

Zur Petrographie, Röntgenographie und Geochemie der Eisenhutschiefer (Gurktaler Alpen)

Von FRANZ KERNER & JÖRG LOESCHKE*

Mit 9 Abbildungen

*Kärnten
Steiermark
Gurktaler Decke
Eisenhutschiefer
Mineralogie
Geochemie*

Österreichische Karte 1 : 50 000
Blatt 184

Inhalt

| | |
|--|----|
| Zusammenfassung | 53 |
| Abstract | 53 |
| 1. Einleitung | 54 |
| 2. Petrographie und Röntgenographie der Eisenhutschiefer | 54 |
| 2.1. Methodik und Aufbereitung | 54 |
| 2.2. Violette Aschentuffe | 54 |
| 2.3. Hyaloklastite | 58 |
| 2.4. Lapillituffe | 59 |
| 2.5. Grüne Tuffite | 59 |
| 2.6. Grüne Schiefer | 59 |
| 2.7. Metamorphose | 60 |
| 3. Geochemie der Eisenhutschiefer | 60 |
| 3.1. Sekundäre Stoffverschiebungen | 60 |
| 3.2. Einfluß epiklastischer Beimengungen | 60 |
| 3.3. Klassifikation | 61 |
| 4. Geotektonische und petrogenetische Schlußfolgerungen | 61 |
| Dank | 63 |
| Literatur | 63 |

Zusammenfassung

Die Eisenhutschiefer der Gurktaler Decke bestehen im Bereich des Eisenhutes aus leicht metamorphen violetten Aschentuffen, dunkelgrünen Hyaloklastiten und grünen Tuffiten, in die an einer Stelle ein Gang basaltischer Zusammensetzung eingedrungen ist. Der Mineralbestand der Tuffe und Hyaloklastite besteht in unterschiedlichen Anteilen aus Albit, Chlorit (Fe-reicher Rhipidolith), Hämatit, Magnetit, Rutil, Quarz, Serizit, Siderit, Apatit, Epidot und Illit. Die Ausgangszusammensetzung der Schmelze, die die Tuffe, Hyaloklastite und den Gang geliefert hat, war alkali-olivin-basaltisch. Eine Kristallisation von Olivin, Plagioklas und Klinopyroxen, die im Laufe der Differentiation in der Magmakammer einsetzte, läßt sich aus einem Ti-Zr-Diagramm ablesen. Eine daran anschließend einsetzende Kristallisation von Magnetit spielte bei der Bildung der violetten Aschentuffe eine wichtige Rolle. Phreatomagmatische Prozesse waren für die Bildung der Pyroklastite und Hyaloklastitströme mit verantwortlich. Große Teile der Schmelze erstarrten als Gesteinsglas, das aufgrund der Palagonitisation in Chlorit umgewandelt wurde. Damit waren sekundäre chemische Austauschprozesse verbunden, während welcher sich der jetzt vorliegende spilitsche Mineralbestand bildete. Die Eisenhutschiefer sind Förderprodukte von Intraplatten-Basalten, die wahrscheinlich während des Silurs in einem Dehnungsbereich auf gedünnter kontinentaler Kruste auftraten. Es könnte sich hierbei um einen von einem Flachmeer überfluteten kontinentalen Graben oder um einen passiven Kontinentrand gehandelt haben.

Petrography, X-Ray Investigations and Geochemistry of the Eisenhutschiefer Series (Gurktal Alps, Carinthia)

Abstract

In the vicinity of the Eisenhut Mountain (Gurktal Nappe, Eastern Alps) the Eisenhutschiefer-Series consists of weakly metamorphosed lilac-coloured ash tuffs, dark-green hyaloclastites and green tuffites which are cut through in one place by a dike of basaltic composition. Mineralogically the tuffs and hyaloclastites consist of albite, chlorite (Fe-rich ripidolite), hematite, ma-

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Min. FRANZ KERNER, Institut für Mineralogie, Eberhard-Karls-Universität, Wilhelmstraße 56, D-7400 Tübingen 1; Univ.-Prof. Dr. JÖRG LOESCHKE, Institut für Geologie und Paläontologie, Eberhard-Karls-Universität, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen 1.

gnetite, rutile, quartz, sericite, siderite, apatite, epidote and illite. The melt which yielded the tuffs, the hyaloclastites and the dike had an alkali-olivine basaltic composition. A Ti-Zr diagram shows that crystallization of olivine, plagioclase and clinopyroxene took place during differentiation in the magma chamber. After that crystallization of magnetite occurred which played an important part during the formation of the lilac-coloured ash tuffs. Phreatomagmatic processes were partly responsible for the formation of the tuffs and hyaloclastites. Greater amounts of the melt solidified as glass which was altered into chlorite during palagonitization later on. Secondary chemical alterations were connected with these processes and a spilitic mineral assemblage was formed. The Eisenhutschiefer-Series is the result of intra-plate volcanic activity which occurred in a tensional tectonic regime on thinned continental crust during the Silurian. The tectonic regime may have been similar to a continental rift system flooded by the sea or to a passive continental margin.

1. Einleitung

Im Rahmen einer Neubearbeitung der altpaläozoischen Vulkanite der Gurktaler Alpen im Bereich des Nock-Gebietes und der Turracher Höhe (MULFINGER, 1986; GIESE, 1988; KLEFE, 1988) wurden auch die Eisenhutschiefer mineralogisch-petrographisch untersucht. Die Untersuchungen sollten die Arbeiten von STOWASSER (1956), BECK-MANNAGETTA (1959), PISTOTNIK (1980) und NEUBAUER & PISTOTNIK (1984) ergänzen.

Im Bereich des Eisenhutes (Abb. 1) liegt über dem mittelostalpinen Kristallin (Glimmerschiefer und Orthogneise) transgressiv das Stangalm-Mesozoikum. Darüber folgt die Überschiebung der oberostalpinen Gurktaler Decke. Letztere umfaßt das Turracher Oberkarbon, den Gurktaler Quarzphyllit und die Eisenhutschiefer. Die Gurktaler Decke wird in zwei Teildecken untergliedert und zwar in die tiefere, höher metamorphe Murauer Decke und die höhere, niedriger metamorphe Stolzalpen-Decke (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). Ein Rest der Murauer Teildecke, die sogenannte Phyllonit-Zone (PISTOTNIK, 1980, siehe Abb. 1), konnte in dem untersuchten Gebiet trotz sorgfältiger Kartierung nicht nachgewiesen werden. Die Eisenhutschiefer gehören zur Stolzalpen-Decke. Es wurden 24 Proben geochemisch auf Haupt- und Spurenelement-Gehalte mit der Röntgenfluoreszenz-Analyse nach den Methoden von NORRISH & CHAPPEL (1977) und 6 Proben röntgenographisch untersucht. Die Untersuchungen erfolgten im Rahmen einer Diplomarbeit, die von F. KERNER (1990) angefertigt und von J. LOESCHKE vergeben und betreut wurde.

2. Petrographie und Röntgenographie der Eisenhutschiefer

Wie aus Abb. 2 hervorgeht, liegt über dem Stangalm-Mesozoikum tektonisch das Oberkarbon. Dieses wird vom Gurktaler Quarzphyllit überschoben. Die Eisenhutschiefer liegen durch eine Überschiebung getrennt auf dem Quarzphyllit und stellen die höchste tektonische Einheit dar. Da sie wahrscheinlich ein silurisches Alter haben (HÖLL, 1970; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984), muß das Oberkarbon im untersuchten Gebiet in inverser Position unter die Quarzphyllite und Eisenhutschiefer eingefaltet und überschoben worden sein. Die Eisenhutschiefer selbst zeigen allerdings an zwei Stellen aufgrund von Gradierungen in den violetten Aschentuffen eine normale Lagerung an. Ob diese normale Lagerung für die ganze Abfolge der Eisenhutschieferserie gilt, ist unklar, da die Eisenhutschiefer stellenweise isoklinal verfaltet sind. Die Abfolge ist mit Sicherheit tektonisch reduziert, so daß keine Originalmächtigkeiten angege-

ben werden können. Hinsichtlich der Abfolge der variskischen und alpidischen Deformationen wird auf von GOSEN (1982) und von GOSEN et al. (1985) verwiesen.

Die Eisenhutschiefer bestehen aus schwach metamorph überprägten Tuffen und Tuffiten, innerhalb welcher man violette Aschentuffe, Lapillituffe, Hyaloklastite und grüne Tuffite unterscheiden kann. Laven treten nicht auf. Der Eisenhut zeigt somit einen Ausschnitt aus einem ehemaligen Vulkangebäude, das überwiegend aus Pyroklastiten besteht. Die Eisenhutschiefer sind durchwegs sehr feinkörnig ausgebildet. Eine Bestimmung ihrer mineralogischen Zusammensetzung an Hand von Dünnschliffen ist deshalb nur sehr schwer möglich. Röntgenbeugungsaufnahmen von Gesteinspulvern bieten dagegen zum einen die Möglichkeit, die gesteinsbildenden Minerale zu bestimmen. Zum anderen kann man mit Hilfe solcher Diffraktometer-Aufnahmen die genaue chemische Zusammensetzung der bestimmten Mineralphasen ermitteln.

2.1. Methodik und Aufbereitung

Die röntgenographische Untersuchung der Eisenhutschiefer wurde mit Hilfe eines Röntgendiffraktometers in Bragg-Brentano-Geometrie durchgeführt. Die Messung erfolgte mit monochromatischer Cu-K α -Strahlung. Zur Unterdrückung der Fluoreszenzstrahlung, die als Folge der hohen Fe-Gehalte der Proben zu erwarten war, wurde ein Ni-Filter verwendet. Zusätzlich war vor dem Zählrohr ein Monochromator postiert. Als Ausgangsmaterial für die Proben wurde ein sehr feinkörniges Gesteinspulver hergestellt, um die für eine statistische Orientierung der Mineralkörner notwendige kleine Korngröße zu gewährleisten. Bei der Präparation mußte darauf geachtet werden, daß die Texturierung der Probe und die damit verbundene Überhöhung von Basisreflexen der Schichtsilikate möglichst vermieden wird.

2.2. Violette Aschentuffe

Die violetten Aschentuffe bilden den Gipfel des Eisenhutes (Abb. 2). Es sind feinkörnige, violett-glänzende, schiefrige Gesteine, die ihre Färbung durch einen relativ hohen Hämatitgehalt erhalten. Weitere Hauptbestandteile sind Feldspäte, Chlorit und Ti-Minerale.

Feldspäte

Die Gitterkonstanten der Feldspäte und somit auch die Lage der Röntgenreflexe im Pulverdiagramm zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung und der Al,Si-Verteilung in den SiO₄-Tetraedern.

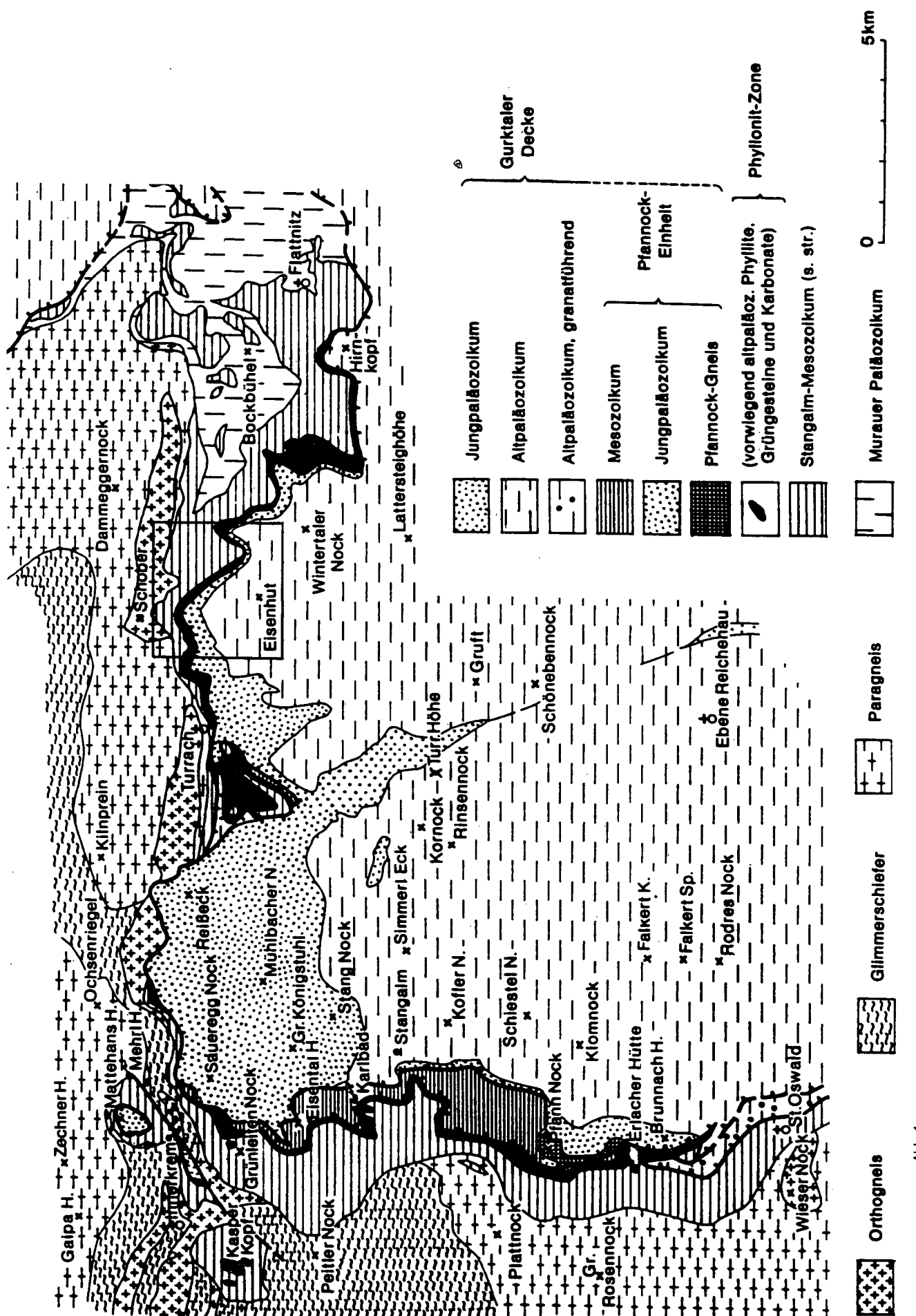


Abb. 1. Vereinfachte geologische Karte der nordwestlichen Gurgentaler Alpen nach PISTOTNIK (1980), die die Lage des Untersuchungsgebietes zeigt (schwarz umrandet).

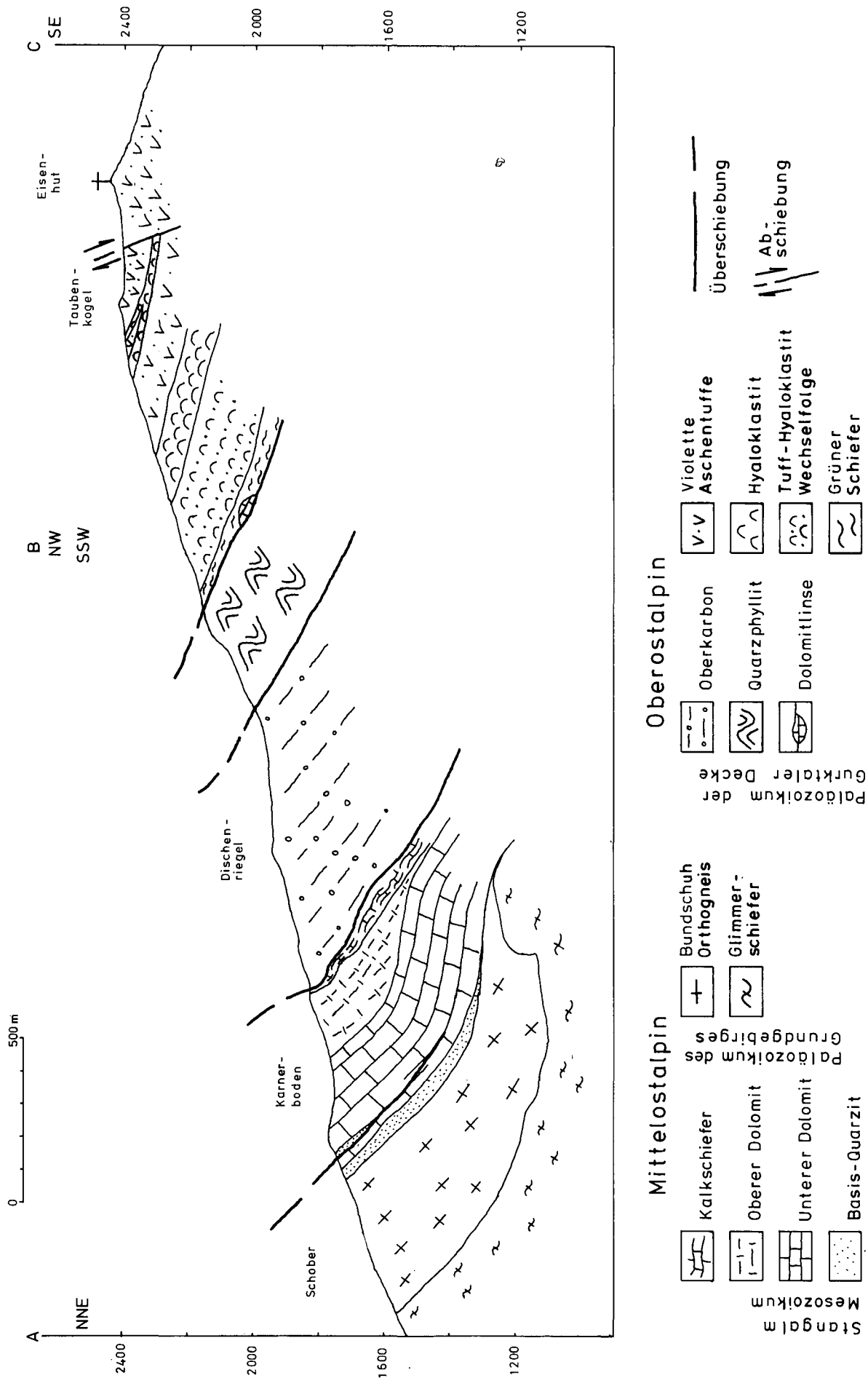


Abb. 2. Geologisches Profil durch den Nordwestrand der Gorktaler Decke am Eisenhut nach KERNER (1990).

Alkalifeldspäte

Die Auswertung des Röntgendiagramms der violetten Aschentuffe zeigt, daß die Feldspäte in ihrer Tieftemperatur-Modifikation vorliegen. Diese ist durch eine geordnete Verteilung von Al und Si in den Tetraederlücken gekennzeichnet und hat eine triklone Symmetrie, wie sie z.B. beim Mikroklin auftritt, zur Folge. Die ursprünglich vorhanden gewesene Hochtemperatur-Modifikation der Feldspäte und die damit verbundene monokline Symmetrie ging durch Platzwechselforgänge zwischen Al und Si verloren. Obwohl die Platzwechselfgeschwindigkeit sehr gering ist, treten in der Natur meist keine intermediären Triklinitäten auf, sondern es werden entweder monokline Sanidine oder triklone Mikrokline beobachtet. Als Maß der Triklinität wurde nach GOLDSMITH & LAVES (1954) die Aufspaltung des Linienpaares 131 und $\bar{1}\bar{3}1$ untersucht. Aufgrund dieser Untersuchung ergibt sich die beste Übereinstimmung mit einem „low“-Albit der ASTM-Kartei mit der Nummer 9-466. Daneben können die nach TRÖGER (1969) diagnostisch wichtigen Reflexe für Mikroklin festgestellt werden. Sein Gehalt ist allerdings sehr viel geringer als der des Albits, der den Hauptbestandteil der violetten Aschentuffe bildet.

Chemische Zusammensetzung

Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung von Alkalifeldspäten eignet sich besonders der 20 $\bar{1}$ -Reflex. Seine Lage wird durch den Al,Si-Ordnungsgrad und durch einen eventuell vorhandenen An-Gehalt nur geringfügig beeinflusst. Nach der Methode von GOLDSMITH & LAVES (1961) wird der K-Gehalt aus der Differenz zum d10 $\bar{1}0$ -Wert von Quarz ermittelt. Für den Albit der violetten Aschentuffe ergibt sich daraus ein K-Gehalt von genau Null.

Plagioklase

Auch bei den Plagioklasen muß zwischen der Hoch- und Tieftemperatur-Modifikation unterschieden werden. Sie hat einen Einfluß auf die Bestimmung des An-Gehaltes. Dazu ist die Methode nach BAMBAUER et al. (1967) besonders gut geeignet. Unter der Annahme, daß es sich um einen K-freien Feldspat handelt, wird der An-Gehalt aus der Aufspaltung des Linienpaares 131– $\bar{1}\bar{3}1$ für die jeweilige Temperatur-Modifikation ermittelt. Daraus ergibt sich ein An-Gehalt von genau Null. Somit handelt es sich bei dem in den violetten Aschentuffen vorkommenden Plagioklas um einen sehr reinen Albit, der praktisch K- und Ca-frei ist.

Chlorit

Die Chlorite werden nach TSCHERMAK (1890, 1891) in Orthochlorite und Leptochlorite unterschieden. Bei den Orthochloriten handelt es sich um Mg-Fe²⁺-Chlorite mit unterschiedlichem Mg/Fe-Verhältnis. Bei den Leptochloriten ist ein Teil des Al durch Fe³⁺ ersetzt. Bei einem Fe₂O₃-Gehalt von mehr als 4 Gew.-% spricht man von oxidierten Chloriten. Chlorite werden prinzipiell mit Hilfe ihrer 001-Reflexe bestimmt. Besonders der Basis-ebenenabstand d001 ist von hoher Signifikanz. Er wird durch die Substitution von Al für Si in den Tetraederplätzen verändert (BRINDLEY, 1961). Bei Leptochloriten muß zusätzlich noch der Fe³⁺-Gehalt berücksichtigt werden (HEY 1954). Der Fe²⁺-Gehalt kann direkt aus dem starken 060-Reflex bestimmt werden (SHIROZU, 1958).

Der Chloritgehalt der violetten Aschentuffe ist zwar als hoch einzustufen, dürfte aber dennoch deutlich un-

ter dem des Albits liegen. Im Gegensatz zu den Feldspäten sind im Chlorit viele schwere Kationen eingebaut, die eine starke Erhöhung des Absorptionskoeffizienten und somit eine Schwächung der Röntgenreflexe zur Folge haben, so daß eine quantitative Abschätzung nur ganz grob möglich ist. Bei der Auswertung der Diffraktometer-Aufnahme ergibt sich die beste Übereinstimmung mit einem Rhipidolith aus der ASTM-Kartei Nr. 7-76. Dieser Orthochlorit hat einen Fe²⁺-Gehalt von 38 Mol-% und einen Fe₂O₃-Gehalt von 2 Gew.-% laut chemischer Analyse. Der Basisebenenabstand des untersuchten Chlorites beträgt 14,12 Å. Nach BRINDLEY (1961) ergibt sich daraus ein Al-Anteil in den Tetraederlücken von knapp 1,5 Al- zu 2,5 Si-Atomen bis 1,41 Al- zu 2,59 Si-Atomen je nach angemessenem Fe³⁺-Gehalt. Aus der Lage des 060-Reflexes berechnet sich ein Fe²⁺-Gehalt von gut 30 Mol-%. Die sehr gute Übereinstimmung mit dem Rhipidolith aus der ASTM-Kartei läßt einen noch höheren Fe²⁺-Gehalt vermuten.

Bei dem in den violetten Aschentuffen auftretenden Chlorit handelt es sich demnach um einen Rhipidolith, der zur Fe-reichen Grenze hin tendiert und einen sehr hohen Al-Gehalt aufweist.

Chlorite der Diabantit-Pyknochlorit-Reihe treten nach einer hydrothermalen und schwach metamorphen Überprägung von Paläovulkaniten in Basaltmandelhohlräumen oder als Umwandlungsprodukte in der Grundmasse von Diabasen und Spiliten auf (TRÖGER, 1969). Das Vorkommen von Rhipidolith ist charakteristisch für metamorphe Gesteine der Grünschieferfazies. Sind deren Edukte basische Magmatite, dann treten bevorzugt Chlorite im Grenzbereich von Pyknochlorit bis Rhipidolith mit einem Verhältnis von Al zu Si von 1,2 zu 2,8 auf. Der hohe Al-Gehalt in dem untersuchten Chlorit ist eher für Parametamorphite charakteristisch, deren Edukte tonreiche Gesteine waren.

Hämatit

Als weiterer Hauptbestandteil tritt in den violetten Aschentuffen Hämatit auf. Sein Gehalt dürfte deutlich über dem des Chlorits liegen und in etwa dem des Albits entsprechen. Es können sämtliche für Hämatit typischen Reflexe erkannt werden. Der hohe Hämatit-Gehalt ist die Ursache für die violette Farbe der Aschentuffe.

Ti-Mineralie

Im Hinblick auf den sehr hohen Ti-Gehalt der violetten Aschentuffe (siehe Kap. 3, Abb. 9) stellte sich die Frage nach Ti-führenden Mineralen. Mikroskopisch bestimmter Leukoxen als Zersetzungsprodukt des Titanomagnetits und Ilmenits kann je nach den herrschenden Bedingungen aus Rutil, Anatas, Titanit oder Brookit bestehen. Die Auswertung der Diffraktometer-Aufnahme zeigt, daß Rutil in geringen Mengen vorhanden ist. Somit bleibt außer Hämatit auch der Chlorit für den weiteren Einbau des Titans übrig. Ein gewisser Ti-Gehalt in den Chloriten könnte die gleiche Wirkung auf den Basisebenen-Abstand haben wie hohe Fe³⁺-Gehalte bei den Leptochloriten, so daß der nach BRINDLEY (1961) bestimmte Al-Gehalt zu hoch sein könnte und eventuell korrigiert werden müßte.

*

Folgende Minerale können in den violetten Aschentuffen in der Reihenfolge abnehmender Gehalte noch

bestimmt werden: Quarz hat einen deutlichen Anteil, so daß sogar Reflexe der Intensität 10 erkannt werden können. Dies muß als Hinweis für die Beimengung epiklastischen Materials gewertet werden. Außerdem treten Serizit, Siderit, Epidot und Illit auf. Das Auftreten von Biotit wird vermutet, kann aber neben Quarz und Chlorit röntgenographisch nicht sicher nachgewiesen werden.

2.3. Hyaloklastite

Die Hyaloklastite bilden kompakte grüne Gesteine unterhalb des Gipfels des Eisenhutes und wechsellagern mit den violetten Aschentuffen. Sie sind etwas grobkörniger als die Aschentuffe ausgebildet und ähneln verschieferten Spiliten. Mikroskopisch erkennt man, daß sie aus zahlreichen basischen Vulkanitbruchstücken bestehen (Abb. 3), die chloritisiert, serizitisiert und karbonatisiert sind. Es handelt sich hierbei um sekundär veränderte, ehemalige Basalt-Bruchstücke, die im wesentlichen aus Albit, Chlorit und Erz bestehen und somit eine spilitische Zusammensetzung haben. Untergeordnet treten Chlorit-Pseudomorphosen nach Mafit-Einsprenglingen (Pyroxen/Olivin) und Apatit auf. Die Gesteine stellen submarine Hyaloklastitströme dar, die vorwiegend aus ehemaligen Glasbruchstücken basaltischer Zusammensetzung bestehen und sich durch die Abschreckung der Schmelze mit Meerwasser bildeten.

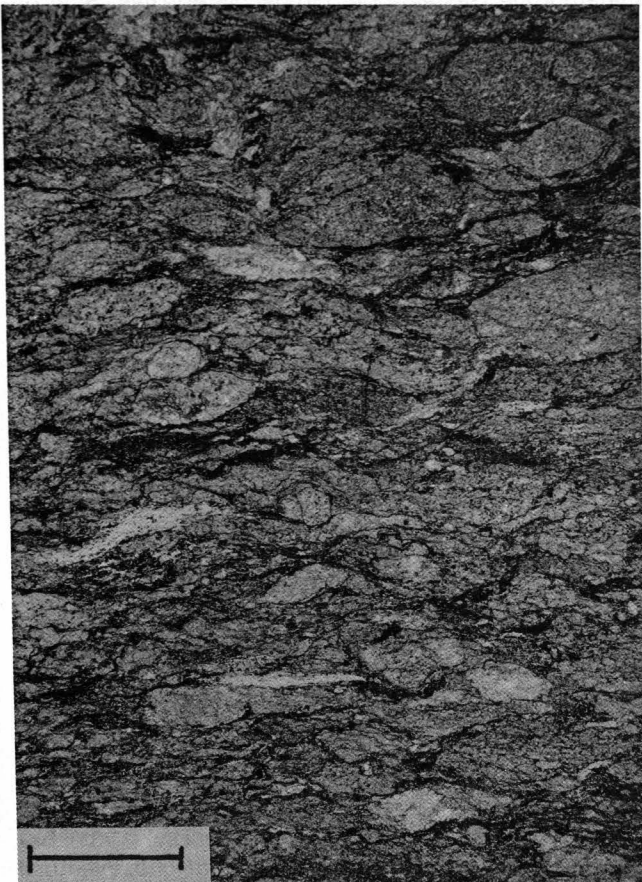


Abb. 3.
Dünnschliff-Photographie der Hyaloklastite.
Unterschiedlich stark pigmentierte Bruchstücke stellen verschiedene, sekundär veränderte, ehemals basaltische Glasanteile dar.
Lokalität: Wanderweg vom Dieslingsee zum Eisenhut, 2380 ü. NN.
Maßstab 2 mm.

Dabei kann es auch zu phreatomagmatischen Prozessen kommen, die explosive Ausbrüche und die Bildung echter Pyroklastite zur Folge haben. Basaltische Gesteinsgläser unterliegen im marinen Bereich einer starken Umwandlung, die mit der Palagonitisation beginnt und deren Endstufe immer die Bildung von Chlorit ist (STAUDIGEL & HART, 1983). Damit ist eine Veränderung der chemischen Zusammensetzung verbunden, die insbesondere eine Wasseraufnahme und einen Austausch der Alkalien und Erdalkalien mit sich bringt.

Die häufigsten Minerale in den Hyaloklastiten sind Chlorit und Albit, wobei Chlorit häufiger als Albit ist. Alle anderen Minerale treten dagegen in den Hintergrund.

Chlorit

Der Chlorit in den Hyaloklastiten hat einen Basisebenenabstand von $14,12 \text{ \AA}$. Dieser entspricht exakt dem des Chlorits in den violetten Aschentuffen. Analog läßt sich daraus wieder der gleiche hohe Al-Gehalt berechnen. Der 060-Reflex liefert einen Netzebenenabstand von $1,550 \text{ \AA}$. Daraus ergibt sich ein Fe^{2+} -Gehalt von 40,5 Mol-%, d.h. daß der Chlorit in den Hyaloklastiten deutlich eisenreicher ist als der in den violetten Aschentuffen. Es handelt sich demnach um einen Fe-reichen Rhipidolith.

In den Hyaloklastiten konzentriert sich das Eisen vor allem im Chlorit im Gegensatz zu den violetten Aschentuffen, bei denen es hauptsächlich im Hämatit fixiert ist. Dies könnte eine Folge der unterschiedlichen Bildungsbedingungen beider Gesteine sein. Bei der Bildung der violetten Aschentuffe hat die Fraktionierung von Magnetit (siehe Kap. 4) eine große Rolle gespielt. Eine explosive Eruption, die zur Bildung feiner Aschen geführt hat, begünstigte die Oxidation des Eisens zu Magnetit bzw. später eine Umwandlung zu Hämatit. Hyaloklastite entstehen dagegen durch den Kontakt der Schmelze mit Meerwasser, so daß große Anteile glasig erstarren. Dieses Gesteinsglas wird dann postmagmatisch intensiv umgewandelt und liegt heute als Chlorit vor.

Feldspäte

Der Feldspatgehalt ist deutlich geringer als in den violetten Aschentuffen. Mikroklin kann nicht sicher bestätigt werden. Er kommt vermutlich nur in Spuren vor. Ansonsten tritt wieder K-freier Albit auf. Der d-Wert des $20\bar{1}$ -Reflexes beträgt $4,019 \text{ \AA}$ und entspricht somit dem Wert für reinen Albit. Die Aufspaltung des Linienpaares $131-131$ liefert zwei Werte und läßt ein Gemisch aus reinem Albit und etwas Albit mit einem An-Gehalt von ca. 4 Mol-% erkennen.

Hämatit und Magnetit

Hämatit tritt mit deutlich geringerem Gehalt als in den violetten Aschentuffen auf. Dafür kann aber Magnetit an Hand der drei stärksten Reflexe erkannt werden.

Weitere Minerale

In der Flanke des Serizit-Basisreflexes treten drei weitere kleine aufgesetzte Reflexe bei $9,94 \text{ \AA}$, $10,014 \text{ \AA}$ und $10,210 \text{ \AA}$ auf. Dabei handelt es sich um die Basisreflexe eines weiteren 10 \AA -Glimmers, und zwar eventuell um Biotit.

Deutlich höher als in den violetten Aschentuffen liegt der Serizit-Gehalt. Serizit entsteht hauptsächlich durch den Zerfall der Feldspäte, so daß für die Hyaloklastite mit einem primär höheren Feldspatgehalt gerechnet

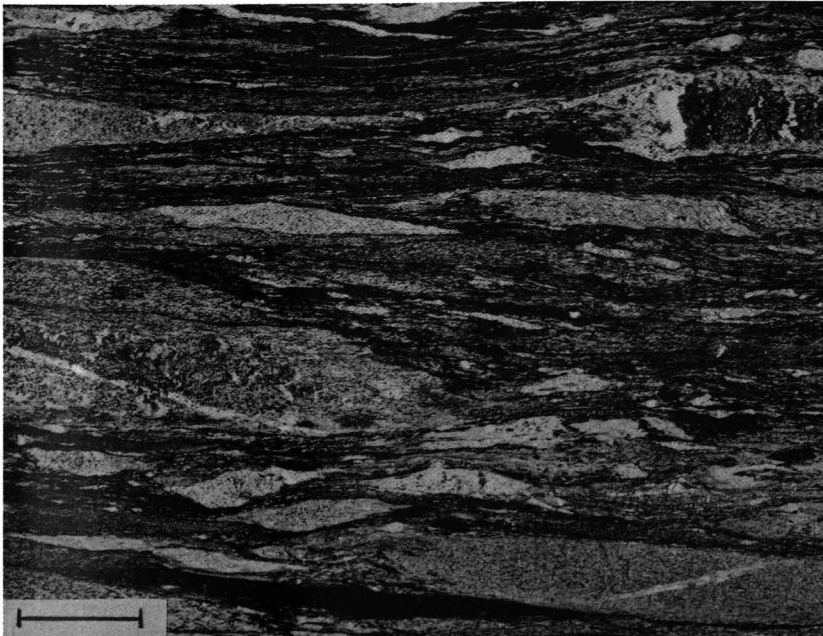


Abb. 4.
Dünnschliff-Photographie eines Lapillituffes.
 Die einzelnen Lapilli sind deutlich geplättet und gelängt. Sie liegen in einer Matrix, die in der Zusammensetzung den violetten Aschentuffen entspricht.
 Lokalität: Taubenkogel 300 m nordwestlich des Eisenhutes.
 Maßstab: 2 mm.

werden muß. Die An-Komponente der ehemaligen Feldspäte spiegelt sich im Epidot-Gehalt wider, der höher als bei den violetten Aschentuffen ist.

Außerdem können Siderit und Spuren von Kalzit erkannt werden. Der Quarz-Gehalt ist im Gegensatz zu dem der violetten Aschentuffe sehr gering. Es kann nur der stärkste Reflex der Intensität 100 erkannt werden, so daß die Beimengung epiklastischen Materials, wenn überhaupt, nur als sehr gering einzustufen ist. Quarz kann sich auch bei der Chloritisierung der Pyroxene neu gebildet haben. Schließlich tritt noch Illit auf.

2.4. Lapillituffe

Nordwestlich des Eisenhutes treten im Bereich des Taubenkogels ein bis zwei Meter mächtige Lagen von Lapilli-Tuffen auf, die sich deutlich von den Hyaloklastiten unterscheiden. Sie führen bunte, schwach gerundete Komponenten, die in einer grauen, sehr feinkörnigen Matrix liegen. Die Komponenten sind tektonisch geplättet und gelängt (Abb. 4). Es handelt sich um karbonatisierte Fragmente, um Feldspat-Quarz-Karbonat-Aggregate, Chlorit-Erz-Fetzen und Fetzen, die aus reinem Chlorit bestehen. Die Komponenten stellen wahrscheinlich alle mehr oder weniger stark veränderte Lapilli ehemals basaltischer Zusammensetzung dar.

2.5. Grüne Tuffite

Im Hangenden der violetten Aschentuffe treten am Südost-Abhang des Eisenhutes feinkörnige, grüne Gesteine auf, die als Tuffite angesprochen werden können. Mineralogisch bestehen sie aus Chlorit, Quarz und Albit.

Chlorit

Es tritt wie bei den anderen Gesteinen ein Fe-reicher Rhipidolith auf. Der 060-Reflex liefert einen d-Wert von 1,554 Å. Dieser entspricht einem Fe²⁺-Gehalt von genau 50 Mol-%. Der Netzebenenabstand der Basisebene beträgt 14,07 Å. Daraus errechnet sich ein extrem hoher Al-Anteil von 1,65 Al- zu 2,35 Si-Atomen in den

Tetraederplätzen. Im chemischen Variationsdiagramm der Chlorite nach TRÖGER (1969) existieren Fe-reiche Rhipidolithe nur bis zu einem Verhältnis von Al zu Si von 1,60 zu 2,40. Somit ist der mit Hilfe des Basisebenenabstandes bestimmte Al-Gehalt in dem Rhipidolith höher als das in TRÖGER (1969) angegeben ist. Selbst wenn man annimmt, daß der für Orthochlorite maximale Fe₂O₃-Gehalt von 4 Gew.-% vorliegt, würde sich das Verhältnis nur auf 1,59 Al zu 2,41 Si verändern. Der grüne Tuffit besteht demnach zum größten Teil aus einem Fe-reichen Rhipidolith, der einen extrem hohen Al-Gehalt aufweist.

Quarz

Quarz ist mit einem sehr hohen Anteil in dem grünen Tuffit vertreten. Dies bestätigt, daß der Anteil an epiklastischen Beimengungen sehr hoch ist.

Feldspäte

Der Feldspatgehalt ist etwas geringer als derjenige der Hyaloklastite. Mikroklin tritt nicht auf. Die Lage des 20 $\bar{1}$ -Reflexes bei $d = 4,025 \text{ \AA}$ und des 10 $\bar{1}0$ -Reflexes für Quarz liefert einen K-Gehalt von exakt Null. Die Aufspaltung des Linienpaares 131-131 liefert einen An-Gehalt von ebenfalls Null, so daß reiner Albit vorliegt.

Weitere Minerale

Ca-haltige Minerale treten nur in Spuren auf. So können Calcit und Epidot gerade noch bestätigt werden. Auch Siderit tritt in Spuren auf. Als Erz kann nur Hämatit nachgewiesen werden. Der Serizit-Gehalt ist deutlich geringer als in den Hyaloklastiten und entspricht knapp dem in den violetten Aschentuffen. Außerdem können Spuren von Illit erkannt werden.

2.6. Grüne Schiefer

An der tektonischen Basis der Eisenhutschiefer tritt über dem Quarzphyllit ein Band grüner Schiefer auf (Abb. 2). Die Überschiebung selbst ist dort durch das Auftreten von Eisendolomit-Linsen markiert, die sich zwischen die grünen Schiefer und den Quarzphyllit einschalten. Die grünen Schiefer werden zu dem Komplex

der Eisenhutschiefer gerechnet. Sie bestehen im wesentlichen aus Quarz und Chlorit. Der Albit-Gehalt ist niedrig, dafür tritt aber ein hoher Serizit-Gehalt auf.

Der Chlorit besteht aus Fe-reichem Rhipidolith. Die Feldspäte bestehen aus verschiedenen Varietäten (Plagioklas mit 3, 17, 19 und 24 Mol-% Anorthit). Außerdem finden sich in geringen Mengen Epidot, Siderit, Hämatit und Illit. Bei dem Gestein handelt es sich wahrscheinlich um ein toniges Sediment, das geringe Anteile ehemals basaltischer Asche enthält (siehe Kap. 3, Abb. 5).

2.7. Metamorphosegrad

Angaben über den exakten Metamorphosegrad der Eisenhutschiefer können nicht gemacht werden, da die Illit-Kristallinität nicht speziell bestimmt wurde. Die vorliegende Mineralparagenese Albit-Rhipidolith-Illit-Serizit-Epidot und das eventuelle Auftreten von Biotit sprechen für den Übergang von der sehr niedrig-gradigen zur niedrig-gradigen Metamorphose nach WINKLER (1979). Biotit kann nach WINKLER (1979, S. 212) auch schon in der sehr niedrig-gradigen Metamorphose auftreten. An sich ist dort das Auftreten von Stilpnomelan typischer. Letzterer konnte aber röntgenographisch nicht nachgewiesen werden. Der Metamorphosegrad entspricht wahrscheinlich demjenigen der Eisenhutschiefer auf der Turracher Höhe, der von GIESE (1988) mit der höher-temperierten Anchizone angegeben wird.

3. Geochemie der Eisenhutschiefer

Von den Eisenhutschiefern wurden 24 Proben auf Haupt- und Spurenelemente hin untersucht, und zwar wurden 15 Hyaloklastite, 4 violette Aschentuffe, 2 grüne Tuffite und 2 grüne Schiefer analysiert. Hinzu kam eine Probe eines Ganges basaltischer Zusammensetzung, der südlich des Eisenhutes am Rapitzsattel auftritt.

3.1 Sekundäre Stoffverschiebungen

Sekundäre Stoffverschiebungen, die bei der hydrothermalen und metamorphen Überprägung basischer Pyroklastite immer auftreten, wurden mit Hilfe von Variationsdiagrammen überprüft, bei welchen Haupt- und Spurenelementgehalte gegen die entsprechenden Zr-Gehalte aufgetragen wurden (KERNER, 1990). Zr gilt als immobiles Element, das zugleich auch als Indikator für den Differentiationsgrad einer basaltischen Schmelze dienen kann, da der Zr-Gehalt mit zunehmender Differentiation zunimmt. Aus den Variationsdiagrammen, die hier im einzelnen nicht wiedergegeben sind, geht hervor, daß sich die Elemente Na, K, Mg, Ca, Rb und Sr stark mobil verhalten und die Elemente P, Ti, Nb und Y weitgehend immobil sind. Letztere spiegeln somit die primärmagmatische Zusammensetzung wieder.

Das Verhalten der Hauptelementgehalte in Abhängigkeit vom Glühverlust wurde ebenfalls untersucht. Hydrothermale Umwandlung und niedriggradige Metamorphose führen bei basischen Pyroklastiten zu einer Zunahme von H_2O und CO_2 . So muß vor allem für die

Chloritisierung des Gesteinsglases bzw. der mafischen Minerale und die Saussuritierung der Plagioklase Wasser aufgenommen werden. Für die Bildung von sekundärem Karbonat wird CO_2 benötigt. Der jetzt vorliegende Mineralbestand von Na-reichem Plagioklas bzw. Albit, Chlorit, Epidot, Serizit und Karbonat ist typisch für Spilitite. Der Glühverlust stellt dabei ein Maß für den Grad der Spilitisierung dar. Wie die Untersuchungen, die hier im einzelnen nicht wiedergegeben werden, zeigen, sind die TiO_2 - und P_2O_5 -Gehalte nur wenig durch diesen Prozess verändert worden. Bedingt gilt das auch für den Fe_2O_3 (gesamt)-Gehalt. Unterschiedlich ist das Verhalten der Alkalien und Erdalkalien. Der CaO-Gehalt nimmt bei erhöhtem Glühverlust stark zu. Dies ist ein Hinweis auf eine sekundäre Karbonatisierung. Daneben ist Ca auch an den Epidot gebunden. Die Na_2O - und K_2O -Gehalte nehmen bei erhöhtem Glühverlust ab. Na kann nur an den Albit gebunden werden. Ein eventuell vorhandener Überschuß wird nicht in die wasserhaltigen Schichtsilikate eingebaut und muß demnach abgeführt werden. K wird dagegen zwar in den Serizit eingebaut. Dieser tritt aber bei weitem nicht so häufig auf wie der Chlorit, in dem das K-Atom keinen Platz findet. Überschüssiges K muß deshalb ebenfalls abgeführt werden. Die positive Korrelation des MgO-Gehaltes mit dem Glühverlust zeigt, daß der für die Eisenhutschiefer ausschlaggebende sekundäre Veränderungsprozess derjenige der Chloritisierung gewesen ist.

3.2. Einfluß epiklastischer Beimengungen

Der Einfluß epiklastischer Beimengungen kann mit Hilfe eines Ni-TiO₂-Diagrammes nach WINCHESTER & MAX (1982) untersucht werden (Abb. 5). Daraus geht hervor, daß die Proben der grünen Schiefer und auch eine Probe des feinen grünen Tuffits in oder nahe an das Feld der Sedimente fallen und somit stark epiklastisch beeinflusst sind. Dies zeigten auch die Röntgen-

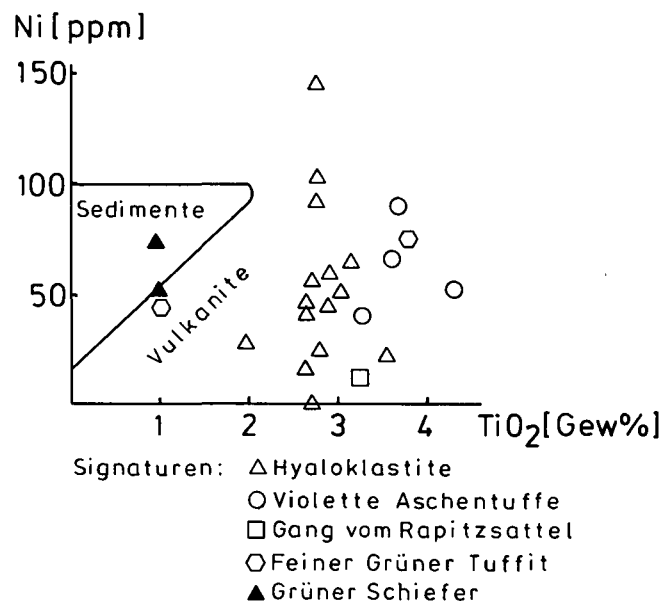


Abb. 5. Ni-TiO₂-Diagramm nach WINCHESTER & MAX (1982) für die Eisenhutschiefer, das Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen Sedimenten und Vulkaniten zeigt.

Diagramme. Die feinen grünen Tuffite und die grünen Schiefer werden deshalb bei den weiteren geochemischen Überlegungen nicht berücksichtigt. Die Proben der Hyaloklastite, violetten Aschentuffe und des Ganges vom Rapitzsattel liegen im Feld der Vulkanite. Auch wenn bei den Pyroklastiten eine geringfügige epiklastische Beeinflussung nicht ausgeschlossen werden kann, so können diese Proben doch zur Klassifikation und Genese des Magmas herangezogen werden, von dem sie abzuleiten sind.

3.3. Klassifikation

Zur Klassifikation der primärmagmatischen Zusammensetzung der Schmelze, die die Pyroklastite der Eisenhutschieferserie geliefert hat, werden die immobilen Spurenelemente Ti, P, Zr, Nb und Y herangezogen, weil die meisten Hauptelemente als mobil gelten können und somit die primärmagmatische Zusammensetzung nicht wiedergeben. Aus dem TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1975), das in Abb. 6 dargestellt ist, ist zu ersehen, daß die meisten Proben im Feld der Alkali-Basalte liegen, nur eine Probe der Hyaloklastite fällt in das Feld der tholeiitischen Basalte. Die Abb. 7 zeigt das Zr/ TiO_2 -Nb/Y-Diagramm von FLOYD & WINCHESTER (1978), das zur Klassifikation von metamorph überprägten Vulkaniten und Tuffen herangezogen wird. Alle Probenwerte fallen darin in die Felder von Alkaligesteinen. Die violetten Aschentuffe und drei Proben der Hyaloklastite sind demnach von Alkali-Basalten abzuleiten. Die restlichen Probenwerte fallen einerseits in das Feld der Trachyandesite. Diese Lage kann durch eine Differentiation der Ausgangsschmelze in Richtung Hawaii-Trachyt erklärt werden. Andererseits fallen manche Proben in das Feld der Basanite und Nephelinite. Auch hier könnte eine Differentiation eines alkalibasaltischen Magmas in Richtung SiO_2 -untersättigter Gesteine angenommen werden. Die beiden Diagramme zeigen, daß die untersuchten Gesteine (eventuell mit einer Ausnahme) Tuffe von Alkalibasalten oder deren Differentiaten sind.

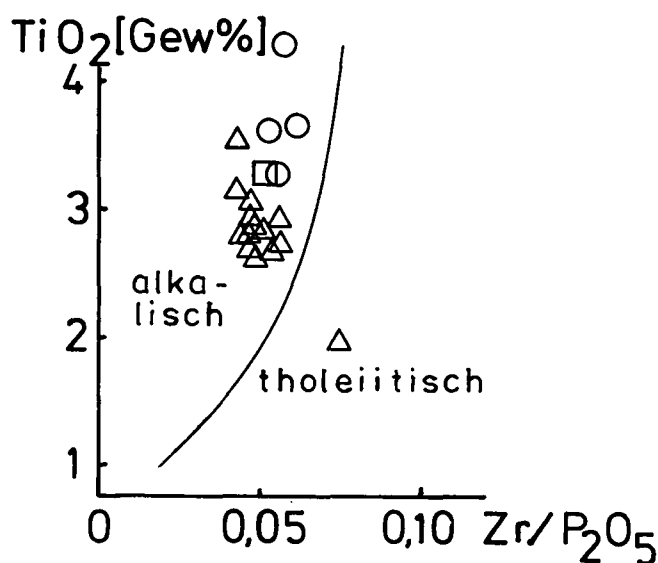


Abb. 6. TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1975) für die Eisenhutschiefer zur Unterscheidung von alkalischen und tholeiitischen Basalten. Symbole siehe Abb. 5.

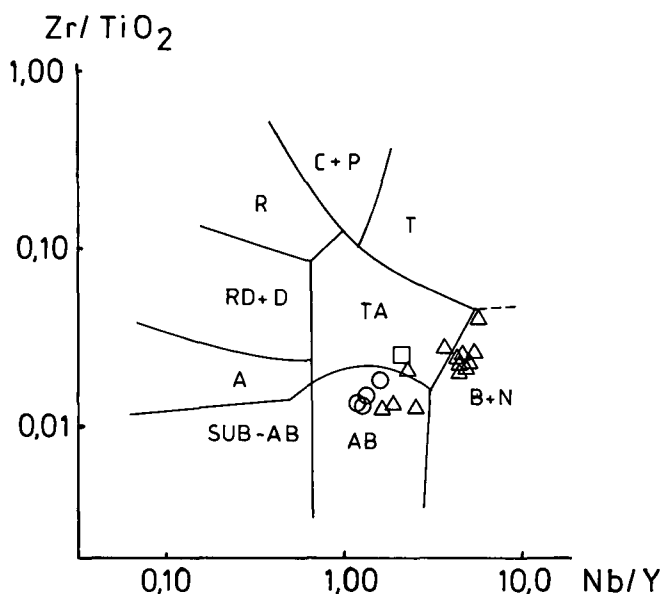


Abb. 7. Zr/ TiO_2 -Nb/Y-Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1978) zur Klassifikation der Eisenhutschiefer. R = Rhyolithe; RD + D = Rhyodazite und Dazite; A = Andesite; SUB-AB = subalkalische Basalte; AB = Alkali-Basalte; TA = Trachyandesite; B + N = Basanite und Nephelinite; T = Trachyte; C + P = Comendite und Pantellerite. Symbole siehe Abb. 5.

4. Geotektonische und petrogenetische Schlußfolgerungen

Vulkanische Gesteine sind im heutigen Erdbild an divergierende und konvergierende Plattengrenzen gebunden. Sie treten auch in kontinentalen Gräben und im kontinentalen und ozeanischen Intraplattenbereich auf (FRISCH & LOESCHKE, 1986). Im Paläozoikum kann man mit ähnlichen plattentektonischen Prozessen wie heute rechnen. Für paläogeographische Fragestellungen ist es deshalb von Interesse, auch die ehemalige geotektonische Position vulkanischer Serien wie der Eisenhutschieferserie zu diskutieren. Dies geschieht mit Hilfe verschiedener Element-Variations-Diagramme, von denen hier zwei wiedergegeben werden (Abb. 8 und 9).

In Abb. 8 ist das Verhältnis der Element-Gehalte von Sr, K, Rb, Ba, Nb, P, Zr, Ti, Y und Cr der Eisenhutschiefer zu den entsprechenden Element-Gehalten in mittelozeanischen Rückenbasalten (MORB) dargestellt. Zum Vergleich sind die Element-Verteilungskurven von alkalischen und tholeiitischen Intraplattenbasalten nach PEARCE (1982) mit eingetragen. Das Diagramm zeigt, daß die mobilen Elemente Sr, K, Rb und Ba bei den Eisenhutschiefern stark streuen und die immobilen Elemente Nb, P, Zr, Ti und Y diese Streuung nicht in gleichem Maße zeigen. Es besteht in der dargestellten Elementverteilung eine gute Übereinstimmung mit Intraplattenbasalten, die vor allem durch die Anreicherung der immobilen Spurenelemente Nb, P, Zr und Ti gekennzeichnet ist. Cr ist in manchen Proben stark abgereichert, was auf eine Abreicherung in der Magmakammer von Chromit, Olivin und Klinopyroxen schließen läßt. Da die Elementgehalte der Eisenhutschiefer den entsprechenden Gehalten von alkalischen Intraplattenbasalten ähneln, sind die Eisenhutschiefer mit großer Wahrscheinlichkeit von alkalischen Intraplattenbasalten abzuleiten.

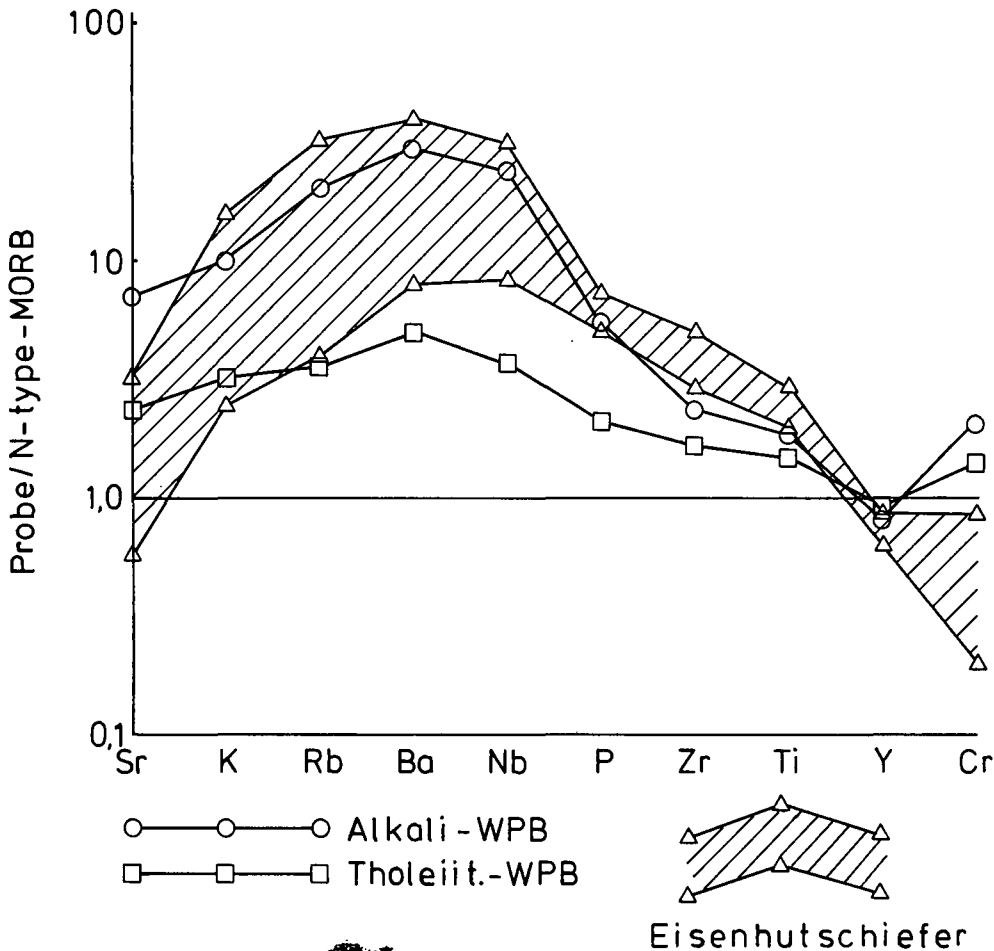


Abb. 8. Ausgewählte Haupt- und Spuren-Elementgehalte der Eisenhutschiefer normiert mit entsprechenden Gehalten von Basalten mittelozeanischer Rücken (= N-type MORB). Zum Vergleich sind die Werte von Alkali-Intraplattenbasalten (= Alkali-WPB; WPB = „Withinplate Basalt“) und tholeiitischen Intraplattenbasalten (= Tholeiit. WPB) nach PEARCE (1982) mit angegeben.

Weitere Anhaltspunkte für die ehemalige geotektonische Position und auch für die Petrogenese der Eisenhutschiefer liefert die Abb. 9 nach PEARCE (1982). Dort ist der Ti- gegen den Zr-Gehalt aufgetragen. Es sind drei Felder unterschiedlicher vulkanischer Gesteine dargestellt, und zwar Basalte mittelozeanischer Rücken (MORB), Vulkanite konvergierender Plattengrenzen (VA = „Volcanic Arc“) und Vulkanite aus dem Intraplattenbereich (WP = „Within-Plate“). Die schräg von links unten nach rechts oben verlaufende Linie trennt die Basalte (oben) von höher differenzierten Vulkaniten (unten). Die Proben der Eisenhutschiefer liegen alle im

Feld der Intraplattenlavten. Die violetten Aschentuffe und Hyaloklastite zeigen dabei gleichzeitig einen Differentiationstrend von Basalten zu höher differenzierten Vulkaniten an. Dieser Differentiationstrend ist zunächst durch zunehmende Ti-Gehalte (oberhalb der schräg verlaufenden Linie) und danach durch abnehmende Ti-Gehalte charakterisiert. Die Zr-Gehalte nehmen dabei zu. Daraus ist eine zunächst einsetzende Auskristallisation von Olivin, Klinopyroxen und Plagioklas abzulesen (PEARCE & NORRY, 1979), was zu einer Zunahme von Ti und Zr in der Schmelze führt, da sich diese Elemente gegenüber Olivin und Plagioklas inkompatibel und ge-

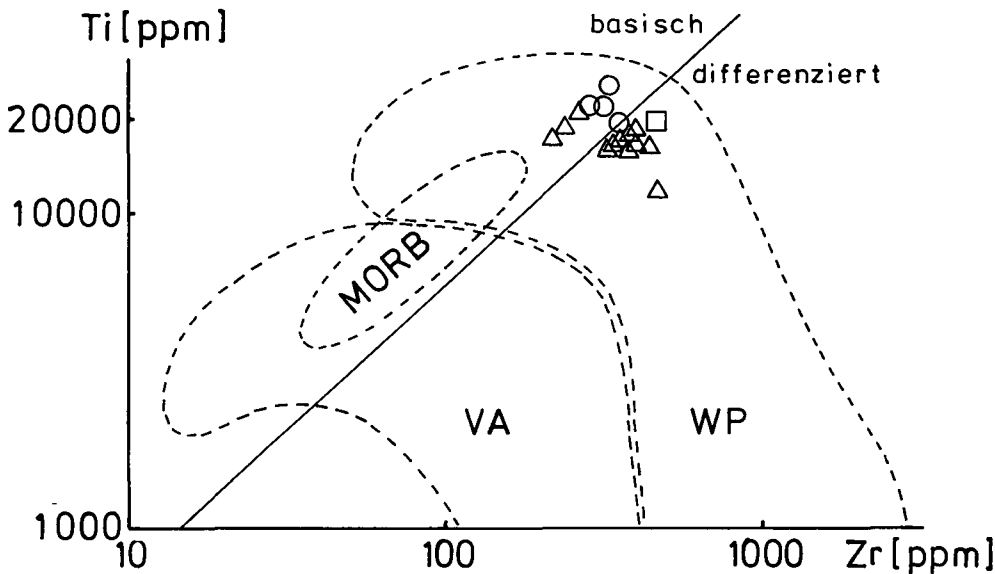


Abb. 9. Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE (1982) für die Eisenhutschiefer. MORB = Basalte mittelozeanischer Rücken; VA = Vulkanite konvergierender Plattengrenzen („Volcanic Arc“); WP = Intraplatten-Vulkanite („Within-Plate“). Symbole siehe Abb. 5.

genüber Klinopyroxen weitgehend inkompatibel verhalten. Im weiteren Verlauf der Abkühlung der Schmelze setzt die Kristallisation von Titanomagnetit ein, was an der Abnahme des Titan-Gehaltes zu erkennen ist. Die Fraktionierung von Magnetit scheint der Grund für die Fe-Anreicherung in den violetten Aschentuffen zu sein. Da das Erz heute in den violetten Aschentuffen ausschließlich als Hämatit vorliegt, müssen nachträgliche Oxidationsprozesse stattgefunden haben, die sich bei einer explosiven Eruption und der Fragmentierung der Lava in sehr feinkörnige Aschentuffe abgespielt haben könnten.

Die Entstehung der violetten Aschentuffe, Hyaloklastite und des Ganges vom Rapitzsattel kann man sich zusammenfassend folgendermaßen vorstellen:

- Eindringen einer alkali-olivin-basaltischen Schmelze aus dem oberen Mantel in eine Magmakammer.
- Einsetzen der Kristallisation von Olivin, Plagioklas und Klinopyroxen.
- Zusätzlich einsetzende Magnetit-Kristallisation und Abtrennung eines Teils der Schmelze, der submarin ausfließt und dabei zu Hyaloklastiten fragmentiert wird.
- Bei dem anderen Teil der Schmelze kommt es zu einer explosiven Eruption und Fragmentierung der Schmelze in feinkörnige Aschen, die wahrscheinlich durch phreatomagmatische Ereignisse bedingt ist. An der Vulkanflanke bilden sich durch Ablagerung und Umlagerung die violetten Aschentuffe.
- Ein hoher Anteil der Schmelze erstarrt bei diesen Vorgängen als Gesteinsglas, und es beginnt mit der Palagonitisierung eine umfangreiche chemische Umwandlung der Pyroklastite und Hyaloklastite.
- Schließlich intrudiert ein weiterer Teil der Schmelze als Gang in die Aschen- und Hyaloklastitlagen und zeigt seinerseits ebenfalls Differentiationserscheinungen, da im Gang am Rapitzsattel Kumulate auftreten. Der Gang könnte ein Hinweis auf die zunehmende Nähe zum Eruptionszentrum sein.

Das Auftreten von viel pyroklastischem Material im Wechsel mit Hyaloklastitströmen und das vollständige Fehlen von effusivem Material spricht für eine weitgehende explosive Vulkantätigkeit im Flachwasserbereich.

Der Intraplatten-Charakter der Eisenhutschiefer deutet auf Dehnungsvorgänge wahrscheinlich im Bereich kontinentaler Kruste hin. Es könnte sich um die Tätigkeit eines Inselvulkans entweder in einem von einem Flach-See überfluteten kontinentalen Riftbereich oder an einem passiven Kontinentalrand gehandelt haben. Hinweise für die Existenz ozeanischer Kruste fehlen. Mit den von GIESE (1988) untersuchten Eisenhutschiefern der Turracher Höhe ergeben sich viele Ähnlichkeiten.

Dank

Herrn Prof. Dr. W. BAYH, Herrn Prof. F. LIPPMANN, Herrn Prof. Dr. M. SATIR und Frau G. BARTHOLOMÄ (Institut für Mineralogie, Petrographie und Geochemie der Universität Tübingen) danken wir für die Hilfe bei der Durchführung der röntgenographischen und chemischen Analysen. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Untersuchungen dankenswerter Weise durch eine Sachbeihilfe.

Literatur

- ASTM-Kartei: Index to the powder diffraction file.- Philadelphia (American Society for Testing Materials) 1965.
- BAMBAUER, H.U., CORLETT, M., EBERHARD, E. et al.: Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. - Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **47**, 333-349, Basel 1967.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. - Jb. Geol. B.-A., **102**, 313-352, Wien 1959.
- BRINDLEY, G.W.: Chlorite minerals (Chapter VI). - In: BROWN, G. (Hrsg.): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. - S. 243-296, Norwich (Jarrold & Sons) 1961.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A.: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. - Earth Planet. Sci. Lett., **27**, 211-218, Amsterdam 1975.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A.: Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. - Chem. Geol., **21**, 291-306, Amsterdam 1978.
- FRISCH, W. & LOESCHKE, J.: Plattentektonik. - 190 S., Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft) 1986.
- GIESE, U.: Altpaläozoischer Vulkanismus am NW-Rand der Gurktaler Decke. Geologie, Petrologie, Geochemie. - 227 S., Diss. Univ. Tübingen 1988.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F.: The microcline - sanidine stability relations. - Geochim. et Cosmochim. Acta, **5**, 1-19, London 1954.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F.: The sodium content of microclines and the microcline-albite series. - Estudios Geológicos, Cursillos y Conferencias, **8**, 81-96, Madrid 1961.
- GOSEN, W. von: Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten - Österreich). - Mitt. Geol. Paläont.-Inst. Univ. Hamburg, **53**, 33-149, Hamburg 1982.
- GOSEN, W. von, HAIGES, K.-H., NEUBAUER, F. et al.: Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **127**, 693-699, Wien 1985.
- HEY, M.H.: New review of the chlorites. - Miner. Mag., **30**, 277-292, London 1954.
- HÖLL, R.: Die Zinner-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhutschiefer. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**, 201-224, Stuttgart 1970.
- KERNER, F.: Petrographie, Geochemie und Röntgenographie altpaläozoischer Vulkanite in den Gurktaler Alpen. - 105 S., unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1990.
- KLEFE, P.: Stratigraphie, Petrographie und Geochemie am Westrand der Gurktaler Decke - Das Falkertgebiet/Kärnten/Österreich. - 123 S., unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen 1988.
- MULFINGER, H.: Zur Geologie des Westrandes der Gurktaler Decke - Das Klomnockgebiet/Kärnten/Österreich. - 138 S., unveröff. Dipl. Arb. - Univ. Tübingen 1986.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. - Geol. Rdsch., **73**, 149-174, Stuttgart 1984.
- NORRISH, K. & CHAPPEL, B.W.: X-ray fluorescence spectrometry. - In: ZUSSMAN, J. (Hrsg.): Physical methods in determinative Mineralogy. - S. 201-277, London (Academic Press) 1977.
- PEARCE, J.A.: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - In: THORPE, R.S. (Hrsg.): Andesites. Orogenic andesites and related rocks. - S. 525-548, New York (John Wiley) 1982.

- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J.: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33–47, Berlin 1979.
- PISTOTNIK, J.: Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – S. 358–363, Wien (Springer) 1980.
- SHIROZU, H.: X-ray patterns and cell dimensions of chlorites. – *Miner. Journal*, **2**, 209–223, Tokyo 1958.
- STAUDIGEL, H. & HART, S.R.: Alteration of basaltic glass: mechanism and significance for the oceanic crust - sea water budget. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **47**, 337–350, New York 1983.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **99**, 75–199, Wien 1956.
- TRÖGER, W.E.: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband*. – 822 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1969.
- TSCHERMAK, G.: Chlorite group. – *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I*, **99**, 174–266, Wien 1890.
- TSCHERMAK, G.: Chlorite group. – *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I*, **100**, 29–107, Wien 1891.
- WINCHESTER, J. A. & MAX, M. D.: The geochemistry and origins of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland. – *J. geol. Soc. London*, **139**, 309–319, London 1982.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 3. Dezember 1990.