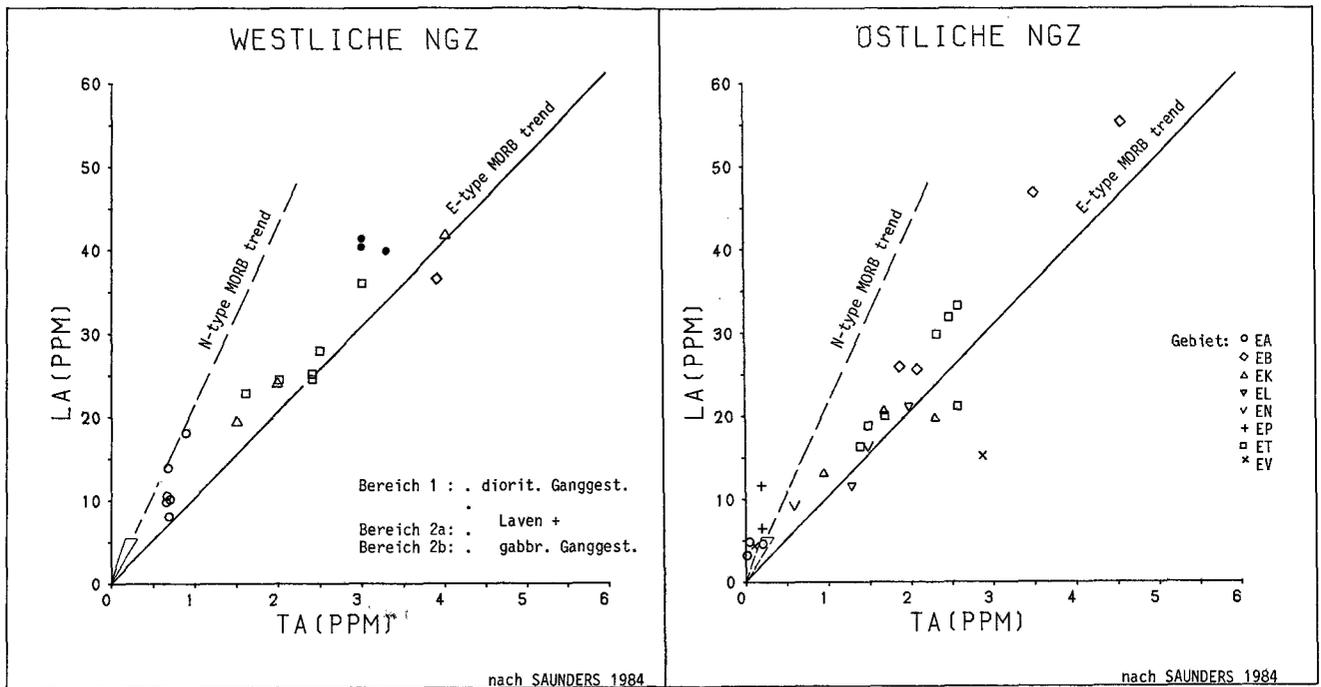


Abb. 58.

Diagramm La - Ta.

Mit Ausnahme der basischen Proben aus Bereich 1/westl. NGZ und den Gebieten EA und EP/östl. NGZ, die Tendenz zum „N-type“-MORB zeigen, folgen alle untersuchten Gesteine dem „E-type“-MORB-Trend.

NGZ, wobei die basischen Gesteine aus Bereich 1 mit einem Mittelwert  $La/Ta = 14,62$  genau zwischen „N-“ und „E-type“-MORB stehen („T-type“-MORB). Ebenso sind die Proben aus den Gebieten EB, EK, ET, EN und EL als „E-type“-MORB gekennzeichnet. Nach WOOD et al. (1979) zeichnen sich Magmen, die an ozeanischen Inseln bzw. in „off-axis“-Position gefördert wurden,

durch ein im Vergleich mit „E-type“-MORBs geringeres  $Hf/Ta$  Verhältnis aus. Gemäß Tab. 17 zeigen die Proben aus Bereich 2b/westliche NGZ und die Proben aus den Gebieten EB, EK und ET/östliche NGZ, wenn auch knapp, das für Basalte Ozeanischer Inseln typische geringe  $Hf/Ta$ -Verhältnis ( $<2$ ). Aufgrund ihres hohen  $Hf/Ta$ -Verhältnisses sind die Proben aus den Gebieten EA

Tabelle 17.

Unterscheidung von „E“- bzw. „N-type“-MORB und Basalten Ozeanischer Inseln anhand typischer Elementverhältnisse; Erläuterungen siehe Text.

\* = SAUNDERS, (1984); \*\* = WOOD et al. (1979).

+ = Bereich 1/vorderes Saalachtal; ++ = Bereich 2/hinteres Saalachtal.

Gebiet	'E-type'-MORB	'E-type'-MORB	Bas.Oz.Ins	'N-type'-MORB	'N-type'-MORB	Basalt-Typ charakterist. Elementverh.
	$La/Ta \sim 10^*$	$Hf/Ta < 7^{**}$ $Hf/Ta > 2^{**}$	$Hf/Ta < 2^{**}$	$La/Ta \sim 18,5^*$	$Hf/Ta > 7^{**}$	
westl. NGZ	Ber.1 <sup>+</sup> Lav+Gabb	(14,62)	3,97	(14,62)		Mittelwerte der untersuchten Proben
	Ber.1 <sup>+</sup> Dior.	13,19	2,99			
	Ber.2a <sup>++</sup>	11,10	2,26			
	Ber.2b <sup>++</sup>	11,91		1,91		
	EA				53,11	
östl. NGZ	EB	12,94		1,73		
	EK	11,21		2,06		
	EL	11,13	2,88			
	EN	11,84	3,21			
	EP				36,25	
	ET	12,72		2,03		

-und EP hier als „N-type“-MORBs charakterisiert. Das La/Ta-Verhältnis liegt jedoch weit über dem für „N-type“-MORBs charakteristischen Wert (vgl. Tab. 17). La/Ta Verhältnisse von ca. 50 wurden in Inselbogen-Tholeiiten gefunden (WOOD et al., 1979). Wie schon aus allen vorhergehenden Darstellungen deutlich wurde, folgen die beiden Proben aus dem Gebiet EV verschiedenen Trends (Anh. A<sub>2</sub>). Sie sind deshalb nicht aufgelistet.

Anhand der MORB-normierten Elementverteilungsmuster (PEARCE 1982) können Basalte verschiedener geotektonischer Positionen unterschieden werden. In den Abb. 59, 60 und 62 spiegeln die inhomogenen Verteilungskurven der Elemente Sr, K, Rb und Ba die aus-

geprägte Beeinflussung der untersuchten Gesteine durch Alterationsprozesse wider. Wie unter 7.2.3. ausgeführt, werden diese Elemente bei der Interpretation der Diagramme nicht berücksichtigt. Die Verteilungsmuster der Pyroklastika-Proben und der stark alterierten Probe KM4 weichen auch hier (vgl. chondritnormierte Kurven) nicht von den Verteilungskurven der übrigen Proben ab. Dies beweist das immobile Verhalten der stabilen Elemente auch in den stärker alterierten Gesteinen der NGZ (vgl. 7.2.3.).

Aus dem Vergleich der MORB-normierten Elementverteilungskurven der untersuchten Gesteine mit typischen Elementverteilungen subzentraler Basalte in bekannter geotektonischer Position (Abb. 61; BAS. VOLC.

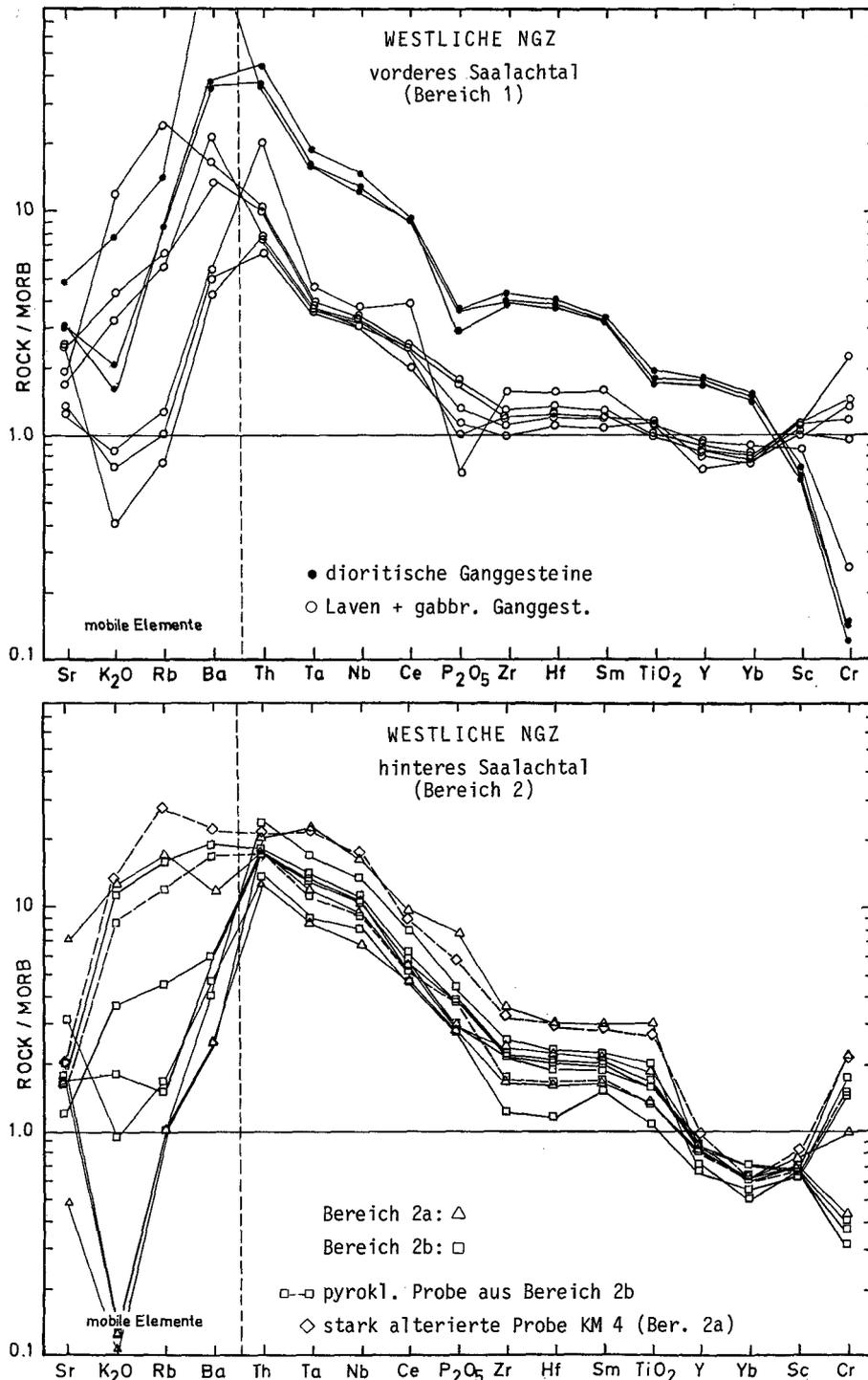


Abb. 59.  
MORB-normierte Elementverteilungsmuster der Proben aus der westlichen NGZ; Erläuterungen siehe Text.  
Normierung nach PEARCE (1982).

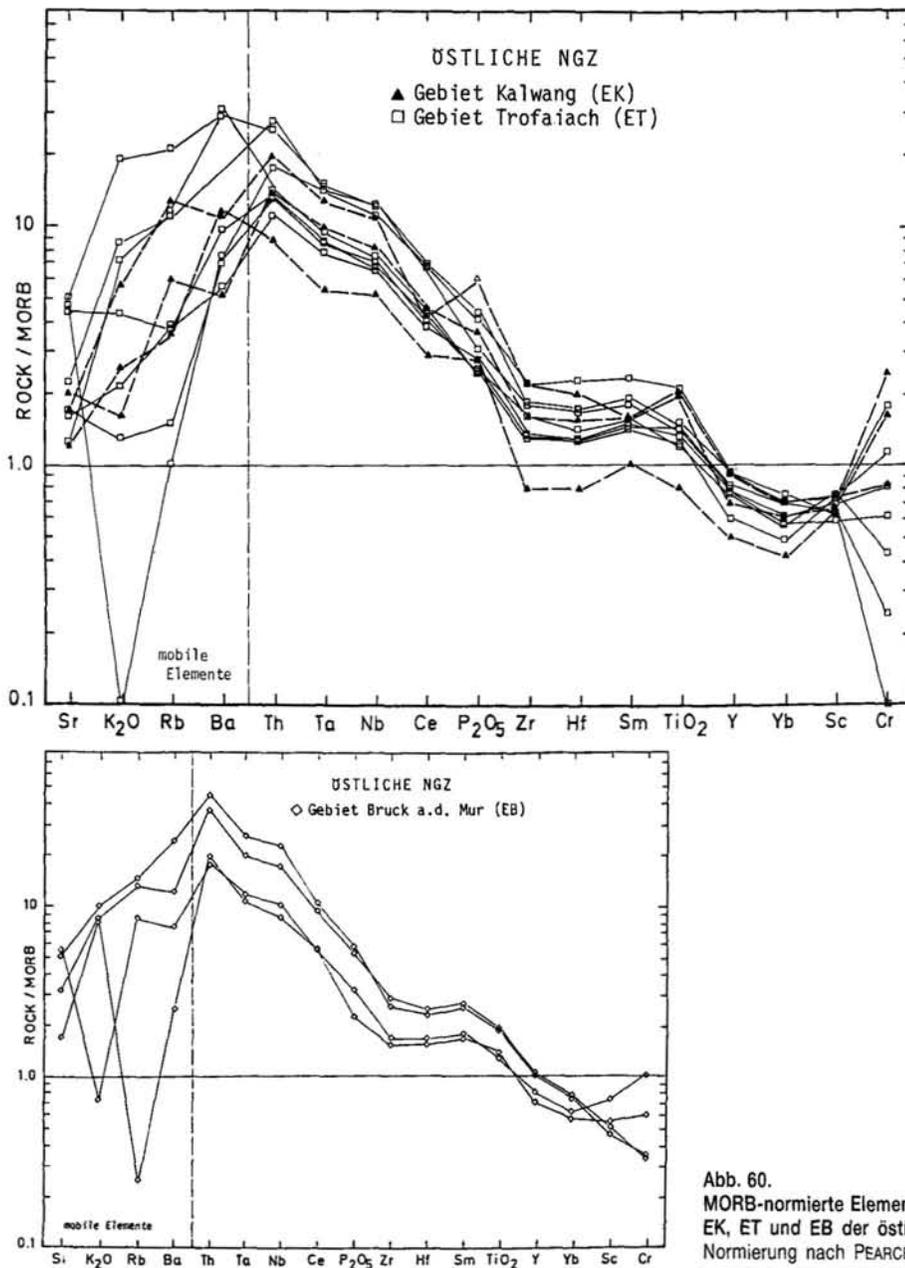


Abb. 60. MORB-normierte Elementverteilungsmuster der Proben aus den Gebieten EK, ET und EB der östlichen NGZ; Erläuterungen siehe Text. Normierung nach PEARCE (1982).

STUD. PROJ. 1981, PEARCE, 1982; TARNEY et al., 1981) läßt sich der Großteil der untersuchten Gesteine gut charakterisieren. Dabei wird die aus den Diskriminanzdiagrammen und den REE<sub>cn</sub>-Verteilungskurven resultierende Gruppengliederung weiter bestätigt.

Auch hier stimmen die chemischen Trends der Hauptmenge der untersuchten Gesteine überein (Abb. 59, 60). Die MORB-normierten Elementverteilungskurven der Proben aus Bereich 2/westl. NGZ und aus den Teilgebieten EB, EK und ET der östl. NGZ (Abb. 59, 60) fallen kontinuierlich von hohen Th zu niedrigen Sc-Werten ab, mit der für Alkalibasalte typischen sehr starken Anreicherung an Th, Ta und Nb und einer ausgeprägten Anreicherung an Hf, Zr, Sm und Ti relativ zum MORB („Plateau“). Y, Yb und Sc liegen unter der 1.0 Linie, die der MORB-Zusammensetzung entspricht. Eine solche Verteilung stimmt sehr gut mit der von Intraplatten-Alkalibasalten überein (vgl. Abb. 61b; PEARCE, 1982; PEARCE et al., 1984; SAUNDERS, 1984). Dabei belegt nach PEARCE (1982) eine starke Anreicherung der sehr inkompatiblen Elemente (Ba), Th, Ta und Nb

relativ zu den anderen Elementen den Alkalibasalt-Charakter, während die Anreicherung von Ti relativ zu Y und Yb den Intraplatten-Charakter zeigt. Die vergleichsweise geringen Gehalte der Elemente Zr bis Ti einer Probe aus Bereich 2b/westl. NGZ und aus Gebiet EK/östl. NGZ sind am besten mit „transitional“-Intraplatten-Basalten zu vergleichen (Abb. 61).

Die Proben aus Bereich 1/westliche NGZ (Abb. 59) teilen sich wieder in zwei Gruppen auf. Die MORB-normierten Elementverteilungskurven der basischen Gesteine sind im Vergleich zu den Proben aus Bereich 2 relativ flach, mit geringen Werten an Th bis Ti relativ zur MORB-Zusammensetzung, während Y und Sc bei höheren Werten liegen. Die Kurven zeigen wieder die für alkalische bzw. „transitional“-Intraplatten-Basalte typischen „bauchigen“ Muster mit angereicherter Th bis Ce (PEARCE, 1982, vgl. Abb. 61). Die z.T. sehr geringen Werte von P bis Ti und die Yb und Sc-Gehalte weisen auf eine MORB-Komponente hin, wie sie für diese Gesteinsgruppe teilweise auch in den Diskriminanzdiagrammen deutlich wurde (vgl. 7.6.2.).

Die dioritischen Ganggesteine (Abb. 59) weisen im Vergleich zu allen anderen Gesteinen der NGZ bei fast allen inkompatiblen Elementen die stärkste Anreicherung relativ zur MORB-Zusammensetzung auf. Lediglich Sc und Cr liegen bei sehr geringen Werten. Die geringen Cr-Gehalte zeigen dabei, im Vergleich zu den übrigen Gesteinen, die stärkere Fraktionierung der Diorite an. Die Diorite weisen damit chemische Eigenschaften auf, die nach PEARCE (1982) für höher differenzierte Gesteine typisch sind. Während der fraktionierten Kristallisation werden die Elemente Th bis Yb (Abb. 59) in der Schmelze angereichert, während Sc, Ni, Co und Cr als mit mafischen Phasen kompatible Elemente abgereichert werden. Dadurch wird, mit fortschreitender fraktionierter Kristallisation, der Teil der Verteilungskurve, der auf den inkompatiblen Elementen beruht, angehoben, ohne daß sich seine Form ändert (vgl. Abb. 59; PEARCE 1982). Die REE<sub>cn</sub>-Muster, wie auch die MORB-normierten Verteilungskurven legen die Vermutung nahe, die Diorite als stärker differenzierte Anteile der basischen Gesteine zu sehen (vgl. 7.6.1.).

In der östlichen NGZ zeigen die geographisch eng benachbarten Gebiete EA und EV (vgl. Abb. 8) anhand der MORB-normierten Elementverteilungskurven deutlich unterschiedliche geochemische Eigenschaften (Abb. 62). Im Vergleich zu den oben vorgestellten Proben sind die Gesteine aus Gebiet EA an den Elementen Th bis P relativ zum MORB deutlich verarmt (Abb. 62), mit sehr geringen Gehalten an Ta, Nb und P. Diese Verteilungsmuster weisen sowohl Ähnlichkeiten mit

tholeiitischen bzw. „transitional“ MORBs als auch mit Inselbogen-Tholeiiten auf (vgl. Abb. 61). Nach PEARCE et al. (1984) ist für „supra-subduction zone (SSZ) ophiolites“ eine Verarmung an Y, Yb und (außer bei Alkaligesteinen) an Ta, Nb, Zr und Hf relativ zur MORB-Zusammensetzung typisch. Inselbogen-Tholeiite zeigen, im Gegensatz zu allen anderen Basalten, eine charakteristische, starke Verarmung an Ta und Nb (WOOD et al. 1979). Entsprechend geringe Elementgehalte sind bei den Proben aus Gebiet EA zumindest teilweise zu beobachten (z.B. Verarmung an Ti, Ta und Nb relativ zur MORB-Zusammensetzung, Abb. 62). Die beiden Proben aus Gebiet EV (Abb. 62) stellen sich auch hier, wie bei den vorangehenden Untersuchungen, unterschiedlich dar. Mit dem durch selektive Anreicherung einzelner Elemente entstandenen gezackten Verteilungsmuster erinnert eine Probe entfernt an einen „transitional“-Inselbogen-Basalt. Die zweite Probe, mit einer, relativ zur MORB-Zusammensetzung, starken Anreicherung an Th, Ta und Nb und einer sehr geringen Anreicherung an Ce bis Yb kann mit einem alkalischen bzw. „transitional“-MORB verglichen werden (Abb. 62).

Die MORB-normierte Elementverteilung der Proben aus Gebiet EP (Abb. 62) ist ähnlich wie bei Gebiet EA, und entsprechend zu interpretieren. Die Gebiete EL und EN zeigen ähnliche Eigenschaften wie die basischen Gesteine aus Bereich 1/westl. NGZ (Intraplatten-Tholeiit mit MORB-Komponente, Abb. 59, 62).

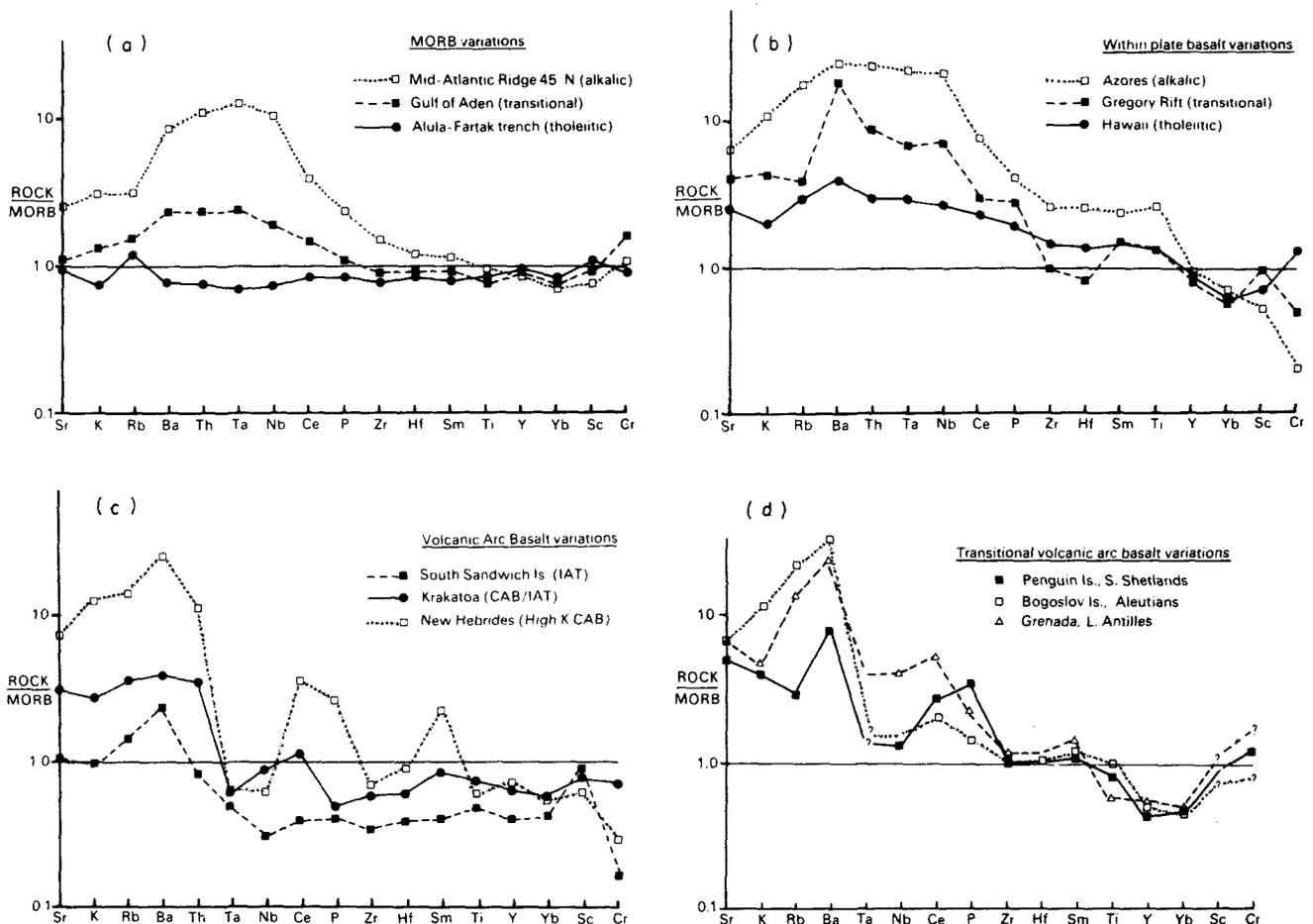


Abb. 61. Typische MORB-normierte Elementverteilungsmuster frischer Basalte aus verschiedenen geotektonischen Positionen. PEARCE (1982).

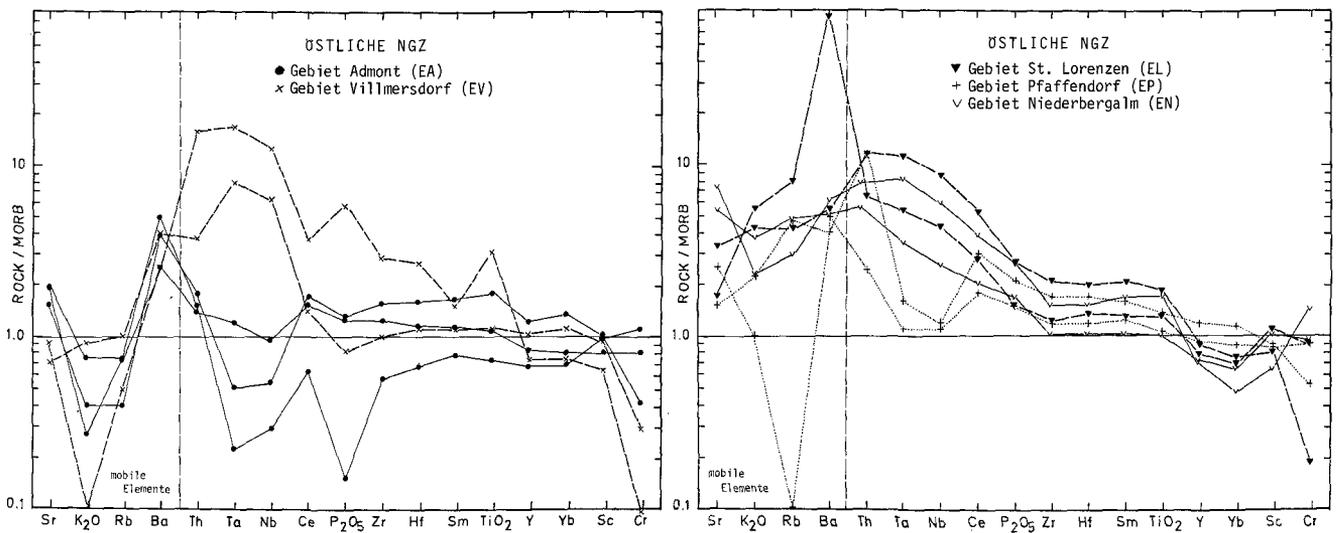


Abb. 62. MORB-normierte Elementverteilungskurven der Proben aus den Gebieten EA, EV und EL, EP, EN der östl. NGZ; Erläuterungen siehe Text. Normierung nach PEARCE (1982).

Keine der MORB-normierten Elementverteilungskurven läßt sich mit den typischen, durch selektive Anreicherung der LIL-Elemente entstandenen, „gezackten“ Mustern von Inselbogen-Basalten vergleichen (PEARCE, 1982; Abb. 61 c). Eine Subduktionskomponente könnte allenfalls in der Ta- und Nb-Verarmung der Gesteine aus Gebiet EA gesehen werden. Ebenso zeigt, mit Ausnahme von Gebiet EA, aufgrund der relativ zur MORB-Zusammensetzung hohen Gehalte an Th, Ta, Nb, P, Zr, Hf, Sm und Ti keine der Proben die Eigenschaften eines typischen, tholeiitischen MORB (Abb. 61 a).

### Zusammenfassung

Mit der zusätzlichen Analyse der REE und weiterer ausgewählter Spurenelemente wurde die Menge der auf die alterierten Gesteine der NGZ anwendbaren Diskriminatoren stark erweitert. Die Auswertung führt zu wichtigen Ergänzungen und Verfeinerungen der Ergebnisse:

- Zwischen den verschiedenen Gesteinstypen (Laven, Gabbros, Grünschiefer; SCHLAEGEL, 1988) ergaben sich keine deutlichen Unterschiede hinsichtlich der REE-Gehalte. Sie wurden deshalb in den vorherstehenden Untersuchungen nicht unterschieden.
- Kaum zu interpretieren sind lediglich die beiden Grünschieferproben aus Gebiet EV der östlichen NGZ. Die Ortho- bzw. Paranasur dieser Gesteine konnte nicht eindeutig geklärt werden (vgl. 7.3.). Eine eventuelle Para-Komponente läßt sich derzeit auch anhand der REE kaum ausscheiden, zu diesem Problem liegen noch zu wenig Untersuchungen vor. Basalte und siliziklastische Sedimente können sich im REE-Gehalt stark ähneln, z.B. können tonige Sedimente ganz ähnliche REE<sub>cn</sub>-Verteilungsmuster wie Basalte zeigen (z.B. CHAUDHURI & CULLERS, 1979).

Anhand der Gehalte an REE und einiger weiterer immobilere Elemente werden die basischen Magmatite der NGZ in Gruppen unterschiedlicher plattentektonischer Charakteristik eingeteilt:

- **Bildungsraum innerhalb einer Platte (Basalte Ozeanischer Inseln)**  
Bereich 2/westl. NGZ (hinteres Saalachtal), Gebiete Bruck a.d. Mur (EB), Kalwang (EK) Trofaiach (ET),

St. Lorenzen (EL) und Niederbergalm (EN) der östlichen NGZ.

- Bei allen Gesteinen sind die LREE<sub>cn</sub> gegenüber den HREE<sub>cn</sub> angereichert. Eine ausgeprägte Anreicherung, wie sie vor allem die Proben aus Bereich 2/westl. NGZ und den Gebieten EB, EK, ET/östl. NGZ aufweisen, ist zusammen mit hohen Gehalten an Th, Ta, Nb, Ce, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, Hf, Sm, und TiO<sub>2</sub> relativ zur MORB-Zusammensetzung charakteristisch für Ozeaninsel-Alkalibasalte (BAS. VOLC. STUD. PROJ. 1981, PEARCE, 1982).
- Aufgrund des La/Ta-Verhältnisses sind alle Gesteine den „enriched“ („E-type“) MORBs (La/Ta ca. 10; SAUNDERS, 1984) zuzurechnen.
- Die Proben aus Bereich 2b und den Gebieten EB, EK und ET weisen die für Basalte Ozeanischer Inseln typischen geringen Hf/Ta-Verhältnisse auf (<2; WOOD et al., 1979).
- Damit zeigen die Proben aus Bereich 2 und den Gebieten EB, EK und ET, und damit alle mächtigeren Vorkommen innerhalb der oben genannten Gruppe (vgl. 3.3.), geochemisch deutlich die Charakteristika von Ozeaninsel-Alkalibasalten. Für die Proben aus den Gebieten EL und EN sind die Ergebnisse nicht ganz so eindeutig (Tendenz zur MORB-Zusammensetzung), der Bildungsraum innerhalb einer Platte kann aber auch hier belegt werden (Intraplatten-Tholeiite).

- **Bildungsraum nicht eindeutig zu definieren – weitläufiger Zusammenhang mit einer Plattengrenze?**  
Hier sind zwei geochemisch unterschiedliche Gruppen zu unterscheiden:

### (1) Bereich 1/westliche NGZ (vorderes Saalachtal):

- Alle Gesteine zeigen eine leichte Anreicherung der LREE<sub>cn</sub> gegenüber den HREE<sub>cn</sub>. Die dioritischen Ganggesteine heben sich von den basischen Gesteinen (Laven, Gabbros) durch höhere Gehalte an REE und den Elementen Th, Ta, Nb, P, Zr, Hf, Ti, und Y ab. Sie werden als höher differenzierte Anteile der basischen Gesteine betrachtet.

- Im Gegensatz zu allen anderen Gesteinen der NGZ, deren chondritnormierte REE-Verteilungsmuster auf eine Plagioklas + Klinopyroxen-kontrollierte Fraktionierung hinweisen, können die Gesteine des vorderen Saalachtals auf eine Plagioklas-kontrollierte Fraktionierung zurückgeführt werden.
- Laven und Gabbros zeigen, abhängig von den betrachteten Elementen und Elementkombinationen, sowohl Tendenzen zur Zusammensetzung von Gesteinen primitiver Inselbögen als auch zu „N“- bzw. „T-type“-MORBs (z.B. das La/Ta-Verhältnis liegt genau zwischen „N“- und „T-type“-MORB). Die Bildung derartiger Gesteine ist in einem „marginal basin“, insbesondere in Verbindung mit einem beginnenden Rifting, ebenso möglich wie in ozeanischen Plateaus oder in kontinentalen Riftzonen (vgl. 7.8.).

## (2) Gebiete Admont (EA) und Pfaffendorf (EP) der östlichen NGZ:

- Die Gesteine zeigen die für „N-type“-MORBs typischen, flachen REE<sub>cn</sub>-Verteilungsmuster mit einer teilweise starken Verarmung an La, Ce und Nd.
- Anhand der Spurenelementgehalte und typischer Elementverhältnisse läßt sich jedoch ein „N-type“-MORB nicht eindeutig belegen. Es ergeben sich auch Übereinstimmungen mit Inselbogen-Tholeiiten (SSZ-Komponente; PEARCE et al., 1984) bzw. mit „transitional volcanic arc basalts“.
- Aus der Gesamtheit der chemischen Merkmale können die Gesteine aus den Gebieten EA und EP nicht als „normal mid ocean ridge basalt“ interpretiert werden. Auch eine Verbindung mit einer Subduktionszone kann nicht eindeutig belegt werden. Nach PEARCE (1980) treten Übergangstypen zwischen MORB und Inselbogen-Tholeiiten in „back arc“-Bereichen auf. SAUNDERS et al. (1982) beschreiben Basalte mit einer den Proben aus Gebiet EA sehr gut vergleichbaren Charakteristik aus dem „ensialic marginal basin“ des Golfs von Kalifornien. Ein entsprechender plattentektonischer Bildungsraum wird für Gebiet EA (und EP) weiter diskutiert (vgl. 7.8.).

Anhand der REE-Analysen lassen sich damit die bereits vorliegenden Ergebnisse präzisieren (vgl. 7.6.2.). Für den Hauptteil der basischen Magmatite der NGZ können eine Entstehung in Intraplatten-Position und deutliche Parallelen zur Zusammensetzung von Basalten Ozeanischer Inseln belegt werden.

### 7.6.4. Vergleich mit Durchschnittsanalysen aus der Literatur

In Tab. 18 ist die mittlere chemische Zusammensetzung der basischen Magmatite der NGZ Durchschnittsgehalten bzw. repräsentativen Analysen von Basalten aus verschiedener geotektonischer Position (Daten aus der Literatur) gegenübergestellt. Dabei wurden die untersuchten Gesteine zu den Gruppen zusammengefaßt, die aufgrund der Ergebnisse aus den Diskriminanzdiagrammen eine unterschiedliche geochemische Charakteristik aufweisen (vgl. 7.6.3.).

Mit der Zusammensetzung von Gesteinen eines konvergierenden Plattenrandes (Kalkalkalibasalte, Inselbogen-Tholeiite, Andesite) ergibt sich keine Übereinstimmung. Die Gesteine der NGZ zeigen z.B. durchwegs zu hohe Gehalte der charakteristischen Elemente Ti und Zr (vgl. Tab. 15). Auch die dioritischen Ganggesteine weisen, abgesehen vom hohen SiO<sub>2</sub>-Gehalt, in den charakteristischen Elementen kaum eine Übereinstimmung mit Inselbogen-Andesiten auf. Hier belegt allein schon der für alle Gesteine der NGZ typische hohe Gehalt an TiO<sub>2</sub> den Unterschied (Inselbogen-Basalte und Andesite zeigen in der Regel niedrige Ti-Gehalte; THORPE, 1982).

Mit der mittleren chemischen Zusammensetzung der verschiedenen MORB-Typen lassen sich die Proben aus der NGZ z.T. korrelieren. Die geochemischen Untersuchungen ergaben, daß die Proben aus Bereich 2/westl. NGZ und aus der östlichen NGZ (ohne Gebiet EA) teilweise die Eigenschaften von „E-type“-(= „P-type“-)MORBs zeigen (vgl. 7.6.3.). Stellt man jeweils die mittlere Zusammensetzung gegenüber, so ergeben sich zwar einige Übereinstimmungen (z.B. hohes TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr), ein typischer „E-type“-MORB liegt jedoch in den Gesteinen der NGZ nicht vor.

Ebenso zeichnen sich zwischen Bereich 1/westl. NGZ, Gebiet EA/östl. NGZ und „N-type“-MORBs zwar Ähnlichkeiten ab (z.B. der vergleichsweise niedrige TiO<sub>2</sub>-Gehalt), jedoch ergibt sich auch hier, wie es auch die Diskriminanzdiagramme zeigen (vgl. 7.6.2., 7.6.3.), keine klare Übereinstimmung. Die Vergleichswerte belegen, daß z.B. die charakteristisch geringen Werte an LREE weder von den Gesteinen aus Bereich 1 noch von den Proben aus Gebiet EA erreicht werden (vgl. 7.6.3., Abb. 55).

Aufgrund der geochemischen Untersuchungen ist der Hauptteil der Proben der NGZ (Bereich 2/westl. NGZ und Gebiete EB, EK, EL, EN und ET der östl. NGZ) den Intraplatten-Basalten bzw. Basalten Ozeanischer Inseln zuzuordnen (vgl. 7.6.2., 7.6.3.). In Tab. 18 sind neben der mittleren chemischen Zusammensetzung von Basalten Ozeanischer Inseln Vergleichsproben verschiedener Lokalitäten aufgelistet. Anhand der charakteristischen Elemente (z.B. Ti, P, Y, Zr, LREE) werden die Ähnlichkeiten zwischen den Proben aus der NGZ und „transitional“ bzw. alkalischen Basalten von Ozeanischen Inseln bzw. Seamounts sowie die Unterschiede zu den Basalten aus den übrigen geotektonischen Bildungsräumen deutlich.

Die basischen Gesteine aus Bereich 1/westl. NGZ und Gebiet EA/östl. NGZ zeigen geochemische Charakteristika, die sowohl mit tholeiitischen MORBs als auch mit Inselbogen-Tholeiiten (SSZ-Komponente, PEARCE, 1982) in Verbindung gebracht werden können. Solche Gesteine mit zweideutiger geochemischer Charakteristik treten in „marginal basins“ in oft weitläufigem Zusammenhang mit einer Subduktionszone auf (z.B. PEARCE, 1980), ähnliche Gesteine werden auch aus dem „ensialic marginal basin“ des Golfs von Kalifornien beschrieben (vgl. 7.6.3., Zusammenfassung). In Tab. 18 sind ausgewählte Analysen aus „marginal basin“-Bereichen und aus dem Golf von Kalifornien den Mittelwerten der Gesteine der NGZ gegenübergestellt. Selbstverständlich ist es unmöglich, in solch einer Tabelle die ganze Vielfalt eines „marginal basin“-Vulkanismus darzustellen. Der vorliegende Vergleich zeigt jedoch, daß die mittlere chemische Zusammensetzung

Tabelle 18.

Gegenüberstellung der mittleren chemischen Zusammensetzung der einzelnen Probengruppen der NGZ mit Durchschnittsanalysen von Basalten verschiedener geotektonischer Position aus der Literatur.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* = Gesamteisen als Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; — = es liegen keine Daten vor. Hauptelemente in Gew.-%; Spurenelemente und REE in ppm. Ber. 1 = vorderes Saalachtal; Ber. 2 = hinteres Saalachtal. Dior = dioritische Ganggesteine. Anzahl und Art der Proben aus der NGZ: vgl. Tab. 10 und 11.

1 = Kalkalibasalt; 2 = Inselbogen-Tholeiit (CAWOOD, 1984, cum lit.); 3 = Andesit, Papua New Guinea (JOHNSON, 1982); 4, 5, 6 = verschiedene MORB-Typen (FLOYD, 1986, cum lit.); 7 = Ozeaninsel-Basalt (CAWOOD, 1984); 8 = Tholeiit und „transitional“ Basalt, Suiko Seamount (CAMBON et al., 1980); 9 = Alkalibasalt und „transitional“ Basalt, Loihi Seamount (FREY & CLAGUE, 1983); 10 = Basalt, South Sandwich Basin (SAUNDERS & TARNEY, 1979); 11 = Basalt, Marianen Basin (HART et al., 1972); 12 = Basalt, Golf von Kalifornien (SAUNDERS et al., 1982).

	westliche NGZ			östliche NGZ		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
	Ber. 1	Ber. 2	Dior.	EB, EK, EL, EN, ET	EA	CAB	IAT	Andesit	N-type MORB	T-type MORB	P-type MORB	OIB	Suiko Seamount Thol. Trans.	Loihi Seamount AKB Trans.	South Sandw. Basin	Maria. Basin	Golf von Calif.			
SiO <sub>2</sub>	51,29	48,04	56,04	49,44	49,32	52,12	51,60	55,40	55,68	49,98	48,15	49,01	48,86	49,00	48,17	45,70	48,90	50,35	49,47	49,30
TiO <sub>2</sub>	1,98	2,51	2,69	2,35	1,90	1,07	0,81	1,38	0,84	1,67	1,76	3,02	3,04	2,57	2,24	3,37	3,56	1,44	1,66	2,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,26	14,57	16,18	14,63	16,28	18,07	16,40	16,40	14,29	16,00	13,59	14,04	16,45	13,97	12,89	13,20	14,30	16,35	16,38	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,44	12,71	11,71	11,89	11,85	2,49	7,54	7,78	6,87	10,34	12,16	15,14	12,11	13,24	13,02	13,00	13,60	9,06	8,39	12,60
MnO	0,20	0,17	0,19	0,16	0,22	-	-	0,20	0,10	0,18	0,18	0,24	-	0,16	0,16	0,16	0,19	0,16	0,14	0,18
MgO	7,26	8,33	4,79	7,63	8,00	5,00	5,92	4,35	6,97	7,50	7,74	5,46	5,55	6,89	11,20	7,08	4,65	7,42	6,67	7,20
CaO	8,64	8,00	2,78	9,63	8,22	9,76	10,27	8,10	8,15	11,20	11,89	9,82	9,96	10,29	8,58	12,00	3,47	10,87	11,33	11,09
Na <sub>2</sub> O	3,01	3,16	4,05	2,97	3,44	2,95	2,03	3,80	3,37	2,80	2,12	2,78	3,37	2,50	2,40	3,13	3,50	3,39	3,19	2,57
K <sub>2</sub> O	0,39	0,73	0,67	0,68	0,19	0,49	0,43	0,53	2,54	0,13	0,29	0,48	1,36	0,15	0,35	0,99	0,88	0,41	0,48	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,40	0,46	0,35	0,20	-	-	0,17	0,49	0,15	0,20	0,39	-	0,25	0,22	0,45	0,46	0,20	0,17	0,19
V	454	523	517	519	439	-	-	194	86	-	-	-	-	313	273	370	390	-	-	-
Cr	170	302	79	284	188	-	-	22	300	393	235	46	-	148	592	414	24	270	324	165
Ni	27	104	31	71	59	-	-	18	54	146	89	32	-	71	367	105	40	70	66	63
Ga	20	19	26	18	18	-	15	18	-	-	-	-	18	-	-	-	-	15	-	-
Rb	15	23	39	20	12	10	5	8	-	1	4	8	20	2	3	16	19	6	5	2
Sr	282	411	392	344	219	300	175	210	980	124	143	269	183	303	230	638	446	214	196	102
Y	37	36	65	34	42	23	18	37	19	33	31	44	27	34	29	16	35	28	-	46
Zr	187	245	450	207	163	100	45	130	220	100	108	213	211	153	147	195	236	129	-	131
Nb	11,62	37,22	47,00	32,44	2,07	-	-	4,00	5,50	3,00	13,00	29,00	-	13,00	12,70	30,00	26,00	-	-	-
Ba	269,00	162,00	1234,00	294,00	77,00	-	-	95	1150	12,00	56,00	96,00	-	68,00	48,00	260,00	230,00	-	-	25,00
La	11,15	27,58	40,80	24,05	4,30	-	-	9,00	50,00	3,00	13,00	19,00	-	9,80	7,80	24,60	22,80	-	4,90	3,70
Ce	26,63	60,67	92,33	51,09	12,93	-	-	22,00	120,00	9,00	22,00	42,00	-	-	-	58,80	57,60	-	-	14,40
Nd	15,55	31,11	47,27	25,54	12,07	-	-	16,00	63,00	8,00	14,00	25,00	-	-	-	31,60	32,60	-	-	15,00
Sm	4,18	6,69	10,80	5,74	3,93	-	-	4,90	10,00	-	-	-	-	-	-	7,24	8,19	-	3,80	4,81
Eu	1,23	2,10	2,94	1,98	1,49	-	-	1,60	2,60	-	-	-	-	2,05	1,75	2,44	2,74	-	0,96	1,91
Yb	2,77	2,15	5,10	2,19	3,23	-	-	4,50	1,50	-	-	-	-	-	-	1,59	3,54	-	2,60	5,30
Lu	0,42	0,30	0,75	0,32	0,47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,22	0,53	-	0,51	0,86
Hf	3,07	4,79	9,27	3,93	2,70	-	-	3,60	6,80	-	-	-	-	3,97	3,36	4,70	6,20	-	-	4,04
Ta	0,71	2,39	3,11	1,98	0,11	-	-	-	12,00	-	-	-	-	0,94	0,85	1,76	1,65	-	-	0,18
Th	2,10	3,53	8,03	3,36	0,31	-	0,37	0,80	-	-	-	-	0,77	0,85	0,75	1,50	1,60	-	-	0,24

der Proben aus Bereich 1 und Gebiet EA mit Basalten aus einer „marginal basin“-Umgebung besser übereinstimmt als mit der Zusammensetzung von Gesteinen aus allen anderen geotektonischen Bildungsräumen.

Anhand eines Vergleichs der Proben aus der NGZ mit Durchschnittsanalysen von Basalten aus bekannter geotektonischer Position bestätigen sich die Ergebnisse der Diskriminanzdiagramme.

Die chemische Zusammensetzung der basischen Magmatite der NGZ stimmt nicht mit der von Inselbogensgesteinen oder „N-type“-MORBs überein. Die besten Korrelationen lassen sich zwischen den Proben aus dem hinteren Saalachtal (Bereich 2/westl. NGZ) sowie den Gebieten EB, EK, EL, EN und ET (östl. NGZ) und „transitional“- bzw. Alkalibasalten Ozeanischer Inseln finden. Die Proben aus dem vorderen Saalachtal (Bereich 1/westl. NGZ) und Gebiet EA (östl. NGZ) stimmen am besten mit der Zusammensetzung von Basalten aus „marginal basin“-Bereichen überein.

### 7.7. Die Uttendorfer Schuppenzone

Die Uttendorfer Schuppenzone stellt nach HEINISCH (1986) eine eigenständige tektonische Einheit dar (vgl. Abb. 2, 7). Die im Zuge vorliegender Arbeit durchge-

führte kurze Untersuchung an Grünschiefern aus der Uttendorfer Schuppenzone sollte zeigen, ob sich auch anhand des Chemismus der Grünschiefer die Unter-

Tabelle 19. Mittlere chemische Zusammensetzung der Grünschieferproben aus der Uttendorfer Schuppenzone (n = 12).

	Mittelwert	Minimum	Maximum
Haupt- und Nebenelemente [Gew.-%]			
SiO <sub>2</sub>	50,10	46,71	58,30
TiO <sub>2</sub>	3,33	1,91	4,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,14	12,40	18,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,13	9,40	15,91
MnO	0,19	0,14	0,24
MgO	5,43	3,02	9,36
CaO	6,15	2,02	11,62
Na <sub>2</sub> O	4,02	1,94	5,31
K <sub>2</sub> O	0,60	0,02	1,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,30	0,95
Σ	99,62	98,46	100,69
Glühverlust	3,72	2,23	5,82
Spurenelemente [ppm]			
V	727	368	1048
Cr	186	55	396
Co	45	24	94
Ni	73	13	154
Ga	21	14	26
Rb	35	19	48
Sr	581	311	1060
Y	53	28	74
Zr	549	226	839

schiede der Uttendorfer Schuppenzone zur Grauwackenzone bestätigen (3.3.2.).

Tab. 19 gibt einen Überblick über die mittlere chemische Zusammensetzung der Grünschiefer. Ein Vergleich mit den Gesteinen der Grauwackenzone (vgl. Tab. 12a) zeigt, daß sich die Proben aus der Uttendorfer Schuppenzone, ähnlich wie die Proben aus dem hinteren Saalachtal, durch hohe Werte an  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Y und Zr auszeichnen. Die Gehalte dieser Elemente in den Grünschiefern sind dabei noch höher als in Laven und Ganggesteinen aus dem hinteren Saalachtal.

In Abb. 63 und 64 sind die wichtigsten Diskriminanzdiagramme, die auch zur Charakterisierung der Gesteine aus der NGZ verwendet wurden, zusammengestellt (vgl. 7.6.1., 7.6.2.). Bei der Interpretation der Grünschiefer aus der Uttendorfer Schuppenzone ergibt sich, wie allgemein für Grünschiefer und Pyroklastika der

NGZ die Schwierigkeit, daß ein möglicher Para-Anteil zur Verfälschung des Chemismus führt (vgl. 7.4.). Der Orthocharakter der untersuchten Grünschiefer war geochemisch wie petrographisch nicht eindeutig zu belegen (vgl. 4.6., 7.3.).

In den Diskriminanzdiagrammen unterscheiden sich die Grünschiefer der Uttendorfer Schuppenzone nicht signifikant von den Gesteinen der NGZ. Sie folgen den Trends der Proben aus dem hinteren Saalachtal:

– Eine eindeutige Zuordnung zum alkalischen oder tholeiitischen Magmencharakter läßt sich nicht treffen. Wie für die Gesteine der NGZ kann aber ein kalkalkalischer Chemismus und damit eine Zugehörigkeit zu einem entwickelten Inselbogen-System, ausgeschlossen werden (Abb. 63; Diagramm Ti-Cr, Abb. 64).

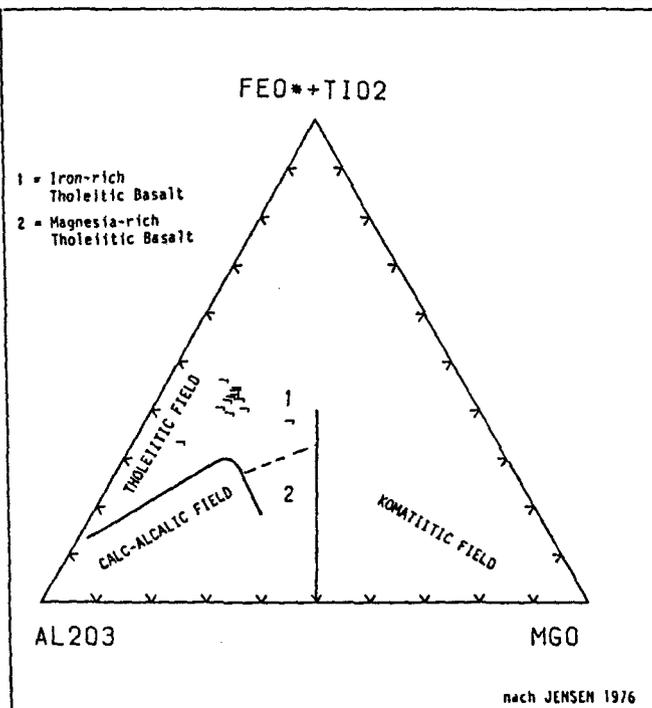
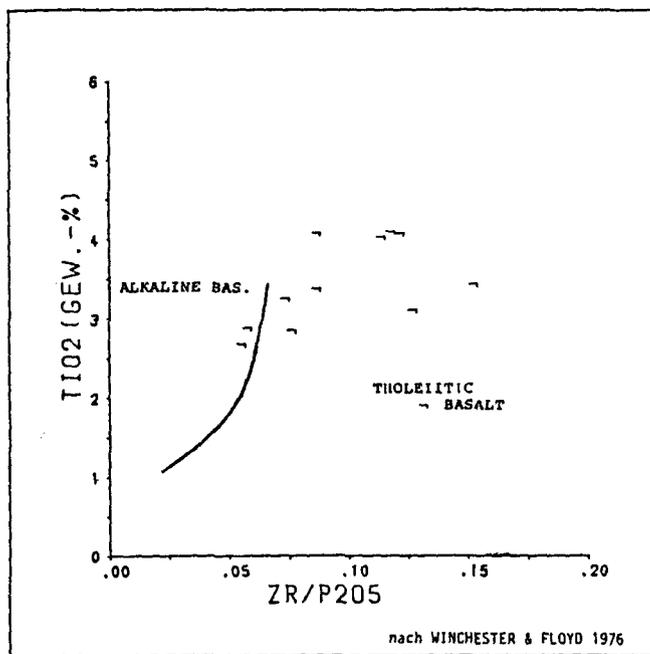
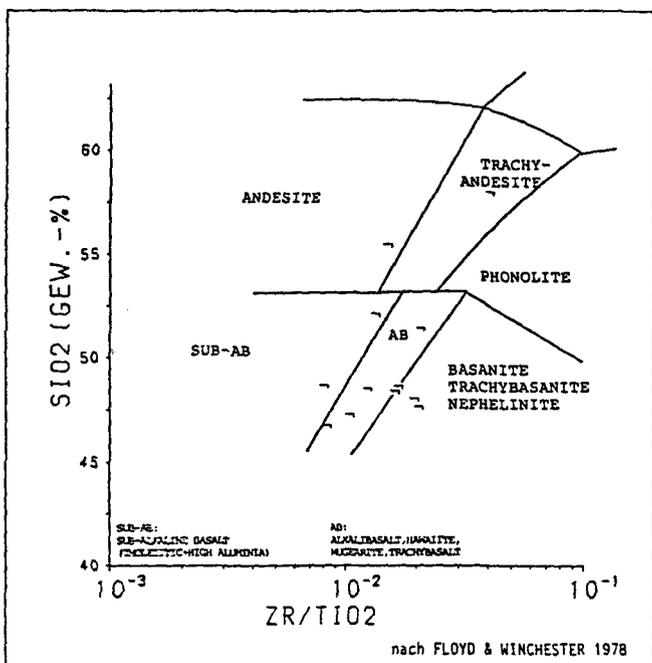


Abb. 63. Diagramme zur Magmencharakteristik der Grünschiefer aus der Uttendorfer Schuppenzone. Die Proben folgen ähnlichen Trends wie die Proben aus dem hinteren Saalachtal (vgl. 7.6.1.).

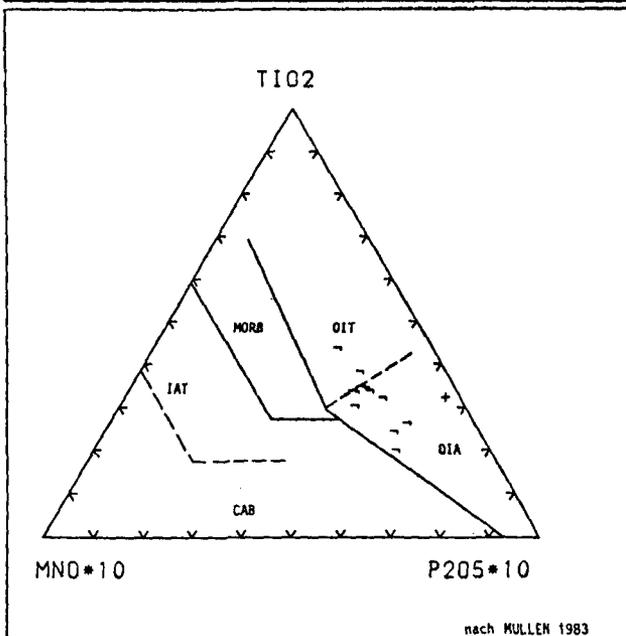
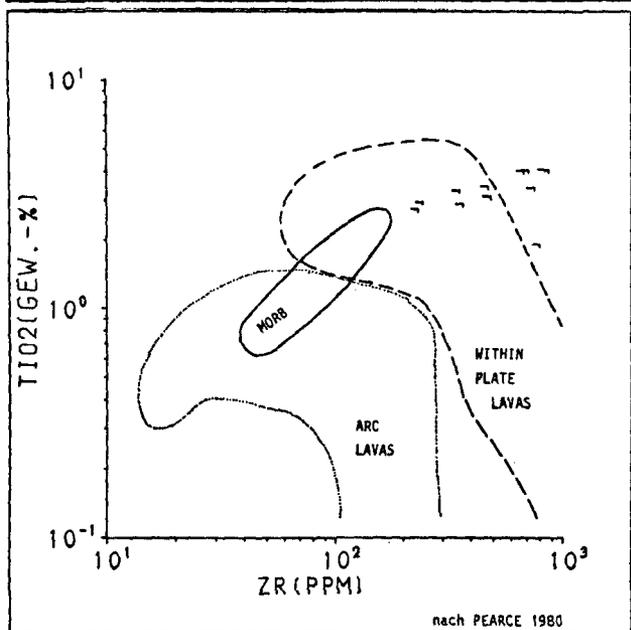
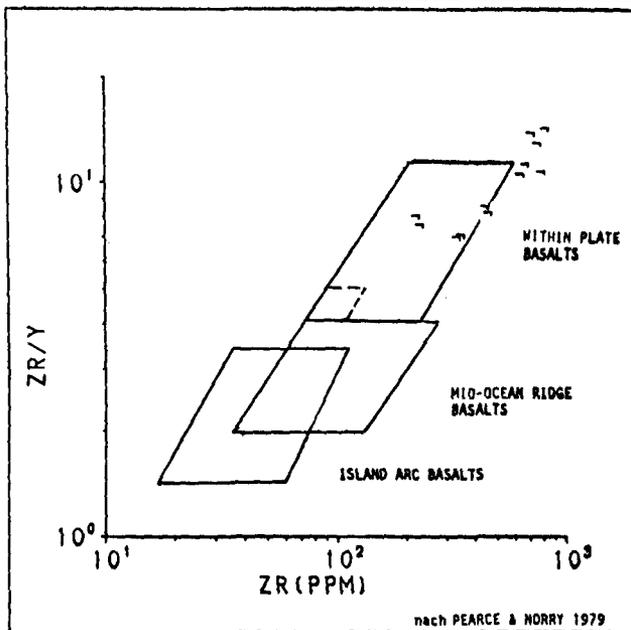
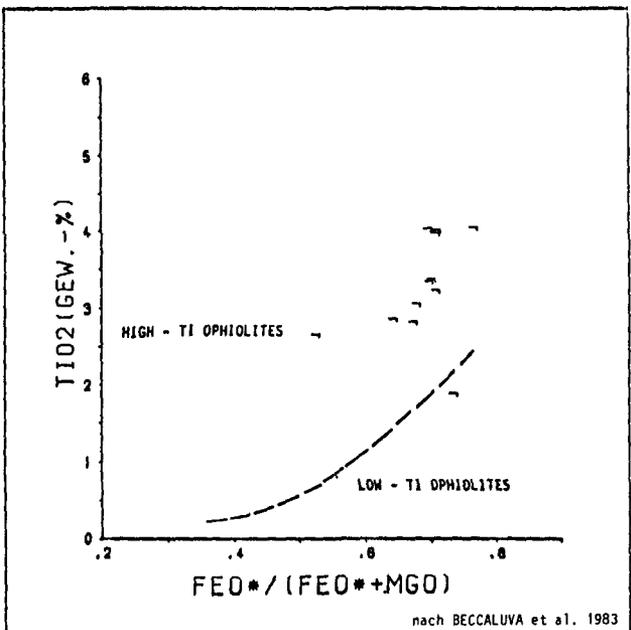
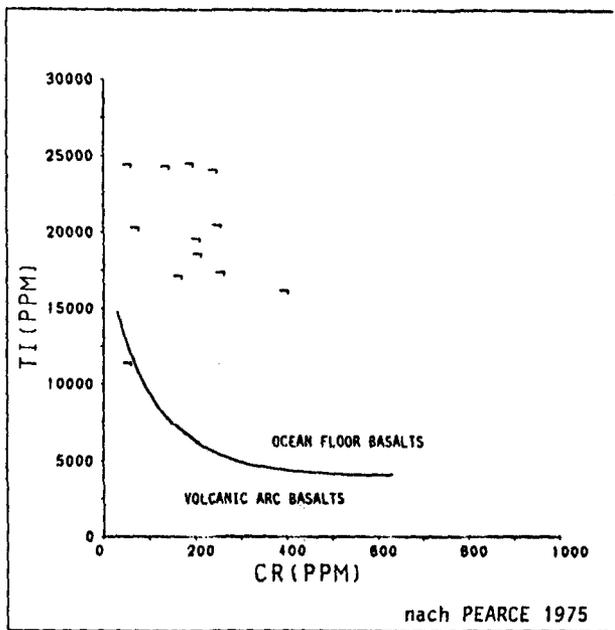


Abb. 64.  
Diagramme zur Eingrenzung des geotektonischen Bildungsraumes der Grünschiefer aus der Uttendorfer Schuppenzone.  
Die Proben sind, wie die Gesteine aus dem hinteren Saalachtal (vgl. 7.6.2.), als Ti-reiche Ozeanboden-Basalte mit einem geotektonischen Bildungsraum innerhalb einer Platte ausgewiesen.

- Wie die Gesteine der NGZ sind die Grünschiefer als Ti-reiche („High-Ti“) Ozeanbodenbasalte ausgewiesen (Abb. 64).
- Der geotektonische Bildungsraum ist einer Intraplatten-Position (Abb. 64) zuzuordnen, wie sie auch für den Großteil der Gesteine der NGZ, und insbesondere für den direkt an die Uttendorfer Schuppenzone angrenzenden Untersuchungsbereich „hinteres Saalachtal“ (vgl. Abb. 9), belegt werden konnte.

Die Uttendorfer Schuppenzone besteht aus Spänen aller in der Umgebung anstehenden Gesteinseinheiten (HEINISCH, 1986). Die Grünschiefer, die aufgrund ihrer Ausbildung z.T. als Prasinite angesprochen wurden (SLUITNER, 1985), können daher sowohl höher metamorphe Anteile der NGZ, als auch Anteile des Penninikums oder des Quarzphyllits darstellen. Die basischen Magmatite der Habachformation (Infrakambrium bis Paläozoikum der unteren Schieferhülle, vgl. 8.3.) sind geochemisch als Reste ozeanischer Kruste (Ophiolithe) bzw. als „back-arc“- und Inselbogen-Bildungen charakterisiert (HÖLL & MAUCHER, 1976; KRAIGER & HÖCK, 1987). Auch die Metabasite der mittleren hohen Tauern (Mesozoikum der oberen Schieferhülle) zeigen vor allem den Charakter von „Ozeanboden-Basalten“, es treten aber auch kleinere Vorkommen von „within-plate“-Basalten auf (BICKLE & PEARCE, 1975; HÖCK & MILLER, 1980).

Nach den petrographischen Gesichtspunkten (vollständige Rekristallisation des Primärgefüges, sehr gut ausgeprägte Schieferung, z.T. Prasinit-Zusammensetzung) unterscheiden sich die Grünschiefer der Uttendorfer Schuppenzone deutlich von den basischen Gesteinen der angrenzenden Grauwackenzone (vgl. 4.7.) und sind daher eher einem der höher metamorphen Nachbargebiete (Tauernfenster?) zuzuordnen. Es läßt sich jedoch nicht ausschließen, daß sie höher metamorphe Anteile der NGZ darstellen, deren primäres Gefüge durch die starke tektonische Beanspruchung ausgelöscht wurde. Die oben dargestellten geochemischen Daten weisen nicht darauf hin, daß diese Gesteine aus dem Tauernfenster stammen. Eine endgültige Kärlung der Zugehörigkeit der Grünschiefer der Uttendorfer Schuppenzone ist mit den vorliegenden Daten nicht möglich; hierzu wäre eine breiter angelegte Untersuchung nötig.

## **7.8. Diskussion der plattentektonischen Stellung des basischen Magmatismus anhand der geochemischen Untersuchungen**

### **7.8.1. Geochemische Charakteristik und plattentektonische Deutung**

Die wichtigsten geochemischen Charakteristika der metamorphen basischen Magmatite der NGZ lassen sich wie folgt zusammenfassen (vgl. 7.5., 7.6.):

- Alle Gesteine sind angereichert an Ti („high-Ti basalts“ im Sinne von SUN & NESBITT, 1978).
- Der Großteil der Gesteine weist eine, teilweise starke, Anreicherung der inkompatiblen Elemente Ti, P, Zr, Nb und REE auf („E-type“).
- Mit Ausnahme des Untersuchungsgebietes EA der östlichen NGZ zeigen alle untersuchten Gesteine

fraktionierte REE<sub>cn</sub>-Verteilungskurven, die von wenig bis zu stark angereicherten LREE<sub>cn</sub> gegenüber den HREE<sub>cn</sub> reichen.

- „Transitional“- und Alkalibasalte überwiegen; Tholeiite treten vorwiegend in den Teilbereichen „vorderes Saalachtal/westl. NGZ“ und „EA/östl. NGZ“ auf.
- Kalkalkalibasalte sind nicht vertreten.
- Die basischen Magmatite der NGZ sind durchwegs wenig differenzierte Basalte. Nur im westlichen Teil finden sich, mengenmäßig stark untergeordnet, intermediäre Gesteine (dioritische Ganggesteine und Laven mit erhöhten SiO<sub>2</sub>-Gehalten). Höher differenzierte Anteile (z.B. Rhyolithe) fehlen, es existiert kein bimodaler Vulkanismus.
- Laven und gabbroide Ganggesteine gleichen sich im Chemismus. Für sie wird eine comagmatische Entstehung angenommen.

**Anhand der geochemischen Charakteristik ergeben sich, über die gesamte NGZ betrachtet, folgende unterschiedlich zu interpretierende Gruppen:**

- 1 ) Der Bereich „hinteres Saalachtal“ der westlichen NGZ und die Untersuchungsgebiete Bruck a.d. Mur (EB), Kalwang (EK), St. Lorenzen (EL), Niederbergalm (EN) und Trofaiach (ET) der östlichen NGZ.
- 2a) Der Bereich „vorderes Saalachtal“ der westlichen NGZ.
- 2b) Das Untersuchungsgebiet Admont (EA) der östlichen NGZ.
- 3 ) Die dioritischen Ganggesteine aus der westlichen NGZ.
- 4 ) Die Untersuchungsgebiete Pfaffendorf (EP) und Villmersdorf (EV) der östlichen NGZ.

In Abb. 65 und 66 sind die beiden großen, geographisch getrennten Untersuchungsregionen westliche und östliche NGZ (vgl. Abb. 1) anhand von Übersichtsskizzen dargestellt (vgl. 3.). Die einzelnen Untersuchungsgebiete sind entsprechend der geochemischen Charakteristik der magmatischen Gesteine gekennzeichnet. In der westlichen NGZ zeigen sich zwischen den beiden eng benachbarten Gebieten vorderes und hinteres Saalachtal, die schon vulkanologisch-petrographisch verschieden waren (vgl. 4.7., 6.5.), auch geochemisch deutliche Unterschiede. In der östlichen NGZ ist der Untersuchungsbereich Admont (EA) eigenständig. Aus der Skizze wird ersichtlich, daß die Verteilung der plattentektonisch verschieden zu deutenden Bereiche nicht mit der geographischen Großgliederung in W- und E-Teil zusammenfällt.

Die verschiedenen Gruppen basischer Gesteine der NGZ werden petrogenetisch-plattentektonisch wie folgt gedeutet (vgl. 7.6.).

#### **7.8.1.1. Intraplattenbasalte – Basalte Ozeanischer Inseln**

Der Bereich „hinteres Saalachtal“/westliche NGZ und die Untersuchungsgebiete EB, EK, EL, EN und ET der östlichen NGZ und damit der mengenmäßig weit überwiegender Anteil der basischen Magmatite der NGZ (vgl. Abb. 65, 66) kann eindeutig einem vorwiegend „transitional“ bzw. alkalischen, untergeordnet tholeiitischen Magmencharakter und einem Bildungsraum innerhalb einer Platte zugeordnet werden.

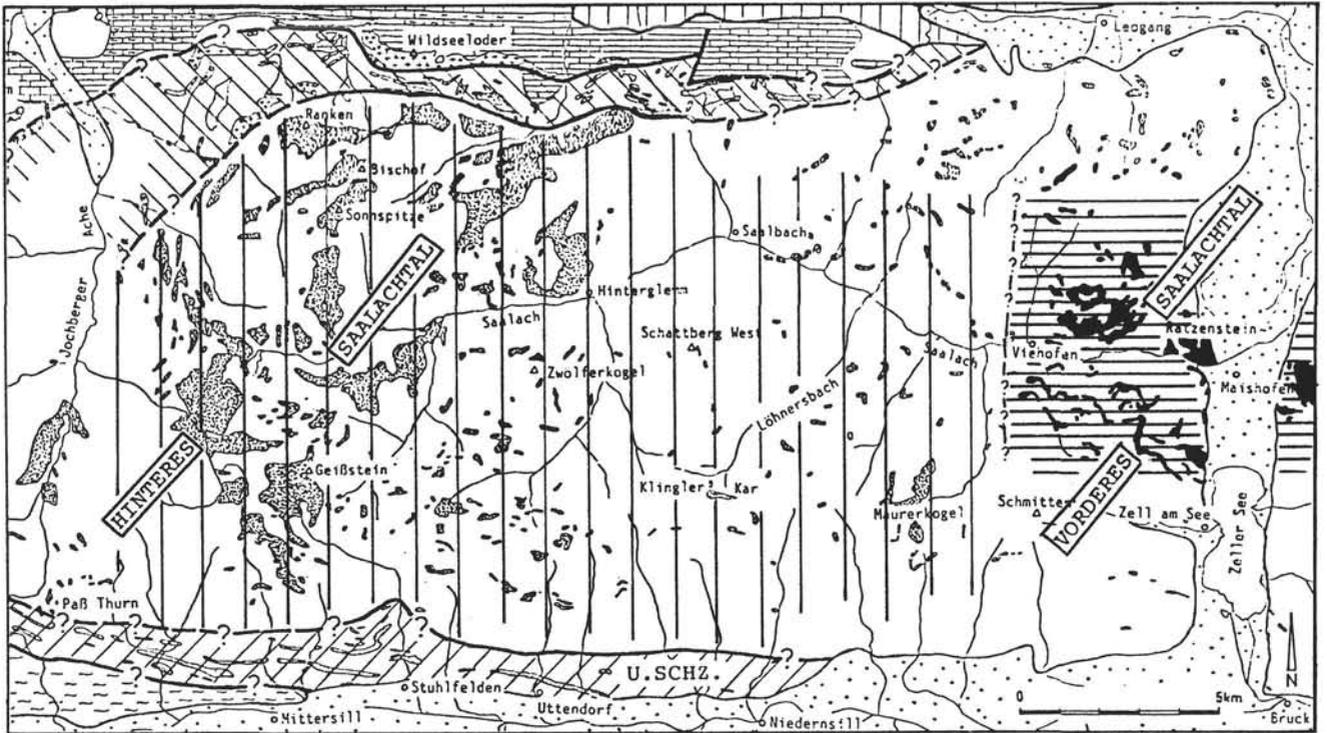


Abb. 65.  
Übersicht über die Verbreitung der geotektonisch unterschiedlich zu interpretierenden Gesteinsgruppen in der westlichen NGZ.  
Senkrechte Schraffur = Intraplatten „transitional“- und Alkalibasalte; waagrechte Schraffur = „marginal basin“-Tholeiite.

Die untersuchten Gesteine zeigen den Chemismus von „E-type“-Basalten (z.B. La/Ta ca. 10; SAUNDERS, 1984), sie sind an P, Zr und besonders stark an Ti und LREE angereichert. Alle mächtigeren Vorkommen (Bereich 2b/westl NGZ, Gebiete EB, EK, ET/östl. NGZ) weisen Elementverteilungen auf, wie sie charakteristisch für Basalte Ozeanischer Inseln bzw. Seamounts sind (z.B. Emperor Seamounts, Tab. 18; Vavilov Seamount, ROBIN et al., 1987; Hf/Ta <2; WOOD et al., 1979). Somit ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung mit den vulkanologisch-petrographischen Daten, nach denen diese Gesteine als vulkanische Hochzonen, vergleichbar mit Teilen Ozeanischer Inseln bzw. Seamounts interpretiert wurden (vgl. 6.5.). Auch die Untersuchungen an reliktschen Klinopyroxenen belegen für die Gesteine aus dem hinteren Saalachtal eine Zugehörigkeit zu Abfolgen nichtorogener Bereiche (SCHRÖCKER, 1987).

Der stark an immobilen inkompatiblen Elementen angereicherte Chemismus kann nicht allein durch partielle Aufschmelzung und folgende fraktionierte Kristallisation erklärt werden (SCHILLING, 1975). Derartige Magmen werden allgemein auf einen primär an inkompatiblen Elementen angereicherten Mantel zurückgeführt (NORRY & FITTON, 1983) und mit einem „mantle blob“ (SCHILLING, 1975), „mantle plume“ oder „hot spot“ in Verbindung gebracht (BAS. VOLC. STUD. PROJ. 1981; WOOD et al., 1979). In Übereinstimmung mit der Genese von Basalten Ozeanischer Inseln (z.B. Hawaii; SAUNDERS, 1984) kann als Ausgangsmaterial für die Magmen der NGZ ein lherzolitischer, an Ti und REE angereicherter Mantel angenommen werden (BECCALUVA et al., 1983). Die Magmengenese der untersuchten Gesteine ist auf einen geringen Anteil Aufschmelzung des Ausgangsmaterials zurückzuführen, wobei Granat als Residuum bleibt (Fraktionierung der LREE; SAUNDERS, 1984;

BAS. VOLC. STUD. PROJ. 1981). Die Magmenentwicklung ist in Zusammenhang mit einer Olivin- bzw. Plagioklas + Klinopyroxen-betonten Kristallisationsfraktionierung zu sehen, die unter Abspaltung von Granat abläuft, wodurch es zu den charakteristischen REE<sub>cn</sub>-Verteilungskurven kommt, die die starke Anreicherung der LREE gegenüber den HREE zeigen (HUGHES, 1982; SAUNDERS, 1984).

Die Entscheidung, ob es sich bei den basischen Magmatiten der NGZ um kontinentale oder ozeanische Intraplatten-Basalte handelt (C-WP oder O-WP; PEARCE, 1987) kann anhand der vorliegenden geochemischen Daten nicht getroffen werden (NORRY & FITTON, 1983; vgl. 7.6.2., 8.2.).

#### 7.8.1.2. Basalte mit „Übergangschemie“: „marginal basin“-Basalte – kontinentaler Riftbereich – Basalte ozeanischer Plattformen.

In zwei Teilbereichen ergab sich keine eindeutige Zuordnung zu einer geotektonischen Position – beide Teilbereiche zeigen eine teilweise stark voneinander abweichende geochemische Charakteristik, sie müssen deshalb getrennt diskutiert werden.

##### 1 Teilbereich

##### „Vorderes Saalachtal“ der westlichen NGZ

Die im E-Teil der westlichen NGZ aufgeschlossenen Laven und Ganggesteine (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen, Abb. 65) sind petrographisch-vulkanologisch wie geochemisch deutlich von den Intraplatten-Basalten des übrigen Untersuchungsgebietes verschieden (vgl. 6.5., 7.5., 8.2.2.).

Es handelt sich um Tholeiite, die im Vergleich zu den übrigen basischen Gesteinen weniger stark an inkompatiblen Elementen angereichert sind. Auch diese Ge-

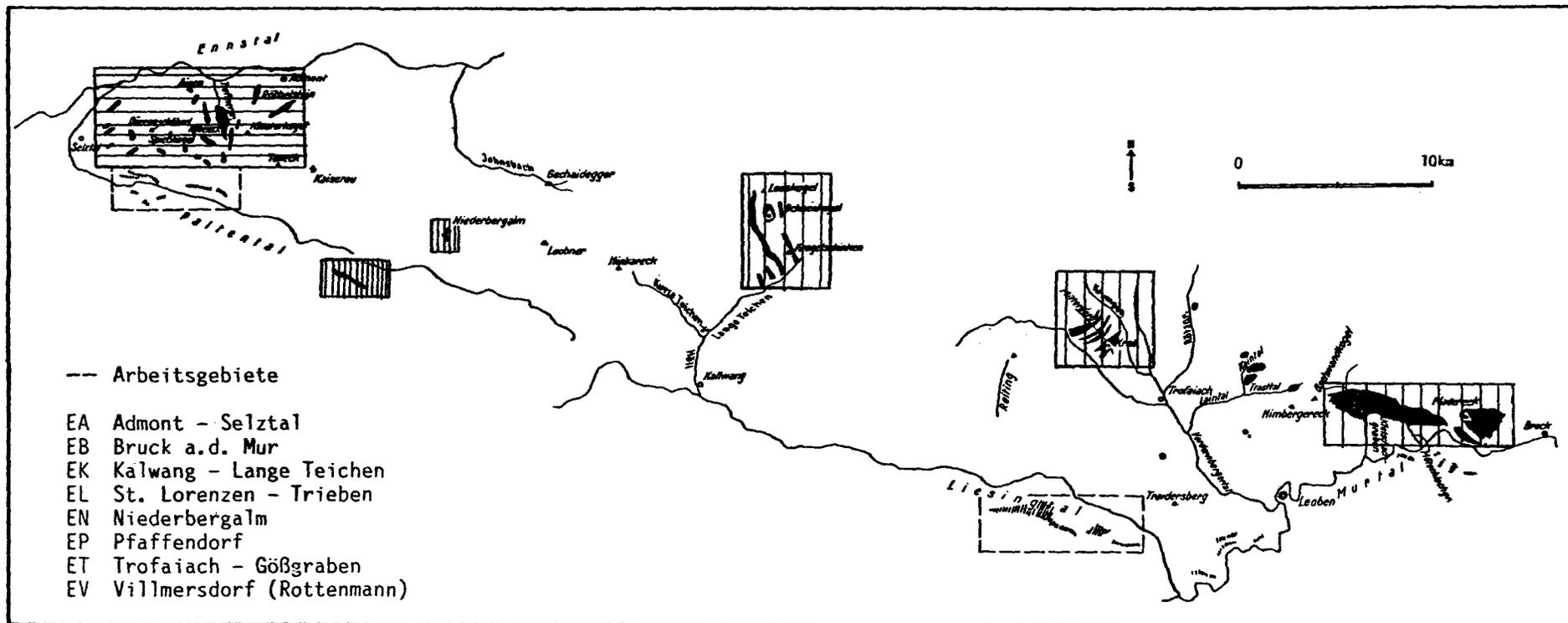


Abb. 66.

Verteilung der verschiedenen Basalttypen in der östlichen NGZ.

Weite senkrechte Schraffur = Intraplatten-Alkalibasalte; enge senkrechte Schraffur = Intraplatten-Tholeiite; waagrechte Schraffur = „marginal basin“-Basalte.

steine sind den „high-Ti“-Basalten zuzuordnen, die  $REE_{cn}$ -Verteilungskurven zeigen eine, wenn auch geringe, Anreicherung von  $LREE_{cn}$  gegenüber den  $HREE_{cn}$ .

Aufgrund der geochemischen Charakteristika weisen diese Gesteine sowohl Ähnlichkeiten mit primitiven, abyssischen Tholeiiten (MORB) als auch mit Intraplatten-Bildungen auf, ebenso lassen sich Tendenzen zu Inselbogen-Tholeiiten finden. Dies belegen Untersuchungen an reliktschen Klinopyroxenen (TARKIAN & GARBE, 1988). Demnach sind die tholeiitischen Gesteine auch aufgrund der Pyroxenchemie einem „Übergangsschemismus“ zwischen Ozeanboden-Basalten, Inselbogen-Basalten und Intraplatten-Basalten zuzuordnen.

Basalte mit nicht klar zu charakterisierenden geochemischen Eigenschaften treten, bedingt durch unterschiedliche Einflüsse der abtauchenden Platte, vor allem in „back-arc“-Bereichen bzw. „marginal basins“ auf (SAUNDERS & TARNEY, 1984; SAUNDERS et al., 1980). Nach PEARCE (1980) finden sich Übergangstypen zwischen MORB und Inselbogen-Tholeiit häufig in „marginal basin“-Bereichen, Übergangstypen zwischen Intraplatten-Basalten und Inselbogen-Tholeiiten können in Abschnitten kontinentalen Riffings über einer Subduktionszone erscheinen. Gesteine, deren chemische Zusammensetzung zwischen der von MORBs und Intraplattenbasalten steht, werden über „diffusen“ Spreading-Zentren gefördert (PEARCE, 1980). Sie sind u.a. für Gebiete typisch, in denen extreme Krustenausdünnung in Verbindung mit beginnenden Ozeanen und unterentwickelten Rifts stattfindet.

WEAVER et al. (1979) beschreiben in Zusammenhang mit dem beginnenden „back-arc spreading“ aus dem ensialischen „marginal basin“ (SAUNDERS & TARNEY, 1984) der Bransfield Strait (Shetland Inseln) Basalte, die geochemisch einem Übergangstyp zwischen Ozeanrücken- und Inselbogen-Basalten entsprechen. Diese weisen  $REE_{cn}$ -Verteilungskurven auf, die teilweise mit denen der Proben aus dem vorderen Saalachtal gut übereinstimmen (vgl. 7.6.3.). Für die Gesteine aus dem vorderen Saalachtal kann jedoch eine Verbindung mit einer Subduktionszone nicht belegt werden (Fehlen einer SSZ-Komponente im Sinne von PEARCE, et al. 1984). Das vordere Saalachtal könnte auch in Zusammenhang mit einer ähnlichen Situation gesehen werden, wie sie im West Philippine Basin vorliegt (TARNEY et al., 1981). Dieses Becken befindet sich kontinentwärts in einer solchen Lage zum Inselbogen, daß sich geochemisch, im Gegensatz zur benachbarten Scotia Sea, keine klare Inselbogen-Charakteristik abzeichnet. So zeigen z.B. die Basalte aus dem West Philippine Basin, wie auch die Basalte aus dem vorderen Saalachtal, hohe Nb-Gehalte; für Inselbogenbasalte sind niedrige Nb-Werte charakteristisch (TARNEY et al., 1981; vgl. Abb. 59, 7.27).

Gesteine die geochemisch denen des vorderen Saalachtals ähneln, finden sich auch als Produkte kontinentaler Rift-Zonen. TARKIAN & GARBE (1988) vergleichen die basischen Vulkanite der westlichen NGZ mit dem „continental-margin basin“ des Golfs von Kalifornien (SAUNDERS et al. 1982). Auch mit Gesteinen, die aus dem Rio Grande Rift (BAS. VOLC. STUD. PROJ. 1981) beschrieben werden, lassen sich Übereinstimmungen finden.

Faßt man den Begriff „marginal basin“ in seinem weitesten Sinne, so könnten die Gesteine des vorderen

Saalachtals einem „marginal basin“ zugeordnet werden, wobei die Rolle einer eventuell weit entfernten Subduktionszone nicht geklärt werden kann.

„Marginal basin“ wird hier in der auf der Definition nach KARIG (1971) fußenden, erweiterten Definition nach LAWVER & HAWKINS (1978) gebraucht. Demnach sind marginal basins nicht nur halbisierte Becken hinter den vulkanischen Ketten von Inselbogen-Systemen, sondern auch alle kleinen Gebiete mit Bildung ozeanischer Lithosphäre zwischen zwei Inselbögen, Kontinentmassen oder Kontinentfragmenten.

Die Gesteine des vorderen Saalachtals weisen auch Ähnlichkeiten mit Teilen Ozeanischer Plattformen auf, wie sie im Azoren-Plateau oder im Nauru Basin vorliegen (SAUNDERS, 1984; WHITE et al., 1979). So sind z.B. die Basalte der Azoren-Plattform weniger stark an  $LREE_{cn}$  angereichert als die Basalte der Azoren-Inseln, sie zeigen aber ähnliche Yb- und Lu-Werte (WHITE et al., 1979). Ein solcher Zusammenhang läßt sich auch zwischen den Ozeaninsel-Basalten des hinteren Saalachtals und den Basalten des vorderen Saalachtals finden (Abb. 54). Während der Azoren-Vulkanismus mit dem mittelatlantischen Rücken verknüpft ist, liegt in der Nauru-Plattform ein „off axis“-Vulkanismus vor (SAUNDERS, 1984). Die Basalte und Sills sind z.T. deutlich an Ti angereicht, zeigen aber geringere Gehalte an  $LREE_{cn}$  als die Basalte des vorderen Saalachtals (BATIZA, 1981, Abb. 54). Geochemisch liegen sie zwischen „N-type“-MORB und „hot spot-type“-Basalten; TOKUYAMA & BATIZA (1981) schlagen deshalb vor, sie als eigenständigen Basalttyp des Intraplatten-Vulkanismus zu bezeichnen, als „ocean plateau tholeiite“.

Zwischen den vorstehend beschriebenen geotektonischen Positionen und den Gesteinen des vorderen Saalachtals ergibt sich jedoch in keinem Fall eine eindeutige Koinkidenz.

Hinsichtlich der Magmengenese werden die Basalte des vorderen Saalachtals analog zu den Gegebenheiten, die z.B. für die Bildung der Tholeiite der Azoren-Plattform angenommen werden (WHITE et al., 1979), auf eine starke Aufschmelzung des Mantelmaterials zurückgeführt. Die geochemischen Daten weisen weiter auf eine Plagioklas-betonte Fraktionierung hin.

## ② Teilbereich

### Admont (Gebiet EA) der östlichen NGZ:

Ähnliches wie für das vordere Saalachtal ergibt sich auch für die geringmächtigen Abfolgen des westlichsten Untersuchungsbereiches der östlichen NGZ (Gebiet EA). Auch diese Gesteine können, allerdings weniger eindeutig als die Proben aus dem vorderen Saalachtal, als Tholeiite mit plattentektonischen Affinitäten zu MORBs und Inselbogen-Tholeiiten, vereinzelt auch zu Intraplatten-Basalten charakterisiert werden. Erst die REE-Verteilungskurven zeigen die Unterschiede zum vorderen Saalachtal auf (Abb. 55); die Gesteine aus Gebiet EA sind an  $LREE$  verarmt. Diese Verarmung spricht für den MORB-Charakter („N-type“-MORB) der Gesteine, und belegt eine starke Aufschmelzung des Ausgangsmaterials im Mantel, wobei auch Granat aufgeschmolzen wird und es dadurch nicht zur starken Fraktionierung der REE kommt (SAUNDERS, 1984). Eine Verarmung an Ta und Nb, wie sie die Proben aus Gebiet EA aufweisen (Abb. 62), ist charakteristisch für Inselbogen-Tholeiite (WOOD et al., 1979). Somit wäre in

Gebiet EA eine, wenn auch undeutliche, SSZ-Komponente nach PEARCE (1980) vertreten.

Ähnlich wie das vordere Saalachtal kann Gebiet EA aufgrund seiner uneinheitlichen Geochemie einem „marginal basin“ im weitesten Sinne zugeordnet werden. Beide Teilgebiete sind dabei aber weder vulkanologisch-petrographisch noch geochemisch vollkommen identisch.

#### **7.8.1.3. Dioritische Ganggesteine – differenzierte Anteile der Basaltabfolgen**

Für die dioritischen Ganggesteine ergab sich aufgrund ihres intermediären Chemismus die Frage, ob sie Zeugen einer Subduktion darstellen. Da sie vorwiegend im Hangenden der Basalte auftreten (vgl. 3.3.1.), liegt der Gedanke an eine andere stratigraphische Position (Karbon?) nahe. Aufgrund der Geochemie (z.B. Ti-Reichtum) ergibt sich jedoch keine Übereinstimmung mit orogenen Andesiten. In den Diskriminanzdiagrammen stellen sie sich sehr uneinheitlich dar, folgen im wesentlichen aber der Intraplatten-Tendenz.

Die dioritischen Ganggesteine werden als höher differenzierte Anteile der basischen Gesteine gesehen. Sie folgen dem Trend einer Fraktionierung, die durch den Entzug von Plagioklas aus der Schmelze charakterisiert ist. Ein solcher Entwicklungstrend wird z.B. auch von Trachyten aus Hawaii beschrieben (SAUNDERS, 1984).

#### **7.8.1.4. Geochemisch nicht zu charakterisierende Teilbereiche**

Die Proben aus den Gebieten Pfaffendorf (EP) und Villmersdorf (EV) der östlichen NGZ stellen sich geochemisch so uneinheitlich dar, daß kaum Schlüsse auf einen geotektonischen Bildungsraum gezogen werden können. Es wird vermutet, daß die geringmächtigen Vorkommen, primär wohl Tuffite (vgl. 4.6.), so stark mit nicht vulkanogenem, siliziklastischen Material kontaminiert wurden, daß der Chemismus stark verstellt ist. Sie weisen im wesentlichen, wie die übrigen basischen Gesteine der NGZ, eine „angereicherte“ Geochemie auf. Eine Intraplatten-Charakteristik überwiegt, teilweise folgen die Proben ähnlichen Trends wie Gebiet EA („N-type“-MORB, Inselbogen-Tholeiit).

#### **7.8.1.5. Vergleich mit den bestehenden Modellen aus der Literatur**

Die basischen Vulkanite der NGZ wurden von den verschiedenen Bearbeitern bereits sehr unterschiedlichen plattentektonischen Positionen zugeordnet (vgl. 1.3.). Aufgrund der hier durchgeführten geochemischen Untersuchung des basischen Magmatismus der gesamten NGZ läßt sich eine Wertung der bestehenden Modelle vornehmen:

- Eine Zugehörigkeit zu einem voll entwickelten Inselbogen-System oder eine direkte Verbindung mit einer Subduktionszone im Sinne von HÖLL & MAUCHER (1976), LOESCHKE (1977) und FRISCH et al. (1984) kann für den Großteil der basischen Magmatite der NGZ völlig ausgeschlossen werden.
- Auch eine Förderposition im Bereich eines Mittelzoanischen Rückens, wie es COLINS et al. (1980) und MOSTLER (1984) fordern, ist mit den untersuchten Gesteinen nicht zu belegen.

- Ein kontinentaler Riftbereich (Kalwang/östliche NGZ; SCHÄFFER & TARKIAN, 1984) bzw. ein „epikontinentales marginal basin“ (westliche NGZ; TARKIAN & GARBE, 1988) könnte für die Teilgebiete EA/östliche NGZ und „vorderes Saalachtal“/westliche NGZ als Erklärung zutreffen. Als Bildungsmodell für den Großteil des basischen Magmatismus und auch für die Gesteine aus dem Raum Kalwang – Trofaiach ist es aber nicht geeignet.
- Der Großteil der basischen Magmatite der NGZ ist, im Sinne von KOLMER (1978), einem alkalibetonen Magmatismus innerhalb einer Platte zuzuordnen.

### **7.8.2. Geochemie – Stratigraphie: Ein Korrelationsversuch**

Es war ein Ziel der geochemischen Untersuchungen, Unterschiede und Gemeinsamkeiten zwischen den einzelnen Vorkommen basischer Magmatite der NGZ aufzuzeigen, um damit Aussagen über die Zusammenhänge der Vorkommen untereinander machen zu können (vgl. 1.1., 7.4.). Hier soll versucht werden, aus Unterschieden und Gemeinsamkeiten im Chemismus Aussagen über die Zusammengehörigkeit bzw. die stratigraphische Stellung der beprobten Teilgebiete abzuleiten:

#### **Westliche NGZ**

Der Bereich hinteres Saalachtal (Bereich 2, vgl. 7.4.) wurde für die geochemischen Untersuchungen in zwei Teilbereiche unterteilt: In Bereich 2a (mittleres Saalachtal, vgl. 3.3.1.) sind die Vorkommen aufgeschlossen, deren Alter biostratigraphisch belegt ist (Unterdevon, vgl. 2.1; HEINISCH et al., 1987). Zu den mächtigen Vulkanitvorkommen aus Bereich 2b (Saalachtal – Tal-schluß) existieren keine stratigraphischen Daten. Beide Teilbereiche stimmen hinsichtlich der geochemischen Entwicklung der basischen Vulkanite gut überein. Die geringmächtigen Vorkommen in Bereich 2a sind als tholeiitische- bis alkalische Intraplatten-Basalte, die mächtigen Vorkommen aus Bereich 2b als „transitional“ bis alkalische Intraplatten-Basalte (Basalte Ozeanischer Inseln) gekennzeichnet (vgl. Abb. 65). Geochemisch wie auch petrographisch-vulkanologisch (vgl. 6.5.) werden diese beiden Bereiche als eine Einheit betrachtet. Dies belegt auch die Kartierung (z.B. HEINISCH & SCHLAEGEL, 1987), nach der die Gesteinseinheiten und z.T. auch der Leithorizont (Klingler-Kar Formation) aus Bereich 2a in Bereich 2b verfolgt werden können. Der Vulkanismus wird als einzeitiges, relativ kurzzeitiges Ereignis angesehen (vgl. 6.5.). Im Analogieschluß zu den datierten Vorkommen wird daher für den gesamten Vulkanismus des hinteren Saalachtals ein unterdevonisches Alter angenommen (vgl. 2.3.).

Anders stellen sich die Verhältnisse im Teilbereich vorderes Saalachtal (Bereich 1, vgl. 7.4., Abb. 65) dar. Hier ist der Leithorizont nicht mehr vertreten, stratigraphische Daten fehlen. Geochemisch sind die Magmatite eigenständig, und klar unterschiedlich zu denen des hinteren Saalachtals.

Das enge Nebeneinander dieser unterschiedlichen Basaltprovinzen läßt sich schwer erklären. Ein Altersunterschied oder primär getrennte Entstehungsräume werden diskutiert (vgl. 8.2.2.). Neueste Kartierungsergebnisse weisen jetzt darauf hin, daß der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen ins Hangende der Schattberg-Formation

zu stellen ist (HEINISCH & SCHLAEGEL, 1989; vgl. 3.3.1.). Damit könnte der basische Vulkanismus hier einem eigenständigen Ereignis zugeordnet werden, das jünger als das des hinteren Saalachtals ist. Das Nebeneinander geochemisch völlig unterschiedlicher Basaltkomplexe ließe sich so gut erklären (vgl. 8.).

Die dioritischen Ganggesteine treten vorwiegend im stratigraphisch Hangenden der Basaltabfolge des vorderen Saalachtals auf. Sie werden als Differentiate der Basalte erklärt und stellen vermutlich die jüngste magmatische Phase im Untersuchungsgebiet dar.

### Östliche NGZ

Auch hier ist der Großteil der Gesteine, die Gebiete EB, EK, EL, EN und ET eindeutig als Intraplatten-Alkalibasalte, und untergeordnet als Intraplatten-Tholeiite gekennzeichnet (vgl. Abb. 66). Diese Untersuchungsgebiete gehören alle der „Serie der Grauwackenschiefer“ im Sinne von FLÜGEL & NEUBAUER (1984) an (vgl. 3.3.3.). Nur in den Teilbereichen Kalwang und Trofaiach ist für den basischen Vulkanismus ein silurisches Alter belegt (SCHÖNLAUB, 1979; vgl. 2.2.). Für das kleine Vorkommen Niederbergalm (EN) wurde eine Zugehörigkeit zur Radschieferserie und damit ein ordovizisches Alter diskutiert (älter als der Porphyroid, vgl. 2.2., 3.3.3.). Die geochemischen Daten belegen eine solche Sonderstellung des Vorkommens EN nicht. Da die obengenannten Vorkommen eine übereinstimmende Charakteristik zeigen, wird für sie, in Analogie zu den datierten Vulkaniten, ein silurisches Alter angenommen.

Eine Sonderstellung nimmt dagegen das Gebiet Admont (EA) ein. Die Gesteine, die sich geochemisch eindeutig von den anderen basischen Magmatiten der NGZ unterscheiden, gehören nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984) auch der „Serie der Grauwackenschiefer“ an (vgl. 3.3.3.). Es liegen hier jedoch keine Altersdaten vor. Ein im Vergleich zu dem der übrigen Grauwackenschiefer jüngeres Alter (Karbon-Perm) wurde von CLAR, (1972) für einen Teil der Abfolgen von Gebiet EA diskutiert. Die basischen Vulkanite könnten dann als Spuren einer (karbonen?) Subduktionszone interpretiert werden (vgl. 8.). Eine Abtrennung eines Teils der Grauwackenschiefer des Gebietes EA von den übrigen Grauwackenschiefern erscheint jedoch weder aufgrund der Un-

tersuchungen von CLAR (1972) noch aufgrund der eigenen Geländebeobachtungen sinnvoll.

Die Teilgebiete EP und EV wurden verschiedentlich dem Karbon zugeordnet (vgl. 3.3.3., 3.4.). Diese beiden Gebiete weisen zwar geochemisch eine vom Großteil der übrigen Vorkommen abweichende Charakteristik auf, die geochemischen Untersuchungen legen aber die Vermutung nahe, daß diese Unterschiede eher auf Alteration und Kontamination mit nicht vulkanogenem Material zurückzuführen sind als daß sie Ausdruck eines anders gearteten (karbonen) Vulkanismus wären. Die geochemischen Argumente reichen daher nicht aus, einen geotektonisch eigenständigen Vulkanismus karbonen Alters zu fordern.

### 7.8.3. Zusammenfassung

Insgesamt lassen sich die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen wie folgt zusammenfassen:

- Der basische Magmatismus der NGZ ist vorwiegend ein Intraplatten-Magmatismus, die geochemische Charakteristik stimmt mit der von Basalten Ozeanischer Inseln gut überein. Es besteht kein Zusammenhang mit einem aktiven Plattenrand, sei er produzierender oder konsumierender Art. Für den Hauptteil der Vorkommen kann eine etwa zeitgleiche (Unterdevon: westl. NGZ; Silur: östl. NGZ) Förderung und ein primär angereichertes Mantelmaterial, zurückzuführen auf einen „mantle plume“ angenommen werden.
- Zwei Teilbereiche, das vordere Saalachtal der westlichen NGZ und das Gebiet Admont der östlichen NGZ unterscheiden sich hinsichtlich Magmengene- und geotektonischer Charakteristik deutlich von den übrigen basischen Magmatiten. Beide Teilgebiete sind geochemisch nicht identisch. Sie werden einem „marginal basin“-Bereich im weitesten Sinne zugeordnet, der Teilbereich „vorderes Saalachtal“ ähnelt auch Ozeanischen Plateau-Basalten. Mit geochemischen Methoden allein läßt sich hier der geotektonische Bildungsraum nicht weiter eingrenzen, er wird in Zusammenschau mit den geologischen Rahmendaten diskutiert (vgl. 8.).

## 8. Plattentektonische Synthese

### 8.1. Daten

In der folgenden Übersicht (Tab. 20) sind die in den vorangehenden Kapiteln ausführlich dargestellten Daten zusammengefaßt, die aussagekräftig für die geotektonische Zuordnung der metamorphen basischen Magmatite der NGZ sind.

Abb. 67 zeigt die Verteilung der vulkanologisch-geochemisch unterschiedlich zu bewertenden Gesteinsgruppen in der NGZ. Es ergibt sich keine Korrelation zwischen der geochemischen Charakteristik und der Altersstellung oder der großräumigen, geographischen Regionalgliederung in E- und W-Teil. Eine Aufteilung in N-S verlaufende Streifen wird deutlich. Die beiden „äußeren Streifen“, die devonischen basischen Vulkanite der westlichen NGZ und der Großteil der silurischen

basischen Vulkanite der östlichen NGZ, zeigen übereinstimmend die Charakteristik von Intraplattenbasalten. Der „mittlere Streifen“, d.h. die Vulkanite aus dem östlichsten Untersuchungsbereich der westlichen NGZ (vorderes Saalachtal) und dem westlichsten Untersuchungsbereich der östlichen NGZ (Gebiet Admont) weisen Eigenschaften auf, die Bildungen eines „marginal basin“ im weitesten Sinne zugeordnet werden können.

Eine sichere stratigraphische Datierung des basischen Vulkanismus liegt nur an zwei Stellen vor. Aufgrund dieser Daten, bzw. aufgrund von Analogie-schlüssen, sind die basischen Vulkanite des hinteren Saalachtals/westl. NGZ dem höheren Unterdevon (HEINISCH et al., 1987), die der östlichen NGZ dem unteren

**Tabelle 20.**

**Zusammenstellung der Ergebnisse der Untersuchungen zum basischen Magmatismus der NGZ.**

Zwei petrographisch-vulkanologische Großgruppen		
Vorderes Saalachtal (westliche NGZ) (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen)	Hinteres Saalachtal (westliche NGZ) und östliche NGZ	
Blasenarme bis -freie Pillow- und Schichtlaven in enger Wechsellagerung mit gabbroiden Sills und geringmächtigen Lagen toniger Sedimente	Vorwiegend blasenreiche Pillowbasalte, oft lateral verzahnend und wechsellagernd mit Pyroklastika; gabbroide Ganggesteine, vorwiegend als Sills	
Dioritische Ganggesteine, vorwiegend im Hangenden des Komplexes; z.T. auch Laven mit höheren SiO <sub>2</sub> -Gehalten (intermediärer Chemismus)	Dioritische Ganggesteine sehr untergeordnet und nur in der westlichen NGZ	
Keine Pyroxenite	Vereinzelte Vorkommen geringmächtiger Pyroxenite, nur in der westlichen NGZ	
Keine Produkte eines explosiven Vulkanismus	Weit verbreiteter explosiver Vulkanismus, gekennzeichnet durch mächtige, bunte Pyroklastika und deren Umlagerungsprodukte	
Max. Gesamtmächtigkeit des Komplexes ca. 400 m (incl. geringmächtiger Sedimentzwischenlagen)	Max. Gesamtmächtigkeit durchgehend aufgeschlossener Basalt-Pyroklastika-Abfolgen: ca. 400 m (westliche NGZ) bzw. ca. 200 m (östliche NGZ)	
Tiefwasserbildungen: Förderung unterhalb des PCL, d.h. in Wassertiefen >500 m	Bildung im flachmarinen Bereich: großteils Förderung oberhalb des PCL, d.h. in Wassertiefen <500 m; subaerische Förderphasen; Übereinstimmung mit Teilen der Abfolgen von Inselvulkanen	
Drei Bereiche unterschiedlicher Geochemie		
Vorderes Saalachtal	Hinteres Saalachtal + Großteil der östlichen NGZ	Gebiet Admont östliche NGZ
Chemismus tholeiitisch	Chemismus alkalibasaltisch bzw. „transitional basalts“	Chemismus überwiegend tholeiitisch
An immobilen inkompatiblen Elementen angereichert (Ti, P, Zr, Nb, LREE; „E-type“-Basalte)	Anreicherung deutlich	Ti, P, Zr leicht angereichert; LREE, Nb gering
Anreicherung im Vergleich zur übrigen NGZ gering	Keine SSZ-Komponente Kein „N-type“-MORB	Teilweise verarmt (Nb u. LREE)
Affinitäten zu MORBs, Intraplatten-Basalten, Inselbogen-Tholeiiten	Intraplatten-Basalte mit den charakteristischen Elementverteilungen von Basalten Ozeanischer Inseln	Undeutliche SSZ-Komponente
→ „marginal basin“-Basalte oder Bildungen eines (kontinentalen) Riftsystems oder „ocean plateau“-Basalte	→ Vulkanische Hochzonen innerhalb einer Platte (Inselvulkane, Seamounts)	→ „marginal basin“-Basalte oder Bildungen eines (kontinentalen) Riftsystems
→ Keine Inselbogenassoziation (Kalkalkalibasalte fehlen, kein bimodaler Vulkanismus)		
→ Keine echten MORBs (vorw. „E-type“-Basalte, Fehlen einer Ophiolithsequenz, überwiegend explosiver Vulkanismus, zu geringe Mächtigkeiten)		
→ Geotektonische Position des Hauptteils der basischen Magmatite der NGZ (hinteres Saalachtal und überwiegender Teil der östlichen NGZ): Dehnungssystem innerhalb einer Platte, flachmariner Bereich; kein Zusammenhang mit einer aktiven Plattengrenze.		

bis mittleren Silur (belegt nur im Gebiet Kalwang – Trofaiach; SCHÖNLAUB, 1979) zuzurechnen. Aus dem Teilgebiet „Admont“ liegen keine stratigraphischen Daten vor. Auch im Bereich des vorderen Saalachtals existieren noch keine stratigraphischen Fixpunkte. Für den Basalt-Sill-Komplex von Maishofen wird aufgrund lithostratigraphischer Daten ein Alter jünger als Unterdevon (evtl. Karbon?) wahrscheinlich.

Eine genaue sedimentologische Analyse der die basischen Vulkanite umgebenden klastischen Gesteine liegt bisher nur aus dem Bereich des hinteren Saalachtals der westlichen NGZ vor (HEINISCH 1986). Demnach ist der Basaltvulkanismus im Hangenden einer distalen Turbidit-Fazies (Löhnersbach-Formation) entwickelt und wird von Gesteinen in proximaler Turbidit-Fazies (Schattberg-Formation) überlagert (Abb. 3).

Die siliziklastischen Sedimente der Schattberg-Formation zeigen nach HEINISCH (1986) die typischen Eigenschaften von Ablagerungen eines passiven Kontinentalrandes, und lassen auf ein hochmetamorphes, kontinentales Hinterland als Liefergebiet schließen.

## 8.2. Geodynamische Interpretation

Im folgenden werden sämtliche voranstehend ausführlich dargestellten Ergebnisse zum basischen Magmatismus der NGZ gemeinsam diskutiert. Auf die einzelnen Kapitel wird hier nicht mehr verwiesen.

Aus der vergleichenden Betrachtung der petrographisch-vulkanologischen und geochemischen Daten

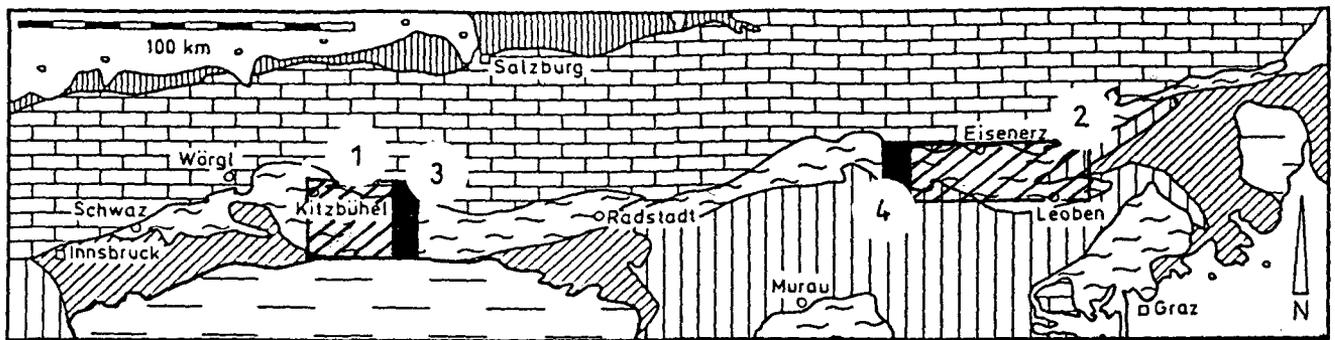


Abb. 67.

Verbreitung der basischen Magmatite unterschiedlich vulkanologisch-geochemischer Charakteristik in der NGZ (vgl. Abb. 1).

- 1) Unterdevonische Intraplatten-Basalte (hinteres Saalachtal, westliche NGZ).
- 2) Silurische Intraplatten-Basalte (östliche NGZ).
- 3) „marginal basin“-Basalte (jünger als Unterdevon; vorderes Saalachtal, westliche NGZ;)
- 4) „marginal basin“-Basalte (stratigraphische Zuordnung offen; Teilgebiet Admont, östliche NGZ).

läßt sich für den basischen Magmatismus der NGZ sowohl die Zugehörigkeit zu einem voll entwickelten ozeanischen Rücken („angereicherte“ Geochemie, Fehlen eines Ophiolithkomplexes) als auch zu einem „reifen“ Inselbogen oder typischen „back-arc“-Bereich (kein bimodaler Vulkanismus, keine Kalkalkalibasalte, keine SSZ-Komponente) ausschließen. Mit dem basischen Vulkanismus der NGZ ist also nicht der mittelozeanische Rücken der Proto-Thetys überliefert. Möglicherweise können die im mittelostalpinen Kristallin nahe der Grenze zur NGZ aufgeschlossenen Ultrabasitkomplexe (Kraubath etc.) einer solchen Position zugeordnet werden (FRISCH et al., 1984; STUMPFEL & EL AGEED, 1981). Ihre Beziehung zu den Gesteinen der NGZ ist jedoch unklar.

Der geotektonische Bildungsraum der basischen Magmatite der NGZ ist wie folgt zu charakterisieren.

### 8.2.1. Intraplattenbasalte – vulkanische Hochzonen im Bereich eines passiven Kontinentalrandes

Für den Hauptteil der untersuchten Gesteine (vgl. 8.1) lassen sich die vulkanologisch-geochemischen Daten mit den sedimentologischen Daten (HEINISCH, 1986) zu einem eindeutigen Bild des geotektonischen Entstehungsraumes zusammensetzen.

In der östlichen NGZ kommt es im Laufe des Silurs, in der westlichen NGZ im Unterdevon, – also nach der Förderung des oberordovizischen Blasseneckporphyroids –, zur Krustendehnung und damit verbunden zu einer starken magmatischen Aktivität. Basische Magmen werden gefördert, vulkanische Hochzonen entstehen und bewirken eine morphologische Gliederung der Becken. Aus den Geländedaten ist abzulesen, daß es sich dabei um relativ kurzzeitige magmatische Phasen handelte, während derer teilweise große Mengen an Vulkanitmaterial gefördert wurden. Mächtige Pillowbasalte, teilweise wechsellagernd mit Pillowbrekzien und Hyaloklastiten, bilden den Sockel von Vulkanbauten. Der enge Verband mit pyroklastischen Gesteinen sowie Blasenverteilung und -Reichtum lassen darauf schließen, daß die Basalte nicht wesentlich unterhalb des PCL (pressure compensation level; FISHER, 1984) gebildet wurden. Mit Erreichen des PCL überwiegt ein explosiver Vulkanismus, bunte Pyroklastika werden geför-

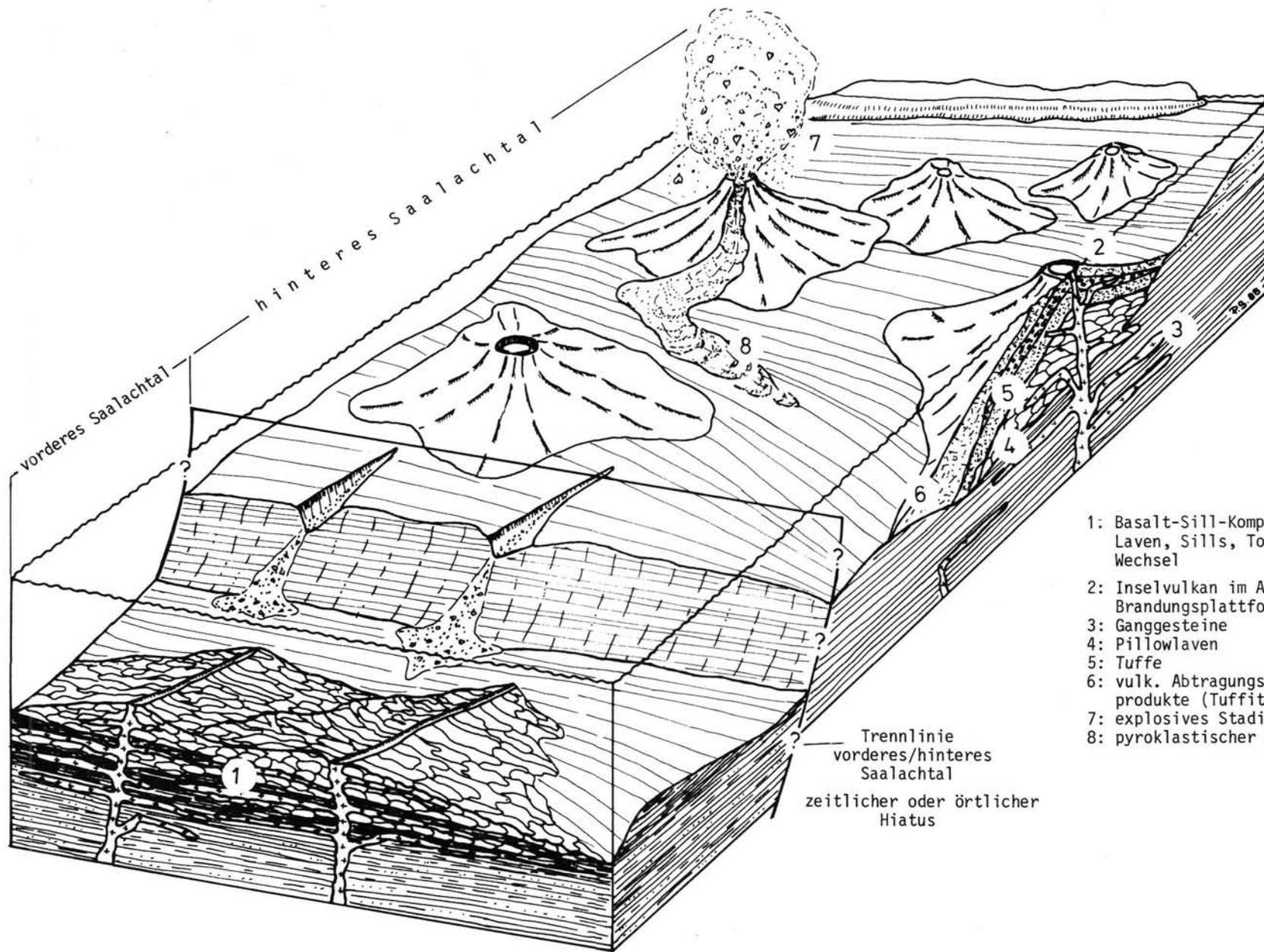
dert, und an den Flanken der Pillowvulkane abgelagert (pyroclastic flow). Umgelagertes Vulkanitmaterial (secondary flow), z.T. mit nicht-vulkanogenen Sedimenten verzahnend, füllt die Depressionen zwischen den vulkanischen Hochzonen. Bimse und Strandgerölle lassen auf kurzzeitige Auftauchphasen schließen, sie belegen die Existenz temporärer Vulkaninseln. Gabbroide Ganggesteine durchdringen, vorwiegend als Sills, die Vulkanitabfolgen und die begleitenden Sedimente.

Die vulkanogenen Reliktstrukturen belegen, daß die Hauptmenge basischer Vulkanite der NGZ im Bereich des PCL oder darüber gefördert wurde, also in Wassertiefen von weniger als 500 m. Im Untersuchungsgebiet existierte demnach im Silur bzw. Devon keine Tiefsee.

Der Chemismus der basischen Vulkanite und auch der Ganggesteine zeigt die typischen Charakteristika von Intraplattenbasalten und gleicht dem von Basalten Ozeanischer Inseln. Es handelt sich vorwiegend um „transitional“- und Alkalibasalte, die charakteristisch hohe Gehalte an Ti und LREE aufweisen. Sie können auf ein primär angereichertes Mantelmaterial (mantle plume) und einen geringen Anteil partieller Aufschmelzung zurückgeführt werden. Die Förderprodukte sind durchwegs basaltisch, differenzierte Anteile fehlen, abgesehen von einigen wenigen Dioritgängen. Deren Altersstellung ist ungesichert, wahrscheinlich gehören sie einem eigenständigen, späteren magmatischen Ereignis an (vgl. 8.3.).

Die basischen Vulkanite wurden im Westteil wie im Ostteil der NGZ aus mehreren Eruptionszentren gefördert. Die Krater oder Schlotbereiche selbst, wie auch die Morphologie der ehemaligen Vulkane, können nicht mehr rekonstruiert werden. Nur in wenigen Fällen belegt die Kraterfazies der Pyroklastika (z.B. Schlacken) eine unmittelbare Nähe zum Förderzentrum. Mächtig entwickelte und weitflächig verbreitete Vulkanite finden sich nur im Raum Hinterglemm (hinteres Saalachtal/westl. NGZ). Hier konnte eine Vulkanprovinz mit eng zusammenliegenden Förderzentren rekonstruiert werden. Die Verteilung der Vorkommen in der östlichen NGZ läßt auf einzelne, räumlich separate Förderzentren schließen, die, mit Ausnahme des Gebietes Admont, geochemisch ähnlich zusammengesetztes Material lieferten, und wahrscheinlich auch annähernd gleichzeitig aktiv waren.

Keines der Vorkommen basischer Vulkanite der NGZ weist die Mächtigkeit bzw. die vulkanologische und



- 1: Basalt-Sill-Komplex v. Maishofen  
Laven, Sills, Tonschiefer in engem Wechsel
- 2: Inselvulkan im Abtragungsstadium,  
Brandungsplattform
- 3: Ganggesteine
- 4: Pillowlaven
- 5: Tuffe
- 6: vulk. Abtragungs- u. Umlagerungs-  
produkte (Tuffite)
- 7: explosives Stadium
- 8: pyroklastischer Strom

Trennlinie  
vorderes/hinteres  
Saalachtal  
zeitlicher oder örtlicher  
Hiatus

Abb. 68.  
Situationskizze zum basischen Magmatismus der westlichen NGZ; Erläuterungen siehe Test.

geochemische Entwicklung auf, die eine typische Ozeanische Insel auszeichnen. Ein Vergleich kann daher nur mit Teilen vulkanischer Hochzonen geführt werden. Sicher sind in einigen Fällen (z.B. Gebiet Gaisstein, hinteres Saalachtal) Teile der ehemaligen Vulkane bereits der Abtragung anheimgefallen. Innerhalb der Abtragungsprodukte (Tuffite) ließen sich keine Hinweise auf ein ausgeprägtes, differenziertes Stadium finden, wie es für voll entwickelte Ozeanische Inseln charakteristisch ist (SCHMINCKE, 1982). Es ist anzunehmen, daß die Inselvulkane der NGZ das Basaltstadium nie überschritten, und daß es auch nur in einigen Fällen zu kurzzeitigen Auftauchphasen kam.

Basalte Ozeanischer Inseln können an verschiedenen Stellen innerhalb einer Platte gebildet werden. Die Förderung in einem Bereich geringer Wassertiefe ist ein erster Hinweis darauf, daß die untersuchten Gesteine im flachmarinen Milieu, also in der Nähe eines Festlandes entstanden. Genauer läßt sich die Position auf der Platte dann anhand der sedimentologischen Daten festlegen. Die Vulkanite des hinteren Saalachtals/westl. NGZ sind eng verknüpft mit den typischen Sedimentabfolgen eines passiven Kontinentalrandes (HEINISCH, 1986; vgl. 8.1). Damit ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung der geochemischen (Intraplatten-Bildungen, Basalte Ozeanischer Inseln), vulkanologischen (Förderung in geringer Wassertiefe, Inselvulkane) und sedimentologischen Daten (Kontinentalrand).

Aus der östlichen NGZ liegen keine sedimentologischen Daten vor. Der Entstehungsraum der basischen Vulkanite dieses Bereiches wird, da vulkanologische und geochemische Daten übereinstimmen, im Analogieschluß zum Westen ebenso in die Nähe eines kontinentalen Hinterlandes gerückt (vgl. 8.3.).

**Der Hauptteil des basischen Vulkanismus der NGZ ist somit im flachmarinen Bereich in der Nähe eines passiven Kontinentalrandes anzusiedeln. Ein Zusammenhang mit einer aktiven Plattengrenze besteht nicht.**

In Abb. 68 ist die Situation des basischen Magmatismus der NGZ modellhaft dargestellt.

Die Art der unterlagernden Kruste war anhand der vorliegenden Daten nicht zu klären. Aus der Verteilung der Spurenelemente, die bei einem Teil der Vorkommen sehr gut mit der der Hawaii-Basalte übereinstimmt, könnte – mit Vorsicht – auf ozeanische Kruste geschlossen werden. Vergleicht man mit Rezentbeispielen, so könnte für den basischen Vulkanismus der NGZ eine ähnliche Lage wie die der Canarischen Inseln angenommen werden. Hier zeigen vielfältige Untersuchungen, daß die Art der unterlagernden Kruste selbst im Rezentbeispiel nicht zu klären ist (z.B. SCHMINCKE, 1982). Wahrscheinlich liegt ein Übergangsbereich ozeanisch/kontinental vor (z.B. DILLON & SOUGY 1974; v. RAD et al., 1982). Eine ähnliche Position könnte auch für den Großteil der untersuchten Gesteine angenommen werden.

### **8.2.2. Der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen und das Gebiet Admont – Basalte eines „marginal basin“**

Der Basalt-Sill Komplex von Maishofen (vorderes Saalachtal/westl. NGZ) besteht aus Pillow- und Schichtlaven, die eng mit gabbroiden Sills

und geringmächtigen (cm–1 m) tonigen Sedimenten wechsellagern. Zum Unterschied von den übrigen Untersuchungsgebieten sind die Basalte blasenarm bis -frei, Produkte eines explosiven Vulkanismus fehlen. Daraus wird für diesen Bereich auf eine Lavenförderung unterhalb des PCL, also in Wassertiefen >500 m geschlossen. Vorwiegend im Hangenden des Komplexes treten, häufiger als im hinteren Saalachtal, dioritische Lagergänge auf. Die umgebenden Sedimente unterscheiden sich charakteristisch von denen des hinteren Saalachtals. Während der Vulkanismus dort großteils eng mit Sedimenten in proximaler Turbiditfazies verknüpft ist (vgl. 8.2.1.), treten im vorderen Saalachtal vorwiegend Tonschiefer neben Feinsandsteinen und geringmächtigen Kieselkalk-Horizonten auf. In Abb. 68 ist die Situation des basischen Vulkanismus des vorderen Saalachtals schematisiert dargestellt.

Auch geochemisch sind die Gesteine des vorderen Saalachtals von denen des übrigen Probengebietes deutlich verschieden. Neben den basaltischen Laven finden sich hier auch Laven mit intermediärem Chemismus. Insgesamt besteht der Komplex aus Tholeiiten, die im Vergleich zu den Intraplatten-Basalten des übrigen Untersuchungsgebietes weniger stark an immobilen inkompatiblen Elementen angereichert sind. Die plattentektonische Zugehörigkeit läßt sich nicht eindeutig festlegen. Geochemisch stehen die Gesteine zwischen MORB, Intraplatten-Basalten und Inselbogen-Tholeiiten. Sie sind deutlich verschieden zu „N-type“ MORBs, auch eine direkte Verbindung mit einer Subduktionszone (SSZ-Komponente im Sinne von PEARCE et al. 1984) läßt sich nicht ablesen. Magmengenetisch zeigen sie eine eigenständige Entwicklung, sie werden auf eine starke Aufschmelzung des Ausgangsmaterials zurückgeführt.

Für die Entstehung dieser Basalte können verschiedene Modelle diskutiert werden:

#### **a) „Marginal basin“-Bereich**

Basalte mit „Übergangskemie“ sind für „marginal basin“-Bereiche typisch. Bedingt durch die oft hohe Sedimentationsrate tritt in solchen Bereichen ein hoher Anteil an Sills und massigen Strömen auf (TARNEY et al., 1981). Die Basalte sind jedoch in der Regel, bedingt durch volatile Anteile aus der subduzierten Platte, trotz großer Wassertiefen stark blasig (TARNEY et al., 1981; DICK, 1980).

Die blasenarmen Basalte des vorderen Saalachtals zeigen jedoch sowohl petrographisch wie auch geochemisch keine Beeinflussung durch eine Subduktionszone. Für diese Gesteine muß eine Position diskutiert werden, die den Basalten zwar zu einer geochemischen Zusammenstellung verhilft, in der es aber zu keinen subduktionsspezifischen Elementverschiebungen kommt. Beispiele dafür wären ein beginnendes „back-arc spreading“, wie etwa im Bransfield Strait (WEAVER et al., 1979) oder eine Position weit im Hinterland einer Subduktionszone, wie etwa das West Philippine Basin (TARNEY et al., 1981; vgl. 7.6., 7.8.).

#### **b) Kontinentales Riftsystem**

Der Basaltvulkanismus der NGZ wird von SCHÄFFER und TARKIAN (1984) und TARKIAN & GARBE (1988) mit einem Riftsystem in kontinentaler Kruste, ähnlich dem des Golfs von Kalifornien (SAUNDERS et al., 1982) in Verbindung gebracht. Neben den geoche-

mischen Übereinstimmungen, die sich mit einem Teil der Daten aus dem Golf von Kalifornien ergeben (vgl. 7.6., 7.8.), kann auch die petrographische Entwicklung des vorderen Saalachtals mit dem „sill-sediment complex“ des Golfs (EINSELE, 1986; vgl. 6.5.) parallelisiert werden.

Ebenso denkbar wäre eine plattentektonische Situation, die der des Santos und Campos Beckens vor dem passiven Kontinentalrand SE Brasiliens entspricht (FODOR & VETTER, 1984). Die Basalte entstanden hier im Übergangsbereich kontinentaler/ozeanischer Kruste in Zusammenhang mit der Öffnung des Südatlantik. Zwischen den wenigen geochemischen Daten aus diesem Gebiet und dem vorderen Saalachtal besteht jedoch keine gute Übereinstimmung.

#### c) „Ocean plateau“-Vulkanismus

Als dritte Möglichkeit ist ein „ocean plateau“-Vulkanismus (TOKUYAMA, 1981) vom Typ z.B. des Nauru Basin (WHITE et al., 1979) zu diskutieren. Feinklastische Sedimente und Tiefwasserbasalte mit einem Übergangsschemismus MORB – Intraplatten-Basalt ließen sich mit einer solchen Position gut in Einklang bringen, ein Basalt-Sill-Komplex wird aus dem Nauru Basin beschrieben (SHCHEKA, 1981).

Letztlich kann mit dem derzeitigen Wissensstand zwischen diesen drei Möglichkeiten nicht endgültig entschieden werden. Auch der Zusammenhang zwischen den beiden Teilgebieten in der westl. NGZ (vorderes und hinteres Saalachtal), die durch völlig verschiedene Entwicklungen des basischen Vulkanismus geprägt sind, ist noch nicht geklärt.

Nimmt man ein etwa gleiches Alter des Vulkanismus in beiden Gebieten an, so muß das Nebeneinander durch den tektonischen Bau (Störungszone), eventuell sogar durch ein Terrane-Modell (Nebeneinander von zwei Gebieten völlig unterschiedlicher Entstehungsgeschichte) erklärt werden (HEINISCH et al., 1988). Eventuell wäre auch eine engräumige Verbindung zwischen vulkanischen Hochzonen und einem beckenwärts entwickelten Ozeanischen Plateau denkbar.

Nimmt man an, daß entsprechend den neuen Kartierergebnissen (vgl. 3.3.1.) kein zeitgleicher Vulkanismus vorliegt, sondern der Basalt-Sill-Komplex jünger ist als die Basalte des Gebietes „hinteres Saalachtal“, so läßt sich das enge Nebeneinander plattentektonisch unterschiedlich zu interpretierender Gebiete zwanglos erklären. Die Entstehung des Basalt-Sill-Komplexes könnte dann in die der Plattendivergenz folgende Zeit der Plattenkonvergenz fallen (vgl. 8.3.). Der Vulkanismus wäre einem beginnenden „back-arc spreading“ im Hinterland einer neu entstehenden Subduktionszone zuzuordnen. Hierbei werden Basalte gefördert, die die charakteristischen Einflüsse der Subduktionszone noch nicht zeigen. Ein solches Modell steht auch mit den sedimentologischen Daten in Einklang. Das Fehlen von Sedimenten in proximaler Turbiditätsfazies belegt eine Änderung im Sedimentationsgeschehen, der Einfluß des kontinentalen Hinterlandes tritt zurück (vgl. 8.3.). Als Zeitpunkt für die Förderung der Vulkanite kommt Oberdevon oder Karbon in Frage.

Der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen spielt für die bestehenden plattentektonischen Modelle (COLINS et al., 1980; FRISCH et al., 1984; MOSTLER, 1983; TARKIAN & GARBE, 1988; vgl. 1.3.) eine entscheidende Rolle. Au-

ßer bei TARKIAN & GARBE (1988) fehlen leider Angaben zum genauen Ort der Probenahme. Soweit es sich dennoch rekonstruieren läßt, liegen den Daten von COLINS et al. (1980), die auch von FRISCH et al. (1984) zur plattentektonischen Interpretation herangezogen wurden, und den Daten von MOSTLER (1983) vorwiegend Analysen aus dem Gebiet des vorderen Saalachtals zugrunde. Damit ist zu erklären, daß die überwiegende Intraplatten-Charakteristik des basischen Magmatismus der NGZ bisher nicht erkannt wurde. Diese Tatsache beleuchtet auch die Gefahr von Fehlinterpretationen, die daraus resultieren, daß anhand weniger Proben aus einem kleinen Teilgebiet überregional verallgemeinerte Schlüsse gezogen werden. So wurden Ergebnisse, die auf Probenmaterial aus dem Basalt-Sill-Komplex von Maishofen beruhen, auf das gesamte ostalpine Paläozoikum ausgedehnt. Isoliert mit dem Probenmaterial aus dem vorderen Saalachtal betrachtet, ist eine Interpretation des basischen Vulkanismus der NGZ als Taphrogeosynklinalbildung (MOSTLER, 1983) und eventuell auch als „back-arc“-Bereich (FRISCH et al., 1984) durchaus zu vertreten. Erst die repräsentative Beprobung des Gesamtbereiches (410 Proben in vorliegender Arbeit) zeigt, daß weder ein Ozeanischer Rücken (MOSTLER, 1983), noch eine Verbindung mit einer Subduktionszone belegt werden kann. Der Hauptteil der basischen Magmatite der NGZ entstand in Intraplatten-Position. Eine Interpretation des Basalt-Sill-Komplexes von Maishofen als „Rifting-Basalte“, in welcher geotektonischen Position auch immer, ist aber sicher richtig.

Im kleinen Teilgebiet Admont der östlichen NGZ sind geringmächtige (max. 50 m) Vorkommen von Basalten, Vulkaniklastika und Gabbros aufgeschlossen. Petrographisch-vulkanologisch stimmen diese Gesteine gut mit den Vorkommen aus der übrigen östlichen NGZ und aus dem hinteren Saalachtal überein. Geochemisch weichen sie aber von allen übrigen Proben basischer Magmatite ab. Charakteristischer Unterschied ist die Verarmung an LREE bei einem Teil der Gesteine aus Bereich Admont. Außerdem ist hier eine, wenn auch nicht eindeutige, Subduktionskomponente zu erkennen (vgl. 7.6.3.). Besser als das Gebiet „vorderes Saalachtal“ harmonisiert dieser Bereich mit dem Chemismus von Basalten, die in „marginal basin“-Bereichen („back-arc“) in Verbindung mit einer Subduktionszone gefördert wurden.

Da aus dem Gebiet Admont nur wenige Proben untersucht wurden, die Vorkommen geringmächtig sind, und über Altersstellung und tektonische Zusammenhänge mit den übrigen Untersuchungsgebieten keine Daten vorliegen, ist es nicht sinnvoll, aus diesem kleinen Teilgebiet zu weitgehende großtektonische Überlegungen abzuleiten.

Im Zusammenhang mit den vorliegenden Untersuchungen wäre es möglich, das Gebiet Admont als besser entwickelten Teilbereich eines „marginal basin“ in Verbindung mit einer Subduktionszone zu sehen, in dem sich, anders als im Untersuchungsgebiet „vorderes Saalachtal“, eine Subduktionskomponente abzuzeichnen beginnt. Das würde aber auch bedeuten, daß der basische Vulkanismus aus dem Gebiet Admont mit dem des vorderen Saalachtals parallelisiert werden müßte, und dementsprechend jünger als Unterdevon wäre. Es existiert jedoch kein Hinweis auf eine stratigraphische Sonderstellung des Gebietes Admont im Vergleich zur übrigen östlichen NGZ. Da keinerlei Rah-

mendaten vorliegen, muß die Situation des Gebiets Admont letztlich ungeklärt bleiben.

Die NGZ weist im mittleren Bereich (zwischen Dienten im W und Radstadt im E) einen tektonisch sehr komplizierten Bau auf (SCHÖNLAUB, 1979; TOLLMANN, 1977). Von Grüngesteinen aus diesem Gebiet liegen keine geochemischen Daten vor. Es wäre weiter zu untersuchen, ob sich die Sonderstellung eines „mittleren Streifens“, den die Gebiete „vorderes Saalachtal“ und „Admont“ andeuten (vgl. 8.1., Abb. 67), in diesem Bereich weiter fortsetzt oder ob sich aus der Zonierung der basischen Magmatite Folgerungen für die Großtektonik der NGZ ableiten lassen. Dazu sind jedoch weitere Daten, insbesondere zur Tektonik und Sedimentologie der östlichen NGZ nötig.

### 8.3. Zur geotektonischen Geschichte der NGZ

Die vorstehenden Daten zeigen, daß kein Zusammenhang zwischen der kaledonischen Gebirgsbildung und dem basischen Magmatismus der NGZ besteht. Dies war bisher im Großteil der bestehenden Literaturmodelle gefordert worden (z.B. MOSTLER, 1983). Die neuen Altersdaten (HEINISCH et al., 1987) belegen, daß der basische Magmatismus der westlichen NGZ nicht die Vorphase des sauren Porphyroid-Vulkanismus darstellt, wie es von COLINS et al. (1980) angenommen wurde. Die Bildung der Vulkanite, die jünger als Unterbiss Mittelsilur (Ostteil) bzw. jünger als Unterdevon (Westteil, vgl. 8.1.) sind, ist geotektonisch dem variszischen Geschehen zuzuschreiben (Extensionsphase).

Es ist selbstverständlich nicht möglich, anhand des immer noch relativ kleinen Gebietes der NGZ die plattentektonische Großkonfiguration des alpinen Paläozoikums zu entschlüsseln. Für solche Überlegungen müßten die Daten aus der NGZ mit weiteren Daten aus dem alpinen Paläozoikum verglichen werden. Größte Schwierigkeit eines solchen Vergleichs dürfte die meist ungesicherte stratigraphische Stellung der einzelnen Vorkommen sein. Ein solcher Vergleich ist auch nicht mehr Aufgabe vorliegender Arbeit. So sollen im Folgenden nur einige weitere Daten herausgestellt werden, die Aufschluß über Gemeinsamkeiten und Unterschiede der NGZ zu anderen Gebieten des alpinen Paläozoikums geben.

Spätpräkambrische bis altpaläozoische Ophiolithzonen sind nach FRISCH & NEUBAUER (1988) in den teilweise mächtigen Grüngesteinvorkommen des Stubach-, Speik-, Plankogel- und Rittingkomplexes erhalten. Sie werden großteils als „back-arc“-Ophiolithe gedeutet (Speik- und Stubachgruppe; FRISCH & NEUBAUER, 1988; VAVRA & FRISCH, 1988). Innerhalb des Plankogelkomplexes ergeben sich auch Hinweise auf einen ehemaligen Seamount (FRISCH & NEUBAUER, 1988). Weitere Reste von Ophiolithzonen liegen in den Ultrabasitkomplexen von Kraubath, Hochgrössen und Lärchkogel vor (STUMPFEL & EL AGEED, 1981; RATSCHBACHER & KLIMA, 1985; vgl. 2.2.). Ob zwischen diesen Vorkommen und dem basischen Magmatismus der Grauwackenzone Zusammenhänge bestehen, ist nicht geklärt. Zum Alter der oben genannten Folgen existieren nur indirekte Hinweise, biostratigraphische Daten fehlen.

In der Habachformation sind Teile eines Inselbogensystems belegt („back-arc“-Bereich und Teile eines primitiven Inselbogens; z.B. KRAIGER & HÖCK, 1987). Dieses Inselbogensystem wird mit der NGZ als „back-arc“-Bereich in Bezug gebracht (FRISCH et al., 1984, vgl. 1.3.). Die Altersstellung der Serie war bis vor kurzem stark umstritten, erste Acritarchenfunde in den Habachphylliten (REITZ & HÖLL, 1988) belegen jüngstes Präkambrium (Oberriphäikum bis Untervendium). Dies belegt weiter, daß entgegen früherer Annahmen (z.B. FRISCH et al., 1984) kein Zusammenhang mit dem basischen Vulkanismus der NGZ bestehen kann.

Aus den mittel/oberordovizischen bis silurischen Serien der Gurktaler Decke (Alter conodontenstratigraphisch belegt) beschreibt GIESE (1988) basische Effusiva mit kalkalkalischem bis alkalischem Chemismus. Sie werden einem „back-arc“-Bereich an der kontinentwärtigen Seite eines Inselbogens zugeordnet.

Zwischen der NGZ und den Karnischen Alpen (Karawanken) bestehen starke fazielle Ähnlichkeiten (HEINISCH, 1986). LOESCHKE (1975, 1977) ordnet die „Diabase“ der Karawanken großteils einem frühpaläozoischen Inselbogen-Vulkanismus zu. Nach neueren geochemischen und sedimentologischen Daten jedoch deuten LOESCHKE & SCHNEPF (1987) den Diabaszug von Eisenkappel (Karawanken) als vulkanische Insel im Intraplattenbereich vor einem passiven Kontinentalrand, also in derselben plattentektonischen Position, wie sie für den Großteil der basischen Gesteine der NGZ zu fordern ist (vgl. 8.2.1.). Das genaue Alter der Eisenkappeler Vulkanite ist unbekannt.

Weitere Parallelen zur Situation des basischen Vulkanismus der NGZ lassen sich im Grazer Paläozoikum finden. Die silurisch bis unterdevonischen Metavulkanite (Alter biostratigraphisch belegt) zeigen die Eigenschaften alkalischer Intraplattenbasalte (FLÜGEL et al., 1987). Auch die Metabasalte aus dem Sausal-Paläozoikum (SW-Steiermark) werden als „transitional“-Basalte in einer kontinentalen Intraplatten-Position identifiziert. Nach lithologischen Vergleichen wird ein obersilurisches Alter angenommen (SCHLAMBERGER, 1988).

Auch bei einem kurzen Blick ins außeralpine Paläozoikum ergeben sich Parallelen zum basischen Vulkanismus der NGZ. Nach FLOYD (1986) überwiegt beim Großteil der herzynischen Basalte des Rhenoherynikums und Saxothuringikums eine „continental-intraplate“-Charakteristik. FLOYD (1986) sieht diese Gesteine allerdings in Zusammenhang mit einem ensialischen „back-arc basin“. Zwischen dem devonischen Vulkanismus des Lahn-Dill Gebietes im Rheinischen Schiefergebirge (SCHMINCKE & SUNKEL, 1987) und den Intraplatten-Basalten der NGZ ergeben sich sowohl vulkanologisch als auch geochemisch klare Übereinstimmungen.

Für die NGZ ist anhand der sedimentologischen Daten belegt, daß die Ablagerungen der Glemmtal-Einheit in der Nähe eines passiven Kontinentalrandes entstanden; dieser bestand wahrscheinlich über einen langen erdgeschichtlichen Zeitraum (Oberordoviz bis höheres Devon, wahrscheinlich bis ins Karbon; HEINISCH, 1986). Anhand von Analogieschlüssen, die auf der Entwicklung des basischen Vulkanismus beruhen, wird für die östliche NGZ eine ähnliche Position angenommen. Es wäre möglich, daß auch die gleichalten Sequenzen der Karnischen Alpen und des Grazer Paläozoikums in einem ähnlichen Rahmen zu sehen sind.

Der Überblick zeigt, daß die sicher datierten silurisch-devonischen Vulkanitvorkommen im alpinen und außeralpinen Paläozoikum vorwiegend als Intraplatten-Bildungen charakterisiert sind. Generell fehlen Ophiolithabfolgen, voll ausgebildete Ozeane lassen sich im Variszikum nicht belegen.

Ein weiterführender Vergleich zur Entschlüsselung großräumiger plattentektonischer Zusammenhänge müßte das Ziel zukünftiger Arbeiten sein.

In seinem „Mini-Cartoon“ der Paläogeographie des ostalpinen Paläozoikums (Abb. 69) legt SCHÖNLAUB (1979) das inneralpine Paläozoikum an den Rand der Böhmisches Masse. Die Untersuchungen in der NGZ, insbesondere die sedimentologischen Daten aus der Kitzbüheler NGZ (HEINISCH, 1986) sind mit einer solchen paläogeographischen Situation gut in Einklang zu bringen. Der basische Vulkanismus ist in einem Randmeer in der Nähe eines Kontinents entwickelt, mit ihm ist keine tiefmarine Spreading-Zone überliefert.

Ein Modell zur Entwicklungsgeschichte der NGZ formulierte HEINISCH (1986) anhand der ausführlichen Daten für den Kitzbüheler Raum.

Für den Ostteil der NGZ ist es nicht möglich, ein ähnlich detailliertes Modell zu erstellen. Hier fehlen sedimentologische, tektonische und weitgehend auch stratigraphische Daten aus dem Umfeld der Vorkommen basischer Gesteine. Klare Parallelen zum Gebiet „hinteres Saalachtal“ der westlichen NGZ lassen sich jedoch im Bereich Kalwang/Trofaia finden. Dieser Bereich wurde von SCHÖNLAUB (1982) detailliert aufgenommen. Wie im Westteil kann auch hier eine von Karbonaten beherrschte Einheit (Reitingdecke) von einer durch klastische Sedimentation und das Auftreten der basischen Vulkanite charakterisierten Einheit (Wildfelddecke) abgetrennt werden. Für den basischen Vulkanismus der östlichen NGZ ist nach der Gemeinsamkeit der Merkmale (vgl. 7.8., 8.2.1.) eine analoge Situation wie für den Vulkanismus des hinteren Saalachtals anzunehmen. Die Entwicklung in diesen beiden Regionen

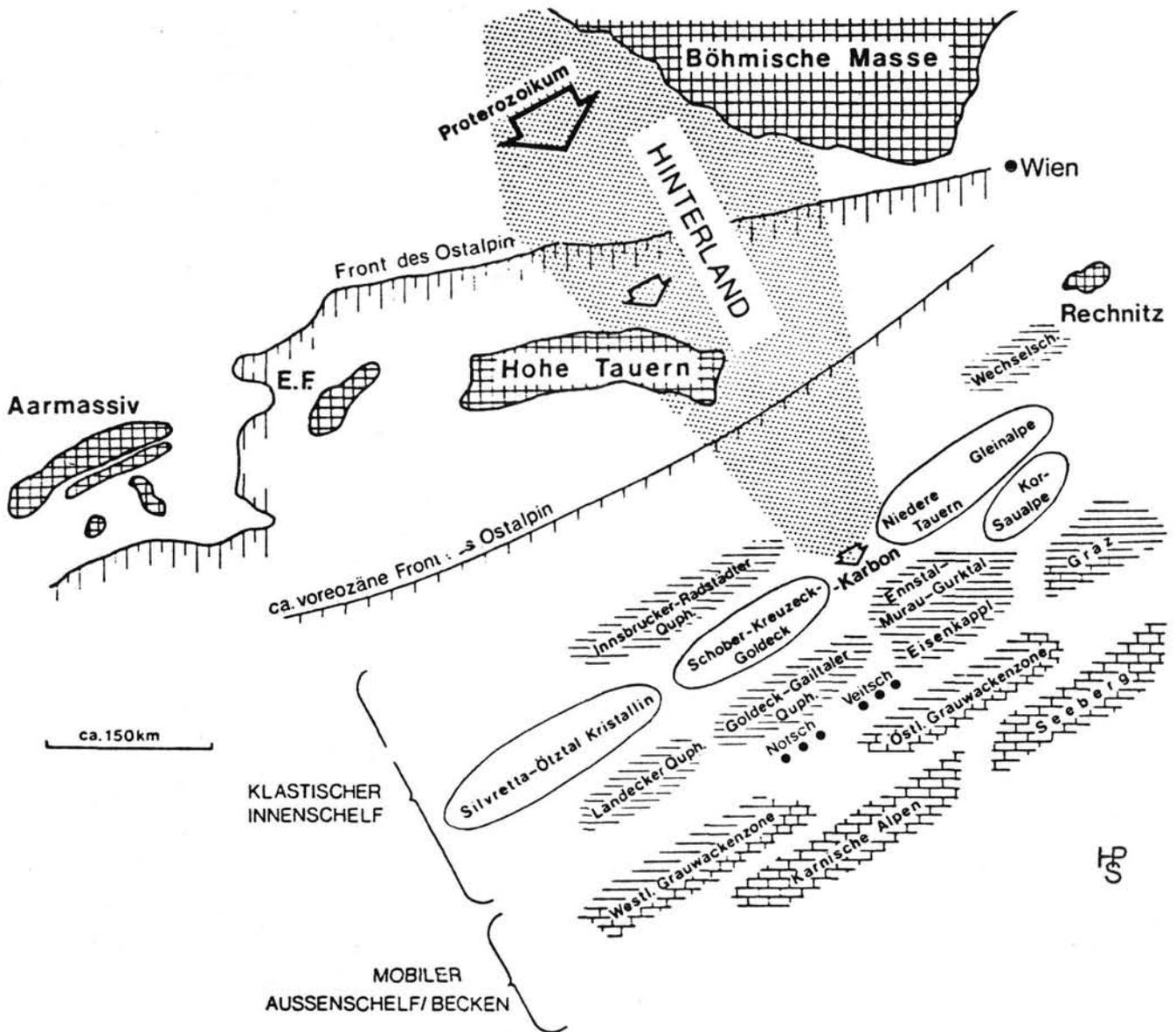


Abb. 69.  
„Mini-Cartoon“ der Paläogeographie des ostalpinen Altpaläozoikums.  
SCHÖNLAUB (1979).

verlief allerdings nicht zeitgleich. Das Maximum der Dehnung, gekennzeichnet durch das Auftreten des basischen Magmatismus, war in der östlichen NGZ bereits im Silur erreicht. Der Umfang der Magmenförderung war geringer als in der westlichen NGZ.

Die Stellung des Vulkanismus des Teilgebietes Admont muß, da stratigraphische und tektonische Rah-

mendaten fehlen, weitgehend offenbleiben. Dieses Gebiet ist die einzige Stelle in der gesamten NGZ wo ein, wenn auch nicht eindeutiger, subduktionsgebundener Vulkanismus zur Interpretation herangezogen werden könnte.

Das Modell zur Entwicklungsgeschichte der Kitzbüheler Grauwackenzone nach HEINISCH (1986) wird im

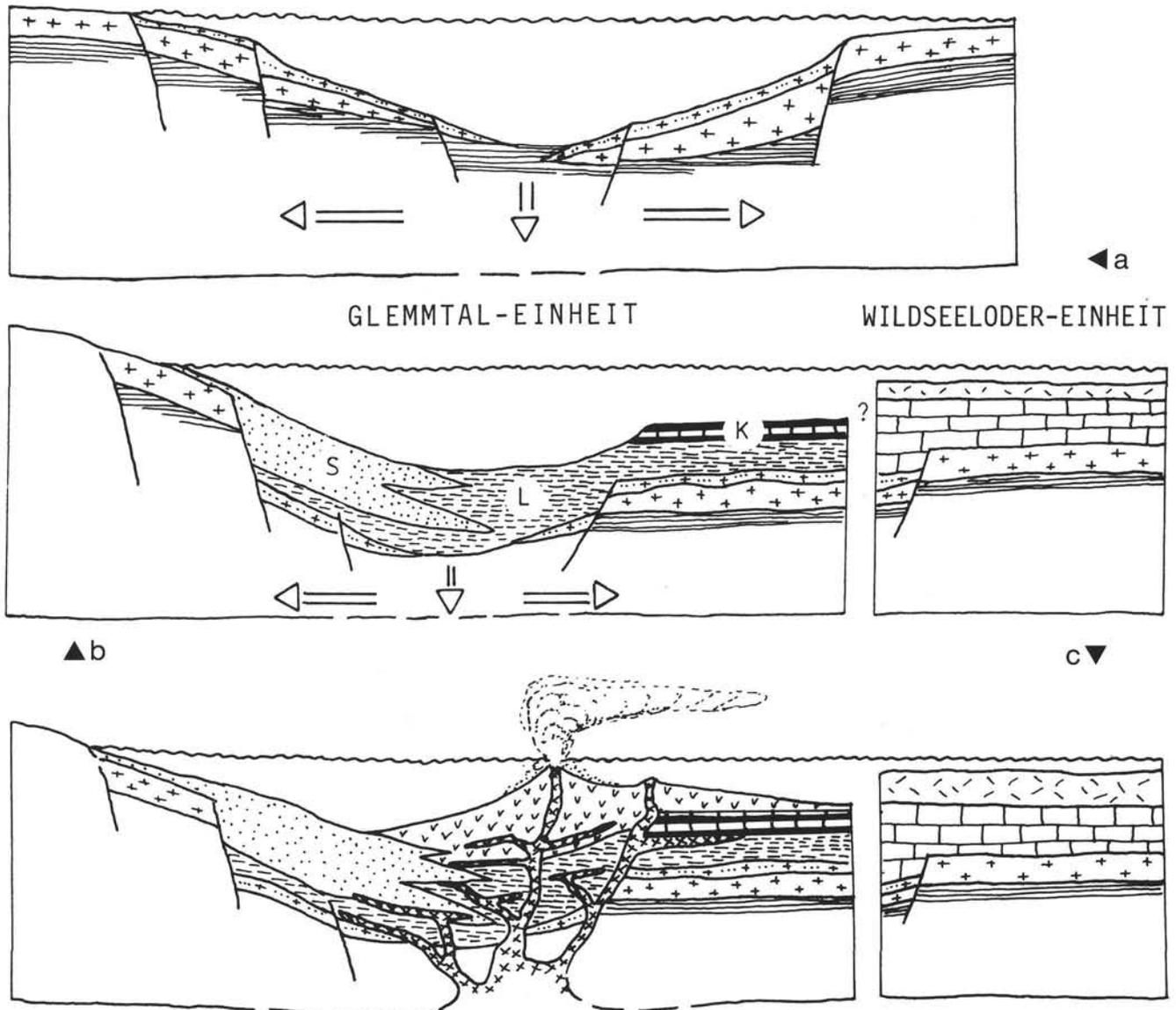
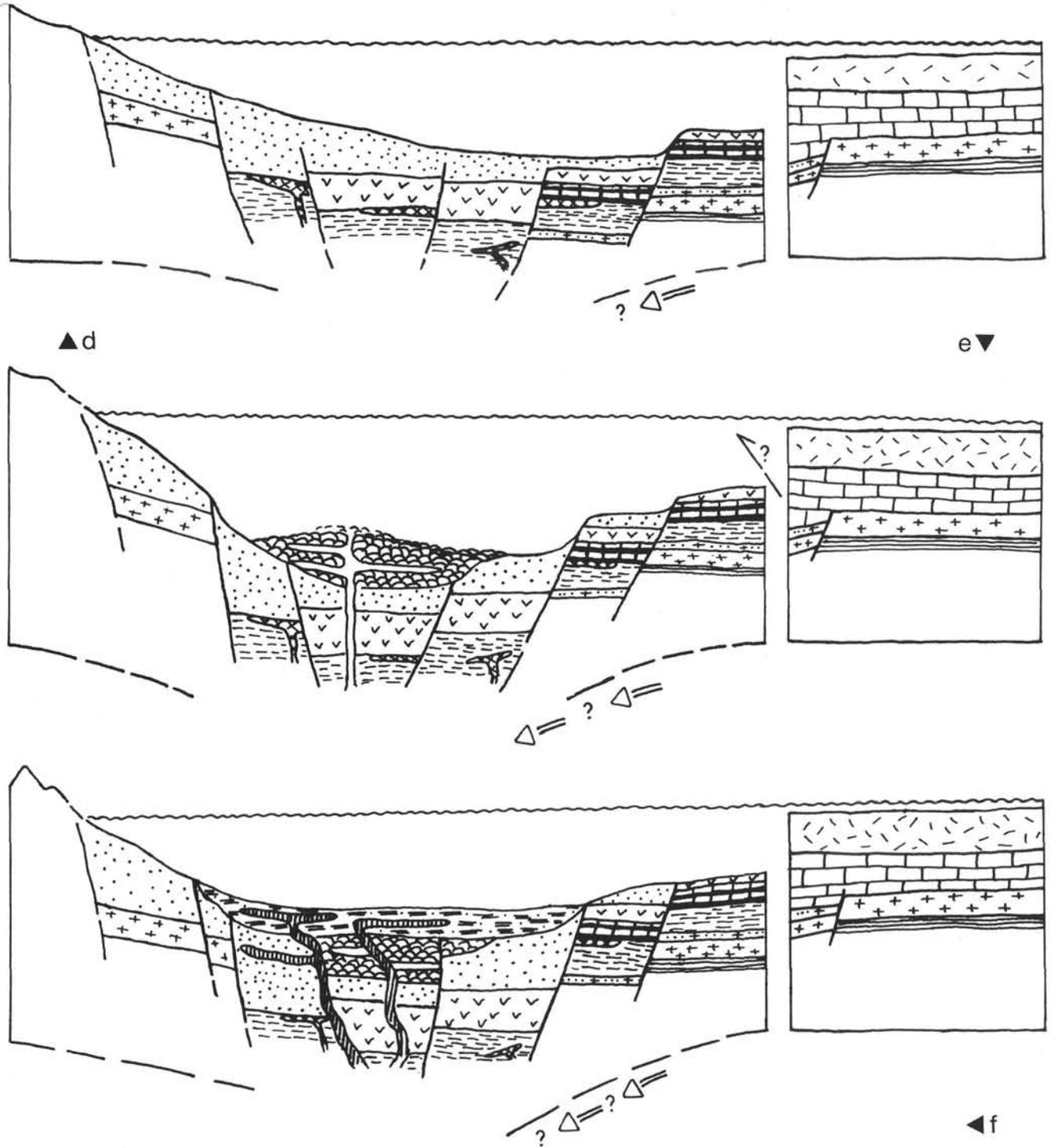


Abb. 70: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen NGZ in modellhaften, unmaßstäblichen Profilschnitten – nach HEINISCH (1986), teilweise vereinfacht; hinsichtlich des basischen Magmatismus ergänzt.

- Zeitraum nach dem Porphyroid-Ereignis (Wende Ordoviz/Silur):  
Die Porphyroidplattform zerbricht und wird abgetragen – Krustendehnung – Absenkung – Transgression.
- Faziesdifferenzierung im Silur und tieferen Unterdevon – Trennung der Faziesräume:  
Glemmtaleinheit: Proximale (Schattberg-Formation: S) und distale Teile (Löhnersbach-Formation: L) turbiditischer siliziklastischer Sequenzen verzahnen miteinander; auf einer pelagischen Tiefschwelle (Klingler Kar-Formation: K) bilden sich geringmächtige Karbonate.  
Wildseelodereinheit: Mächtige Karbonatplattform, die sich lateral weit entfernt entwickelt.
- Basischer Intraplattenmagmatismus (Höheres Unterdevon, Mitteldevon?):  
Förderung lithologisch bunter Vulkanite, explosiver Vulkanismus überwiegt; Intrusiva vorwiegend als Sills; temporäre Inselvulkane entstehen. Zeitpunkt maximaler Krustendehnung.
- Zeitraum nach dem basischen Intraplatten-Magmatismus (Oberdevon ?, Karbon ?):  
Vorgreifen der proximalen Turbiditfazies in der gesamten Glemmtal-Einheit; Beginn der orogenen Einengung; tektonische Unruhe.
- Bildung des Basalt-Sill-Komplexes von Maishofen (Oberdevon?, Karbon?):  
Bildung eines distalen Teiltrogs mit größerer Wassertiefe, neue Phase der Magmenförderung in Zusammenhang mit einer vermuteten orogenen Einengung: ein Komplex aus Laven, seicht intrudierten Sills und geringmächtigen Tonschiefer einschaltungen entsteht.
- Intrusion dioritischer Ganggesteine (Karbon ?):  
Auf die Bildung des Basalt-Sill-Komplexes folgt feinklastische Sedimentation und als magmatische Spätphase die Intrusion differenzierter Lagergänge. Die Wildseeloder-Einheit naht als Ferndecke heran: Variszische Gebirgsbildung.



folgenden vorgestellt und in Bezug auf den basischen Vulkanismus ergänzt:

Das Alter des Sedimentationsbeginns ist nicht belegt. Nach Neubauer (1985) stellt das Kalwanger Gneiskonglomerat die transgressive Basis der steirischen NGZ dar (vgl. 2.2.). Das Äquivalent in der westlichen NGZ könnten die Grobklastika der Ehrenbachhöhe bei Kitzbühel sein (HEINISCH, 1986). Die ersten stratigraphischen Daten aus der NGZ liegen zum Porphyroid-Vulkanismus vor (vgl. 2.). An der Wende Caradoc/Ashgill kommt es zur Förderung großer Volumina vorwiegend rhyolithischer Ignimbrite, eine mächtige,

subaerische Ignimbritplattform entsteht (Phase 1 und 2 nach HEINISCH, 1986).

In der Folge des Porphyroidereignisses sinken Großcalderen ein, die für das Silur typische Faziesdifferenzierung beginnt (MOSTLER, 1968). Gleichzeitig öffnet sich das Meeresbecken, ein Randmeer bildet sich aus. Mit der Faziesdifferenzierung im Silur beginnt auch die von diesem Zeitpunkt an unabhängig voneinander ablaufende Geschichte der beiden getrennten Faziesräume der Kitzbüheler NGZ (Wildseeloder- und Glemmtal-Einheit; Phase 3 nach HEINISCH, 1986; Abb. 70a).

Während sich in der Wildseelodereinheit eine mächtige Karbonatplattform entwickelt, wird der Be-

reich der Glemmtal-Einheit von klastischer Sedimentation beherrscht. Die turbiditischen Abfolgen liefern Detritus eines hochmetamorphen, kontinentalen Abtragungsgebietes. Sie lassen sich proximalen (Schattberg-Formation) und distalen Anteilen (Löhnersbach-Formation) zuordnen. Daneben ist als dritte Fazieszone eine pelagische Tiefschwelle, die Klingler Kar-Formation ausgebildet (Phase 4 nach HEINISCH, 1968; Abb. 70b).

Mit dem Zeitpunkt der maximalen Dehnung in dem beschriebenen Meeresbecken setzt im höheren Unterdevon der basische Vulkanismus ein. Wahrscheinlich in Zusammenhang mit einem „mantle plume“ steigen basische Schmelzen auf, deren Chemismus auf ein primär „angereichertes“ Mantelmaterial schließen läßt. Der Untergrund wird mit kleinen Intrusivkörpern und Lagergängen durchsetzt. Pillowvulkane und mächtige pyroklastische Ablagerungen bilden die vulkanischen Hochzonen des „hinteren Saalachtals“. In Einzelfällen erreichen die Inselvulkane die Wasseroberfläche. Der basaltische Vulkanismus greift über die drei Faziesräume der Glemmtal-Einheit hinweg. In dem von Karbonatsedimentation beherrschten, und wahrscheinlich paläogeographisch von der Glemmtal-Einheit getrennten Bereich der Wildseeloder-Einheit tritt kein basischer Magmatismus auf (Phase 5 nach HEINISCH, 1986, Abb. 70c).

Die Obergrenze des basischen Vulkanismus kann stratigraphisch nicht belegt werden. Die Geländedaten sprechen für ein annähernd einzeitiges, kurzzeitiges Ereignis. Im stratigraphisch Hangenden der basischen Vulkanite wird aus den Sedimenten der Schattberg-Formation eine Änderung im Sedimentationsgeschehen deutlich. Die proximale Turbiditfazies greift auf die übrigen Faziesteilräume vor. Im Hangenden des basischen Vulkanismus finden sich innerhalb der Schattberg-Formation vermehrt grobkörnige Siliziklastika, Brekzien und Olistholithe. In die Umlagerungsvorgänge werden auch die Gesteine der NGZ einbezogen, lithologisch bunte Rutschmassen treten auf und belegen eine Zeit tektonischer Unruhe (Phase 6 nach HEINISCH, 1986; Abb. 70d).

Wahrscheinlich kennzeichnet dieser Umschwung im Sedimentationsgeschehen das Ende der Dehnungsphase und leitet eine „Epoche der Plattenkonvergenz in der Proto-Tethys“ ein und damit zur variszischen Gebirgsbildung über (HEINISCH, 1986).

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand ist der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen im Hangenden der Schattberg-Formation entwickelt. Er stellt ein chemisch vom devonischen Vulkanismus verschiedenes, eigenständiges magmatisches Ereignis dar. Er könnte im Rahmen des vorstehenden Modells in Zu-

sammenhang mit einem, möglicherweise karbonen (siehe auch HEINISCH, 1986) Spreading-Vorgang gesehen werden, der weit im Hinterland einer Subduktionszone stattfand (vgl. 8.2.2., Abb. 70e).

Dabei müßte sich im Bereich des vorher von der Schattberg-Formation dominierten Meeresbeckens ein distaler Teiltrog mit größerer Wassertiefe ausgebildet haben. Die grobklastische Sedimentation, und damit der Einfluß des kontinentalen Hinterlandes treten zurück. Abgesehen von einigen wenigen Brekzienhorizonten (z.B. Brekzie „Glemmerhof“; HEINISCH, 1986) entwickelt sich eine pelagische, feinklastische Sedimentation. Es kommt zum Austritt basaltischer Magmen, die nur teilweise extrusiv werden und teilweise als Sills entwickelt sind. Als Ausgangsmaterial wird ein MORB-ähnliches Magma angenommen, das allerdings weder den typischen verarmten Chemismus von „N-type“-MORBs, noch eine eindeutige Beeinflussung durch eine Subduktionszone erkennen läßt. Auch diese magmatische Phase war wahrscheinlich ein relativ kurzzeitiges Ereignis, dessen Spuren nur im Bereich des vorderen Saalachtals überliefert sind.

Als magmatische Spätphase auf die Bildung des Basalt-Sill-Komplexes folgend, durchdringen Ganggesteine dioritischer Zusammensetzung das gesamte Gebiet der Glemmtal-Einheit. Sie sind vorwiegend im stratigraphisch Hangenden des Basalt-Sill-Komplexes entwickelt, finden sich aber auch innerhalb der Schattberg-Formation im hinteren Saalachtal. Sie werden als differenzierte Anteile der Basalte des vorderen Saalachtals gedeutet. Auch anhand dieser Gesteine, die vermutlich das jüngste magmatische Ereignis im Untersuchungsraum darstellen, kann kein subduktionsgebundener Magmatismus belegt werden (Abb. 70f).

**Der basische Magmatismus der NGZ stellt also im wesentlichen einen Intraplattenmagmatismus dar, der in einem mäßig tiefen Meeresbecken im Bereich eines passiven Kontinentalrandes entwickelt war. Eine aktive Plattengrenze ist nicht belegt. Der Vulkanismus ist dem variszischen Geschehen zuzuordnen. Er zeigt, im Ostteil der NGZ im Silur, im Westteil im Devon, das Maximum der Dehnung an. Möglicherweise in Zusammenhang mit der folgenden Kompressionsphase steht der noch jüngere (karbone?) Vulkanismus im mittleren Teil der NGZ. Eine Plattenkollision ist nicht dokumentiert. Wie generell im Variszikum läßt sich auch in der NGZ kein reifer, breiter Ozean belegen; die magmatische Entwicklung blieb kleinräumig, sie kam nicht über ein „primitives“ Anfangsstadium hinaus.**



GEBIET BRUCK/MUR (EB, 22 PROBEN)

PRNR	EA 23	EA 24	EA 25	EA 26	EA 27	EA 28	EB 1	EB 2	EB 3	EB 4	EB 5	EB 6	EB 7	EB 8	EB 9
GKZ	5	5	3	1	7	7	3	5	5	3	5	5	5	3	5
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
STO2	48.91	47.55	48.51	47.56	45.77	51.16	49.98	49.74	45.03	48.04	50.49	40.41	44.91	52.22	46.98
TIO2	2.32	2.51	2.70	.98	3.83	1.27	2.00	2.42	2.64	2.39	2.77	2.20	3.06	2.66	2.75
AL2O3	15.32	15.73	15.57	18.35	16.14	14.84	13.47	15.00	16.13	15.79	15.81	15.45	15.93	13.85	16.18
FE2O3	3.94	3.83	3.75	2.67	3.45	3.27	3.04	3.66	4.42	3.73	3.66	3.21	4.63	3.75	3.43
FEO	8.30	9.02	9.30	5.72	7.99	7.24	5.78	7.43	10.84	7.85	7.05	6.69	10.65	7.56	5.88
MNO	.18	.21	.21	.15	.14	.24	.09	.16	.30	.18	.16	.23	.23	.13	.20
MGO	6.01	7.88	8.90	10.20	8.92	8.90	6.28	5.79	6.47	6.69	4.69	7.96	5.04	5.36	4.21
CAO	9.02	7.45	6.81	10.26	7.96	7.34	15.12	11.15	6.97	9.83	8.20	18.00	7.06	7.60	10.68
NA2O	3.58	3.38	2.30	2.92	3.94	3.67	1.80	2.50	3.84	3.19	3.40	2.27	4.38	2.93	4.03
K2O	.07	.12	.06	.11	.16	.21	.78	.93	1.83	.63	1.23	1.55	1.75	1.20	4.00
P2O5	3.24	3.16	3.17	.08	.55	.10	.38	.36	.38	.65	.34	.54	.54	.52	.64
SUM	97.89	97.84	98.28	99.00	98.85	98.24	98.72	99.15	98.83	98.70	98.11	98.31	98.18	97.78	98.98
LOI	7.09	4.51	4.21	3.44	5.03	2.74	11.42	3.65	2.68	2.79	3.73	11.19	2.42	6.01	7.87
SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	278.	313.	343.	168.	294.	370.	309.	568.	945.	701.	617.	528.	1210.	740.	551.
CR	131.	141.	110.	271.	226.	73.	300.	161.	118.	161.	180.	365.	385.	91.	111.
CO	56.	48.	38.	58.	31.	156.	22.	30.	55.	31.	26.	47.	125.	26.	21.
NI	72.	82.	83.	149.	165.	11.	88.	15.	14.	14.	28.	-	-	-	7.
CU	26.	29.	52.	75.	90.	16.	56.	78.	74.	67.	68.	232.	237.	64.	97.
ZN	78.	125.	148.	64.	85.	88.	49.	-	-	-	-	-	-	-	-
GA	24.	24.	25.	13.	20.	24.	13.	25.	24.	24.	18.	32.	47.	19.	22.
RB	7.	5.	7.	10.	6.	8.	18.	22.	49.	22.	38.	20.	51.	31.	58.
SR	115.	147.	222.	432.	221.	230.	255.	870.	601.	529.	414.	491.	661.	257.	241.
Y	37.	39.	47.	29.	29.	33.	19.	40.	50.	35.	42.	20.	59.	41.	24.
ZR	55.	65.	83.	107.	159.	163.	121.	225.	313.	210.	287.	116.	380.	243.	182.
PB	7.	8.	11.	23.	9.	7.	-	9.	6.	6.	6.	5.	6.	6.	6.
CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	.16	-	3.22	-	-	-	3.59	2.63	-	-	3.40	-	-	-	7.78
AB	30.94	29.23	19.80	24.96	33.41	31.61	15.43	21.33	22.47	27.34	29.31	-	24.93	25.35	5.53
AN	26.07	28.00	32.54	37.01	26.17	23.82	26.71	27.19	21.62	27.25	24.70	-	18.98	21.57	14.39
PL	57.01	57.23	52.34	61.96	59.58	55.43	42.13	46.52	44.09	54.60	54.02	-	43.91	46.92	19.92
OR	.42	.72	.36	.66	.96	1.26	4.67	5.54	10.94	3.77	7.41	-	10.53	7.25	23.87
NE	-	-	-	.17	-	-	-	-	5.64	-	-	-	10.58	6.94	15.66
LC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.30	-	-
CS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.49	-	-
DI	14.65	7.05	.57	11.07	8.07	10.13	37.42	21.15	9.01	15.86	10.05	24.07	10.79	10.93	28.02
WO1	7.53	3.64	.29	5.79	4.23	5.25	19.52	10.92	4.59	8.20	5.19	12.55	5.47	5.64	14.57
EN1	4.55	2.29	.19	4.14	3.05	3.47	13.59	6.91	2.50	5.24	3.28	8.70	2.82	3.54	9.88
FS1	2.58	1.12	.08	1.13	.79	1.40	4.31	3.32	1.93	2.43	1.58	2.82	2.50	1.76	3.57
HY	16.83	17.68	32.36	2.47	-	22.75	2.97	11.29	-	6.91	12.79	-	-	15.13	-
EN2	10.74	11.86	22.36	1.94	-	16.22	2.25	7.63	-	6.09	8.62	-	-	10.11	-
FS2	6.09	5.82	9.99	.53	-	6.54	.72	3.66	-	2.82	4.17	-	-	5.02	-
OL	-	6.39	-	17.86	17.49	2.91	-	-	17.91	5.88	-	10.90	13.78	-	.70
FO1	-	4.14	-	13.72	13.60	2.01	-	-	9.67	3.89	-	8.03	6.98	-	.50
FY1	-	2.24	-	4.14	3.88	.89	-	-	8.23	1.99	-	2.87	6.80	-	.20
MT	5.84	5.68	5.53	3.91	5.06	4.83	4.46	5.35	6.48	5.48	5.41	4.73	6.84	5.56	5.02
IL	4.50	4.87	5.22	1.88	7.36	2.46	3.85	4.63	5.07	4.60	5.36	4.25	5.92	5.17	5.27
AP	.58	.39	.41	.19	1.32	.24	.91	.88	.86	.91	1.57	.82	1.30	1.26	1.53

GEBIET KALWANG (EK, 15 PROBEN)

PRNR	EB 10	EB 11	EB 12	EB 13	EB 14	EB 15	EB 16	EB 17	EB 18	EB 19	EB 20	EB 21	EB 22	EK 1	EK 2
GKZ	5	5	7	7	7	7	7	7	7	7	3	3	3	1	1
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
STO2	47.89	49.21	47.17	47.89	45.74	44.05	48.17	47.16	50.91	47.30	49.40	44.76	49.67	49.74	49.31
TIO2	2.25	3.70	2.63	2.37	3.07	2.88	2.34	2.30	3.03	2.57	1.98	2.14	1.57	2.48	2.96
AL2O3	14.48	15.35	13.90	10.95	16.51	16.87	17.90	18.33	14.87	14.36	14.13	14.30	15.92	15.22	14.84
FE2O3	3.46	4.42	3.47	3.10	4.32	3.92	3.55	3.97	4.04	3.61	3.65	3.49	3.03	3.20	3.53
FEO	7.65	9.65	7.01	7.36	9.52	8.48	7.18	8.31	8.24	7.58	7.33	7.01	6.23	7.31	7.75
MNO	.21	.26	.17	.04	.27	.31	.23	.25	.18	.17	.12	.14	.12	.15	.19
MGO	8.27	5.18	6.29	10.41	5.59	6.57	6.05	5.75	4.88	6.95	5.51	6.07	8.07	9.52	7.99
CAO	10.00	6.19	15.95	14.41	6.23	9.34	8.15	6.99	8.93	10.08	14.11	16.74	10.51	5.23	8.96
NA2O	3.16	3.28	2.01	.73	4.83	4.31	3.84	4.18	2.50	3.20	2.58	2.49	2.96	4.41	2.96
K2O	.46	.26	.50	.06	1.67	1.50	.31	.74	1.00	2.33	.11	1.21	.27	2.10	.24
P2O5	.31	.56	.39	.34	.46	.69	.76	.35	.34	.45	.38	.27	.20	.48	.44
SUM	98.14	98.06	99.49	97.66	98.15	98.92	98.48	98.33	98.92	98.60	99.30	98.62	98.55	99.84	99.17
LOI	7.15	3.03	12.31	14.24	5.07	6.37	7.57	6.57	8.35	8.58	2.76	8.24	3.01	4.04	4.86
SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	543.	1238.	682.	368.	1004.	792.	523.	768.	911.	755.	350.	290.	158.	464.	627.
CR	400.	106.	100.	1074.	268.	133.	118.	152.	129.	51.	79.	95.	154.	271.	146.
CO	35.	34.	20.	36.	54.	31.	26.	28.	33.	23.	103.	89.	45.	32.	26.
NI	48.	16.	20.	336.	19.	16.	-	-	-	0	57.	71.	78.	110.	77.
CU	119.	74.	53.	28.	96.	79.	65.	67.	109.	55.	41.	29.	44.	31.	48.
ZN	-	-	-	41.	-	11.	32.	-	-	0	72.	69.	59.	48.	30.
GA	15.	22.	16.	17.	21.	24.	20.	19.	23.	17.	17.	19.	18.	11.	15.
RB	19.	29.	9.	3.	54.	42.	16.	22.	27.	42.	6.	21.	10.	67.	15.
SR	243.	687.	314.	296.	307.	679.	303.	200.	304.	153.	236.	627.	479.	139.	487.
Y	31.	55.	25.	18.	51.	43.	47.	37.	42.	29.	32.	27.	21.	32.	39.
ZR	157.	443.	160.	136.	288.	316.	309.	200.	265.	170.	196.	209.	114.	183.	347.
PB	-	7.	5.	0	4.	9.	9.	6.	6.	5.	6.	7.	6.	-	5.
CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	-	6.15	-	4.09	-	-	-	-	7.31	-	2.07	-	-	-	1.49
AB	27.24	28.30	16.54	6.32	28.09	15.98	32.98	35.96	21.38	18.19	21.98	.89	25.41	33.66	25.25
AN	24.42	26.91	27.56	27.05	18.78	22.49	31.15	29.55	26.68	18.19	26.83	24.60	29.78	15.55	26.71
PL	51.66	55.20	44.10	33.38	46.87	38.47	64.13	65.52	48.06	36.37	48.81	25.49	55.20	49.22	51.96
OR	2.77	1.57	2.97	.36	10.05	8.96	1.86	4.45	5.97	13.96	.65	7.			



GEBIET PFAFFENDORF (EP, 9 PROBEN)

PRNR	EN 9	EN 10	EN 11	EN 12	EN 13	EP 1	EP 2	EP 3	EP 4	EP 5	EP 6	EP 7	EP 8	EP 9	ET 1
PKZ	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	3
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	52.63	50.70	50.83	50.53	52.47	58.67	48.89	57.12	48.64	61.02	55.18	48.91	54.91	49.35	46.12
TIO2	3.15	1.61	2.49	2.18	1.58	2.19	1.57	2.42	1.94	1.58	2.75	2.46	2.01	3.54	2.55
AL2O3	13.34	15.00	15.31	14.30	15.52	15.02	17.37	14.72	14.88	14.95	13.60	15.19	15.16	14.30	14.31
FE2O3	3.62	3.49	3.45	3.31	3.47	3.52	3.21	3.69	3.45	3.19	4.26	3.58	3.71	4.08	3.43
FEO	7.49	7.28	7.20	7.04	7.03	5.76	6.58	6.70	7.64	5.96	8.64	7.82	7.44	8.68	6.81
MNO	.12	.18	.18	.15	.21	.02	.14	.13	.17	.13	.14	.20	.22	.24	.20
MGO	6.48	7.12	7.26	8.15	6.30	3.60	7.45	3.97	8.38	5.62	4.07	7.80	5.28	5.81	5.94
CAO	10.52	10.72	8.59	10.57	10.16	5.89	9.38	5.98	10.59	3.53	6.02	9.59	7.24	9.43	14.98
NA2O	1.60	2.45	3.22	3.01	2.50	2.92	3.83	2.52	1.98	2.43	2.23	2.77	2.48	2.34	1.90
K2O	.17	.56	.24	.26	.18	.21	.15	.26	.01	.24	.10	.13	.33	.88	1.41
P2O5	.35	.20	.30	.31	.11	.44	.18	.41	.28	.57	.64	.30	.25	.50	.39
SUM	99.47	99.31	99.07	99.81	99.53	98.24	98.75	97.92	97.96	99.22	97.63	98.75	99.03	99.15	98.04
LOI	9.47	2.63	3.03	2.64	8.24	2.79	7.63	3.54	4.52	2.86	.71	4.22	3.38	2.94	10.99

SPURENELEMENTE IN PPM:

V	710.	515.	553.	523.	528.	567.	438.	679.	637.	507.	1081.	710.	615.	1017.	567.
CR	331.	214.	168.	239.	137.	74.	234.	44.	222.	92.	100.	123.	88.	141.	108.
CO	42.	34.	24.	24.	27.	18.	21.	23.	32.	21.	41.	32.	24.	34.	23.
NI	34.	6.	32.	49.	-	9.	29.	4.	23.	4.	4.	-	-	36.	-
CU	160.	92.	44.	45.	67.	32.	49.	29.	63.	34.	68.	78.	26.	77.	75.
ZN	-	-	-	-	-	40.	-	32.	-	40.	-	-	42.	-	-
GA	19.	21.	15.	12.	16.	17.	14.	19.	18.	19.	22.	20.	18.	19.	20.
RB	10.	10.	9.	5.	3.	15.	7.	22.	8.	22.	22.	13.	20.	64.	25.
SR	250.	554.	448.	385.	157.	155.	262.	257.	258.	455.	318.	210.	202.	299.	262.
Y	31.	32.	34.	27.	31.	68.	38.	73.	48.	78.	107.	46.	53.	60.	24.
ZR	229.	121.	212.	165.	96.	324.	151.	319.	172.	299.	632.	210.	225.	395.	153.
PB	-	6.	-	4.	4.	9.	-	8.	4.	11.	11.	5.	7.	6.	5.

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:

Q	13.47	2.69	2.86	.52	6.98	22.67	-	21.84	3.09	29.15	21.50	1.14	14.27	5.50	-
AB	13.61	20.87	27.50	25.51	21.25	25.15	32.82	21.77	17.10	20.72	19.32	23.73	21.19	19.96	11.55
AN	28.86	28.47	26.86	24.78	30.74	26.81	30.13	27.56	32.34	13.89	26.30	28.99	29.54	26.13	26.87
PL	42.47	49.34	54.36	50.30	51.99	51.96	62.95	49.33	49.44	34.61	45.62	52.72	50.73	46.10	38.43
OR	1.01	3.33	1.43	1.54	1.07	1.26	.90	1.57	.06	1.43	.61	.78	1.97	5.24	8.50
NE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.62
C	-	-	-	-	-	.34	-	.41	-	5.68	.42	-	-	-	-
DI	17.09	19.19	11.38	20.62	15.53	-	12.70	-	15.62	-	-	13.84	4.13	14.36	37.26
WO1	8.89	9.92	5.92	10.74	8.01	-	6.59	-	8.11	-	-	7.18	2.12	7.41	19.34
EN1	6.04	6.35	4.00	7.38	5.02	-	4.41	-	5.38	-	-	4.77	1.27	4.65	12.86
FS1	2.16	2.92	1.46	2.50	2.50	-	1.69	-	2.14	-	-	1.89	.74	2.30	5.07
HY	13.83	16.79	19.44	17.34	16.10	13.29	3.49	15.71	22.24	20.09	18.63	20.81	19.03	14.86	-
EN2	10.18	11.50	14.24	12.95	10.75	9.12	2.52	10.10	15.92	14.10	10.38	14.90	12.01	9.94	-
FS2	3.65	5.29	5.19	4.38	5.35	4.16	.96	5.61	6.32	5.98	8.26	5.91	7.02	4.92	-
OL	-	-	-	-	-	-	11.80	-	-	-	-	-	-	-	2.24
FO1	-	-	-	-	-	-	8.30	-	-	-	-	-	-	-	1.56
FY1	-	-	-	-	-	-	3.50	-	-	-	-	-	-	-	.68
MT	5.28	5.09	5.05	4.81	5.05	5.19	4.71	5.46	5.11	4.66	6.32	5.26	5.43	5.96	5.07
IL	6.01	3.08	4.77	4.15	3.01	4.23	3.02	4.69	3.76	3.02	5.35	4.73	3.85	6.78	4.94
AP	.83	.48	.72	.74	.26	1.06	.43	.99	.68	1.36	1.55	.72	.60	1.19	.94

GEBIET GÖSSGRABEN/TROFAIACH (ET, 42 PROBEN)

PRNR	ET 2	ET 3	ET 4	ET 5	ET 6	ET 7	ET 8	ET 9	ET 10	ET 11	ET 12	ET 13	ET 14	ET 15	ET 16
PKZ	1	3	5	5	5	5	3	5	3	3	3	3	1	3	3
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	51.48	47.17	52.19	42.69	49.33	49.61	49.97	47.37	45.93	48.43	47.37	47.78	51.90	51.93	47.36
TIO2	2.19	2.66	2.81	3.11	2.09	2.87	3.11	3.57	1.97	1.89	1.84	2.18	1.97	2.13	1.84
AL2O3	15.32	15.78	13.35	10.52	14.67	14.20	15.48	15.66	13.72	12.80	13.07	13.71	16.79	15.61	13.08
FE2O3	3.35	3.47	3.42	3.34	3.51	4.08	4.22	4.74	3.79	3.25	3.45	3.54	3.43	3.73	3.45
FEO	7.05	6.92	7.14	8.05	7.57	8.75	9.11	11.38	7.60	6.66	7.35	7.18	6.90	7.76	7.35
MNO	.14	.19	.09	.09	.16	.19	.18	.22	.19	.11	.18	.17	.16	.16	.18
MGO	7.83	5.83	7.40	9.79	7.76	5.94	5.63	5.12	5.13	7.38	7.71	6.18	6.18	6.35	7.71
CAO	8.79	11.92	8.72	20.12	8.40	8.88	6.52	5.13	16.81	13.16	14.54	14.98	6.46	6.96	14.50
NA2O	2.95	3.30	1.77	.58	3.18	2.54	3.69	4.44	1.49	2.33	2.42	1.90	3.91	3.54	2.44
K2O	.04	1.08	.29	.56	1.13	1.12	.20	.69	.33	1.53	.65	.25	.01	.32	.64
P2O5	.32	.45	.52	.57	.57	.49	.48	1.10	.38	.35	.30	.29	.30	.33	.31
SUM	99.46	98.77	97.70	99.42	98.37	98.67	98.59	99.42	97.34	97.89	98.88	98.16	98.01	98.82	98.86
LOI	10.07	8.68	8.63	12.29	4.68	5.27	4.76	3.10	12.30	6.03	6.81	9.10	3.13	2.47	11.01

SPURENELEMENTE IN PPM:

V	380.	567.	504.	473.	489.	702.	857.	1286.	451.	330.	288.	459.	496.	553.	393.
CR	410.	125.	230.	759.	348.	199.	132.	156.	332.	278.	448.	113.	177.	248.	399.
CO	24.	21.	29.	54.	51.	50.	38.	52.	30.	31.	29.	21.	24.	37.	35.
NI	92.	32.	75.	214.	51.	16.	14.	5.	56.	74.	82.	35.	41.	47.	67.
CU	60.	52.	85.	120.	129.	123.	75.	78.	68.	99.	68.	36.	32.	65.	89.
ZN	-	-	68.	36.	33.	-	-	-	171.	46.	-	-	-	31.	-
GA	13.	16.	18.	10.	20.	26.	22.	25.	14.	14.	14.	12.	18.	15.	13.
RB	10.	20.	23.	32.	28.	36.	28.	40.	10.	21.	14.	4.	15.	19.	9.
SR	474.	189.	362.	849.	581.	644.	300.	313.	366.	383.	394.	199.	534.	264.	295.
Y	38.	29.	38.	24.	48.	45.	52.	73.	22.	25.	23.	22.	45.	48.	37.
ZR	191.	187.	310.	246.	234.	298.	350.	521.	109.	131.	114.	127.	217.	206.	156.
PB	7.	4.	7.	-	-	6.	7.	9.	-	7.	-	-	5.	-	-

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:

Q	4.30	-	12.82	-	-	3.95	3.83	-	.86	-	-	1.70	4.26	4.53	-
AB	25.09	22.23	15.33	-	27.35	21.78	31.66	37.77	12.95	18.91	16.40	16.38	33.75	30.31	16.58
AN	28.59	25.36	28.27	24.58	22.78	24.35	25.44	18.36	30.58	20.37	23.14	28.67	28.80	26.06	23.11
PL	53.69	47.59	43.59	24.58	50.13	46.13	57.10	56.13	43.53	39.29	39.54	45.04	62.55	56.37	39.68
OR	.24	6.46	1.												

PRNR	ET 17	ET 18	ET 19	ET 20	ET 21	ET 22	ET 23	ET 24	ET 25	ET 26	ET 27	ET 28	ET 29	ET 30	ET 31
GKZ	1	3	5	1	3	3	5	5	1	1	1	3	1	3	3
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
STO2	45.04	50.37	45.53	49.46	48.44	46.89	47.49	50.69	49.94	46.35	46.27	50.68	47.36	49.31	50.98
TIO2	1.19	2.06	2.65	3.15	2.39	2.16	1.92	2.22	1.62	1.34	2.15	2.27	1.82	1.82	2.29
AL2O3	6.67	14.04	15.97	14.78	15.88	14.73	15.11	14.74	16.54	9.39	18.16	17.91	14.90	18.56	14.85
FE2O3	2.45	3.67	4.13	3.72	3.37	3.81	3.25	3.30	3.11	2.89	3.54	3.50	3.22	2.98	3.75
FeO	9.37	7.91	9.55	8.09	6.25	8.25	7.24	7.35	6.78	8.52	9.36	8.50	5.98	6.22	8.45
MNO	.14	.12	.23	.21	.18	.21	.15	.15	.14	.20	.20	.17	.20	.14	.11
MGO	23.49	7.26	6.71	7.24	5.03	6.95	9.06	8.90	9.14	16.09	11.00	9.40	5.44	8.64	7.62
CAO	9.57	8.51	7.75	9.09	11.61	10.54	10.70	7.72	8.20	14.11	3.82	2.53	15.16	6.57	6.07
NA2O	.98	3.27	5.02	2.73	3.61	4.03	2.88	3.15	3.22	.65	4.30	3.74	2.76	5.23	2.12
K2O	.08	.48	1.42	.01	2.08	1.28	.15	.69	.42	.15	.05	.01	2.02	.05	2.80
P2O5	.20	.35	.50	.60	.44	.37	.41	.25	.22	.26	.27	.28	.38	.16	.52
SUM	99.18	98.04	99.46	99.08	99.28	99.22	98.36	99.16	99.33	99.55	99.12	98.99	99.24	99.68	99.56
LOI	12.41	4.49	7.44	6.50	6.83	6.33	10.34	5.50	2.81	9.58	4.85	4.98	12.71	7.56	2.76

SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	340.	409.	623.	674.	489.	664.	333.	365.	256.	241.	451.	463.	251.	359.	249.
CR	691.	360.	360.	152.	112.	146.	217.	150.	234.	622.	368.	289.	113.	132.	96.
CO	46.	28.	46.	33.	20.	29.	95.	98.	87.	135.	170.	143.	66.	104.	52.
NI	281.	66.	97.	40.	18.	11.	146.	100.	133.	348.	203.	172.	104.	58.	50.
CU	59.	53.	57.	88.	51.	50.	28.	47.	41.	13.	50.	58.	41.	27.	30.
ZN	-	-	45.	-	-	-	97.	83.	79.	108.	92.	106.	54.	60.	82.
GA	7.	10.	10.	19.	20.	15.	19.	20.	20.	16.	20.	21.	17.	22.	22.
RB	4.	19.	37.	17.	54.	23.	8.	17.	21.	-	8.	14.	40.	7.	42.
SR	558.	222.	104.	409.	510.	223.	289.	224.	602.	143.	286.	206.	473.	85.	465.
Y	22.	28.	42.	34.	27.	33.	32.	32.	24.	21.	31.	39.	29.	42.	23.
ZR	90.	140.	237.	258.	163.	147.	192.	204.	185.	125.	215.	235.	161.	179.	104.
PB	-	-	-	5.	-	-	6.	7.	8.	9.	7.	8.	8.	6.	10.

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	-	1.51	-	4.67	-	-	-	-	-	-	-	6.08	-	-	1.88
AB	8.36	28.22	21.56	23.31	18.86	19.47	24.77	26.88	27.43	5.50	36.70	31.97	6.72	39.37	18.01
AN	13.68	22.65	16.94	28.30	21.13	18.46	28.32	24.24	29.63	22.27	17.34	10.83	22.47	27.10	22.83
PL	22.04	50.87	38.50	51.60	39.99	37.93	53.09	51.12	57.06	27.77	54.04	42.79	29.19	66.48	40.84
OR	.48	2.89	8.43	.06	12.38	7.62	.90	4.11	2.50	.89	.30	.06	12.03	.30	16.61
NE	-	-	11.45	-	6.45	8.07	-	-	-	-	-	-	9.10	2.72	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.77	7.90	-	-
DI	26.14	14.60	15.00	10.65	27.35	25.75	18.37	10.20	7.91	36.78	-	-	40.21	3.63	3.23
WO1	13.73	7.54	7.69	5.53	14.19	13.27	9.57	5.31	4.12	19.23	-	-	20.83	1.90	1.67
EN1	10.09	4.83	4.54	3.69	9.37	8.27	6.56	3.66	2.85	13.66	-	-	13.65	1.34	1.07
FS1	2.32	2.22	2.77	1.43	3.80	4.21	2.24	1.22	.93	3.89	-	-	5.73	.39	.50
HY	7.19	19.87	-	20.10	-	-	8.39	24.87	18.59	10.15	10.58	33.02	-	-	26.37
EN2	5.84	13.61	-	14.50	-	-	6.25	18.66	14.00	7.90	7.53	23.65	-	-	17.99
FS2	1.35	6.26	-	5.60	-	-	2.14	6.21	4.59	2.25	3.05	9.37	-	-	8.38
OL	37.82	-	14.35	-	3.29	10.04	9.77	.03	5.78	17.06	20.37	-	-	18.70	-
FO1	30.17	-	8.59	-	2.27	6.43	7.09	.02	4.25	12.98	14.09	-	-	14.18	-
FY1	7.66	-	5.76	-	1.02	3.61	2.67	.01	1.53	4.08	6.28	-	-	4.51	-
WO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.38	-	-
MT	3.58	5.43	6.02	5.44	4.92	5.57	4.79	4.82	4.54	4.19	5.18	5.13	4.70	4.33	5.46
IL	2.28	3.99	5.06	6.04	4.57	4.13	3.71	4.25	3.10	2.55	4.12	4.35	3.48	3.47	4.37
AP	.48	.85	1.19	1.43	1.05	.88	.99	.60	.52	.62	.65	.67	.91	.38	1.24

PRNR	GEBIET VILLMERSDORF/ROTTENMANN												(EV, 6 PROBEN)			
	ET 32	ET 33	ET 34	ET 35	ET 36	ET 37	ET 38	ET 39	ET 40	ET 41	ET 42	EV 1	EV 2	EV 3	EV 4	
GKZ	3	3	5	3	3	5	3	3	3	5	5	7	7	1	7	
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:																
STO2	50.15	46.46	48.64	48.92	51.51	49.38	49.74	50.37	53.17	47.73	50.97	47.14	48.36	51.20	49.31	
TIO2	1.88	1.63	1.99	2.22	1.53	1.54	1.81	2.42	2.29	2.16	1.96	1.30	1.64	4.52	1.68	
AL2O3	15.24	14.76	13.91	15.64	13.34	16.02	13.48	13.60	15.85	15.51	12.53	17.74	19.66	17.22	16.99	
FE2O3	3.27	3.12	2.95	3.55	3.58	3.26	3.24	3.30	3.42	3.52	3.18	2.91	2.99	3.70	3.78	
FeO	5.74	5.87	9.12	7.33	7.27	5.85	7.04	7.11	6.96	7.97	6.50	6.80	6.94	7.95	8.12	
MNO	.11	.14	.14	.16	.19	.21	.15	.11	.17	.18	.10	.13	.15	.12	.21	
MGO	4.83	5.90	16.87	6.69	6.14	5.06	8.72	8.37	6.58	8.39	7.44	10.79	10.41	7.14	6.86	
CAO	12.82	14.91	3.44	8.69	10.45	12.28	9.62	10.21	6.47	8.64	12.28	8.71	6.04	2.99	8.22	
NA2O	4.40	3.42	1.93	4.01	3.21	3.41	3.30	2.14	3.43	3.88	1.82	3.66	3.54	3.63	3.70	
K2O	1.08	2.52	.01	.41	2.23	3.03	1.10	.19	.92	.54	1.53	.12	.10	.01	.14	
P2O5	.36	.37	.25	.41	.10	.07	.29	.40	.34	.52	.31	.06	.18	.70	.10	
SUM	99.88	99.30	99.25	98.03	99.55	100.11	98.49	98.22	99.60	99.04	98.62	99.36	100.01	99.18	99.11	
LOI	9.74	8.90	8.27	7.43	5.46	12.20	5.40	10.02	2.52	7.98	6.77	3.55	4.09	3.57	8.44	
SPURENELEMENTE IN PPM:																
V	301.	271.	213.	362.	299.	333.	293.	482.	499.	509.	445.	156.	183.	1091.	239.	
CR	55.	60.	244.	129.	190.	34.	183.	416.	203.	266.	305.	285.	209.	102.	163.	
CO	97.	74.	81.	99.	80.	69.	93.	32.	26.	37.	27.	71.	34.	161.	48.	
NI	36.	33.	345.	91.	97.	10.	110.	170.	34.	72.	64.	62.	83.	62.	37.	
CU	51.	46.	1.	77.	51.	16.	42.	50.	57.	56.	70.	38.	49.	33.	32.	
ZN	42.	45.	179.	77.	73.	51.	75.	30.	37.	41.	-	52.	62.	55.	45.	
GA	15.	19.	18.	18.	20.	23.	16.	8.	20.	13.	13.	9.	16.	24.	13.	
RB	21.	39.	14.	13.	34.	43.	19.	10.	32.	30.	26.	7.	6.	12.	11.	
SR	279.	351.	126.	196.	371.	428.	165.	248.	705.	188.	369.	276.	192.	118.	86.	
Y	26.	26.	24.	31.	23.	30.	25.	34.	47.	41.	27.	21.	36.	29.	40.	
ZR	163.	115.	167.	209.	98.	142.	170.	205.	275.	186.	130.	103.	107.	346.	132.	
PB	7.	8.	10.	7.	10.	8.	6.	-	7.	-	-	-	7.	6.	5.	
CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:																
Q	-	-	.43	-	-	-	-	5.65	5.08	-	3.27	-	-	13.12	-	
AB	23.83	-	16.45	34.61	26.43	9.53	28.35	18.43	29.14	32.27	15.61	27.22	29.95	30.96	31.59	
AN	18.66	17.60	15.55	23.93	15.47	19.43	19.00	27.42	25.23	23.53	21.80	31.82	28.78	10.34	29.60	
PL	42.49	17.60	32.00	58.54	41.91	28.96	47.35	45.86	54.37	55.80	37.41	59.05	58.73	41.30	61.19	
OR	6.39	13.53	.06													

2) WESTLICHE GRAUWACKENZONE (KITZBÜHLER GRAUWACKENZONE)  
VORDERES SAALACHTAL: GEBIET MAISHOFEN-VIEHHOFEN (K, 43 PROBEN)

PRNR	EV 5	EV 6	K 1	K 2	K 3	K 4	K 5	K 6	K 7	K 8	K 9	K 10	K 11	K 12	K 13
GKZ	7	1	1	2	3	1	2	1	1	1	2	1	5	1	3
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	40.13	49.25	49.33	55.39	50.79	50.44	56.24	50.32	48.88	50.50	56.46	49.94	49.47	50.53	53.74
TIO2	2.45	2.23	2.98	2.99	1.99	3.20	2.81	1.73	1.60	2.58	2.68	3.64	1.65	1.55	1.57
AL2O3	18.17	17.87	15.62	16.23	14.28	15.07	15.91	14.20	13.38	15.46	14.89	14.76	14.93	15.17	15.49
FE2O3	3.47	2.68	3.73	4.12	3.92	3.84	4.10	3.39	3.35	3.70	3.75	3.89	3.30	3.14	3.23
FeO	12.98	5.78	7.69	7.89	8.82	8.30	8.49	7.51	7.42	7.73	7.09	8.23	7.02	6.59	6.35
MNO	1.00	.35	.21	.36	.29	.23	.16	.18	.18	.19	.18	.22	.19	.21	.14
MGO	18.25	10.33	6.11	3.29	7.07	6.82	5.16	8.57	8.67	6.57	4.18	6.27	8.15	8.36	6.27
CAO	.55	6.61	8.79	2.88	7.72	6.53	1.68	9.62	11.54	8.80	4.22	8.86	9.30	9.87	9.02
NA2O	.03	3.99	2.83	4.88	3.35	3.71	3.92	2.82	2.54	3.04	3.75	2.59	3.22	3.10	2.63
K2O	.01	.02	.11	.32	.01	.01	.08	.49	1.01	.05	1.19	.03	1.33	.05	.08
P2O5	.62	.27	.44	.44	.14	.37	.44	.16	.16	.34	.46	.52	.20	.13	.14
SUM	97.66	99.38	97.84	98.79	98.38	98.52	98.99	98.99	98.73	98.96	98.85	98.95	98.76	98.70	98.66
LOI	8.85	7.76	2.70	2.54	2.88	4.47	3.87	3.75	2.15	2.65	1.74	2.06	2.88	2.62	2.66
SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	450.	265.	705.	722.	656.	576.	782.	401.	407.	685.	616.	713.	406.	355.	189.
CR	748.	219.	86.	26.	99.	523.	180.	435.	309.	193.	144.	451.	222.	395.	195.
CO	137.	58.	34.	31.	42.	52.	58.	52.	39.	58.	50.	77.	44.	51.	33.
NI	202.	146.	14.	5.	7.	90.	6.	14.	10.	20.	17.	10.	9.	11.	20.
CU	16.	103.	84.	54.	89.	171.	165.	166.	168.	220.	194.	358.	126.	226.	114.
ZN	331.	83.	30.	39.	71.	-	32.	30.	-	-	-	-	40.	-	38.
GA	38.	17.	23.	24.	19.	20.	29.	20.	23.	33.	34.	49.	21.	32.	23.
RB	14.	8.	20.	46.	9.	19.	32.	14.	12.	13.	45.	16.	38.	-	10.
SR	19.	169.	823.	613.	184.	470.	296.	171.	288.	573.	675.	857.	206.	564.	168.
Y	20.	26.	51.	87.	49.	53.	84.	35.	23.	42.	61.	37.	31.	33.	36.
ZR	140.	206.	377.	506.	173.	398.	602.	128.	93.	283.	515.	425.	108.	144.	137.
PB	13.	7.	8.	17.	9.	5.	12.	-	4.	7.	10.	9.	4.	7.	6.
CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	-	-	5.30	13.00	2.89	3.68	19.70	.01	-	4.51	13.62	7.70	-	.22	9.90
AB	-	33.97	24.47	41.79	28.81	31.86	33.50	24.10	21.77	25.99	32.09	22.14	27.59	26.58	22.55
AN	-	30.98	30.24	11.55	24.29	24.80	5.51	24.89	22.41	28.68	18.13	28.85	22.63	27.69	30.63
PL	-	64.95	54.71	53.34	53.10	56.66	39.01	48.99	44.17	54.67	50.23	51.00	50.22	54.26	53.19
OR	-	.12	.66	1.91	.06	.06	.48	2.92	6.04	.30	7.11	.18	7.96	.30	.48
C	-	-	-	3.72	-	-	7.45	-	-	-	.87	-	-	-	-
DI	-	.19	9.18	-	11.15	4.53	-	17.91	27.77	10.63	-	9.76	18.29	16.90	11.12
WO1	-	.10	4.75	-	5.72	2.35	-	9.30	14.41	5.50	-	5.06	9.50	8.79	5.76
EN1	-	.07	3.10	-	3.43	1.53	-	6.17	9.57	3.56	-	3.35	6.36	5.99	3.76
FS1	-	.02	1.32	-	1.99	.65	-	2.45	3.79	1.57	-	1.35	2.44	2.11	1.60
HY	-	12.87	17.77	15.18	22.85	22.37	20.91	21.49	4.49	18.70	16.42	17.44	3.14	20.42	17.21
EN2	-	10.65	12.45	8.29	14.46	15.70	12.98	15.39	3.22	12.97	10.53	12.43	2.27	15.10	12.07
FS2	-	2.22	5.32	6.89	8.38	6.66	7.94	6.10	1.27	5.73	5.89	5.01	.87	5.32	5.14
OL	-	13.06	-	-	-	-	-	-	9.14	-	-	-	11.89	-	-
FO1	-	10.62	-	-	-	-	-	-	6.36	-	-	-	8.36	-	-
FY1	-	2.44	-	-	-	-	-	-	2.78	-	-	-	3.53	-	-
MT	-	3.91	5.53	6.05	5.78	5.65	6.00	4.96	4.92	5.42	5.50	5.70	4.84	4.61	4.75
IL	-	4.26	5.78	5.75	3.84	6.17	5.39	3.32	3.08	4.95	5.15	6.98	3.17	2.98	3.02
AP	-	.64	1.06	1.05	.34	.89	1.05	.38	.38	.81	1.10	1.24	.48	.31	.34

PRNR	K 15	K 16	K 17	K 29	K 30	K 41	K 42	K 43	K 44	K 45	K 55	K 56	K 57	K 60	K 61
GKZ	3	1	3	2	2	3	1	3	1	1	3	3	1	5	1
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	51.31	47.92	50.95	57.31	56.61	49.04	50.21	50.30	49.49	52.39	56.72	49.37	50.38	55.83	49.29
TIO2	2.21	2.15	1.73	2.60	2.58	1.86	1.52	2.00	3.68	1.07	1.54	1.60	1.54	1.70	3.46
AL2O3	14.27	18.53	15.08	15.38	15.21	17.68	13.70	14.36	13.66	15.05	16.48	15.13	14.63	18.66	14.82
FE2O3	4.03	3.94	3.63	4.14	3.70	3.47	3.16	3.45	4.42	3.17	3.22	3.28	3.24	2.91	3.80
FeO	8.81	9.57	7.96	7.77	7.07	7.32	7.03	7.12	9.79	7.17	5.26	6.84	6.96	4.20	8.48
MNO	.24	.32	.18	.23	.30	.21	.19	.19	.24	.19	.08	.86	.19	.10	.22
MGO	6.39	7.93	7.67	3.05	4.43	7.49	9.29	6.94	5.35	9.52	4.37	7.75	8.53	4.04	7.38
CAO	8.65	2.53	7.99	3.18	2.51	7.84	9.88	10.13	7.93	5.36	8.88	12.12	10.85	5.06	7.21
NA2O	2.52	5.60	3.22	4.77	5.26	4.30	3.34	2.63	3.18	4.67	1.63	2.11	2.63	5.25	3.19
K2O	.01	.03	.06	.73	.24	.05	.68	1.15	.90	.89	.33	.56	.19	1.45	.11
P2O5	.23	.10	.12	.43	.35	.18	.14	.21	.44	.06	.16	.16	.14	.15	.43
SUM	99.07	98.62	98.59	99.59	98.26	99.44	99.14	98.47	99.08	99.54	98.67	99.78	99.28	99.35	98.39
LOI	2.62	4.98	2.67	2.25	2.36	3.56	2.32	2.14	1.66	3.69	3.00	2.68	2.23	2.62	2.36
SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	718.	653.	511.	568.	533.	432.	281.	484.	1040.	317.	372.	417.	356.	260.	527.
CR	138.	220.	262.	81.	53.	100.	292.	129.	60.	125.	65.	195.	300.	23.	103.
CO	43.	71.	42.	37.	37.	29.	23.	30.	34.	28.	18.	30.	25.	60.	85.
NI	-	32.	28.	16.	4.	15.	45.	13.	-	7.	5.	10.	42.	7.	80.
CU	78.	60.	80.	96.	83.	31.	49.	76.	60.	37.	20.	66.	69.	16.	82.
ZN	-	74.	72.	74.	31.	52.	-	-	-	72.	-	30.	75.	112.	71.
GA	23.	18.	18.	27.	18.	11.	18.	22.	15.	16.	17.	15.	21.	20.	20.
RB	15.	24.	9.	59.	48.	12.	15.	32.	40.	24.	14.	14.	8.	30.	7.
SR	600.	115.	293.	642.	566.	154.	219.	274.	554.	228.	85.	183.	307.	259.	585.
Y	52.	64.	45.	74.	78.	45.	27.	34.	47.	42.	40.	29.	27.	47.	33.
ZR	236.	253.	168.	641.	635.	194.	96.	146.	348.	114.	150.	102.	109.	268.	289.
PB	6.	4.	-	14.	14.	4.	-	-	7.	4.	5.	-	-	39.	19.
CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	7.63	-	2.33	13.50	11.47	-	-	1.24	3.38	-	20.43	.13	.67	2.32	3.44
AB	21.52	48.05	27.63	40.52	45.29	36.59	28.51	22.60	27.15	39.70	13.98	17.89	22.41	44.71	27.43
AN	28.95	12.06	26.89	13.02	10.34	28.95	20.56	24.35	20.52	17.55	37.17	30.22	27.75	23.22	26.21
PL	50.47	60.11	54.53	53.54	55.63	65.54	49.06	46.95	47.68	57.25	51.14	48.11	50.16	67.93	53.64
OR	.06	.18	.36	4.33	1.44	.30	4.05	6.90	5.37	5.28	1.98	3.32	1.13	8.62	.66
C	-	4.99	-	2.00	2.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DI	10.45	-	10.12	-	-	7.23	22.43	20.38	13.28	7.05	5.17	23.41	20.52	.85	5.86
WO1	5.36	-	5.22	-</											

PRNR	K 62	K 63	K 83	K 84	K 85	K 87	K 89	K 92	K 93	K 94	K 95	K 96	K 97	K 98	K 99
GKZ	1	2	5	3	3	1	3	1	3	3	1	2	1	3	1

HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:

SIO2	50.50	53.03	55.87	59.93	50.90	51.18	56.46	51.25	56.47	52.92	47.93	54.83	49.42	53.22	50.50
TIO2	2.08	1.76	2.10	1.58	1.91	2.09	1.56	4.23	1.69	1.66	1.91	2.80	4.90	1.49	.88
AL2O3	15.17	15.46	17.92	15.88	14.99	14.40	13.57	14.20	16.40	16.20	18.90	14.89	15.01	15.07	15.48
FE2O3	3.42	3.23	3.30	3.48	3.36	3.21	2.55	3.93	3.24	3.31	3.32	4.25	4.46	3.08	2.84
FeO	7.61	6.43	5.34	4.85	7.55	6.75	4.49	9.65	6.42	6.73	6.58	9.00	9.82	6.26	6.04
MNO	.17	.16	.10	.13	.20	.18	.13	.24	.16	.15	.15	.23	.28	.14	.16
MGO	8.52	6.55	4.08	2.41	8.87	8.14	6.74	8.13	6.39	6.89	6.20	5.24	5.13	7.58	9.52
CAO	7.63	7.49	6.54	4.47	6.79	10.02	9.68	4.02	3.77	7.58	10.24	2.05	6.96	8.69	9.94
NA2O	3.15	3.77	1.78	3.61	3.43	2.60	3.43	1.80	4.18	2.70	3.39	3.01	1.42	2.66	3.50
K2O	.65	.17	1.99	1.24	.30	.12	.14	.26	.05	.22	.14	1.06	1.02	.70	.06
P2O5	.16	.13	.27	.49	.14	.24	.03	.66	.07	.13	.20	.84	.70	.14	.05
SUM	99.06	98.18	99.29	98.07	98.44	98.93	98.78	98.37	98.84	98.49	98.96	98.20	99.12	99.03	98.97
LOI	2.74	1.94	2.68	2.09	2.79	1.91	1.12	4.18	3.10	3.07	2.53	3.53	8.93	2.68	3.54

SPURENELEMENTE IN PPM:

V	546.	432.	351.	260.	339.	376.	205.	1449.	459.	468.	382.	381.	466.	349.	167.
CR	24.	86.	18.	40.	71.	137.	69.	53.	89.	68.	83.	63.	47.	61.	76.
CO	159.	164.	86.	59.	105.	154.	76.	224.	170.	178.	134.	46.	46.	139.	76.
NI	-	27.	-	16.	26.	56.	28.	20.	24.	17.	34.	40.	52.	16.	25.
CU	17.	20.	15.	19.	26.	25.	30.	32.	17.	14.	25.	31.	63.	19.	25.
ZN	60.	48.	64.	75.	93.	47.	42.	113.	66.	65.	62.	121.	75.	64.	57.
GA	21.	20.	22.	20.	23.	21.	17.	27.	23.	20.	20.	31.	26.	19.	18.
RB	22.	11.	51.	43.	12.	8.	9.	15.	10.	10.	9.	22.	27.	18.	5.
SR	288.	333.	439.	348.	220.	407.	171.	418.	224.	167.	494.	295.	395.	251.	86.
Y	34.	40.	41.	47.	35.	38.	26.	46.	42.	41.	29.	53.	35.	36.	20.
ZR	224.	274.	283.	234.	159.	362.	182.	364.	298.	235.	232.	232.	118.	216.	112.
PB	7.	7.	10.	10.	9.	7.	6.	10.	7.	6.	8.	10.	11.	7.	-

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:

Q	-	4.61	16.96	21.13	.41	4.21	9.40	17.58	11.68	8.24	-	19.77	13.70	5.78	-
AB	26.91	32.49	15.77	31.14	29.48	22.24	29.38	15.48	35.78	23.20	28.98	25.93	12.12	22.73	29.92
AN	25.57	25.22	30.90	19.34	25.01	27.56	21.48	15.88	18.46	31.91	36.31	4.77	30.21	27.38	26.62
PL	52.48	57.71	46.06	50.48	54.49	49.79	50.86	31.36	54.24	55.11	65.30	30.69	42.33	50.10	56.55
OR	3.88	1.02	11.84	7.47	1.80	.72	.84	1.56	.30	1.32	.84	6.38	6.08	4.18	.36
C	-	-	1.60	1.68	-	-	-	5.31	2.82	-	-	7.20	.60	-	-
DI	9.31	9.47	-	-	6.65	16.90	21.42	-	-	4.35	11.03	-	-	12.22	18.31
WO1	4.84	4.91	-	-	3.46	8.81	11.25	-	-	2.26	5.72	-	-	6.36	9.55
EN1	3.25	3.25	-	-	2.32	6.10	8.29	-	-	1.48	3.75	-	-	4.32	6.64
FS1	1.23	1.30	-	-	.87	1.99	1.88	-	-	.62	1.57	-	-	1.54	2.12
HY	24.74	18.71	14.05	9.85	27.68	19.09	10.67	28.63	22.79	22.59	6.06	22.26	19.71	20.01	8.51
EN2	17.95	13.36	10.23	6.12	20.12	14.39	8.70	20.58	16.10	15.94	4.27	13.28	12.89	14.74	6.45
FS2	6.79	5.35	3.82	3.73	7.56	4.70	1.97	8.06	6.69	6.65	1.79	8.97	6.83	5.27	2.06
OL	.22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.76	-	-	-	10.30
FO1	.16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.31	-	-	-	7.62
FY1	.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.45	-	-	-	2.69
MT	5.01	4.77	4.82	5.14	4.95	4.70	3.74	5.79	4.75	4.87	4.86	6.27	6.52	4.51	4.16
IL	3.99	3.40	4.02	3.06	3.68	4.01	3.00	8.16	3.25	3.20	3.67	5.41	9.39	2.86	1.69
AP	.38	.31	.64	1.18	.34	.57	.07	1.59	.17	.31	.48	2.03	1.67	.33	.12

PROFIL RATZENSTEIN (KV, 14 PROBEN)

PRNR	KV 1	KV 2	KV 3	KV 4	KV 5	KV 6	KV 7	KV 8	KV 9	KV 10	KV 11	KV 12	KV 13	KV 14	KM 2
GKZ	1	3	3	3	3	3	3	3	3	3	1	3	3	3	5

HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:

SIO2	49.11	51.95	53.93	55.50	51.79	54.58	49.29	49.25	51.42	49.59	50.58	51.79	49.68	49.65	41.86
TIO2	1.27	1.52	1.74	1.62	1.50	1.75	1.49	1.72	1.61	1.68	1.36	1.67	1.63	1.48	2.87
AL2O3	15.06	15.55	15.33	15.58	15.71	15.58	16.06	15.39	14.93	15.00	15.60	15.29	14.28	15.49	10.13
FE2O3	3.11	3.14	2.95	3.61	3.13	3.56	3.29	3.23	3.25	3.48	2.73	3.64	3.58	3.33	3.00
FeO	6.57	6.41	5.92	7.16	6.27	6.98	7.00	6.57	6.54	7.41	5.83	7.78	7.54	7.00	7.15
MNO	.20	.15	.14	.17	.16	.19	.17	.15	.15	.21	.15	.21	.21	.16	.04
MGO	8.58	7.53	7.61	5.33	6.98	5.28	8.20	7.16	6.81	7.63	9.96	7.19	7.14	7.78	10.79
CAO	12.83	9.43	7.92	6.90	9.56	7.58	9.37	12.20	11.70	10.50	7.48	7.23	12.53	10.83	22.91
NA2O	2.17	2.83	2.80	3.22	3.07	3.20	2.59	2.57	2.22	2.54	4.19	3.52	2.05	2.90	.09
K2O	.15	.22	1.10	.13	.26	.29	1.84	.11	.06	.11	1.89	.05	.12	.06	.23
P2O5	.11	.15	.16	.08	.12	.18	.19	.16	.13	.14	.14	.11	.18	.15	.40
SUM	99.16	98.88	99.60	99.30	98.55	99.17	99.49	98.51	98.82	98.29	99.91	98.48	98.94	98.83	99.47
LOI	2.61	2.95	2.55	2.36	2.42	2.30	2.86	2.90	2.94	2.70	3.87	2.70	3.14	3.14	14.15

SPURENELEMENTE IN PPM:

V	367.	343.	212.	416.	339.	410.	332.	344.	312.	339.	170.	389.	432.	692.	243.
CR	215.	164.	151.	85.	48.	84.	138.	182.	192.	185.	569.	205.	193.	98.	1197.
CO	29.	24.	51.	25.	126.	26.	128.	28.	27.	30.	32.	39.	28.	70.	36.
NI	9.	18.	90.	11.	7.	12.	55.	20.	27.	36.	120.	32.	-	25.	297.
CU	79.	48.	60.	38.	20.	33.	37.	76.	54.	41.	81.	55.	68.	75.	91.
ZN	-	33.	86.	58.	63.	51.	67.	52.	52.	43.	48.	71.	-	63.	38.
GA	15.	14.	29.	17.	21.	17.	19.	16.	14.	14.	10.	14.	14.	17.	6.
RB	-	12.	33.	14.	11.	18.	41.	7.	7.	7.	40.	10.	5.	-	11.
SR	321.	139.	206.	145.	154.	100.	186.	203.	91.	122.	147.	117.	77.	77.	438.
Y	24.	33.	36.	40.	35.	42.	35.	27.	26.	30.	25.	41.	26.	23.	16.
ZR	82.	117.	139.	170.	168.	165.	134.	105.	83.	107.	91.	142.	90.	102.	166.
PB	-	4.	12.	6.	6.	5.	10.	4.	-	-	-	4.	-	9.	-

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:

Q	-	4.14	5.59	11.60	3.32	9.97	-	.75	6.08	1.90	-	3.24	3.26	-	-
AB	18.52	24.22	23.79	27.44	26.36	27.30	22.03	22.07	19.01	21.87	27.60	30.24	17.53	24.83	-
AN	31.17	29.40	26.11	27.87	28.73	27.52	26.90	30.59	30.96	29.71	18.19	26.17	29.72	29.41	26.69
PL	49.69	53.62	49.90	55.31	55.09	54.82	48.92	52.66	49.97	51.57	45.79	56.41	47.25	54.24	26.69
OR	.89	1.31	6.53	.77	1.56										

HINTERES SAALACHTAL: PROFIL MAURERKOGEL (KM, 31 PROBEN)

GEBIET HINTERGLEMM-LÖHNERSB.

PRNR	KM 3	KM 4	KM 5	KM 6	KM 7	KM 8	KM 9	KM 10	KM 11	KM 12	KM 13	KS 1	KS 2	KS 3	KS 4
GKZ	5	3	5	6	6	6	6	3	3	3	3	5	3	3	3
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	35.51	45.08	46.48	42.35	44.90	41.64	42.92	41.43	46.38	46.35	40.06	48.22	52.33	49.39	50.46
TIO2	2.32	4.04	3.92	4.79	3.47	2.84	2.91	3.65	3.46	3.19	5.29	2.40	3.02	2.98	2.90
AL2O3	9.29	11.67	11.87	13.95	11.61	10.19	11.26	12.95	13.93	11.73	15.66	10.75	12.22	14.84	13.54
FE2O3	3.05	3.64	3.36	3.66	3.44	2.84	3.53	3.76	3.52	3.07	3.91	3.10	3.94	3.57	3.50
FeO	7.43	9.44	8.44	7.80	8.61	6.46	7.72	9.95	7.99	8.52	11.38	8.73	11.73	7.39	7.59
MNO	.30	.18	.13	.11	.11	.03	.05	.28	.16	.13	.06	.07	.18	.13	.11
MGO	10.92	10.21	10.44	7.13	10.11	10.67	7.96	10.29	8.43	13.99	11.87	14.22	12.22	6.67	7.91
CAO	30.52	8.68	9.62	17.05	14.69	24.20	20.78	13.79	11.06	8.41	5.64	8.48	1.35	11.29	9.23
NA2O	.02	3.56	2.84	.87	.99	.22	1.37	1.67	2.50	3.06	2.54	1.27	.20	2.57	2.91
K2O	.56	2.01	.98	1.51	.03	.52	.15	.17	.64	.10	.47	.03	.11	.01	.14
P2O5	.13	.70	.65	.77	.63	.43	.46	.48	.47	.47	.88	.25	.42	.42	.39
SUM	100.05	99.21	98.74	99.99	98.58	100.04	98.98	98.40	98.55	99.02	97.76	97.52	97.72	99.26	98.68
LOI	18.42	3.43	3.99	10.87	13.39	12.01	11.53	15.01	10.90	4.92	8.14	9.03	9.21	5.27	10.65
SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	180.	505.	439.	658.	530.	205.	396.	439.	569.	371.	1163.	338.	637.	469.	381.
CR	1043.	390.	378.	402.	360.	718.	581.	1251.	272.	424.	941.	902.	543.	341.	430.
CO	27.	36.	33.	44.	41.	24.	34.	80.	34.	31.	185.	62.	71.	35.	46.
NI	257.	202.	190.	134.	128.	261.	138.	309.	116.	183.	203.	312.	182.	172.	175.
CU	73.	84.	90.	154.	85.	59.	88.	83.	87.	38.	241.	37.	63.	62.	107.
ZN	-	66.	68.	35.	62.	-	88.	33.	71.	-	-	75.	67.	56.	81.
GA	4.	12.	13.	15.	13.	45.	9.	13.	13.	7.	14.	4.	7.	10.	13.
RB	9.	73.	46.	51.	15.	9.	7.	16.	31.	16.	57.	10.	21.	13.	15.
SR	292.	407.	385.	397.	569.	240.	188.	216.	332.	187.	319.	482.	68.	442.	284.
Y	-	32.	32.	26.	32.	7.	11.	32.	27.	35.	60.	38.	59.	24.	36.
ZR	65.	424.	409.	376.	318.	120.	136.	283.	284.	313.	578.	222.	384.	259.	276.
PB	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.35	25.19	4.03	3.91
AB	-	16.53	24.33	-	8.49	-	-	7.84	21.46	26.14	21.98	11.02	1.73	21.90	24.95
AN	23.59	10.00	16.92	29.69	27.53	25.27	24.38	27.77	25.26	18.15	22.73	24.14	4.04	29.14	23.78
PL	23.59	26.53	41.25	29.69	36.02	25.27	24.38	35.61	46.72	44.29	44.70	35.16	5.78	51.04	48.73
OR	-	11.97	5.92	7.87	.18	-	-	1.02	3.84	.60	2.84	.18	.67	.06	.84
NE	.09	7.49	-	3.99	-	1.01	6.34	3.53	-	-	-	-	-	-	-
LC	2.59	-	-	.82	-	2.41	1.70	-	-	-	-	-	-	-	-
C	38.97	-	-	-	-	14.17	4.12	-	-	-	-	-	-	-	-
DI	.79	23.03	21.58	39.55	33.72	36.56	51.49	31.08	21.77	16.60	-	2.89	10.56	-	-
WO1	.41	12.02	11.31	20.81	17.62	19.27	26.84	16.15	11.37	6.70	-	13.82	-	19.68	16.05
EN1	.29	8.38	8.22	15.59	12.44	14.61	18.54	10.85	7.99	6.40	-	7.23	-	10.24	8.36
FS1	.08	2.63	2.05	3.15	3.67	2.68	6.12	4.09	2.41	1.48	-	5.18	-	6.95	5.70
HY	-	-	3.64	-	16.47	-	-	-	7.95	5.09	10.78	1.41	-	2.49	1.90
EN2	-	-	2.91	-	12.72	-	-	-	6.10	4.13	8.26	39.60	45.08	13.27	18.82
FS2	-	-	.73	-	3.75	-	-	-	1.84	.96	2.53	31.13	31.14	9.78	14.17
OL	24.83	16.26	13.58	1.86	.35	10.07	1.42	15.06	6.73	21.69	20.58	8.47	13.94	3.50	4.65
FO1	18.84	12.08	10.65	1.52	.26	8.37	1.04	10.64	5.05	17.27	15.39	-	-	-	-
FY1	5.99	4.18	2.93	.34	.09	1.70	.38	4.42	1.68	4.41	5.19	-	-	-	-
MT	4.42	5.32	4.93	5.31	5.06	4.12	5.17	5.54	5.18	4.49	5.80	4.61	5.84	5.21	5.14
IL	4.40	7.73	7.53	9.09	6.68	5.39	5.58	7.04	6.67	6.12	10.27	4.67	5.87	5.70	5.58
AP	.31	1.67	1.56	1.82	1.51	1.02	.79	1.11	1.15	1.12	2.13	.61	1.02	1.00	.94

PRNR	KS 5	KS 6	KS 7	KS 8	KS 9	KS 10	KS 11	KS 12	KS 13	KS 14	KS 15	KS 16	KS 17	KS 18	KS 19
GKZ	3	3	1	3	1	1	3	5	1	1	1	6	3	5	3
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	50.80	49.37	49.39	50.55	51.31	50.44	50.91	49.52	47.91	48.17	47.74	52.67	42.97	44.10	53.71
TIO2	3.05	2.77	2.46	3.00	2.70	2.16	3.73	2.55	2.69	2.36	5.27	3.70	4.69	3.47	1.95
AL2O3	15.18	13.20	15.36	14.31	17.59	12.65	16.76	16.02	14.90	16.33	14.41	17.98	13.74	17.22	13.71
FE2O3	3.78	3.72	3.96	3.80	3.75	3.19	3.68	3.20	4.04	3.54	4.42	4.11	3.25	4.57	3.58
FeO	8.60	8.77	9.21	9.85	6.23	8.13	7.17	6.34	9.34	7.35	9.73	7.96	9.50	10.72	7.33
MNO	.14	.13	.20	.16	.10	.15	.17	.20	.17	.17	.15	.16	.16	.20	.10
MGO	7.65	8.28	7.34	9.63	6.62	11.29	4.80	6.55	6.99	6.89	5.29	3.50	14.45	5.46	6.38
CAO	6.20	9.22	6.11	3.88	4.76	8.04	6.78	7.32	8.98	10.16	7.85	9.93	5.40	6.81	10.25
NA2O	3.40	2.84	3.71	3.17	5.10	2.74	3.79	3.92	3.16	3.51	2.54	5.91	4.03	4.67	.79
K2O	.04	.02	.05	.12	.02	.02	.60	3.24	.02	.16	.04	1.16	.01	.03	.06
P2O5	.42	.33	.26	.42	.29	.21	.49	.35	.28	.28	.87	4.3	.92	.52	.20
SUM	99.27	98.65	98.05	98.89	97.87	99.02	98.88	99.21	98.54	98.92	98.31	98.39	99.12	97.77	98.06
LOI	6.03	6.51	3.08	5.96	6.61	5.86	6.35	11.97	2.83	10.31	8.33	3.90	11.17	7.99	5.61
SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	447.	376.	716.	513.	349.	201.	594.	332.	751.	465.	1038.	805.	709.	676.	599.
CR	501.	683.	146.	524.	232.	935.	92.	143.	163.	219.	91.	293.	180.	430.	182.
CO	60.	57.	51.	64.	25.	49.	27.	25.	46.	33.	38.	64.	40.	64.	47.
NI	220.	220.	5.	209.	106.	278.	76.	76.	13.	38.	86.	95.	156.	177.	-
CU	85.	84.	93.	64.	68.	64.	87.	51.	82.	85.	104.	132.	134.	78.	108.
ZN	111.	70.	-	95.	69.	111.	51.	79.	-	-	-	35.	39.	44.	-
GA	11.	8.	32.	9.	18.	6.	20.	17.	26.	19.	30.	22.	18.	13.	20.
RB	20.	12.	19.	19.	21.	11.	43.	103.	18.	13.	30.	81.	27.	20.	4.
SR	465.	280.	900.	204.	676.	393.	629.	408.	630.	433.	1680.	114.	216.	270.	23.
Y	49.	36.	53.	54.	43.	33.	45.	24.	49.	34.	51.	61.	43.	56.	40.
ZR	374.	249.	299.	362.	348.	200.	473.	195.	274.	197.	799.	598.	778.	444.	123.
PB	-	-	9.	-	6.	-	8.	4.	7.	5.	12.	7.	4.	-	4.
CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	4.22	2.07	.56	5.54	.25	.40	5.13	-	-	-	9.26	5.59	-	-	18.35
AB	28.98	24.36	32.01	27.12	44.09	23.41	32.42	23.43	27.13	30.02	21.85	50.82	30.50	35.29	6.82
AN	26.25	23.52	25.61	16.69	22.19	22.38	27.25	16.68	26.80	28.63	28.26	1.83	19.53	26.52	34.35
PL	55.23	47.88	57.62	43.80	66.28	45.79	59.67	40.11	53.93	58.66	50.12	52.65	50.04	61.81	41.16
OR	.24	.12	.30	.72	.12	.12	3.58	19.30	.12						



GEBIET GAISSTEIN-SAALHOFER WÄNDE (KP, 83 PROBEN)

PRNR	KP 2	KP 3	KP 4	KP 5	KP 6	KP 7	KP 8	KP 9	KP 10	KP 11	KP 12	KP 13	KP 14	KP 15	KP 16
GKZ	1	3	3	3	3	3	1	1	1	1	1	1	1	1	8
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	47.37	48.82	50.02	50.83	47.92	47.33	50.09	48.63	49.81	50.92	50.34	50.73	50.44	49.31	44.25
TIO2	1.29	2.31	2.44	2.94	2.58	3.17	3.87	2.01	2.58	1.81	1.77	1.85	2.31	1.95	1.20
AL2O3	17.41	14.75	15.11	14.85	15.06	15.58	14.51	14.62	15.31	14.47	15.01	14.72	15.76	15.85	6.87
FE2O3	3.25	3.56	3.70	3.98	4.19	4.42	4.23	4.25	3.91	3.37	3.18	3.39	3.69	3.93	2.91
MNO	6.72	7.25	7.51	8.19	9.37	9.91	8.81	9.66	8.83	7.34	6.70	7.09	7.72	8.61	10.75
MGO	7.18	7.13	7.17	7.13	7.25	7.21	7.20	7.23	7.23	7.18	7.16	7.15	7.22	7.26	7.15
CAO	7.66	6.26	5.71	5.32	6.15	5.49	4.87	6.18	7.14	8.37	8.32	7.58	6.56	6.70	20.53
NA2O	11.11	11.14	9.53	7.56	7.42	7.00	6.92	6.07	5.46	8.45	7.03	7.23	5.53	5.65	10.21
K2O	3.78	3.47	3.22	3.42	3.97	3.79	3.28	3.97	4.18	3.21	4.37	3.96	4.42	4.20	1.60
P2O5	.26	.55	.26	.43	1.66	.88	.92	1.85	.76	1.00	1.60	1.66	1.40	1.80	.14
SUM	99.28	98.58	98.03	98.11	98.97	98.26	98.20	97.94	98.62	99.40	98.79	98.71	98.46	98.62	98.85
LOI	5.37	6.11	3.14	4.47	3.50	2.79	2.47	2.65	2.83	3.39	2.85	2.51	3.49	2.98	4.49

SPURENELEMENTE IN PPM:

V	240.	456.	447.	653.	706.	959.	826.	700.	765.	352.	370.	451.	581.	521.	8.
CR	283.	159.	234.	140.	142.	112.	76.	177.	85.	253.	172.	167.	183.	245.	740.
CO	46.	38.	45.	38.	50.	56.	34.	56.	45.	37.	30.	27.	30.	39.	41.
NI	30.	72.	53.	25.	24.	11.	32.	47.	19.	60.	47.	27.	29.	43.	401.
CU	90.	74.	86.	83.	84.	87.	74.	77.	65.	57.	65.	57.	87.	79.	111.
ZN	81.	61.	77.	-	33.	37.	33.	44.	35.	42.	45.	30.	-	39.	-
GA	21.	17.	20.	23.	21.	26.	23.	20.	22.	18.	22.	20.	22.	22.	10.
SR	12.	17.	12.	24.	37.	32.	34.	34.	33.	31.	38.	40.	40.	46.	10.
Y	304.	213.	246.	197.	263.	557.	516.	174.	319.	568.	563.	460.	386.	451.	62.
ZR	32.	27.	34.	42.	40.	54.	40.	48.	48.	25.	32.	32.	40.	38.	20.
PB	118.	164.	226.	270.	225.	364.	351.	194.	232.	170.	158.	154.	212.	191.	40.
	4.	4.	4.	5.	7.	8.	8.	7.	5.	4.	6.	5.	5.	5.	-

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:

Q	-	-	3.33	5.60	-	-	5.81	-	-	-	-	-	-	-	-
AB	24.19	29.78	27.79	29.49	30.77	32.63	28.26	34.29	35.86	27.32	34.24	33.94	37.98	36.03	10.26
AN	29.98	23.37	26.52	24.35	18.56	23.30	22.55	16.95	21.05	22.25	16.82	17.71	19.32	19.34	11.28
PL	54.17	53.15	54.31	53.84	49.33	55.93	50.81	51.24	56.91	49.57	51.05	51.65	57.30	55.37	21.54
OR	1.55	3.30	1.57	2.59	9.91	5.29	5.53	11.16	4.55	5.94	9.57	9.94	8.40	10.78	.84
NE	4.35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.86
DI	19.24	24.54	15.62	8.77	13.04	7.23	7.37	8.72	2.94	14.54	13.17	13.12	4.70	5.44	30.69
WO1	9.97	12.70	8.06	4.51	6.68	3.69	3.79	4.45	1.51	7.55	6.86	6.81	2.43	2.79	16.02
EN1	6.56	8.24	5.06	2.77	3.86	2.07	2.31	2.46	.94	5.04	4.71	4.53	1.54	1.67	11.23
FS1	2.70	3.59	2.50	1.49	2.51	1.47	1.27	1.81	1.48	1.94	1.60	1.78	.73	.98	3.43
HY	-	2.36	14.10	16.52	-	10.99	15.55	2.73	18.65	17.92	-	4.48	9.75	1.42	-
EN2	-	1.64	9.44	10.74	-	6.43	10.04	1.57	12.33	12.94	-	3.21	6.62	.90	-
FS2	-	.72	4.66	5.78	-	4.56	5.51	1.16	6.33	4.99	-	1.27	3.13	.53	-
OL	12.89	6.15	-	-	13.96	6.76	-	14.82	5.22	2.98	15.67	11.44	8.98	16.58	37.93
FO1	8.87	4.15	-	-	8.14	7.79	-	8.18	3.34	2.09	11.40	7.98	5.90	10.06	28.37
FY1	4.02	1.99	-	-	5.82	2.96	-	6.64	1.89	.89	4.27	3.46	3.07	6.52	9.56
MT	4.75	5.24	5.47	5.88	6.14	6.52	6.24	6.29	5.75	4.91	4.67	4.98	5.43	5.78	4.27
IL	2.47	4.45	4.73	5.69	4.95	6.13	7.48	3.90	4.97	3.46	3.40	3.56	4.45	3.75	2.31
AP	.60	.82	.87	1.11	.96	1.16	1.21	1.14	1.01	.67	.74	.84	.99	.86	.58

PRNR	KP 17	KP 18	KP 19	KP 20	KP 21	KP 22	KP 23	KP 24	KP 25	KP 26	KP 27	KP 28	KP 29	KP 30	KP 31
GKZ	1	8	1	1	1	8	6	6	6	6	6	6	5	6	6

HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:

SIO2	48.07	44.56	46.76	49.45	45.16	48.06	49.40	48.22	48.70	46.64	49.39	60.16	54.05	50.47	43.13
TIO2	1.66	1.36	2.24	2.23	1.36	1.79	3.70	3.55	3.62	4.26	3.32	2.86	3.15	3.61	3.92
AL2O3	9.87	8.15	17.19	16.93	8.02	10.87	15.28	15.52	14.37	15.97	15.47	13.67	15.22	15.77	18.58
FE2O3	3.15	3.03	3.60	3.47	3.05	3.24	3.74	3.81	3.91	3.69	3.69	4.02	4.36	4.18	4.72
MNO	9.15	11.18	8.24	7.68	10.31	9.21	7.49	7.72	8.12	7.50	6.30	7.12	8.95	8.55	11.39
MGO	7.11	.06	.26	.19	.11	.16	.09	.16	.16	.18	.15	.15	.14	.07	.35
CAO	14.75	20.00	8.31	8.30	18.24	13.94	5.24	5.35	5.74	5.73	3.49	2.89	4.10	4.53	5.27
NA2O	9.13	8.01	6.26	5.22	10.81	8.50	7.32	8.36	8.47	6.43	9.17	1.60	3.47	2.92	3.51
K2O	1.58	.80	4.73	4.77	1.11	2.52	3.61	3.91	3.35	4.43	3.63	2.78	3.66	4.48	5.42
P2O5	.10	.03	.77	.16	.06	.06	1.17	1.48	1.53	3.08	3.80	3.55	1.97	2.55	2.50
SUM	97.79	97.41	98.81	98.73	98.42	98.63	97.71	98.76	98.59	98.90	99.15	99.24	99.46	97.70	99.36
LOI	6.18	5.59	3.52	3.62	4.22	4.78	2.46	2.71	2.83	2.94	5.61	2.93	4.36	3.63	4.07

SPURENELEMENTE IN PPM:

V	120.	58.	431.	429.	97.	130.	628.	648.	678.	765.	615.	600.	917.	1087.	1465.
CR	705.	968.	177.	291.	907.	592.	150.	93.	117.	50.	38.	92.	199.	78.	114.
CO	46.	54.	34.	42.	32.	21.	29.	25.	30.	27.	19.	37.	60.	56.	66.
NI	330.	489.	64.	99.	432.	268.	90.	51.	52.	70.	33.	27.	35.	13.	13.
CU	82.	82.	51.	58.	101.	79.	72.	64.	80.	77.	53.	105.	98.	81.	83.
ZN	54.	38.	49.	58.	31.	41.	46.	46.	39.	30.	-	63.	29.	24.	-
GA	27.	89.	15.	14.	20.	27.	23.	22.	25.	25.	19.	19.	20.	22.	22.
RB	9.	6.	32.	12.	6.	8.	37.	37.	40.	77.	86.	91.	66.	87.	73.
SR	235.	74.	360.	447.	47.	160.	842.	946.	758.	1044.	231.	108.	188.	128.	192.
Y	22.	29.	40.	49.	19.	24.	43.	42.	37.	36.	27.	37.	54.	58.	65.
ZR	83.	59.	216.	264.	46.	117.	560.	501.	460.	691.	401.	305.	338.	398.	491.
PB	-	-	4.	4.	-	-	9.	11.	9.	10.	7.	8.	4.	6.	6.

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:

Q	-	-	-	-	-	-	2.36	-	-	-	-	21.65	9.23	.34	-
AB	13.67	6.95	32.63	40.87	9.54	21.62	31.25	33.49	28.74	24.84	21.33	23.70	31.13	38.79	23.42
AN	19.98	19.05	23.67	24.04	16.99	18.42	22.54	20.67	19.93	14.75	14.81	5.10	14.74	11.01	13.77
PL	33.65	26.00	56.31	64.92	26.53	40.04	53.79	54.16	48.67	39.59	36.15	28.80	45.87	49.80	37.19
OR	.60	.18	4.60	.96	.36	.36	7.07	8.85	9.17	18.39	22.64	21.13	11.70	15.42	14.86
NE	-	-	4.26	-	-	-	-								

PRNR	KP 32	KP 33	KP 34	KP 35	KP 36	KP 37	KP 38	KP 39	KP 40	KP 41	KP 42	KP 43	KP 44	KP 45	KP 46
GK2	6	5	6	6	5	5	5	3	5	6	3	5	3	3	3
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	46.72	47.75	45.15	49.65	47.97	48.17	52.30	48.41	48.46	49.41	45.58	48.33	51.49	48.84	50.33
TIO2	3.87	2.20	3.49	3.54	1.69	3.22	3.08	2.20	2.92	2.91	2.04	3.71	2.52	3.03	2.59
AL2O3	17.19	17.44	15.47	15.31	12.66	14.46	14.65	11.27	14.25	14.03	9.90	16.71	15.18	14.75	15.35
FE2O3	5.03	3.96	3.42	4.25	2.93	3.58	3.51	3.47	3.95	3.63	2.97	4.82	3.79	4.29	3.83
PEO	11.17	7.86	6.34	9.10	6.01	8.12	7.97	9.54	8.11	7.62	7.26	10.32	7.77	9.17	7.90
MNO	.35	.27	.19	.06	.09	.12	.21	.17	.18	.14	.15	.23	.17	.19	.17
MGO	3.46	4.37	4.90	5.40	8.32	8.25	8.48	12.21	5.30	6.86	11.25	3.69	5.79	5.25	5.83
CAO	2.80	6.60	15.48	3.39	15.41	6.42	2.06	7.72	7.49	7.00	15.32	2.28	6.29	8.56	7.85
NA2O	4.69	3.91	2.38	4.18	1.51	3.64	4.30	2.77	3.98	4.03	1.43	4.49	3.98	3.30	3.82
K2O	3.23	3.51	1.20	2.54	1.22	2.54	2.07	1.04	3.39	2.04	2.75	3.10	1.28	.84	.54
P2O5	.65	1.51	.75	.61	.30	.68	.48	.32	.52	.46	.29	.80	.36	.46	.42
SUM	99.16	99.38	98.77	98.03	98.11	99.20	99.11	99.12	98.55	98.13	98.94	98.48	98.62	98.68	98.63
LOI	3.80	6.17	9.64	4.80	9.38	7.65	5.27	4.54	3.90	4.39	8.54	3.85	3.68	3.03	4.15

SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	1278.	820.	567.	1105.	268.	812.	517.	288.	711.	504.	272.	1374.	785.	1029.	670.
CR	241.	89.	64.	152.	423.	86.	123.	855.	127.	187.	759.	218.	154.	164.	163.
CO	84.	35.	16.	71.	22.	36.	29.	43.	31.	29.	39.	73.	33.	40.	29.
NI	39.	-	21.	19.	139.	22.	95.	499.	54.	65.	204.	32.	12.	-	11.
CU	125.	53.	65.	100.	44.	56.	63.	61.	40.	82.	80.	96.	93.	102.	107.
ZN	-	-	-	32.	-	41.	73.	54.	-	36.	31.	-	-	-	89.
GA	23.	22.	17.	24.	8.	19.	15.	17.	18.	5.	21.	16.	22.	20.	
RB	96.	70.	19.	83.	13.	68.	62.	16.	83.	63.	37.	99.	36.	34.	23.
SR	172.	197.	429.	124.	139.	158.	149.	67.	397.	301.	145.	148.	196.	527.	220.
Y	55.	49.	21.	61.	10.	44.	45.	23.	30.	41.	11.	60.	40.	43.	40.
ZR	497.	321.	208.	421.	78.	306.	443.	169.	251.	358.	86.	525.	235.	298.	241.
PB	5.	8.	6.	5.	-	6.	5.	-	4.	5.	-	5.	4.	6.	15.

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	-	-	-	-	-	-	.47	-	-	-	-	-	-	1.00	1.21
AB	35.43	26.59	12.19	36.07	13.02	28.84	36.70	23.64	22.29	34.24	-	38.56	34.14	28.29	32.77
AN	9.72	19.78	28.32	13.09	24.62	15.74	7.15	15.38	11.16	14.43	12.60	6.18	20.05	23.25	23.46
PL	45.15	46.36	40.51	49.16	37.65	44.58	43.85	39.02	33.45	48.68	12.60	44.74	54.19	51.54	56.22
OR	19.24	20.85	7.18	15.31	7.35	15.13	12.34	6.20	20.32	12.28	1.31	18.59	7.67	5.03	3.23
NE	2.48	3.62	4.44	-	-	1.19	-	-	6.43	.27	6.62	-	-	-	-
LC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11.85	-	-	-	-
C	2.46	-	-	1.00	-	-	2.76	-	-	-	-	3.79	-	-	-
DI	-	2.64	33.12	-	40.97	9.52	-	16.99	18.73	14.37	49.72	-	7.45	13.65	10.72
WO1	-	1.35	17.32	-	21.41	4.96	-	8.83	9.64	7.47	26.01	-	3.84	6.98	5.53
EN1	-	.75	12.35	-	15.17	3.42	-	5.94	5.90	5.01	18.55	-	2.40	4.02	3.44
FS1	-	.55	3.44	-	4.39	1.14	-	2.22	3.19	1.89	5.16	-	1.21	2.65	1.75
HY	-	-	-	16.20	.77	-	28.40	11.76	-	-	-	11.03	18.40	15.33	17.00
EN2	-	-	-	10.42	.60	-	21.30	8.57	-	-	-	5.49	12.22	9.23	11.27
FS2	-	-	-	5.78	.17	-	7.10	3.19	-	-	-	5.54	6.18	6.10	5.73
OL	14.35	12.95	-	3.72	4.94	16.57	-	15.98	8.38	12.29	8.93	5.67	-	-	-
FO1	6.09	7.15	-	2.31	3.75	12.11	-	11.33	5.25	8.68	6.84	2.69	-	-	-
FY1	8.26	5.81	-	1.41	1.19	4.45	-	4.65	3.13	3.61	2.09	2.99	-	-	-
WO	-	-	1.23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MT	7.35	5.77	5.02	6.28	4.33	5.23	5.13	5.07	5.81	5.36	4.35	7.09	5.57	6.30	5.63
IL	7.41	4.20	6.71	6.86	3.27	6.16	5.90	4.21	5.63	5.63	3.92	7.15	4.85	5.83	4.99
AP	1.55	3.60	1.80	1.47	.72	1.62	1.15	.76	1.25	1.11	.69	1.92	.86	1.10	1.01

PRNR	KP 47	KP 48	KP 49	KP 50	KP 51	KP 54	KP 55	KP 56	KP 57	KP 58	KP 59	KP 60	KP 61	KP 62	KP 63
GK2	3	3	3	3	1	5	3	6	3	5	3	5	6	3	5
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	51.23	49.68	48.42	49.79	49.13	46.23	51.40	48.12	48.79	52.55	48.25	53.99	55.47	50.70	48.23
TIO2	2.88	3.05	3.12	2.94	2.27	2.21	2.41	3.27	2.27	2.59	1.89	3.71	3.29	1.98	1.87
AL2O3	14.88	14.89	14.75	14.63	19.82	11.78	11.89	16.10	14.14	12.57	12.61	17.30	16.00	13.41	13.77
FE2O3	3.93	4.32	4.17	4.27	3.35	3.32	2.92	4.94	3.89	3.39	3.49	3.45	3.50	3.44	3.58
PEO	8.07	9.37	8.82	9.09	6.79	8.37	7.75	11.36	8.92	8.71	8.89	5.47	5.91	8.00	7.86
MNO	.13	.20	.15	.18	.24	.15	.29	.17	.14	.17	.13	.09	.12	.14	.14
MGO	5.34	5.38	5.41	5.28	6.73	10.65	13.35	4.06	7.38	10.80	10.33	3.57	3.91	9.02	7.82
CAO	8.46	7.23	8.77	8.36	4.04	12.67	6.73	6.40	9.25	4.45	9.81	6.46	4.54	3.65	10.94
NA2O	3.23	3.62	2.62	3.02	5.51	1.87	1.11	2.12	2.73	.79	2.18	2.52	3.14	2.54	2.81
K2O	.66	.52	.83	.78	.26	1.40	.63	2.05	.42	2.65	.70	2.72	3.24	1.33	1.00
P2O5	.43	.42	.48	.46	.57	.25	.34	.45	.34	.24	.29	.57	.72	.46	.35
SUM	99.24	98.68	97.54	98.80	98.71	98.90	98.82	99.04	98.27	98.91	98.57	99.85	99.84	99.67	98.37
LOI	4.74	3.25	3.22	3.46	4.32	8.79	19.85	7.28	3.74	5.97	.11	2.74	2.78	3.75	5.21

SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	826.	1141.	1229.	1126.	713.	441.	478.	1478.	635.	627.	486.	166.	463.	528.	407.
CR	144.	133.	89.	119.	139.	454.	731.	116.	175.	486.	286.	86.	49.	185.	181.
CO	32.	43.	43.	40.	28.	185.	205.	201.	207.	209.	208.	9.	51.	196.	170.
NI	-	-	-	-	6.	185.	241.	53.	82.	199.	129.	78.	35.	78.	84.
CU	102.	109.	100.	97.	78.	42.	21.	58.	52.	64.	49.	56.	27.	32.	39.
ZN	-	-	-	-	69.	60.	80.	76.	81.	70.	94.	129.	80.	64.	64.
GA	21.	23.	22.	21.	23.	19.	25.	26.	19.	22.	19.	27.	27.	21.	17.
RB	21.	31.	33.	30.	30.	38.	18.	42.	9.	37.	14.	37.	56.	26.	19.
SR	282.	501.	662.	420.	660.	213.	24.	101.	282.	81.	265.	532.	533.	204.	451.
Y	42.	52.	49.	49.	54.	23.	22.	31.	32.	32.	30.	17.	47.	32.	29.
ZR	274.	342.	328.	303.	302.	233.	230.	277.	251.	244.	197.	145.	578.	197.	231.
PB	5.	6.	7.	5.	7.	8.	6.	12.	8.	9.	7.	11.	11.	8.	8.

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	5.11	2.48	4.11	3.98	-	-	6.64	4.26	1.07	8.75	-	10.92	10.04	.16	-
AB	27.53	31.03	22.72	25.86	47.22	11.58	9.50	18.11	23.50	6.76	18.71	21.35	26.60	21.56	24.17
AN	24.33	23.14	26.68	24.35	16.53	19.83	25.90	28.63	25.52	20.73	22.88	27.89	17.84	21.33	22.37
PL	51.87	54.18	49.41	50.20</											

PRNR	KP 64	KP 65	KP 66	KP 69	KP 70	KP 71	KP 72	KP 73	KP 74	KP 75	KP 76	KP 77	KP 78	KP 79	KP 80
GKZ	3	6	8	1	3	3	5	6	3	6	6	6	1	1	1
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	49.93	46.27	47.56	47.79	52.18	49.52	46.29	46.44	49.40	44.17	50.62	50.06	49.49	51.09	50.71
TIO2	1.85	2.72	1.40	1.64	2.18	2.27	3.17	2.49	2.22	6.15	3.04	3.37	2.33	1.81	2.18
AL2O3	13.77	16.85	9.42	11.90	15.35	13.80	17.25	17.43	15.44	17.77	12.73	16.20	16.15	15.07	14.57
FE2O3	3.44	4.20	3.08	2.92	3.38	3.40	4.42	4.78	3.99	4.80	3.53	3.50	3.35	3.47	3.16
FeO	7.97	10.40	9.41	7.44	7.70	7.57	10.04	10.18	9.32	11.83	6.52	6.86	8.13	7.29	7.18
MNO	.13	.18	.17	.14	.17	.16	.11	.10	.16	.07	.23	.19	.14	.13	.15
MGO	8.99	7.32	16.03	12.32	8.92	8.58	5.59	3.74	7.26	5.26	4.56	5.45	9.89	7.33	9.65
CAO	8.45	5.52	10.14	9.39	6.03	7.89	10.39	7.26	4.46	1.40	15.02	9.66	5.57	8.70	8.53
NA2O	2.83	3.96	1.45	2.52	3.39	3.71	.65	3.71	3.42	.81	1.03	1.23	3.14	2.64	2.37
K2O	1.69	.48	.77	1.12	.01	1.14	.27	1.43	2.91	4.50	.82	2.67	.03	.64	.63
P2O5	.33	.28	.21	.24	.28	.25	.36	.64	.36	1.78	.49	.58	.33	.45	.31
SUM	99.38	98.18	99.64	97.42	99.59	98.29	98.54	98.20	98.94	98.54	98.59	99.77	98.55	98.62	99.44
LOI	2.83	4.11	3.40	.35	5.88	3.19	3.57	2.93	4.13	3.13	12.60	11.00	8.63	2.79	2.71

SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	428.	1121.	323.	333.	519.	506.	209.	251.	241.	483.	165.	173.	434.	350.	270.
CR	182.	131.	457.	322.	137.	198.	66.	68.	207.	189.	54.	170.	341.	143.	163.
CO	124.	205.	209.	167.	194.	193.	54.	71.	39.	68.	30.	20.	115.	81.	85.
NI	83.	51.	162.	143.	67.	102.	56.	36.	124.	132.	54.	114.	174.	85.	88.
CU	31.	39.	34.	47.	38.	54.	69.	24.	59.	47.	18.	32.	67.	59.	49.
ZN	96.	69.	72.	54.	81.	64.	78.	73.	102.	107.	62.	79.	98.	87.	80.
GA	20.	21.	17.	14.	16.	15.	22.	26.	24.	28.	18.	24.	21.	21.	21.
RB	19.	12.	9.	14.	4.	18.	5.	17.	34.	58.	12.	67.	9.	17.	18.
SR	143.	767.	163.	184.	434.	140.	1374.	1248.	253.	182.	305.	182.	308.	857.	723.
Y	31.	32.	23.	28.	32.	30.	22.	25.	19.	27.	16.	22.	30.	29.	30.
ZR	172.	522.	158.	199.	337.	223.	218.	313.	59.	270.	145.	160.	207.	229.	233.
PB	7.	11.	6.	7.	8.	7.	18.	16.	11.	11.	5.	7.	11.	14.	11.

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:																
Q	-	-	-	-	3.65	-	-	8.84	-	-	-	11.44	6.35	1.48	4.28	2.25
AB	24.09	34.12	12.31	21.89	28.80	31.93	5.58	31.96	29.24	-	8.84	10.43	26.96	22.65	20.16	
AN	20.00	26.02	16.98	18.32	26.74	17.94	43.99	27.16	18.38	-	28.08	30.86	25.85	27.76	27.41	
PL	44.09	60.15	29.29	40.21	55.54	49.87	49.57	59.12	47.62	-	36.92	41.29	52.80	50.40	47.57	
OR	10.05	2.89	4.57	6.79	.06	6.85	1.62	8.60	17.38	-	4.91	15.81	1.18	3.83	3.74	
C	-	.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.64	-	-	
DI	16.10	-	25.72	22.27	1.17	16.23	4.85	4.36	1.31	-	33.34	10.71	-	10.49	10.48	
WO1	8.35	-	13.41	11.64	.61	8.44	2.47	2.19	.67	-	17.31	5.58	-	5.44	5.47	
EN1	5.53	-	9.33	8.26	.41	5.74	1.39	1.00	.40	-	11.52	3.85	-	3.55	3.85	
FS1	2.22	-	2.98	2.37	.15	2.05	.98	1.17	.23	-	4.52	1.27	-	1.51	1.16	
HY	11.65	8.60	13.00	4.17	29.84	5.04	21.65	3.68	8.19	-	12.97	33.69	21.33	26.45	-	
EN2	8.32	5.28	9.86	3.24	21.89	3.71	12.73	1.70	5.19	-	9.75	24.99	14.96	20.32	-	
FS2	3.34	3.32	3.14	.93	7.94	1.33	8.92	1.98	3.00	-	3.22	8.70	6.37	6.13	-	
OL	8.77	15.76	19.77	18.44	-	12.01	-	10.82	14.54	-	-	-	-	-	-	
FO1	6.08	9.31	14.63	14.01	-	8.61	-	4.75	8.89	-	-	-	-	-	-	
FY1	2.69	6.45	5.14	4.43	-	3.39	-	6.08	5.66	-	-	-	-	-	-	
WO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.16	-	-	-	-	
MT	5.02	6.20	4.48	4.35	4.92	5.01	6.50	7.06	5.85	-	5.19	5.08	4.93	5.10	4.61	
IL	3.53	5.26	2.67	3.20	4.16	4.39	6.11	4.81	4.26	-	5.85	6.41	4.49	3.48	4.16	
AP	.79	.68	.50	.58	.67	.60	.87	1.54	.86	-	1.18	1.38	.79	1.08	.74	

PRNR	KP 81	KP 82	KP 83	KP 84	KP 85	KP 86	KP 87	KP 88	KP 89	KP 90	KP 91	KP 92	KP 93	KP 94	KP 95
GKZ	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SIO2	49.82	50.49	49.17	43.43	45.25	46.34	51.45	50.14	43.14	50.78	47.34	50.79	60.86	50.39	50.63
TIO2	2.12	2.23	1.95	1.23	1.87	1.33	2.42	1.90	1.40	2.63	1.48	1.52	1.25	2.30	1.99
AL2O3	13.56	15.03	15.03	10.62	13.96	12.28	16.46	15.43	8.80	15.65	12.73	12.85	17.18	16.88	16.18
FE2O3	3.18	3.07	3.31	2.62	3.38	2.74	3.69	3.37	2.95	3.50	2.78	2.76	3.62	3.51	3.42
FeO	7.94	7.25	7.72	9.03	9.39	7.23	7.99	7.02	11.13	7.25	7.98	7.42	4.98	7.79	7.03
MNO	.19	.16	.14	.17	.18	.13	.19	.10	.17	.15	.15	.15	.11	.22	.14
MGO	10.90	10.44	9.49	20.45	12.80	13.83	7.28	7.44	20.90	6.88	15.79	14.23	1.96	8.19	6.90
CAO	7.12	6.50	7.75	9.51	9.75	9.61	4.11	9.44	8.72	9.75	7.05	6.62	1.52	3.98	8.01
NA2O	2.43	3.20	2.58	1.10	1.94	2.11	3.81	2.57	.52	1.94	2.18	2.18	4.48	4.40	3.47
K2O	1.15	.68	1.89	.24	.05	2.20	.01	.92	.03	.36	.37	.11	1.46	.08	.75
P2O5	.34	.30	.48	.25	.27	.27	.49	.43	.38	.30	.29	.23	.52	.35	.44
SUM	98.75	99.35	99.51	98.65	98.84	98.07	97.90	98.76	98.14	99.19	98.14	98.87	97.94	98.09	98.96
LOI	2.99	3.39	3.10	4.61	13.61	3.52	3.60	2.46	14.00	3.00	4.16	4.21	2.25	3.51	2.35

SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	288.	312.	357.	288.	366.	236.	543.	281.	410.	365.	306.	244.	268.	460.	289.
CR	167.	187.	140.	1078.	658.	437.	103.	116.	1652.	105.	727.	488.	50.	120.	108.
CO	105.	93.	70.	189.	169.	84.	133.	82.	205.	80.	127.	141.	45.	124.	70.
NI	80.	98.	75.	331.	262.	188.	62.	74.	463.	66.	267.	192.	19.	81.	65.
CU	42.	57.	33.	79.	88.	46.	74.	76.	205.	43.	48.	42.	-	115.	62.
ZN	93.	81.	125.	64.	82.	72.	94.	75.	53.	87.	98.	72.	128.	76.	93.
GA	24.	21.	21.	13.	18.	16.	19.	17.	10.	21.	15.	17.	27.	17.	18.
RB	24.	23.	33.	8.	7.	35.	7.	20.	5.	15.	9.	7.	52.	9.	22.
SR	353.	372.	481.	94.	347.	175.	448.	1390.	71.	694.	216.	213.	274.	528.	1648.
Y	30.	31.	32.	18.	22.	20.	39.	36.	17.	32.	29.	23.	55.	36.	34.
ZR	181.	204.	176.	94.	155.	82.	258.	308.	113.	231.	140.	162.	516.	260.	342.
PB	9.	10.	12.	8.	10.	8.	11.	20.	12.	12.	7.	7.	10.	13.	26.

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	-	-	-	-	-	-	7.50	1.82	-	7.90	-	.17	23.02	1.11	.43
AB	20.82	27.25	21.93	9.43	16.61	10.44	32.92	22.01	4.48	16.55	18.79	18.66	38.70	37.95	29.66
AN	22.98	24.80	23.96	23.65	29.57	17.88	17.55	28.19	21.99	33.19	24.31	25.23	4.23	17.79	26.63
PL	43.80	52.05	45.89	33.08	46.18	28.32	50.47	50.21	26.48	49.74	43.10	43.89	42.92	55.74	56.29
OR	6.88	4.04	11.22	1.44	.30	13.25	.06								

PROFIL RANKEN (KR, 27 PROBEN)

PRNR	KP 96	KP 97	KR 1	KR 2	KR 3	KR 4	KR 5	KR 6	KR 7	KR 8	KR 9	KR 10	KR 11	KR 12	KR 13
GKZ	1	1	5	3	5	5	3	5	5	5	5	5	5	5	5
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
STO2	51.35	48.05	52.80	58.64	54.43	51.64	44.00	50.95	47.76	51.32	58.92	50.70	53.76	53.62	50.58
TIO2	1.66	1.89	1.77	2.50	2.57	1.86	2.53	2.65	2.89	2.62	2.30	2.26	2.71	2.42	2.10
AL2O3	16.47	12.97	12.55	13.78	13.43	11.52	17.63	18.14	16.24	14.32	12.41	14.03	13.86	13.23	13.77
FE2O3	3.25	3.17	3.08	3.14	3.57	3.24	3.19	3.72	3.42	3.48	3.45	3.48	3.73	3.53	3.55
FEO	6.90	7.51	6.57	5.47	7.37	8.52	5.48	6.87	7.50	7.38	6.51	7.31	8.13	7.61	8.36
MNO	.12	.16	.05	.03	.14	.08	.31	.10	.14	.15	.13	.17	.15	.13	.14
MGO	8.32	10.15	8.90	5.10	6.58	11.93	4.87	4.02	8.30	7.54	5.03	7.39	7.27	7.71	8.79
CAO	7.20	9.81	10.92	5.73	7.58	6.25	17.38	3.53	6.64	8.37	5.47	9.27	6.08	5.62	7.73
NA2O	2.94	2.40	1.86	2.63	1.97	2.70	1.02	4.83	3.73	2.77	1.48	2.47	3.06	2.20	2.29
K2O	.01	1.62	.08	1.19	1.08	.46	2.26	1.65	1.27	1.03	2.53	1.46	.52	1.33	.67
P2O5	.22	.39	.45	.46	.41	.29	.94	1.26	.52	.41	.38	.46	.38	.38	.33
SUM	98.44	98.12	99.03	98.67	99.13	98.49	99.61	97.72	98.41	99.39	98.61	99.00	99.65	97.78	98.31
LOI	3.35	2.55	11.79	2.97	3.76	4.86	12.82	2.85	4.06	3.13	3.14	3.15	3.94	4.00	4.71

SPURENELEMENTE IN PPM:

V	276.	210.	314.	442.	560.	374.	706.	778.	669.	520.	420.	465.	753.	608.	606.
CR	109.	154.	597.	117.	126.	960.	92.	110.	138.	168.	168.	221.	150.	167.	283.
CO	123.	104.	48.	17.	26.	62.	16.	31.	37.	23.	21.	25.	36.	29.	35.
NI	52.	70.	137.	38.	22.	204.	9.	43.	57.	72.	56.	30.	29.	69.	69.
CU	42.	39.	93.	58.	61.	59.	33.	51.	59.	55.	33.	52.	75.	65.	52.
ZN	73.	71.	58.	-	-	45.	-	20.	53.	53.	59.	51.	-	-	-
GA	18.	23.	10.	15.	16.	4.	16.	21.	16.	11.	15.	15.	17.	11.	11.
RB	8.	28.	-	25.	16.	5.	46.	44.	29.	18.	39.	18.	16.	26.	9.
SR	1359.	357.	382.	137.	309.	46.	293.	266.	631.	459.	58.	405.	155.	255.	386.
Y	30.	23.	28.	33.	36.	37.	22.	55.	47.	36.	34.	33.	45.	42.	41.
ZR	333.	116.	151.	239.	220.	142.	135.	351.	316.	242.	196.	190.	259.	231.	183.
PB	16.	9.	5.	5.	5.	-	5.	8.	7.	7.	4.	5.	5.	4.	-

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:

Q	4.22	-	8.84	19.60	13.28	1.68	-	4.20	-	3.55	21.31	2.28	8.83	10.85	4.19
AB	25.27	20.69	15.89	22.55	16.81	23.19	-	41.80	32.06	23.58	12.70	21.11	25.98	19.03	19.71
AN	32.21	20.21	25.90	22.58	24.82	18.23	36.98	9.49	24.20	23.74	20.02	23.11	22.62	22.80	25.75
PL	57.48	40.90	41.79	45.12	41.64	41.42	36.98	51.29	56.26	47.32	32.72	44.22	48.60	41.83	45.45
OR	.06	9.75	.48	7.13	6.44	2.76	9.32	9.97	7.62	6.12	15.16	8.71	3.08	8.04	4.03
NE	-	-	-	-	-	-	-	4.69	-	-	-	-	-	-	-
LC	-	-	-	-	-	-	-	3.20	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	5.12	-	-	-	-	-	-
DI	2.09	21.46	20.64	2.54	8.37	9.08	33.46	-	4.65	12.31	4.01	16.32	4.15	2.55	8.92
WO1	1.09	11.18	10.78	1.33	4.34	4.73	17.46	-	2.43	6.40	2.08	8.48	2.15	1.32	4.62
EN1	.74	7.73	7.58	.96	2.87	3.25	12.17	-	1.70	4.36	1.34	5.66	1.41	.89	3.02
FS1	.27	2.55	2.29	.25	1.16	1.10	3.83	-	.53	1.54	.59	2.19	.59	.34	1.27
HY	27.62	4.86	19.27	15.08	19.15	36.01	-	15.71	5.08	19.65	16.39	17.94	23.84	25.87	27.33
EN2	20.31	3.66	14.80	11.91	13.65	26.91	-	10.24	3.87	14.53	11.36	12.93	16.76	18.75	19.24
FS2	7.32	1.21	4.47	3.17	5.50	9.10	-	5.47	1.20	5.13	5.03	5.01	7.08	7.13	8.09
OL	-	13.74	-	-	-	-	-	-	14.52	-	-	-	-	-	-
FO1	-	10.07	-	-	-	-	-	-	10.81	-	-	-	-	-	-
FY1	-	3.67	-	-	-	-	-	-	3.71	-	-	-	-	-	-
WO	-	-	-	-	-	-	.65	-	-	-	-	-	-	-	-
MT	4.79	4.68	4.51	4.61	5.22	4.77	4.64	5.52	5.04	5.08	5.07	5.10	5.43	5.23	5.23
IL	3.20	3.66	3.39	4.81	4.92	3.59	4.82	5.15	5.58	5.01	4.43	4.33	5.16	4.70	4.06
AP	.53	.94	1.08	1.10	.98	.70	2.23	3.05	1.25	.98	.91	1.10	.90	.92	.79

PRNR	KR 14	KR 15	KR 16	KR 17	KR 18	KR 19	KR 20	KR 21	KR 22	KR 23	KR 24	KR 25	KR 26	KR 27	BS 2
GKZ	5	5	5	5	5	5	5	6	6	5	5	5	5	1	3

HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:

STO2	52.34	58.88	51.13	49.25	51.42	51.95	50.77	59.56	53.30	49.87	50.39	51.57	48.50	47.10	48.63
TIO2	2.14	1.90	2.40	3.19	3.48	3.56	3.78	.91	3.32	3.63	3.63	3.55	3.95	3.30	2.97
AL2O3	13.65	13.69	14.03	14.82	14.79	14.86	15.08	20.80	16.21	15.09	14.71	15.17	15.08	14.05	12.96
FE2O3	3.46	3.73	3.53	3.31	3.83	3.75	3.46	3.52	3.68	3.28	3.72	3.59	3.51	3.56	3.26
FEO	7.38	7.48	8.12	6.31	7.89	7.42	6.74	4.89	6.59	5.65	7.43	6.61	6.98	7.99	8.47
MNO	.12	.20	.24	.11	.14	.12	.10	.47	.05	.11	.12	.10	.09	.17	.15
MGO	7.74	5.33	8.61	5.51	5.73	4.88	5.40	2.27	3.87	4.61	5.23	4.36	5.69	8.18	11.53
CAO	7.85	3.51	5.08	11.57	7.60	7.45	8.14	.76	3.03	11.92	8.77	8.01	8.40	10.78	6.98
NA2O	2.73	2.31	3.06	2.47	3.23	3.23	2.60	1.03	5.02	2.52	2.95	3.38	3.27	2.58	3.42
K2O	.97	1.55	2.01	1.86	1.05	1.48	2.19	4.46	3.56	1.34	1.29	1.98	2.32	.64	.02
P2O5	.36	.23	.33	.68	.64	.73	.77	.16	.83	.64	.72	.79	1.00	.40	.49
SUM	98.74	98.81	98.54	99.08	99.80	99.43	99.03	98.83	99.46	98.66	98.96	99.11	98.79	98.75	98.88
LOI	4.55	4.40	4.22	7.61	3.39	3.29	5.04	4.40	4.07	9.13	4.06	4.96	3.68	5.33	4.36

SPURENELEMENTE IN PPM:

V	535.	528.	554.	592.	730.	726.	708.	366.	782.	515.	697.	648.	742.	508.	325.
CR	267.	312.	310.	71.	149.	101.	52.	111.	173.	97.	111.	59.	75.	263.	632.
CO	29.	35.	37.	18.	27.	23.	19.	20.	30.	12.	21.	21.	25.	32.	49.
NI	76.	49.	60.	38.	47.	31.	41.	70.	48.	61.	49.	42.	42.	92.	222.
CU	58.	54.	92.	63.	77.	73.	63.	56.	79.	55.	51.	57.	68.	98.	92.
ZN	-	-	31.	-	-	-	-	48.	-	-	-	-	-	37.	136.
GA	13.	11.	14.	16.	21.	20.	22.	20.	18.	16.	18.	22.	25.	22.	10.
RB	14.	25.	31.	31.	22.	31.	43.	177.	69.	19.	25.	37.	55.	20.	17.
SR	429.	75.	64.	296.	624.	603.	720.	17.	175.	277.	510.	935.	1079.	681.	323.
Y	38.	42.	39.	22.	42.	35.	31.	37.	41.	22.	32.	38.	40.	34.	37.
ZR	186.	153.	191.	281.	453.	424.	455.	121.	529.	345.	388.	509.	533.	305.	330.
PB	-	-	6.	8.	7.	7.	10.	7.	7.	6.	7.	10.	10.	5.	-

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:

Q	5.23	21.36	-	1.25	5.27	6.41	5.08	29.81	-	4.96	5.00	4.41	-	-	-
AB	23.39	19.78	26.27	21.09	27.38	27.48	22.21	8.82	42.69	21.61	25.21	28.85	27.99	22.10	29.26
AN	22.40	16.10	18.88	24.07	22.79	21.79									

PROFIL BISCHOF-SONNSPITZE (BS, 24 PROBEN)

PRNR	BS 3	BS 4	BS 5	BS 6	BS 7	BS 8	BS 9	BS 10	BS 11	BS 12	BS 13	BS 14	BS 15	BS 16	BS 17
PKZ	3	5	3	8	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SiO2	52.14	46.83	47.69	46.02	47.76	47.06	46.04	49.24	49.45	48.82	47.65	46.47	47.98	49.35	48.79
TiO2	3.17	2.59	2.76	1.82	2.89	2.41	2.42	3.39	3.56	3.54	3.57	2.44	2.74	2.13	1.62
Al2O3	15.24	13.41	15.39	6.54	15.44	17.39	15.65	14.49	14.40	16.89	14.91	15.66	16.34	13.61	13.80
Fe2O3	3.74	4.06	3.50	2.95	4.00	3.46	3.87	4.30	4.45	4.34	4.00	3.40	4.12	3.52	3.38
FeO	7.81	7.86	6.07	8.74	9.35	7.07	7.07	10.65	9.95	9.12	10.26	7.04	9.03	7.32	7.77
MnO	1.13	1.31	1.28	1.16	1.25	1.23	1.26	2.23	2.21	2.33	2.21	2.24	2.27	2.27	2.20
MgO	6.45	3.63	4.12	15.95	7.29	6.56	3.83	6.97	5.33	4.77	8.72	7.24	6.15	7.12	9.06
CaO	6.09	15.51	11.18	14.47	6.79	10.25	13.36	5.56	6.45	5.87	3.34	11.88	6.98	9.86	10.83
Na2O	3.60	2.67	3.71	1.23	3.85	3.27	3.70	3.15	3.21	4.65	4.12	3.95	4.64	3.01	2.83
K2O	0.19	2.43	3.25	0.09	0.79	1.05	2.48	0.04	0.16	0.54	1.07	0.75	0.57	1.74	1.14
P2O5	0.52	0.38	0.52	0.23	0.45	0.35	0.42	0.47	0.72	0.60	0.60	0.42	0.46	0.38	0.32
SUM	99.08	99.68	98.67	98.20	98.86	99.10	99.33	98.49	97.89	99.47	98.45	99.46	99.25	98.34	98.74
LOI	2.82	11.60	9.91	4.67	2.98	3.12	8.52	5.16	4.69	3.71	5.71	7.18	5.75	3.77	5.50
SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	556.	625.	486.	363.	813.	561.	549.	992.	921.	847.	1174.	405.	729.	447.	346.
CR	129.	141.	263.	432.	194.	178.	104.	188.	98.	95.	110.	339.	179.	215.	395.
CO	31.	28.	33.	45.	55.	36.	24.	87.	54.	41.	64.	36.	47.	33.	38.
NI	64.	16.	24.	134.	18.	20.	32.	4.	20.	34.	16.	91.	16.	62.	120.
CU	72.	59.	173.	31.	120.	103.	43.	169.	95.	103.	93.	109.	110.	73.	50.
ZN	56.	18.	23.	66.	22.	28.	16.	36.	23.	25.	23.	14.	22.	15.	8.
GA	20.	45.	64.	6.	25.	28.	16.	36.	23.	25.	23.	14.	22.	15.	8.
SR	531.	164.	112.	63.	338.	658.	142.	672.	432.	395.	78.	225.	98.	258.	236.
Y	46.	17.	19.	20.	46.	33.	20.	53.	51.	46.	62.	25.	41.	27.	27.
ZR	455.	104.	139.	83.	276.	216.	121.	395.	374.	384.	420.	166.	257.	149.	108.
PB	8.	4.	4.	6.	7.	4.	8.	8.	8.	8.	7.	6.	6.	4.	4.
CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	6.91	-	-	-	-	-	-	4.93	7.06	-	-	-	-	-	-
AB	30.74	8.19	11.95	10.60	32.95	25.06	6.25	27.06	27.74	39.54	35.40	18.44	38.51	25.89	24.25
AN	25.09	17.48	16.50	12.28	22.77	29.94	18.89	24.88	24.93	23.74	12.84	22.90	22.24	18.79	24.85
PL	55.82	25.67	28.45	22.87	55.71	54.99	25.14	51.94	52.66	63.28	48.24	41.34	60.75	44.69	49.10
OR	1.13	14.40	19.46	5.54	4.72	6.26	14.75	2.4	0.97	3.21	6.42	4.46	3.39	10.45	0.84
NE	-	7.84	10.76	-	-	1.55	13.69	-	-	-	6.21	8.26	1.56	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	2.9	-	-	2.37	-	-	-	-
DI	1.58	33.46	29.20	47.31	6.75	15.34	33.37	-	2.41	1.30	-	26.96	7.83	22.91	22.09
WO1	0.82	17.00	15.14	24.75	3.48	7.96	17.04	-	1.23	0.66	-	14.02	4.02	11.86	11.46
EN1	0.55	9.07	9.97	17.70	2.14	5.27	9.60	-	0.70	0.38	-	9.52	2.39	7.74	7.56
FS1	0.21	7.39	4.09	4.86	1.13	2.12	6.73	-	0.48	0.25	-	3.42	1.42	3.30	3.07
HY	21.76	-	-	0.29	8.63	-	-	28.61	21.67	13.49	19.62	-	-	4.08	13.00
EN2	15.66	-	-	0.23	5.66	-	-	17.62	12.86	8.09	13.42	-	-	2.86	9.24
FS2	6.10	-	-	0.06	2.98	-	-	10.99	8.82	5.40	6.20	-	-	1.22	3.76
OL	-	-	1.44	20.55	11.69	11.34	-	-	4.21	9.13	8.42	15.12	7.65	6.13	
FO1	-	-	0.30	15.78	7.66	7.86	-	-	2.43	6.05	6.03	9.14	5.21	4.23	
FY1	-	-	1.14	4.77	4.29	3.48	-	-	1.78	3.08	2.39	5.98	2.45	1.90	
WO	-	6.88	-	-	-	1.78	-	-	-	-	-	-	-	-	
MT	5.47	5.90	5.14	4.36	5.87	5.06	6.33	6.59	6.32	5.89	4.96	6.02	5.19	4.96	
IL	6.07	4.93	5.31	3.52	5.55	4.62	4.63	6.54	6.90	6.76	6.88	4.66	5.24	4.11	3.12
AP	1.24	0.90	1.25	0.55	1.08	0.84	1.00	1.13	1.74	1.43	1.44	1.00	1.10	0.92	0.77

UTTENDORFER SCHUPPENZONE (KU, 12 PROBEN)

PRNR	BS 18	BS 19	BS 20	BS 21	BS 22	BS 23	BS 24	BS 25	KU 1	KU 2	KU 3	KU 4	KU 5	KU 6	KU 7
PKZ	3	5	3	3	3	5	8	3	7	7	7	7	7	7	7
HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:															
SiO2	48.93	49.93	48.84	47.20	48.48	54.75	50.13	49.61	55.45	51.38	48.06	47.26	47.67	48.64	46.71
TiO2	1.74	2.66	1.51	1.91	1.70	2.47	1.73	2.71	3.11	3.40	4.11	3.28	4.10	4.08	2.71
Al2O3	15.13	16.40	12.69	11.67	15.17	13.85	7.46	15.88	14.71	16.34	17.37	16.87	16.70	16.60	12.40
Fe2O3	3.39	4.13	3.25	3.27	3.16	3.35	2.53	4.05	3.89	3.73	4.67	4.17	4.07	4.37	3.25
FeO	7.60	8.54	8.27	8.88	6.69	6.70	6.68	8.62	7.96	7.22	10.12	8.69	8.45	9.69	7.41
MnO	1.19	1.22	1.18	1.14	1.15	1.10	1.20	1.22	1.14	1.24	1.20	1.20	1.21	1.22	1.14
MgO	8.73	5.04	11.04	12.11	8.47	6.34	14.57	5.92	5.43	4.57	4.32	5.11	5.24	5.52	9.36
CaO	8.20	3.59	7.94	11.37	10.75	7.54	12.90	6.46	3.83	7.56	4.63	8.54	5.63	4.53	11.62
Na2O	3.73	5.15	3.07	1.90	2.92	2.46	1.90	4.37	3.63	3.22	4.91	3.64	4.59	5.07	1.94
K2O	0.23	2.93	1.37	0.14	0.80	0.45	0.28	0.01	0.40	0.02	0.02	0.79	0.49	3.04	1.70
P2O5	0.31	0.35	0.37	0.28	0.37	0.51	0.25	0.50	0.37	0.83	0.68	0.46	0.95	0.56	0.40
SUM	98.18	98.94	98.53	98.67	98.66	98.52	98.63	98.35	98.92	98.51	99.09	99.01	98.10	99.62	97.64
LOI	3.67	3.78	3.23	3.20	5.32	6.37	2.30	5.00	3.04	5.70	2.23	3.01	2.87	3.00	4.66
SPURENELEMENTE IN PPM:															
V	380.	666.	268.	282.	330.	500.	199.	751.	678.	704.	1037.	845.	1048.	841.	368.
CR	381.	327.	824.	968.	476.	144.	1133.	126.	207.	72.	190.	204.	55.	138.	396.
CO	42.	56.	54.	53.	39.	30.	26.	44.	49.	24.	48.	38.	33.	45.	32.
NI	129.	94.	173.	207.	127.	41.	359.	12.	52.	14.	73.	57.	28.	100.	154.
CU	51.	67.	61.	65.	80.	86.	60.	95.	127.	80.	87.	56.	73.	73.	82.
ZN	80.	38.	78.	58.	56.	36.	45.	38.	34.	34.	34.	34.	34.	51.	36.
GA	11.	14.	6.	5.	11.	18.	14.	24.	23.	23.	22.	16.	26.	22.	15.
RB	11.	85.	24.	5.	14.	18.	7.	15.	33.	23.	33.	36.	40.	45.	25.
SR	361.	211.	125.	250.	394.	139.	92.	392.	445.	428.	1060.	575.	1054.	592.	762.
Y	36.	41.	28.	24.	24.	35.	10.	49.	57.	52.	74.	49.	58.	60.	28.
ZR	144.	239.	99.	116.	112.	213.	70.	331.	472.	730.	809.	344.	839.	688.	226.
PB	-	-	-	-	-	5.	-	7.	7.	13.	7.	4.	14.	8.	-
CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:															
Q	-	-	-	-	-	14.06	-	0.17	14.73	10.21	1.21	-	-	-	-
AB	32.14	36.74	26.36	16.29	25.04	21.12	16.30	37.59	31.05	27.65	41.91	31.10	39.57	43.05	16.81
AN	24.30	13.12	17.05	23.21	26.27	25.79	11.15	24.08	16.76	30.51	18.69	27.63	22.13	18.88	20.59
PL	56.44	49.85	43.41	39.50	51.31	46.92	27.45	61.66	47.81	58.16	60.60	58.73	61.70	61.93	37.40
OR	1.38	17.50	8.21												

PRNR	KU 8	KU 9	KU 10	KU 11	KU 12
GKZ	7	7	7	7	7
	-	-	-	-	-

HAUPT- UND NEBENELEMENTE IN GEWICHTSPROZENT:

SiO2	52.11	48.53	48.40	48.64	58.30
TiO2	3.43	2.87	4.04	2.91	1.91
Al2O3	15.60	17.39	16.83	14.66	18.22
Fe2O3	4.11	3.99	4.33	3.69	3.51
FeO	8.52	8.38	9.50	7.56	5.30
MnO	.15	.21	.21	.18	.18
MgO	5.18	5.81	5.49	6.05	3.02
CaO	5.35	4.74	4.44	10.88	2.02
Na2O	3.54	5.31	4.85	2.51	5.00
K2O	.18	.41	.73	1.46	.66
P2O5	.30	.46	.57	.40	.59
SUM	98.47	98.10	99.39	98.94	98.71
LOI	4.57	3.47	3.50	5.82	2.75

SPURENELEMENTE IN PPM:

V	711.	742.	810.	520.	414.
CR	250.	165.	241.	257.	55.
CO	47.	45.	48.	36.	94.
NI	138.	27.	98.	118.	13.
CU	90.	104.	111.	66.	14.
ZN	37.	-	30.	39.	107.
GA	15.	24.	23.	14.	26.
RB	32.	40.	43.	48.	19.
SR	468.	383.	342.	549.	311.
Y	53.	50.	61.	31.	59.
ZR	459.	357.	656.	236.	776.
PB	4.	5.	6.	-	7.

CIPW - NORM IN GEWICHTSPROZENT:

Q	9.51	-	-	.17	17.93
AB	30.42	45.79	41.28	21.46	42.85
AN	24.96	20.90	18.41	24.68	6.25
PL	55.37	66.69	59.69	46.14	49.09
OR	1.08	2.47	4.34	8.72	3.95
C	.58	.71	1.36	-	7.11
DI	-	-	-	21.94	-
WO1	-	-	-	11.37	-
EN1	-	-	-	7.44	-
FS1	-	-	-	3.14	-
HY	20.07	4.17	13.49	11.08	11.68
EN2	13.10	2.72	8.68	7.79	7.62
FS2	6.97	1.45	4.81	3.29	4.06
OL	-	13.40	5.73	-	-
FO1	-	8.43	3.56	-	-
FY1	-	4.97	2.17	-	-
MT	6.05	5.90	6.31	5.41	5.15
IL	6.61	5.55	7.72	5.58	3.67
AP	.72	1.11	1.36	.96	1.42

## A<sub>2</sub> EDRFA- und INAA-Analysen Leuven

Legende:

PrNr = Regionalkennung und Probenummer  
(vgl. Anhang A<sub>4</sub>)

Alle Angaben in ppm.

TiO<sub>2</sub>: Messung EDRFA München

(vgl. Anhang A<sub>1</sub>, Angabe in Gew.-%)

PrNr	K 2	K 6	K 9	K 17	K 30	K 42	KV 4	KV 7	KV10	KM 4
TiO2	2,99	1,73	2,68	1,73	2,58	1,52	1,62	1,49	1,68	2,32
Sc	26,20	44	27,10	41,80	23,90	45,90	34,90	39,90	42,70	32,40
Cr	34	344	34	242	30	564	62	359	287	559
Co	30,30	49,50	27,70	45,30	25,10	46,90	30,10	41,50	43,90	54,60
Zn	39	86	81	94	74	52	88	67	43	66
Rb	17	11,60	28,30	1,50	16	13	2,50	48	2	55
Sr	377	208	589	306	381	298	149	192	160	233
Y	54	24	54	25	52	26	28	27	21	29
Zr	394	103	363	108	368	108	143	117	89	302
Nb	52	11,40	43	11,20	46	11	13,10	12	11	59
Ba	756	429	2191	85	784	275	110	612	100	421
La	39,90	9,80	41,40	10,40	41,10	10,30	17,90	10,30	8,20	36,90
Ce	91	24,60	94	24,40	92	24,90	39,80	25,60	20,50	86
Nd	46,90	14,60	47,70	14,60	47,20	14,90	21,50	15,30	12,40	47,40
Sm	10,90	3,90	10,90	4,10	10,60	4,12	5,23	4,23	3,49	9,90
Eu	2,93	1,28	3,03	1,19	2,86	1,26	1,29	1,29	1,09	2,95
Tb	1,89	,75	1,77	,77	1,74	,77	,91	,85	,67	1,15
Yb	5,30	2,63	5,10	2,71	4,90	2,78	3,05	2,95	2,49	2,04
Lu	,80	,40	,73	,40	,72	,42	,46	,45	,36	,28
Hf	9,70	2,87	9,30	2,97	8,80	3,06	3,70	3,21	2,63	7,20
Ta	3,37	,68	2,97	,69	2,98	,68	,85	,71	,65	3,88
Th	8,70	1,54	7,60	1,56	7,80	2	4,18	2	1,33	4,20
Ti	17954,95	10388,65	16093,40	10388,65	15492,90	9127,60	9728,10	8947,45	10088,40	13931,60
Ti/Nb	345,29	911,29	374,27	927,56	336,80	829,78	742,60	745,62	917,13	236,13
Y/Nb	1,04	2,11	1,26	2,23	1,13	2,36	2,14	2,25	1,91	,49
Zr/Nb	7,58	9,04	8,44	9,64	8	9,82	10,92	9,75	8,09	5,12
La/Ta	11,84	14,41	13,94	15,07	13,79	15,15	21,06	14,51	12,62	9,51
Hf/Ta	2,88	4,22	3,13	4,30	2,95	4,50	4,35	4,52	4,05	1,86
Th/Ta	2,58	2,26	2,56	2,26	2,62	2,94	4,92	2,82	2,05	1,08
Th/Hf	,90	,54	,82	,53	,89	,65	1,13	,62	,51	,58
Ta/La	,08	,07	,07	,07	,07	,07	,05	,07	,08	,11
Ba/La	18,95	43,78	52,92	8,17	19,08	26,70	6,15	59,42	12,20	11,41

PrNr	KS 6	KS17	KZ 3	KP 4	KP 6	KP46	KP62	BS 2	BS17	EA 2
TiO2	2,77	4,69	2,04	2,44	2,58	2,59	1,98	2,97	1,62	1,09
Sc	27,50	28,30	30,50	27,30	28,40	26,30	29,10	27,40	25,40	38,10
Cr	555	107	249	98	93	77	375	443	361	264
Co	57,70	34,10	38,90	38,40	46,60	43,10	51,40	56,40	53,10	47,80
Zn	109	91	93	77	33	89	80	99	110	73
Rb	2	2	33,90	3	31	9	24	2	3,30	1,50
Sr	201	57	853	220	228	148	182	243	383	225
Y	27	24	24	26	28	26	24	21	20	20
Zr	220	321	151	190	207	192	151	225	110	51
Nb	24	59	33	37	39	37	32	46	28	1
Ba	50	50	237	120	375	120	331	80	91	100
La	19,70	41,70	24,20	24,90	28,30	25,50	24,40	36,50	23	3,30
Ce	46,40	96	52,80	56,80	62	56,20	51,80	78	46	6,20
Nd	28,30	51,70	24,80	29,80	31,30	29	26,30	36,40	22,40	7
Sm	7,10	9,90	5,62	6,48	6,84	6,40	5,72	7,14	4,98	2,58
Eu	2,42	2,21	1,82	2,16	2,22	1,94	1,94	2,42	1,78	1,07
Tb	1,08	1,14	,91	,99	1,04	,99	,89	,92	,79	,64
Yb	2,15	2,09	2,13	2,39	2,63	2,40	2,02	1,72	1,83	2,35
Lu	,30	,30	,31	,34	,35	,33	,28	,26	,27	,34
Hf	5,30	7,50	3,84	4,70	5	4,60	3,90	5,50	2,76	1,61
Ta	1,53	4,09	2,05	2,36	2,51	2,36	1,98	3,04	1,59	,04
Th	2,54	4,20	3,54	3,40	3,60	3,50	3,50	4,76	2,74	,30
Ti	16633,85	28163,45	12250,20	14652,20	15492,90	15552,95	11889,90	17834,85	9728,10	6545,45
Ti/Nb	693,08	477,35	371,22	396,01	397,25	420,35	371,56	387,71	347,43	6545,45
Y/Nb	1,13	,41	,73	,70	,72	,70	,75	,46	,71	20
Zr/Nb	9,17	5,44	4,58	5,14	5,31	5,19	4,72	4,89	3,93	51
La/Ta	12,88	10,20	11,80	10,55	11,27	10,81	12,32	12,01	14,47	82,50
Hf/Ta	3,46	1,83	1,87	1,99	1,99	1,95	1,97	1,81	1,74	40,25
Th/Ta	1,66	1,03	1,73	1,44	1,43	1,48	1,77	1,57	1,72	7,50
Th/Hf	,48	,56	,92	,72	,72	,76	,90	,87	,99	,19
Ta/La	,08	,10	,08	,09	,09	,09	,08	,08	,07	,01
Ba/La	2,54	1,20	9,79	4,82	13,25	4,71	13,57	2,19	3,96	30,30
PrNr	EA18	EA25	EB 5	EB15	EB20	EB21	EK 2	EK 4	EK 7	EL 5
TiO2	1,64	2,70	2,77	2,88	1,98	1,57	2,96	2,95	1,20	2,81
Sc	31,70	40,90	20,30	18,20	29,30	22	27,20	29,90	26,20	32,80
Cr	204	102	85	110	256	150	404	205	612	48
Co	47,50	40,20	33	36	45,20	37,70	54,20	23,10	66,50	52,40
Zn	67	155	8	125	94	88	30	162	90	103
Rb	1,50	,80	26	29,20	17,30	,50	12	25,60	7	8,50
Sr	237	184	382	601	663	199	251	204	153	405
Y	25	37	32	33	25	22	23	28	15	27
Zr	112	139	257	245	156	143	145	201	73	191
Nb	3,30	1,90	58	80	35	31	28	38	18	30
Ba	50	80	236	477	149	50	100	215	236	111
La	4,70	4,90	46,60	54,80	25,60	25,90	20,50	18,70	13	21,10
Ce	15,30	17,30	94	104	54,20	54,60	44,10	40,20	26,90	51,70
Nd	12,30	16,90	42,30	43,20	27,10	26,40	23,70	21,80	14	30,20
Sm	3,75	5,46	8,80	8,71	6,02	5,63	5,37	5,38	3,29	6,87
Eu	1,38	2,02	2,82	2,98	2,09	1,96	1,91	1,78	1,21	2,27
Tb	,79	1,21	1,24	1,31	,94	,89	,88	,97	,56	1,05
Yb	2,74	4,60	2,61	2,89	2,13	2	2,02	2,46	1,44	2,59
Lu	,39	,69	,39	,39	,31	,29	,30	,35	,21	,38
Hf	2,73	3,75	5,90	5,70	4,05	3,71	3,62	4,80	1,91	4,82
Ta	,21	,09	3,51	4,59	2,08	1,82	1,72	2,29	,96	2,03
Th	,29	,33	7,20	8,70	3,44	3,92	2,70	3,70	1,69	2,31
Ti	9848,20	16213,50	16633,85	17294,40	11889,90	9427,85	17774,80	17714,75	7206	16874,05
Ti/Nb	2984,30	8533,42	286,79	216,18	339,71	304,12	634,81	466,18	400,33	562,47
Y/Nb	7,58	19,47	,55	,41	,71	,71	,82	,74	,83	,90
Zr/Nb	33,94	73,16	4,43	3,06	4,46	4,61	5,18	5,29	4,06	6,37
La/Ta	22,38	54,44	13,28	11,94	12,31	14,23	11,92	8,17	13,54	10,39
Hf/Ta	13	41,67	1,68	1,24	1,95	2,04	2,10	2,10	1,99	2,37
Th/Ta	1,38	3,67	2,05	1,90	1,65	2,15	1,57	1,62	1,76	1,14
Th/Hf	,11	,09	1,22	1,53	,85	1,06	,75	,77	,88	,48
Ta/La	,04	,02	,08	,08	,08	,07	,08	,12	,07	,10
Ba/La	10,64	16,33	5,06	8,70	5,82	1,93	4,88	11,50	18,15	5,26

PrNr	EL 9	EN 2	EN10	EP 2	EP 8	ET 8	ET12	ET14	ET15	ET22
TiO2	2,03	2,56	1,61	1,57	2,01	3,11	1,84	1,97	2,13	2,16
Sc	42,80	26,20	42,30	35,30	35,90	24,90	28,80	24,10	28	26,40
Cr	232	365	235	229	132	23	451	158	205	59
Co	52,50	46,70	47,80	40,50	30,60	37,90	47,90	37,50	40,20	43,70
Zn	110	92	127	76	98	22	75	70	95	101
Rb	16	5,90	9,40	,20	8,90	3	7,60	2	7,70	22,10
Sr	201	899	645	299	180	208	531	598	196	267
Y	24	21	22	28	36	28	18	23	23	25
Zr	113	136	93	107	153	220	116	119	122	167
Nb	14,60	21	9,30	3,70	4,20	39	24	25	23	42
Ba	1412	123	100	100	80	140	197	150	109	324
La	11,50	16	8,20	6,50	11,60	29,50	20,90	19,10	16,40	31,80
Ce	28	38,90	20,30	18,30	29,80	66	42,90	40,20	37,20	65
Nd	15,90	23,30	13,20	14,10	19,60	34,20	21,60	20,90	20	29,30
Sm	4,34	5,52	3,54	4,11	5,34	7,55	4,73	4,96	4,85	6,08
Eu	1,50	2,32	1,31	1,52	1,75	2,59	1,77	1,67	1,46	2,13
Tb	,81	,84	,69	,88	1,08	1,18	,73	,83	,84	,97
Yb	2,39	1,65	2,24	3,05	3,91	2,57	1,66	1,98	2,08	2,31
Lu	,35	,23	,32	,44	,59	,36	,25	,27	,29	,33
Hf	3,29	3,67	2,51	2,82	4,06	5,40	3,04	3,12	3,18	4,11
Ta	,97	1,50	,63	,20	,29	2,37	1,49	1,47	1,38	2,51
Th	1,29	1,57	1,11	,49	2,22	3,51	2,64	2,60	2,22	4,55
Ti	12190,15	15372,80	9668,05	9427,85	12070,05	18675,55	11049,20	11829,85	12790,65	12970,80
Ti/Nb	834,94	732,04	1039,58	2548,07	2873,82	478,86	460,38	473,19	556,12	308,83
Y/Nb	1,64	1	2,37	7,57	8,57	,72	,75	,92	1	,60
Zr/Nb	7,74	6,48	10	28,92	36,43	5,64	4,83	4,76	5,30	3,98
La/Ta	11,86	10,67	13,02	32,50	40	12,45	14,03	12,99	11,88	12,67
Hf/Ta	3,39	2,45	3,98	14,10	14	2,28	2,04	2,12	2,30	1,64
Th/Ta	1,33	1,05	1,76	2,45	7,66	1,48	1,77	1,77	1,61	1,81
Th/Hf	,39	,43	,44	,17	,55	,65	,87	,83	,70	1,11
Ta/La	,08	,09	,08	,03	,03	,08	,07	,08	,08	,08
Ba/La	122,78	7,69	12,20	15,38	6,90	4,75	9,43	7,85	6,65	10,19
PrNr	ET31	ET38	EV 3	EV 4						
TiO2	2,29	1,81	4,52	1,68						
Sc	29,80	29,80	25,60	37,40						
Cr	107	292	3	73						
Co	40,60	50	27,20	38,50						
Zn	82	75	62	72						
Rb	42	23	1	2						
Sr	559	151	110	85						
Y	28	22	22	32						
Zr	166	144	265	90						
Nb	42	26	43	2,20						
Ba	560	603	50	80						
La	33,10	20,20	15,40	4,60						
Ce	67	44,50	37,30	14,40						
Nd	30,60	22,10	21,10	11,20						
Sm	6,40	5,20	5,01	3,72						
Eu	2,25	1,63	1,29	1,18						
Tb	1,02	,86	,81	,91						
Yb	2,38	1,98	2,52	4,10						
Lu	,35	,30	,38	,61						
Hf	4,20	3,70	6,40	2,73						
Ta	2,58	1,66	2,93	,14						
Th	4,50	2,80	3,10	,74						
Ti	13751,45	10869,05	27142,60	10088,40						
Ti/Nb	327,42	418,04	631,22	4585,64						
Y/Nb	,67	,85	,51	14,55						
Zr/Nb	3,95	5,54	6,16	40,91						
La/Ta	12,83	12,17	5,26	32,86						
Hf/Ta	1,63	2,23	2,18	19,50						
Th/Ta	1,74	1,69	1,06	5,29						
Th/Hf	1,07	,76	,48	,27						
Ta/La	,08	,08	,19	,03						
Ba/La	16,92	29,85	3,25	17,39						

PR.NR	G	FEO	FE2O3	FE2O3/ FEO	PR.NR.	G	FEO	FE2O3	FE2O3/ FEO
K 2	2	8.17	3.81	0.46	EA 9	1	8.53	2.05	0.24
K 7	1	8.15	2.54	0.31	EA11	3	9.68	2.07	0.21
K 12	1	6.95	2.74	0.39	EA18	3	6.27	2.77	0.44
K 95	1	7.00	2.85	0.37	EA23	5	5.98	6.52	1.09
KV 5	3	7.30	1.99	0.27	EB 2	5	4.21	7.24	1.72
KV 6	3	8.43	1.94	0.23	EB 4	3	7.12	4.54	0.63
KV 7	3	8.53	1.59	0.19	EB12	7	7.98	2.39	0.30
KV 8	3	7.44	2.26	0.30	EB22	3	5.71	3.60	0.63
KV10	3	8.53	2.24	0.26					
KV11	1	7.63	0.73	0.09	EK 1	1	8.59	1.78	0.20
KS25	2	7.40	1.30	0.18	EK 2	1	9.62	1.45	0.15
KS26	1	8.08	1.56	0.19	EK 9	1	9.19	1.56	0.17
KZ 4	3	5.47	3.76	0.69	EL 3	7	7.04	4.10	1.00
KH 4	2	8.18	2.90	0.35	EL 8	7	7.73	4.48	0.58
KP27	6	5.60	4.50	0.72	EP 2	7	6.72	3.26	0.49
KP 4	3	8.02	3.14	0.35	EP 3	7	8.22	4.60	0.56
KP16	8	10.23	3.43	0.31	ET 1	3	7.40	2.78	0.38
KP18	8	12.20	3.25	0.27	ET 9	5	7.22	6.33	0.88
KP22	8	9.85	2.52	0.23	ET11	3	7.77	2.01	0.26
					ET14	1	8.15	2.04	0.25
KR27	1	9.22	2.19	0.24	EV 6	1	6.14	2.28	0.37
BS 6	8	8.89	3.76	0.42					
BS17	3	6.30	5.02	0.72					
KU 2	7	8.80	1.97	0.22					

### A<sub>3</sub> Titimetrische Eisenbestimmungen

Legende:

G = Gesteinskennzahl  
(vgl. Anhang A<sub>1</sub>)

### A<sub>4</sub>

### Verzeichnis der Probenpunkte

Legende:

R = Regionalkennung

Östliche Grauwackenzone

EA: Gebiet Admont  
EB: Gebiet Bruck a.d. Mur  
EK: Gebiet Kalwang  
EL: Gebiet St. Lorenzen  
EN: Gebiet Niederbergalm - Gaishorn  
EP: Gebiet Pfaffendorf  
ET: Gebiet Trofaiach (Gössgraben)  
EV: Gebiet Villmersdorf (Rottenmann)

Westliche Grauwackenzone

K: Gebiet Maishofen - Viehofen  
KV: Profil Ratzenstein  
KM: Profil Maurerkogel  
KS: Gebiet Hinterglemm - Löhnersbach  
KZ: Profil Zwölferkogel  
KH: Profil Martenbach  
KP: Gebiet Gaisstein - Saalhofer Wände  
BS: Profil Bischof - Sonnspitze  
Kr: Profil Ranken

KU: Uttendorfer Schuppenzone

PrNr = Probennummer

GKZ = Gesteinskennzahl:

1 = Gabbroides Intrusivgestein  
2 = Dioritisches Intrusivgestein

3 = Lava

5 = Tuffit  
6 = Tuff } Vulkaniklastika (Trennung nur für  
die westliche NGZ möglich)

7 = Grünschiefer

8 = Pyroxenit

Blatt = Kartenblatt der ÖK 1 : 50.000

Rechtsw. = Rechtswert

Hochw. = Hochwert

Die Werte beziehen sich auf das Gitternetz der Österreichischen Militärkarte (ÖMK), ÖK 1 : 50.000, siehe Kartenliste

Höhe = Höhe über NN

#### Kartenliste

Österreichische Karte 1 : 50.000, herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien

Blätter: 122 Kitzbühel (ÖMK 3703)  
123 Zell am See (ÖMK 3704)  
124 Saalfelden am Steinernen Meer  
98 Liezen (ÖMK 5814)  
99 Rottenmann (ÖMK 5815)  
100 Hieflau (ÖMK 5816)  
130 Trieben (ÖMK 5703)  
131 Kalwang (ÖMK 5704)  
132 Trofaiach (ÖMK 6701)  
133 Leoben (ÖMK 6702)

R	PrNr	GKZ	Blatt	Rechtsw.	Hochw.	Höhe	R	PrNr	GKZ	Blatt	Rechtsw.	Hochw.	Höhe
EA	1	1	99	30800	68250	1410	EL	5	7	130	34880	60575	1080
EA	2	1	99	25950	69090	1080	EL	6	7	130	35475	60460	1170
EA	4	1	99	26120	69200	1160	EL	7	7	130	35495	60350	1230
EA	5	7	99	25525	69825	880	EL	8	7	130	34750	61200	1060
EA	6	7	99	25600	69980	900	EL	9	7	130	34250	61375	1090
EA	9	1	99	29500	69040	1360	EL	10	7	130	34100	61650	1000
EA	10	1	99	30800	68260	1400	EL	11	7	130	33425	61610	890
EA	11	3	99	30525	68950	1120							
EA	16	7	99	26750	68450	1290	EN	1	7	130	43940	62520	1285
EA	17	1	99	25910	68820	940	EN	2	7	130	43950	62550	1305
EA	18	3	99	32475	68810	1200	EN	3	7	130	43950	62550	1315
EA	19	7	99	32300	68920	1200	EN	4	7	130	43950	62610	1330
EA	20	1	99	32200	69600	1130	EN	5	7	130	43950	62650	1350
EA	21	5	99	26260	69275	1220	EN	6	7	130	43950	62650	1355
EA	22	5	99	26250	69240	1190	EN	7	7	130	43950	62690	1360
EA	23	5	99	26220	69220	1180	EN	8	7	130	43850	62760	1370
EA	24	5	99	26220	69210	1175	EN	9	7	130	43850	62760	1380
EA	25	3	99	26220	69200	1170	EN	10	7	130	43775	62760	1340
EA	26	1	99	25925	69090	1130	EN	11	7	99	43875	63140	1400
EA	27	7	98	24490	67780	1020	EN	12	7	99	43825	63060	1395
EA	28	7	98	24810	68190	960	EN	13	7	130	43750	62975	1390
EB	1	3	133	59395	55225	1080	EP	1	7	132	41175	49560	925
EB	2	5	133	10m W	EB 1	1080	EP	2	7	132	41000	49775	830
EB	3	5	133	59425	55220	1070	EP	3	7	132	40975	49675	820
EB	4	3	133	59450	55250	1060	EP	4	7	132	42720	49575	980
EB	5	5	133	59475	55275	1040	EP	5	7	132	42760	49700	1130
EB	6	5	133	59520	55300	1015	EP	6	7	132	42175	49100	1140
EB	7	5	133	59520	55300	1005	EP	7	7	132	42890	49450	1100
EB	8	3	133	59550	55330	980	EP	8	7	132	3m N	EP 7	1100
EB	9	5	133	59550	55330	970	EP	9	7	132	42540	50080	940
EB	10	5	133	59675	55380	910							
EB	11	5	133	59850	55390	810	ET	1	3	132	45100	56750	1160
EB	12	7	133	67025	54425	920	ET	2	1	132	44750	56990	1150
EB	13	7	133	66300	53925	1050	ET	3	3	132	45040	57100	1010
EB	14	7	133	66300	53875	1045	ET	4	5	132	44530	57200	1280
EB	15	7	133	65800	53700	810	ET	5	5	132	39720	59250	1080
EB	16	7	133	66450	52775	660	ET	6	5	132	38150	55020	1000
EB	17	7	133	66050	52800	560	ET	7	5	132	46675	59050	1320
EB	18	7	133	66175	52690	560	ET	8	3	132	46775	59080	1350
EB	19	7	133	66325	52630	545	ET	9	5	132	47050	58210	1270
EB	20	3	133	59430	55250	1055	ET	10	3	132	47210	58275	1240
EB	21	3	133	59520	55300	1010	ET	11	3	132	46140	58110	1260
EB	22	3	133	59620	55380	930	ET	12	3	132	46740	58925	1290
							ET	13	3	132	46775	59040	1340
EK	1	1	131	62400	62340	1820	ET	14	1	132	37600	59275	1620
EK	2	1	131	62450	62240	1840	ET	15	3	132	37100	58190	1680
EK	3	1	131	62350	62210	1835	ET	16	3	132	37100	59220	1720
EK	4	3	131	62320	62200	1830	ET	17	1	132	37225	59825	1780
EK	5	5	132	37175	61310	1620	ET	18	3	132	47325	58170	1150
EK	6	5	132	37150	61690	1560	ET	19	5	132	37750	59810	1700
EK	7	3	131	61625	60720	1300	ET	20	1	132	38250	60750	1620
EK	8	5	131	61175	60740	1310	ET	21	3	132	45500	57680	910
EK	9	1	100	61150	64160	1620	ET	22	3	132	45425	57775	880
EK	10	5	100	60895	64250	1480	ET	23	5	132	37710	55275	1100
EK	11	5	100	61125	63410	1400	ET	24	5	132	37750	55725	1100
EK	12	1	131	62300	62075	1725	ET	25	1	132	37550	59140	1520
EK	13	5	131	62700	62290	1720	ET	26	1	132	37260	59090	1610
EK	14	5	131	62000	62950	1380	ET	27	1	131	62575	59510	1610
EK	15	5	131	10m W	EK14	1380	ET	28	3	132	47190	58290	1230
							ET	29	1	132	37050	59520	1760
EL	3	7	130	36840	59000	1010	ET	30	3	132	ca. 17m unterh.	ET21	
EL	4	7	130	37040	58900	960	ET	31	3	132	ca. 15m unterh.	ET30	



R	PrNr	GKZ	Blatt	Rechtsw.	Hochw.	Höhe	R	PrNr	GKZ	Blatt	Rechtsw.	Hochw.	Höhe
KS	26	1	123	96630	47090	1930	KP	37	5	122	86400	44600	2220
KS	27	5	123	95350	48900	1200	KP	38	5	122	86690	44370	1975
KS	28	3	123	94025	49600	1225	KP	39	3	122	86670	44360	1965
KS	29	2	123	99790	49300	960	KP	40	5	122	86670	44360	1970
KS	30	2	122	93075	48240	1360	KP	41	6	122	86590	44320	1930
KS	31	5	123	94390	47210	1240	KP	42	3	122	86590	44320	1925
KZ	1	1	122	92650	47410	1840	KP	43	5	122	86590	44320	1910
KZ	2	1	122	92670	47410	1835	KP	44	3	122	86575	44260	1885
KZ	3	3	122	unterh. KZ 2	1830	1820	KP	45	3	122	86575	44260	1885
KZ	4	3	122	92675	47425	1820	KP	46	3	122	86575	44260	1885
KZ	5	3	122	unterh. KZ 4	1810	1800	KP	47	3	122	86575	44260	1885
KZ	6	3	122	92700	47470	1800	KP	48	3	122	86575	44260	1885
KZ	7	3	122	92725	47460	1790	KP	49	3	122	86575	44260	1885
KZ	8	3	122	92800	47470	1775	KP	50	3	122	86575	44260	1885
KZ	9	3	122	unterh. KZ 8	1770	1770	KP	51	1	122	87380	43825	2020
KZ	10	3	122	92750	47540	1760	KP	54	5	122	84690	46390	2020
KH	1	1	122	91520	49650	1305	KP	55	3	122	84680	46425	2060
KH	2	1	122	91500	49620	1290	KP	56	6	122	84560	46350	1980
KH	3	1	122	91575	49480	1255	KP	57	3	122	84525	46310	1940
KH	4	2	122	91400	49825	1370	KP	58	5	122	84450	46190	1920
KH	5	1	122	3m N KH 4	1370	1370	KP	59	3	122	84500	46250	1920
KH	6	1	122	91520	49670	1280	KP	60	5	122	84825	46600	2100
KH	7	1	122	91575	49480	1250	KP	61	6	122	84820	46690	2160
KH	8	1	122	91570	49390	1240	KP	62	3	122	88250	46110	1900
KP	1	1	122	85600	43500	2040	KP	63	5	122	88250	46120	1920
KP	2	1	122	85740	43320	2010	KP	64	3	122	88250	46140	1930
KP	3	3	122	86600	44460	1990	KP	65	6	122	88250	46150	1950
KP	4	3	122	5m S KP 3	1990	1990	KP	66	8	122	88190	46290	2010
KP	5	3	122	86570	44410	1950	KP	67	1	122	88090	46490	2080
KP	6	3	122	20m S KP 5	1955	1955	KP	70	3	122	86450	47220	1500
KP	7	3	122	86610	44370	1955	KP	71	3	122	86450	47220	1500
KP	8	1	122	87675	44460	1820	KP	72	5	122	86450	47220	1510
KP	9	1	122	87600	44250	1850	KP	73	6	122	86440	47160	1550
KP	10	1	122	87440	45430	2000	KP	74	3	122	86440	47160	1560
KP	11	1	122	87340	45420	2000	KP	75	6	122	86410	47100	1610
KP	12	1	122	87600	46020	2000	KP	76	6	122	86410	47100	1630
KP	13	1	122	87600	46020	2000	KP	77	6	122	86410	47080	1640
KP	14	1	122	87575	46090	2020	KP	78	1	122	86410	47080	1640
KP	15	1	122	87570	46120	2040	KP	79	1	122	85550	48360	1910
KP	16	1	122	87550	46150	2070	KP	80	1	122	85550	48360	1870
KP	17	8	122	86285	46225	2020	KP	81	1	122	85780	48630	1840
KP	18	1	122	86200	46270	2020	KP	82	1	122	86310	49160	1840
KP	19	8	122	86120	46290	2020	KP	83	1	122	86175	48350	1670
KP	20	1	122	86160	46290	2020	KP	84	1	122	86250	49075	1840
KP	21	1	122	85970	46150	2010	KP	85	1	122	85910	48090	1880
KP	22	1	122	85300	46740	1990	KP	86	1	122	85820	48810	1880
KP	23	8	122	85310	46700	2000	KP	87	1	122	85580	48160	1950
KP	24	6	122	84230	45510	1590	KP	88	1	122	85720	48580	1830
KP	25	6	122	} im Abstand von ca. 10 Höhenmetern zw. KP23 und KP27			KP	89	1	122	85840	48280	1830
KP	26	6	122	} im Abstand von ca. 6 Höhenmetern zw. KP28 und KP43			KP	90	1	122	85720	48320	1850
KP	27	6	122	84090	45470	1630	KP	91	1	122	85720	48320	1850
KP	28	6	122	86410	44730	2320	KP	92	2	122	86280	48275	1620
KP	29	5	122				KP	93	1	122	86240	49100	1780
KP	30	6	122				KP	94	1	122	86075	48640	1770
KP	31	6	122				KP	95	1	122	85970	48470	1760
KP	32	6	122				KP	96	1	122	85710	48590	1850
KP	33	5	122				KR	97	2	122	85680	48400	1865
KP	34	6	122				KR	98	1	122	95680	48400	1865
KP	35	6	122				KR	99	1	122	85800	48200	1860
KP	36	5	122				KR	100	1	122	85860	48220	1810
							KR	101	1	122	86100	48175	1680
							KR	102	5	122	87350	53025	1900
							KR	103	3	122	87300	53010	1920
							KR	104	5	122	87250	53040	1930
							KR	105	5	122	87210	53050	1950
							KR	106	3	122	87175	53050	1950

R	PrNr	GKZ	Blatt	Rechtsw.	Hochw.	Höhe	R	PrNr	GKZ	Blatt	Rechtsw.	Hochw.	Höhe
KR	6	5	122	87170	53075	1940	BS	9	3	122			
KR	7	5	122	87100	53125	1930	BS	10	3	122			
KR	8	5	122				BS	11	3	122			
KR	9	5	122				BS	12	3	122			
KR	10	5	122				BS	13	3	122			
KR	11	5	122				BS	14	3	122			
KR	12	5	122				BS	15	3	122			
KR	13	5	122				BS	16	3	122			
KR	14	5	122				BS	17	3	122			
KR	15	5	122				BS	18	3	122			
KR	16	5	122	86720	53250	2010	BS	19	5	122			
KR	17	5	122	86700	53275	2020	BS	20	3	122			
KR	18	5	122				BS	21	3	122			
KR	19	5	122				BS	22	3	122			
KR	20	5	122				BS	23	5	122			
KR	21	6	122				BS	24	8	122			
KR	22	6	122				BS	25	3	122	87480	51100	2040
KR	23	5	122										
KR	24	5	122				KU	1	7	122	93150	39140	880
KR	25	5	122				KU	2	7	122	81490	40240	1140
KR	26	5	122	86300	53490	1810	KU	3	7	122	87790	39625	1090
KR	27	1	122	67740	52750	1930	KU	4	7	122	87650	40030	1250
							KU	5	7	122	84375	39425	1035
BS	2	3	122	88070	52175	2100	KU	6	7	122	83870	40090	1080
BS	3	3	122	88030	52120	2100	KU	7	7	122	82860	40490	1215
BS	4	5	122				KU	8	7	122	80175	50340	1280
BS	5	3	122				KU	9	7	122	85660	40420	1190
BS	6	8	122				KU	10	7	122	85650	38910	1060
BS	7	3	122				KU	11	7	122	95350	39860	1060
BS	8	3	122				KU	12	7	122	93790	38840	780

in ca. gleichen  
Abständen zwischen  
KR 7 und KR16

in ca. gleichen  
Abständen zwischen  
KR17 und KR26

am Grat zwischen  
BS 2 und BS25  
in ca. gleichen  
Abständen

### Literatur

- ANGEL, F. (1924): Gesteine der Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, B, 60, 302 S., Graz.
- ANGEL, F. (1955): Über die spilittisch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgauens. – Mitt. geol. Ges. Wien, 48, 1–15, Wien.
- AUMENTO, F. (1971): Vesicularity of mid-oceanic pillow lavas. – Canad. J. Earth Sci., 8, 1315–1319, Ottawa.
- ALT, J.C. & HONNOREZ, J. (1984): Alteration of the upper oceanic crust, DSDP site 417: Mineralogy and chemistry. – Contr. Mineral. Petrol., 87, 149–169, Berlin.
- BALLARD, R.D., v. ANDEL, T.H. & HOLCOMB, R.T. (1982): The Galapagos Rift at 86°: Variations in volcanism, structure and hydrothermal activity along a 30 km segment of the rift valley. – J. Geophys. Res., 87, 1149–1161, Richmond.
- BAUER, K.F., LOAKER, H. & MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgauens, Salzburg. – Veröffentlich. d. Univ. Innsbruck, alpenkundliche Studien, 13/VI, 6–30, Innsbruck.
- BARAGAR, W.R.A. (1984): Pillow formation and layered flows in the Circum-Superior Belt of eastern Hudson Bay. – Canad. J. Earth Sci., 21, 781–792, Ottawa.
- BARAGAR, W.R.A., PLANT, A.G., PRINGLE, G.J. & MIKKEL, S. (1979): Diagenetic and post-diagenetic changes in the composition of an Archean pillow. – Canad. J. Earth Sci., 16, 2102–21, Ottawa.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT (1981): Basaltic volcanism on the terrestrial planets. – 1286 S., Pergamon Press, Inc., New York.
- BATIZA, R. (1981): Trace-element characteristics of Leg 61 basalts. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 61, 689–693, Washington.
- BATTEY, M.H. (1974): Spillites as weakly metamorphosed tholeiites. – In: AMSTUTZ, G.C. (Ed.): Spillites and spilittic rocks, 473 S., Springer, Berlin.
- BEARTH, P. & STERN, W. (1979): Zur Geochemie von Metapillows der Region Zermatt – Saas. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 59, 349–373, Zürich.
- BECHTHOLD, D., KLEBERGER, J. & SCHRAMM J.-M. (1981): Zur Metamorphose der Grauwackenzone in Salzburg/Österreich. Ein Exkursionsführer. – Geol. paläont. Mitt. Innsbr., 10, 11, 305–353, Innsbruck.
- BECCALUVA, L., GIROLAMO di, P., MACCIOTTA, G. & MORRA, V. (1983): Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. – Ophioliti, 1983, 8(3), 307–324, Bologna.
- BERAN, A. (1979): Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., 26, 217–233, Wien.
- BERAN, A. & THALMANN, F. (1978): Der Bergbau Radmer – Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., 25, 287–303, Wien.
- BEUTEL, P. & SCHUBO, W. (1983): SPSS; Statistic-Programm-System für die Sozialwissenschaften. – (nach NIE, N.H. & HULL, Ch.). – Programmversion 9, 323 S., Stuttgart.
- BHATTACHARYYA, P.K. & MUKHERJEE, A.D. (1984): Petrochemistry of metamorphosed pillows and the geochemical status of the amphibolites (Proterozoic) from the Sirohi district,

- Rajasthan, India. – *Geol. Mag.*, **121**, 5, 465–473, Cambridge.
- BICKLE, M.J. & PEARCE, J.A. (1975): Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **49**, 177–183, Berlin.
- BLOCH, S., BISCHOFF, L.J. (1979): The effect of low-temperature alteration of basalt on the oceanic budget of potassium. – *Geology*, **7**, 193–196, Boulder.
- BOEHLKE, J.K., HONNOREZ, J., HONNOREZ-GUERSTEIN, B.M. (1980): Alteration of basalts from site 396 B, DSDP: Petrographic and mineralogic studies. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **73**, 341–364, Berlin.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT K. (1976): *Kleine Geologie der Ostalpen*. – 217 S., Ott Verlag, Thun (Schweiz).
- BOUGAULT, H. (1979): Alteration, fractional crystallization, partial melting, mantle properties from trace elements in basalts recovered in the North Atlantic. – in: TALWANI, M., HARRISON, C.G., HAYES, D.E. (Eds.): *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Ocean crust*. – American Geophysical Union, Washington D.C., Geodynamic project: Scientific Report Nr. **48**, Maurice Ewing Series **2**, Washington D.C.
- BRYAN, W.B. (1983): Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: Petrologic implications. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **83**, 62–74, Berlin.
- BRYAN, W.B. & MOORE, J.G. (1977): Compositional variations in young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat 36°49'N. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 556–570, Boulder.
- BÜCHERL, P. (1987): Geologische Kartierung des Hinterglemmer Talschlusses Salzburg/Tirol, Österreich und petrographisch-geochemische Untersuchungen an den vulkano-sedimentären Wechselfolgen des Hinterglemmer Talschlusses. – 192 S., Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, München.
- BYERS, C.D., GARCIA, M.O. & MUENOW, D.W. (1986): Volatiles in basaltic glasses from the East Pacific Rise at 21°N: Implications for MORB sources and submarine lava flow morphology. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **79**, 9–20, Amsterdam.
- CAMBON, P., JORON, J.L., BOUGAULT, H. & TREUL, M. (1980): Leg. 55, Emperor Seamounts: Trace elements in transitional tholeiites, alkalibasalts and hawaiites – mantle homogeneity or heterogeneity and mafic processes. – *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **55**, 585–597, Washington.
- CANAVAL, R. (1895): Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteiermark. – *Mitt. natw. Ver. Steiermark*, **31**, Graz.
- CANN, J.R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr, Nb in some ocean floor basaltic rocks. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **10**, 7–11, Amsterdam.
- CATHREIN, A. (1889): Petrographische Notizen aus den Salzburger und Tiroler Alpen. – *Verh. k.k. geol. Reichsanst.*, **1889/8**, 171–177, Wien.
- CAREY, S., SIGURDSSON, H. (1984): A model of volcanogenic sedimentation in marginal basins. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.): *Marginal basin geology*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **16**, 37–58, Blackwell Scientific Publications, London.
- CARLISLE, H. (1963): Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. – *J. Geol.*, **71**, 48–71, Chicago.
- CAROZZI, A.V. (1960): *Microscopic sedimentary petrography*. – 485 S., John Wiley & Sons, New York.
- CAWOOD, P.A. (1984): A geochemical study of metabasalts from a subduction complex in Eastern Australia. – *Chem. Geol.*, **43**, 29–47, Amsterdam.
- CHAUDHURI, S. & CULLERS, R.L. (1979): The distribution of rare-earth elements in deeply buried gulf coast sediments. – *Chem. Geol.*, **24**, 327–338, Amsterdam.
- CLAR, E. (1972): *Anmerkungen über weitere Vorkommen von Prebichschichten*. – *Verh. geol. B.-A.*, **1972**, 123–125, Wien.
- COISH, R.A. (1977): Ocean floor metamorphism in the Betts Cove ophiolite, Newfoundland. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **60**, 255–270, Berlin.
- COLEMAN, R.G. (1977): Emplacement and metamorphism of ophiolites. – *Ophioliti*, **2/1**, 41–73, Bologna.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 343–378, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1941): Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ost-Abschnitt der nordalpinen Grauwackenzone (Terntitz-Turnau). – *Mitt. Reichsst. f. Bodenforsch.*, **1941c**, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Afflener Becken. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **42/43**, 1–234, Wien.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. (1984): Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis. – In: HENDERSON, P. (Eds.): *Rare earth element geochemistry*, 275–316, Elsevier, Amsterdam.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H.P. (1978): Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **69**, 77–88, Wien.
- DAVOGG, B. (1982): Untersuchungen über die Eignung einiger Vorkommen basischer Magmatite im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone als mineralische Rohstoffe. – *Geol. paläont. Mitt. Innsbr.*, **12/8**, 155–183, Innsbruck.
- DICK, J.B. (1980): Vesicularity of Shikoku Basin basalt: A possible correlation with the anomalous depth of back-arc basins. – *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **LVII**, 895–901, Washington.
- DILLON, W.P. & SOUGY, J.M.A. (1974): Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. – in: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (Eds.): *The ocean basins and margins*, Vol. II, The North Atlantic, 315–390, Plenum Press, New York.
- DONNELLY, T.W., THOMPSON, G. & SALISBURY, M. (1979). – The chemistry of altered basalts at site 417, DSDP, leg 51. – *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **51/52/53**, Part 2, 1319–1330, Washington.
- DUFFIELD, W.A. (1979): Significance of contrasting vesicularity in basalts from DSDP sites 407, 408 and 409 on the West flank of the Reykjanes Ridge. – *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **49**, 715–719, Washington.
- ECKHART, F.J. (1971): *Die Spilitisierung basischer Vulkanite*. – *N. Jb. Mineral. Mh.*, **2**, 45–57, Stuttgart.
- EINSELE, G. (1986): Interaction between sediments and basalt injections in young Gulf of California-type spreading centers. – *Geol. Rdsch.*, **75**, 197–208, Stuttgart.
- EL AGEED, A., SAAGER, R. & STUMPFL, E.F. (1980): Pre-alpine ultramafic rocks in the eastern central Alps, Styria, Austria. – In: PANAYIOTON, A. (Ed.): *Ophiolites*. – *Proc. Int. Ophiolite Symp.*, 1979, 601–606, Cyprus.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. (1978): Rare-earth abundances in chondritic meteorites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199–1212, Oxford.
- FEIGENSON, M.D., HOFMANN, A.W. & SPERA, F.J. (1983): Case studies from tholeiitic to alkalic volcanism on Kohala Volcano, Hawaii. – II. The transition from tholeiitic to alkalic volcanism on Kohala Volcano, Hawaii. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **84**, 390–405, Berlin.
- FISHER, R.V. (1961): Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 1409–1414, New York.
- FISHER, R.V. (1966): Rocks composed of volcanic fragments and their classification. – *Earth-Sci. Rev.*, **1**, 287–298, Amsterdam.
- FISHER, R.V. (1984): Submarine volcanoclastic rocks. – in: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.): *Marginal basin geology*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **16**, 5–27, Blackwell Scientific Publications, London.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks. – 472 S., Springer, Berlin.
- FISKE, R.S. (1969): Recognition and significance of pumice in marine pyroclastic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, 1–8, Boulder.

- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördl. Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., **1973/2**, 245–254, Wien.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976/2**, 257–303, Wien.
- FLEET, A.J. (1984): Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. – In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry, 510 S., Elsevier, Amsterdam.
- FLEET, A.J. & MCKELVEY, B.C. (1978): Eocene explosive submarine volcanism, Ninetyeast Ridge, Indian Ocean. – Marine Geol., **26**, 73–97, Amsterdam.
- FLOYD, P.A. (1986): Petrology and geochemistry of oceanic intraplate sheet-flow basalts, Nauru Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 89. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **89**, 471–497, Washington.
- FLOYD, P.A. & TARNEY, J. (1979): First-order alteration chemistry of leg 49 basement rocks. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **49**, 693–708, Washington.
- FLOYD, P. & WINCHESTER, J. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. – Earth and planet. Sci. Lett., **27**, 211–218, Amsterdam.
- FLOYD, P. & WINCHESTER, J. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. – Chem. Geol., **21**, 291–306, Amsterdam.
- FLÜGEL, H.W., FRITZ, H., GSELLMANN, H. & NEUBAUER, F. (1988): Geodynamische Aspekte der silurisch-unterdevonischen Sedimentation im Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – In: RAUMER, F.J.V. (Ed.): Bericht 3. Rundgespräch "Geodynamik des europäischen Variszikums". Kaledonisch-variszische Strukturen in den Alpen. Fribourg/Schweiz 1987. – Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1988**, 3/4, 327–351, Stuttgart.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark; 1 : 200,000, 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FODOR, R.V. & VETTER, S.K. (1984): Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. – Cont. Mineral. Petrol., **88**, 307–321, Berlin.
- FRASL, G. (1949): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, Wien.
- FREY, F.A. & CLAGUE, D.A. (1983): Geochemistry of diverse basalt types from Loihi Seamount, Hawaii: Petrogenetic implications. – Earth and planet. Sci. Lett., **66**, 337–355, Amsterdam.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1988): Ophiolithozonen im Grundgebirge der Ostalpen. – Abstract, 2. Symposium Tektonik, Strukturgeologie und Kristallineologie, Erlangen.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan Cycle. – Geol. Rdsch., **73/1**, 1–23, Stuttgart.
- FURNES, H. & FRIDLEIFSSON, J.B. (1979): Pillow-block breccia occurrences and mode of formation. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979**, 147–154, Stuttgart.
- GARCIA, R.O. (1978): Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. – Earth-Sci. Rev., **14/2**, 147–165, Amsterdam.
- GRACIA, M.O., LIU, W.K. & MUENOW, D.W. (1979): Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana Island arc and trough. – Geochim. Cosmochim. Acta, **43**, 305–312, Oxford.
- GIESE, U. (1988): Lower paleozoic volcanic evolution at the northwestern border of the Gurktal nappe, Upper Austroalpine, Eastern Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **68**, 3, 381–396, Zürich.
- GRAHAM, C.M. (1976): Petrochemistry and tectonic significance of Dalradian metabasaltic rocks of the SW Scottish Highlands. – J. Geol. Soc. Lond., **132**, 61–84, London.
- HABERBOSCH, K. (1985): Geologische Kartierung nord-westlich von Saalbach/Hinterglemm, Österreich und petrographisch-geochemische Untersuchungen an den im Kartiergebiet auftretenden Intrusivgesteinen. – 116 S., Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, München.
- HADITSCH, J.G. (1979): Der Diabas von Saalfelden, seine Eigenschaften und technische Nutzbarkeit. – Geol. paläont. Mitt. Innsbr., **9**, 3, 133–184, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1970): Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg). – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **11**, 161–209, Wien.
- HAHN-WEINHEIMER, P., HIRNER, A. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1984): Grundlagen und praktische Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA). – 253 S., Vieweg, Braunschweig.
- HAJASH, A. (1984): Rare earth element abundances and distribution patterns in hydrothermally altered basalts: experimental results. – Contr. Mineral. Petrol., **85**, 409–412, Berlin.
- HAJASH, A. & CHANDLER, G.W. (1981): An experimental investigation of high-temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite. – Contr. Mineral. Petrol., **1981**, 240–253, Berlin.
- HAMMER, W. (1924): Beiträge zur Kenntnis der Steirischen Grauwackenzone. – Jb. Geol. B.-A., **74/75**, 1–33, Wien.
- HAMMER, W. (1932): Die Grauwackenzone zwischen Enns und Paltental (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **82–83**, 127–161, Wien.
- HANSON, N.G. (1980): Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. – Ann. Rev. Earth and planet. Sci. Lett., **8**, 371–406, Palo Alto, California.
- HART, R.A. (1970): Chemical exchange between seawater and deep ocean basalt. – Earth and planet. Sci. Lett., **9**, 269–279, Amsterdam.
- HART, S.R. (1969): K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts. – Earth and planet. Sci. Lett., **6**, 295–303, Amsterdam.
- HART, S.R. (1971): K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. – Phil. Trans. r. Soc. Lond., A, **268**, 573–587, London.
- HART, R., BROOKS, C., KROUGH, T.E., DAVIS, G.L. & NARA, D. (1970): Ancient and modern volcanic rocks. A trace element model. – Earth and planet. Sci. Lett., **10**, 17–28, Amsterdam.
- HART, S.R., ERLANK A.J. & KABLE, E.J. (1974): Sea floor basalt alteration: Some chemical and Sr isotopic effects. – Contr. Mineral. Petrol., **44**, 219–230, Berlin.
- HART, S.R., GLASSLEY, W.E. & KARIG, D.E. (1972): Basalts and sea floor spreading behind the Mariana island arc. – Earth and planet. Sci. Lett., **15**, 12–18, Amsterdam.
- HART, S.R. & NALWALK, A.J. (1970): K, Rb, Cs, Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench. – Geochim. Cosmochim. Acta, **34**, 145–155, Oxford.
- HATCH, F.H., WELLS, A.K. & WELLS, M.K. (1983): Petrology of the igneous rocks. Textbook of petrology. – 551 S., Thomas Murphy & Co, London.
- HAUSER, L. (1936): Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. – 1. Hornblendegarbenschiefer. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, 238–242, Wien.
- HAUSER, L. (1938): Der Zug der Grungesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. – Zentrbl. f. Min. Geol., Pal., Abt. A, 20–30, 33–47, Stuttgart.
- HAUSER, L. (1940): Die diabatischen Effusiva in der Grauwacken-Schieferserie zwischen Mur und Ennstal. – N. Jb. Min., Geol., Pal., Beilageband **75A**, 205–244, Stuttgart.
- HEINISCH, H. (1981): Der ordovizische „Porphyroid-Vulkanismus“ der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. Geol. B.-A., **124/1**, 1–109, Wien.
- HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – 291 S., Unveröff. Habilitationsschrift, München.

- HEINISCH, H., HERTOGEN, J. & SCHLAEGEL, P. (1988): Ausgewählte Spurenelement-Daten von metamorphen basischen Magmatiten aus der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 267–278, Wien.
- HEINISCH, H., HERTOGEN, J. & SCHLAEGEL, P. (1989): Rare earth element and selected trace element patterns and the tectonic setting of polymetamorphic meta-basalts – Paleozoic of Northern Greywacke Zone/ Eastern Alps. – In Vorbereitung.
- HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/3**, 257–360, Wien.
- HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/3**, 568–569, Wien.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/2**, 163–173, Wien.
- HELLMAN, P.L. & HENDERSON, P. (1977): Are rare earths mobile during spilitisation? – *Nature*, **267**, 38–40, London.
- HERITSCH, F. (1911): Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Palentals (Obersteiermark). – *Mitt. natw. Ver. Steiermark*, **48**, 3–238, Graz.
- HERRMANN, G.A. & WEDEPOHL, K.H. (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosynclinale in Nordwestdeutschland. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **29**, 255–274, Berlin.
- HIESSLEITNER, G. (1931): Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bis Hieflau. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 49–80, Wien.
- HIESSLEITNER, G. (1958): Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont – Selztal – Liezen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **1958**, 35–78, Wien.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1980): Chemistry of mesozoic metabasites in the middle and eastern part of Hohe Tauern. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 81–88, Wien.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1976): The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – in: WOLF, K. H. (Ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, **5**, 1–30, Elsevier, Amsterdam.
- HOLM, P. E. (1982): Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr Diagram. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **79**, 308–310, Berlin.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M. (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) – A Synopsis. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 335–341, Wien.
- HUGHES, C.H. (1973): Spillites, keratophyrs and the igneous spectrum. – *Geol. Mag.*, **109/6**, 513–527, Cambridge.
- HUGHES, C.J. (1982): *Igneous petrology*. – 551 S., *Developments in Petrology 7*, Elsevier, Amsterdam.
- HUGHES, C.J. & HUSSEY, E.M. (1976): M and Mg values in igneous rocks: proposed usage and a comment on currently employed Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> corrections. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 485–486, Oxford.
- HUGHES, C.J. & HUSSEY, E.M. (1979): Standardized procedure for presenting corrected Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO ratios in analyses of fine grained mafic rocks. – *N. Jb. Mineral. Mh.*, **1979/12**, 570–572, Stuttgart.
- HUMPHRIS, S.E. (1984): The mobility of the rare earth elements in the crust. – In: HENDERSON, P. (Ed.): *Rare earth element geochemistry*, 317–342, Elsevier, Amsterdam.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 107–125, Oxford.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978): Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 127–136, Oxford.
- HYNES, A. (1980): Carbonitization and mobility of Ti, Y, Zr in Ascot formation metabasalts, SE Quebec. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **75**, 79–87, Berlin.
- HYNES, A. (1981): On the tectonic setting of Ordovician volcanic rocks from Northern Maine. – *Amer. J. Sci.*, **281**, 545–552, New Haven.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Canad. J. Earth Sci.*, **8**, 523–548, Ottawa.
- JAKES, P. & GILL, J. (1970): Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **9**, 17–28, Amsterdam.
- JAKES, P. & WHITE, A.J.R. (1972): Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 29–40, Boulder.
- JENSEN, L.S. (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. – *Ont. Dept. Mines Paper*, **66**.
- JOHNSON, R.W. (1982): Papua New Guinea. Regional distribution and character of active andesite volcanism. – In: THORPE, R.S. (Ed.): *Andesites. – Orogenic andesites and related rocks*, 225–244, John Wiley & Sons, Chichester.
- JONES, J.G. (1969): Pillow lavas as depth indicators. – *Amer. J. Sci.*, **267**, 181–195, New Haven.
- JUNG, G. (1980): Radiometrische Altersdatierungen und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg. – In: *Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulwerkpunkt S 15)*. – Jahresbericht **1979**, **1**, 20–27, Montanuniversität Leoben, Leoben.
- KALSBECK, F. & JEPSEN, H.F. (1984): The late Proterozoic Zig-Zag Dal basalt formation of Eastern North Greenland. – *J. Petrol.*, **25/3**, 644–664, Chicago.
- KARIG, D.E. (1971): Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. – *J. Geophys. Res.*, **76**, 2542–2561, Richmond.
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. – *Mitt. natw. Ver. Steiermark*, **108**, 31–43, Graz.
- KRAIGER, H. & HÖCK, V. (1988): Basische Magmatite in der Hachbachformation der Hohen Tauern (Salzburg, Österreich). – In: RAUMER, F.J.v. (Ed.): *Bericht 3. Rundgespräch "Geodynamik des Europäischen Variszikums". Kaledonisch-variszische Strukturen in den Alpen. Fribourg/Schweiz 1987*. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1988**, 3/4, 327–351, Stuttgart.
- KRUSE, M. (1982): *Urmel im Vulkan*. – 185 S., dtv, München.
- LAPIERRE, H., ALBAREDE, F., ALBERS, J., CABANIS, B. & COULON, C. (1985): Early Devonian volcanism in the Klamath Mountains, California: Evidence for an immature island arc. – *Canad. J. Earth Sci.*, **22**, 214–227, Ottawa.
- LAWVER, L.A. & HAWKINS, J.W. (1978): Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: their possible tectonic and petrologic significance. – *Tectonophysics*, **45**, 323–339, Amsterdam.
- LEAKE, B.E. (1964): The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. – *J. Petrol.*, **5**, 82–133, Chicago.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram. – *J. Petrol.*, **27/3**, 745–750, Chicago.
- LE MAITRE, R.W. (1976): Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **56**, 181–189, Berlin.
- LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRAD, D. & MARCHAL, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **59**, 139–154, Amsterdam.
- LOESCHKE, J. (1975): Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. – *Geol. Rdsch.*, **64**, 62–74, Stuttgart.
- LOESCHKE, J. (1977): Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen.

- nen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dtsh. geol. Ges., **128**, 185–207, Hannover.
- LOESCHKE, J. (1979): Zur Geochemie von Paläovulkaniten und ihrer Bedeutung für die Geodynamik. – Clausth. geol. Abh., **30**, 133–145, Clausthal.
- LOESCHKE, J. & SCHNEPP, H. (1987): Zur Geologie des Diabaszugs östlich von Eisenkappel (Kärnten/Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **174/3**, 303–329, Stuttgart.
- LUDDEN, J.N. & THOMPSON, G. (1979): An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. – Earth and planet. Sci. Lett., **43**, 85–92, Amsterdam.
- MASUDA, A., NAKAMURA, N. & TANAKA, T. (1973): Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. – Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, 239–248, Oxford.
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung. – Festbd. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 523–546, Innsbruck.
- MacDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. – J. Petrol., **5**, 82–133, Chicago.
- McBIRNEY, A.R. (1963): Factors governing the nature of submarine volcanism. – Bull. volcanol., **26**, 455–469, Neapel.
- MENZIES, M., BLANCHARD, D. & JACOBS, J. (1977): Rare earth and trace element geochemistry of metabasalts from the Point Sal ophiolite, California. – Earth and planet. Sci. Lett., **37**, 203–215, Amsterdam.
- MERRIMAN, R.J., BEVINS, R.E. & BALL, T.K. (1986): Petrological and geochemical variations within the Tal y Fan Intrusion: A study of element mobility during low-grade metamorphism with implications of petrogenetic modelling. – J. Petrol., **27**, 1409–1436, Chicago.
- MESCHÉDE, M. (1986): Die Geochemie der Vulkanite und die sedimentäre Entwicklung des Biscaya-Synklinoriums in Nordspanien während der Mittel- und Oberkreide. – 243 S., Unveröff. Diss., Univ. Tübingen.
- METZ, K. (1938): Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. – Jb. Geol. B.-A., **1938**, 165–193, Wien.
- METZ, K. (1940): Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. f. Bodenforsch., **1940**, 161–220, Wien.
- METZ, K. (1951): Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. österr. geol. Ges., **44**, 1–84, Wien.
- MEVEL, C. (1987): Evolution of oceanic gabbros from DSDP Leg 82: influence of the fluid phase on metamorphic crystallizations. – Earth and planet. Sci. Lett., **83**, 67–97, Amsterdam.
- MIYASHIRO, A. (1972): Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism. – Tectonophysics, **13**, 141–159, Amsterdam.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. – Amer. J. Sci., **274**, 321–355, New Haven.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. – J. Geol., **83**, 249–281, Chicago.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium and Nickel. – Amer. J. Sci., **25**, 265–277, New Haven.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F. & EWING, M. (1969): Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude. – Contr. Mineral. Petrol., **23**, 38–52, Berlin.
- MOORE, J.G. (1965): Petrology of deep sea basalt near Hawaii. – Amer. J. Sci., **263**, 40–52, New Haven.
- MOORE, J.G. (1966): Rate of palagonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii. – US Geol. Survey Prof. Paper, **550-D**, D163–D171, Washington D.C.
- MOORE, J.G. (1970): Water content of basalt erupted on the ocean floor. – Contr. Mineral. Petrol., **28**, 272–279, Berlin.
- MOORE, J.G. (1975): Mechanism of formation of pillows. – Amer. Scientist., **63**, 269–277, New Haven.
- MOORE, J.G. (1979): Vesicularity and CO<sub>2</sub> in mid-ocean ridge basalt. – Nature, **282**, 250–253, London.
- MOORE, J.G. & SCHILLING, J.G. (1973): Vesicles, water and sulfur in Reykjanes ridge basalts. – Contr. Mineral. Petrol., **41**, 105–118, Berlin.
- MOSTLER, H. (1964): Conodonten aus der westlichen Grauwackenzone. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 223–225, Wien.
- MOSTLER, H. (1965): Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbüheler Alpen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1965**, 163–167, Wien.
- MOSTLER, H. (1966): Zur Einstufung der "Kieselschiefer" von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 157–170, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Wien, **18**, 89–150, Wien.
- MOSTLER, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone. – Festband Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 507–522, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1974): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesit unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Festschrift W. Heiße, Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 237–266, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1982): Erkundung mineralischer Rohstoffe für die Mineralwollherzeugung in Tirol. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 69–76, Wien.
- MOSTLER, H. (1983): Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone (Salzburg-Tirol). – Geol. paläont. Mitt. Innsbr., **12**, 341–359, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1984): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell a. See – Salzburg. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 105–115, Wien.
- MOTTL, M.J. (1983): Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. – Geol. Soc. Amer. Bull., **94**, 161–180, Boulder.
- MOTTL, M.J. & HOLLAND, H.D. (1978): Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts by seawater. I. Experimental results for major and minor components of seawater. – Geochim. Cosmochim. Acta, **42**, 1103–1115, Oxford.
- MULLEN, H. (1983): MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. – Earth and planet. Sci. Lett., **62**, 53–62, Amsterdam.
- MUTSCHLER, F.E., ROUGON, D.J., LAVIN, O.P. & HUGHES, R.D. (1981): PETROS – a data bank of major element chemical analysis of igneous rocks for research and teaching (version 6.1). – NOAA – National Geophysical and Solarterrestrial Data Center, Boulder, Colorado.
- NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. – Geochim. Cosmochim. Acta, **38**, 757–775, Oxford.
- NEUBAUER, F. (1985): Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1985**, 46–64, Stuttgart.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73/1**, 149–174, Stuttgart.
- NICOLLET, C. & ANDRIAMBOLOLONA, R. (1980): Distribution of transition elements in crustal metabasic igneous rocks. – Chem. Geol., **28**, 79–90, Amsterdam.
- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103 Kindberg). – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 63–71, Wien.
- NIGGLI, P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. – I. Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten. – 540 S., Birkhäuser, Basel.
- NISTERENKO, G.V. (1980): Petrochemistry and geochemistry of basalts in the Shikoku Basin and Daito Basin, Philippine

- Sea. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **58**, 791–804, Washington.
- NORRY, M.J. & FITTON, J.G. (1983): Compositional differences between oceanic and continental basic lavas and their significance. – In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (Eds.): Continental basalts and mantle xenoliths. – 3–19, Shiva publish, LTD, Chestire, UK.
- OBERHAUSER, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., Springer, Berlin.
- PEARCE, J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. – *Tectonophysics*, **25**, 41–68, Amsterdam.
- PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. – In: PANAYIOTON, A. (Ed.): Ophiolites. – Proc. Int. Ophiolite Symp., **1979**, 261–272, Cyprus.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, R.S. (Ed.): Andesites, 525–548, J. Wiley & Son, Chichester.
- PEARCE, J.A. (1983): A "users guide" to basalt discrimination diagrams. – 37 p., unpubl. Rep., The Open University, Milton Keynes.
- PEARCE, J.A. (1983a): Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. – In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (Eds.): Continental Basalts and mantle xenoliths. – 230–250, Shiva Geologie Series, 1983.
- PEARCE, J.A. (1987): An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. – In: WEAVER, S.D. & JOHNSON, R.W. (Eds.): Tectonic controls on magma chemistry. – 51–65, Elsevier, Amsterdam.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **19**, 290–300, Amsterdam.
- PEARCE, J.A., GORMANN, B. & BIRKETT, T. (1975): The  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$ -Diagramm: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **24**, 419–426, Amsterdam.
- PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J. & ROBERTS S. (1984): Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.): Marginal basin geology. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **16**, 77–94, Blackwell Scientific Publications, London.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **69**, 33–47, Berlin.
- PITCHER, W.S. (1986): Granites and granites forty years on: a synoptic review. – Vortrag, 76. Jahrestagung der Geol. Vereinigung, Gießen.
- QUITTERER, E. (1985): Geologische Kartierung im Gebiet westlich des Geissteins und geologisch-petrographische Untersuchungen der Pillowbasalte und gabbroiden Intrusivgesteine (Stuhlfelden/Österreich). – 132 S., Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. München, München.
- RAD, U.v., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. (Eds., 1982): Geology of the Northwest African Continental Margin. – IX+703 S. Springer, Berlin.
- RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/3**, 423–453, Wien.
- RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K. (1985): Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil vom Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Triebener Tauernpaß – Flitzenschlucht, Paltental, Steiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **128/1**, 151–173, Wien.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 329–340, Wien.
- RITTMANN, A. (1929): Zonenmethode zur Bestimmung des Anorthitgehaltes an Plagioklasen. – In: TRÖGER, W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I: Bestimmungstabellen. – 147S., Schweizerbart, Stuttgart.
- ROBIN, C., COLANTONI, P., GENNESSEAU, M. & REHAULT, J.P. (1987): Vavilov Seamount: A mildly alkaline Quaternary volcano in the Tyrrhenian basin. – *Marine Geol.*, **78**, 125–136, Amsterdam.
- ROBINSON, P.T., FLOWER, M.F.J., SCHMINCKE, H.-U. & OHNMACHT, W. (1977): Low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP leg 37. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **37**, 775–793, Washington.
- ROGERS, J.W., SUAYAH, J.B. & EDWARDS, J.M. (1984): Trace elements in continental margin magmatism: Part IV. Geochemical criteria for recognition of two volcanic assemblages near Auburn, Western Sierra Nevada, California. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 1437–1445, Boulder.
- ROSS, C.S. & SMITH, R.L. (1960): Ash flow tuffs: Their origin, geologic relations and identification. – USGS Prof. Paper, **366**, 77 S., Washington.
- SAUNDERS, A.D. (1984): The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. – In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry, 205–236, Elsevier, Amsterdam.
- SAUNDERS, A.D., FORNARI, D.J. & MORRISON, M.A. (1982): The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental-margin basins: The Gulf of California, Mexico. – *J. Geol. Soc. Lond.*, **139**, 335–346, London.
- SAUNDERS, A.D. & TARNEY, J. (1979): The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 555–572, Oxford.
- SAUNDERS, A.D. & TARNEY, J. (1984): Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.): Marginal basin geology. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **16**, 59–76, Blackwell Scientific Publications, London.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., MARSH, N.G. & WOOD, D.A. (1980): Ophiolites as a ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. – In: PANAYIOTON, A. (Ed.): Ophiolites. – Proc. Int. Ophiolite Symp., 1979, 193–204, Cyprus.
- SCHÄFFER, U. & TARKIAN, M. (1984): Die Genese der stratiformen Sulfidlagerstätte Kalwang (Steiermark), der Grüngesteine und einer assoziierten silikatischen Eisenformation. – *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.*, **33**, 169–186, Wien.
- SCHALL, C. (1984): Geologische Kartierung des Metavulkanitkomplexes am Geisstein und Untersuchungen zur Genese der metamorphen vulkanosedimentären Wechselfolgen (Stuhlfelden, Salzburg/Österreich). – 100 S., unveröff. Dipl.-Arb., Univ. München, München.
- SCHARBERT, S. (1977): Das Polsterprofil. – In: Exk.-Führer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), 33–36, Geol. B.-A., Wien.
- SCHILLING, J.G. (1975): Rare earth variations across "normal segments" of the Reykjanes Ridge, 60–53°N, Mid-Atlantic Ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2–19°S, and evidence of the composition of the underlying low velocity layer. – *J. Geophys. Res.*, **80**, 1459–1473, Richmond.
- SCHILLING, J.G. (1975): Azores mantle blob: Rare-earth evidence. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **25**, 103–115, Amsterdam.
- SCHLAEGEL, P. (1981): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Gebietes zwischen Johnsbach- und Paltental westlich des Blassenecks, Steiermark, Österreich. – 123 S., Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. München, München.
- SCHLAEGEL, P. (1988): Geochemisch-vulkanologische Untersuchungen zum basischen Magmatismus der Steirischen Grauwackenzone, oberostalpinen Paläozoikum, Österreich. – 105 S., Unveröff. Bericht zum Forschungsstipendium des Landes Steiermark im Rahmen der Arbeitsgemeinschaft Alpen-Adria, München.
- SCHLAMBERGER, J. (1988): Geodynamische Interpretation altpaläozoischer Schichtfolgen im südsteirischen Weingebiet. – In: RAUMER, F.J.v. (Ed.): Bericht 3. Rundgespräch „Geody-

- namik des europäischen Variszikums“. Kaledonisch-variszische Strukturen in den Alpen. Fribourg/Schweiz 1987. – Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1988**, 3/4, 327–351, Stuttgart.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. – Geol. Rdsch., **70**/2, 794–799, Stuttgart.
- SCHMINCKE, H.-U. (1982): Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. – In: RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. (Eds.): Geology of the Northwest African Continental Margin, 273–308, Springer, Berlin.
- SCHMINCKE, H.-U. (1986): Vulkanismus. – 164 S., Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, Darmstadt.
- SCHMINCKE, H.-U. & SUNKEL, G. (1987): Carboniferous submarine volcanism at Herbornoelbach (Lahn-Dill area, Germany). – Geol. Rdsch., **76**/3, 709–734, Stuttgart.
- SCHMINCKE, H.-U., VIERECK, L.G., GRIFFIN, B.J. & PRITCHARD, R.G. (1982): Volcaniclastic rocks of the Reydarfjodur drill hole, Eastern Iceland. I. Primary features. II. Alteration. – J. Geophys. Res., **87**, 6437–6476, Richmond.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A. Wien, **33**, 124 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **124**, 361–423, Wien.
- SCHRAMM, J.M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 379–384, Wien.
- SCHRÖCKER, G. (1981): Geologisch-petrographische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen des oberen Pletzergrabengebietes südlich von Fieberbrunn, Tirol. – 121 S., Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. München, München.
- SCHRÖCKER, G. (1987): Geologisch-petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone. – 195 S., Unveröff. Diss. Univ. München, München.
- SCOTT, R.B. & HAJASH, A.J. (1976): Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: A microprobe study. – Amer. J. Sci., **276**, 480–501, New Haven.
- SERRI, G. (1981): The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: A key for the classification of ophiolites into Low-Ti and High-Ti types. – Earth and planet. Sci. Lett., **52**, 203–212, Amsterdam.
- SEYFRIED, J.W. & BISCHOFF, J.L. (1981): Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. – Geochim. Cosmochim. Acta, **45**, 135–147, Oxford.
- SHCHEKA, S. (1981): Igneous rocks of Deep Sea Drilling Project leg 61, Nauru Basin. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **61**, 633, Washington.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ancient ophiolitic lavas. – Earth and planet. Sci. Lett., **59**, 101–118, Amsterdam.
- SHIBATA, T., THOMPSON, G. & FREY, F. (1979): Tholeiitic and alkali Basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 43°N. – Contr. Mineral. Petrol., **70**, 127–141, Berlin.
- SHIDO, F. & MIYASHIRO, A. (1971): Crystalization of abyssal tholeiites. – Contr. Mineral. Petrol., **31**, 251–266, Berlin.
- SHIDO F., MIYASHIRO, A. & EWING, M. (1974): Basalts and Serpentinite from Puerto Rico Trench, 1. Petrology. – Marine Geol., **16**, 191–203, Amsterdam.
- SHIDO F., MIYASHIRO, A. & EWING, M. (1974): Compositional variation in pillow lavas from Mid-Atlantic ridge. – Marine Geol., **16**, 177–190, Amsterdam.
- SLUITNER, Z. (1985): Geologische Neuaufnahme des Gebietes um Uttendorf/Österreich und Methodik der Bestimmung der Illit-Kristallinität am Beispiel eines geologischen Profils (Pfaffenschwendt – Uttendorf) durch die Nördliche Grauwackenzone. – 183 S., Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. München, München.
- SMITH, R.E. & SMITH, S.E. (1976): Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P, Nb in classification of basaltic magmas. – Earth and planet. Sci. Lett., **32**, 114–120, Amsterdam.
- SPITZ, A. (1909): Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbüheler Alpen. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., **28**, 497–534, Wien.
- STAUDIGEL, H. (1981): Der basale Komplex von La Palma; submarine vulkanische Prozesse, Petrologie, Geochemie und sekundäre Prozesse im herausgehobenen, submarinen Teil einer ozeanischen Insel und ein Vergleich mit ozeanischer Kruste. – Unveröff. Diss. Univ. Bochum, 358 S., Bochum.
- STAUDIGEL, H. & SCHMINCKE, H.-U. (1981): Structural evolution of a seamount: evidence from the uplifted intraplate seamount on the island of La Palma, Canary Islands. – EOS, **62**, 1075.
- STAUDIGEL, H., STANLEY, R.H. & RICHARDSON, S.H. (1981): Alteration of the oceanic crust: Processes and timing. – Earth and planet. Sci. Lett., **52**, 311–327, Amsterdam.
- STAUDIGEL, H. & HART, R. (1983): Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for oceanic crust-seawater budget. – Geochim. Cosmochim. Acta, **47**, 337–350, Oxford.
- STILLMANN, C.J. & WILLIAMS, C.T. (1979): Geochemistry and tectonic setting of some Upper Ordovician volcanic rocks in east and southeast Island. – Earth and planet. Sci. Lett., **42**, 288–310, Amsterdam.
- STRECKEISEN, A. (1980): Classification and nomenclature of volcanic rocks, Lamprophyres, Karbonatites and Metilitic rocks – IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – Geol. Rdsch., **69**/1, 194–207, Stuttgart.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – Geol. Rdsch., **63**/2, 773–786, Stuttgart.
- STUMPFL, E.F. & EL AGEED, A. (1981): Hochgrößen und Krauthath – Teile eines paläozoischen Ophiolith-Komplexes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. (Joanneum), **42**, 161–169, Graz.
- SUN, S.S. & NESBITT, R.W. (1978): Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. – Geology, **6**, 689–693, Boulder.
- SUN, S.S., NESBITT, R.W. & SHARASKIN, A.Y. (1979): Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. – Earth Planet. Sci. Lett., **44**, 119–138, Amsterdam.
- SWANSON S.E. & SCHIFFMANN, P. (1979): Textural evolution and metamorphism of pillow basalts from the Franciscan Complex, Western Main Country, California. – Contr. Mineral. Petrol., **69**, 291–299, Berlin.
- SYNDER, G.L. & FRASER, G.D. (1963): Pillowed lavas, I,II. – US Geol. Surv. Prof. Paper, **454-B**, 30 S., Boulder.
- TARNEY, J., SAUNDERS, A.D., MATTEY, D.P., WOOD, D.A. & MARSH, N.G. (1981): Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and Western Pacific. – Phil. Trans. r. Soc. Lond., **300**, 263–285, London.
- TARNEY, J., WOOD, D.A., VARET, J., SAUNDERS, A.D. & CANN, J.R. (1979): Nature of mantle heterogeneity in the North Atlantic: evidence from leg 49 basalts. – In: TALWANI, M. (Eds.): Implications of Deep Sea Drilling Results in the Atlantic Ocean. – Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., **2**, 285–301, Washington D.C.
- TARKIAN, M. & GARBE, C.D. (1988): Geochemistry and genesis of sulfide ore deposits in the volcano-sedimentary sequences of the Western Grauwackenzone (Eastern Alps, Austria). – In: FRIEDRICH, G.H. & HERZIG, P.M. (Eds.): Base metal sulfide deposits. – 149–168, Springer, Berlin.
- TAZIEFF, H. (1972): About deep-sea volcanism. – Geol. Rdsch., **61**/2, 470–480, Stuttgart.
- THORPE, R.S. (1982): Andesites. – Orogenic andesites and related rocks. – John Wiley & Sons, 724 S., Chichester.
- TOKUYAMA, H. & BATIZA, R. (1981): Chemical composition of igneous rocks and origin of the sill and pillow-basalt complex of Nauru Basin, Southwest Pacific. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **61**, 673, Washington.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – XXIII, 404 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. – Bd. 1, Die Zentralalpen. – XIV, 766 S., Deuticke, Wien.

- TOPITSCH, W.M. (1989): Geochemie und Petrologie der mesozoischen Ophiolithe des Apennins und der Tethys; Vergleich mit Referenzwerten definierter petrogenetisch-tektonischer Umgebung. Geologische, geodynamische und lagerstättenkundliche Implikationen. – Unveröff. Diss. Univ. München, München.
- TRÖGER, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband. – 822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- UNGER, H.J. (1973): Der Lagerstättenraum Zell am See. VII. Viehhofen im Saalachtal. – Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **14**, 15–53, Wien.
- VALLANCE, T.G. (1974): Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. – *J. Petrol.*, **15**/1, 79–96, Chicago.
- VANLERBERGHE, L. & HERTOGEN, J. (1986): Analysis of silicate rocks for Rb, Sr, Y, Zr and Nb by Energy-Dispersive X-Ray Fluorescence. – *Bull. Soc. Chim. Belg.*, **95**, 5–6, 491–501.
- VAVRA, G. & FRISCH, W. (1988): Frühpaläozoischer Backarc- und Inselbogenvulkanismus im Tauernfenster. – In: RAUMER, F.J.v. (1988): Bericht 3. Rundgespräch "Geodynamik des europäischen Variszikums". Kaledonisch-variszische Strukturen in den Alpen. Fribourg/Schweiz 1987. *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, **1988**, 3/4, 327–351, Stuttgart.
- VETTERS, H. (1911): Die „Trofaiachlinie“. Ein Beitrag zur Tektonik der Nordsteirischen Grauwackenzone. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1911**, 274–278, Wien.
- VIERECK, L.G., GRIFFIN, B.J., SCHMINCKE, H.-U. & PRITCHARD, R.G. (1982): Volcaniclastic rocks of the Reydarfjörður Drill Hole, Eastern Iceland, 2. Alteration. – *J. Geophys. Res.*, **87**, B 8, 6437–6476, Richmond.
- VIERECK, L.G., SIMON, M. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Primary composition, alteration and origin of Cretaceous volcaniclastic rocks (site 585, Leg 89) from the East Mariana Basin. – *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **89**, 529–553, Washington.
- VIERECK, L.G., SIMON, M. & SCHMINCKE, H.-U. (1986): Primary composition, alteration and origin of Cretaceous volcaniclastic rocks (site 585, leg 89) from the east Mariana Basin. – *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **89**, 529–553, Washington.
- WALKER, G.P.L. (1971) Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. – *J. Geol.*, **79**, 696–714, Chicago.
- WALKER, K.R., JOPLIN, G.A., LOVERING, J.G. & GREEN, R.: Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and limemagnesia sediments of the Precambrian of North-Western Queensland. – *J. Geol. Sci. Australia*, **6**, 149.
- WEAVER, S.D., SAUNDERS, A.D., PANKHURST, R.J. & TARNEY, J. (1979): A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **68**, 151–169, Berlin.
- WEBER-DIEFENBACH, K. (1979): Erfahrungen mit der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse. – *Fortschr. Mineral. Beih.*, **57**/1, 233–234, Stuttgart.
- WEDEPOHL, K.H. (1981): Tholeiitic Basalts from spreading ocean ridges. The growth of oceanic crust. – *Naturwissenschaften*, **68**, 110–119.
- WEDEPOHL, K.H. (1988): Spilitization in the ocean crust and seawater balances. – *Fortschr. Miner.*, **66**, 129–146, Stuttgart.
- WELLS, G., BRYAN, W.B. & PEARCE, T.H. (1979): Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. – *J. Geol.*, **87**, 427–400, Chicago.
- WHITE, W.M., TAIPA, M.D. & SCHILLING, J.-G. (1979): The petrology and geochemistry of the Azores Islands. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **69**, 201–213, Berlin.
- WILLIAMS, H. & MCBIRNEY, A.R. (1979): *Volcanology*. – 397 S., Freeman, Cooper & Co., San Francisco.
- WILKINSON, J.F.G. (1986): Classification and average chemical composition of common basalts and andesites. – *J. Petrol.*, **27**/1, 31–62, Chicago.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination. Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **28**, 459–469, Amsterdam.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation using immobile elements. – *Chem. Geol.*, **20**, 325–343, Amsterdam.
- WINCHESTER, J.A. & MAX, M.D. (1982): The geochemistry and origin of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland. – *J. Geol. Soc. Lond.*, **139**, 309–319, London.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. – 348 S., Springer, Berlin.
- WOOD, D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **50**, 11–30, Amsterdam.
- WOOD, D.A., GIBSON, J.L. & THOMPSON, R.N. (1976): Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **55**, 241–254, Berlin.
- WOOD, D.A., JORON, J.-L. & TREUIL, M. (1979): A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. – *Earth and planet. Sci. Lett.*, **45**, 326–336, Amsterdam.
- YAMADA, E. (1984): Subaqueous pyroclastic flows: their development and their deposits. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.): *Marginal basin geology*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **16**, 29–35, Blackwell Scientific Publications, London.
- ZANETTIN, B. (1984): Proposed new chemical classification of volcanic rocks. – (IUGS-Subcommission) *Episodes*, **7**/4, 19.
- ZIMMERLE, W. & GAIDA, K.-H. (1980): Identification of ancient tuffs and volcanic components in progressively altered ancient argillaceous sediments. – A discussion. – *Internat. Assoc. Sedimentologists 1st Europ. Mtg.*, Abstracts, Bochum.