

# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

C 177 Mineralogie – Lagerstättenlehre

1965

*Horst Lange*

## **Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge**

Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie  
eklogitischer und amphibolitischer Gesteine

FFH  
C 177<sub>d</sub>



VEB DEUTSCHER VERLAG FÜR GRUNDSTOFFINDUSTRIE



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK  
FREIBERG



~~Deutsches  
Brennstoffinstitut  
Hauptlabor~~

|  |     |
|--|-----|
|  | 698 |
|--|-----|

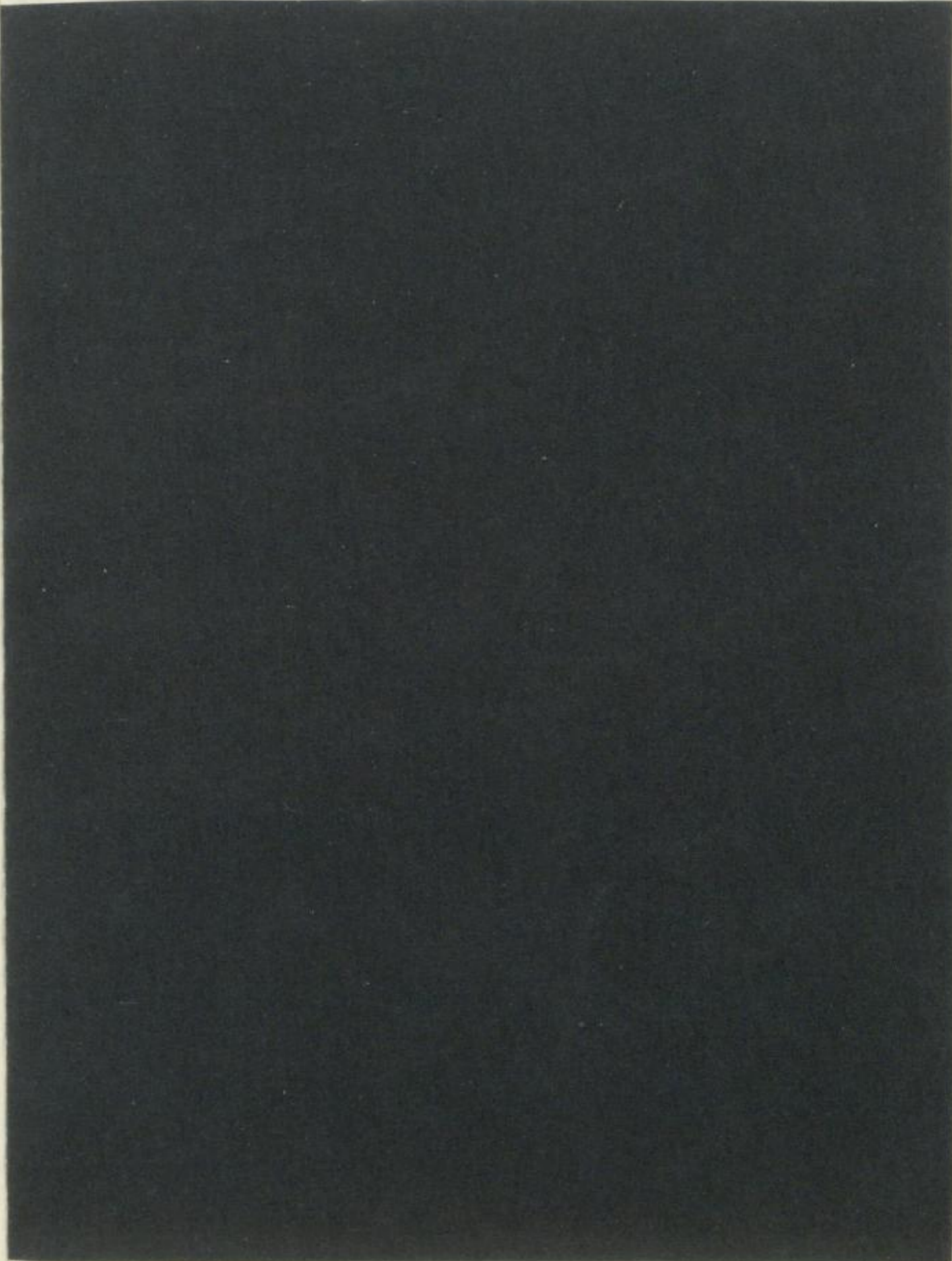


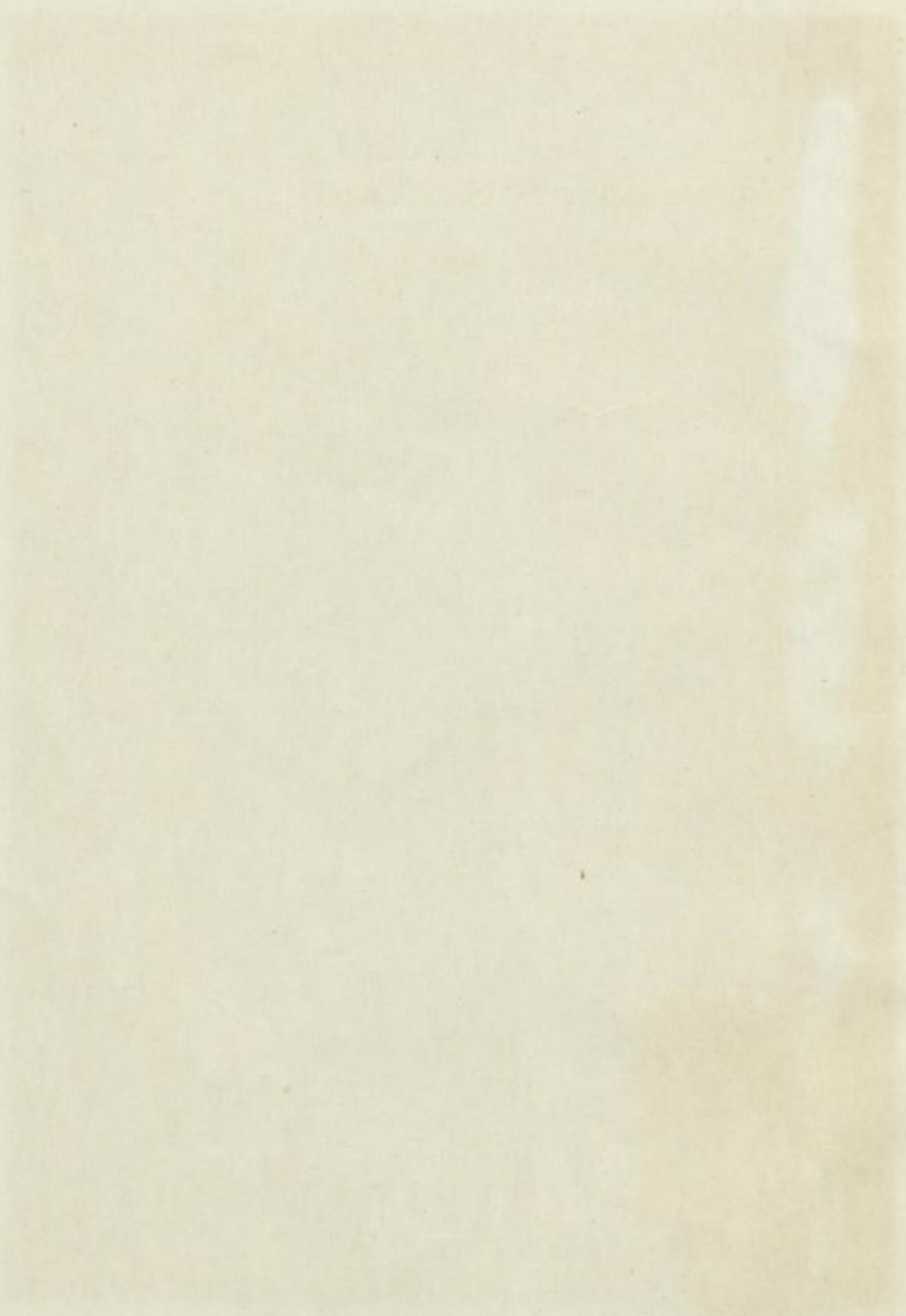
FREIBERGER FORSCHUNGSH

TU BERGAKADEMIE FREIBERG



XVI 1142.C177D





# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 177

MINERALOGIE - LAGERSTÄTTENLEHRE

## **Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge**

Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie  
eklogitischer und amphibolitischer Gesteine

Von

HORST LANGE

Mit 47 Bildern und 33 Tabellen



VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie · Leipzig 1965

Von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Bergakademie Freiberg  
genehmigte Dissertation zur Erlangung der Würde eines Dr. rer. nat.

Referent: Prof. Dr. rer. nat. habil. H. J. Rösler

Koreferent: Dr. V. Zoubek, Mitglied der Wissenschaften der ČSSR, Prag



XII 114201  
C177

Mitteilung Nr. 179 aus dem Institut für Mineralogie  
und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg.

Direktor: Prof. Dr. rer. nat. habil. H. J. Rösler

Manuskriptannahme: Bergakademie Freiberg, Arbeitsgruppe Publikationen,  
92 Freiberg, August-Bebel-Straße 5

Eingang des Manuskriptes: 16. 4. 1964

„Freiberger Forschungshefte“, Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften. Herausgeber: Der Rektor der Bergakademie Freiberg, Prof. Dr.-Ing. habil. Joachim Wrana. – Verlag: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 7031 Leipzig 31, Karl-Heine-Straße 27 (Fernruf 4 44 41). – Die Freiberger Forschungshefte erscheinen in zwangloser Folge in den Reihen A, B, C und D. Ausführliches Verzeichnis aller lieferbaren Hefte von der Bergakademie Freiberg und vom VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. – Vertrieb: In der Deutschen Demokratischen Republik durch den Buchhandel; in der Deutschen Bundesrepublik und in Westberlin durch den Buchhandel (Auslieferung KUNST UND WISSEN, Erich Bieber, Stuttgart S, Wilhelmstraße 4–6); in Österreich durch den Globus-Buchvertrieb, Wien I, Salzgries 16; im übrigen Ausland durch eine Importbuchhandlung, den Deutschen Buch-Export und -Import, GmbH, 701 Leipzig 1, Postschließfach 276, oder den Verlag. – Satz und Druck: Gutenberg Buchdruckerei und Verlagsanstalt Saalfeld (Saale), Betrieb der VOB Aufwärts V/15/5 - 0,4 - 691 – VLN 152-915/116/65. Kartengenehmigung des Mdi der DDR Nr. 753/64 – Printed in Germany – Alle Rechte vorbehalten – ES 18 F 3. 20 F 1 – EVP 23,10 MDN

## Inhalt

|          |  |    |
|----------|--|----|
|          | Vorwort . . . . .  | 7  |
| 1.       | Einleitung und Problemstellung . . . . .   | 9  |
| 2.       | Zur Nomenklatur der Metabasite . . . . .   | 11 |
| 3.       | Petrographie . . . . .   | 13 |
| 3.1.     | Bemerkungen zur Erfassung des Modalbestandes . . . . .   | 13 |
| 3.2.     | Eklogitische Gesteinstypen im Erzgebirge . . . . .   | 13 |
| 3.2.1.   | Feinkörnige Eklogite und Hornblende-Eklogite mit<br>Übergängen in feindiablastische eklogitogene Gesteinstypen . . . . .   | 13 |
| 3.2.1.1. | Eklogit . . . . .  | 14 |
| 3.2.1.2. | Hornblende-Eklogite . . . . .  | 17 |
| 3.2.1.3. | Kryptodiablastische Amphiboliteklogite und<br>Eklogitamphibolite . . . . .   | 18 |
| 3.2.2.   | Mittelkörnige Eklogite, Hornblende-Eklogite und deren Über-<br>gangsglieder zu Eklogitamphiboliten mit grobdiablastischen<br>Pyroxen-Plagioklas-Symplektiten . . . . . | 21 |
| 3.2.2.1. | Eklogit und Hornblende-Eklogit . . . . .   | 22 |
| 3.2.2.2. | Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite mit grobdiablasti-<br>schen Pyroxen-Plagioklas-Symplektiten . . . . .  | 23 |
| 3.2.3.   | Zur „Amphibolitisierung“ der Eklogite . . . . .  | 25 |
| 3.2.4.   | Zusammenfassung . . . . .  | 27 |
| 3.3.     | Amphibolite . . . . .  | 28 |
| 3.3.1.   | Kryptodiablastische Granat-Amphibolite . . . . .   | 28 |
| 3.3.2.   | Nemato- bis lepidoblastische Amphibolite . . . . .   | 29 |
| 3.3.2.1. | Granat-Amphibolite . . . . .   | 30 |
| 3.3.2.2. | Gewöhnliche Amphibolite . . . . .  | 34 |
| 3.3.3.   | Flaserige Zoisit-Amphibolite und Zoisit-Plagioklas-<br>Amphibolite . . . . .   | 37 |
| 3.3.4.   | Amphibolite mit gabbroiden Mineral- und Strukturrelikten . . . . .   | 40 |
| 3.3.5.   | Migmatisch beeinflusste Amphibolite . . . . .  | 43 |
| 3.3.6.   | Zusammenfassung . . . . .  | 47 |
| 3.4.     | Zur Ausbildung und Umwandlung der Granate in den<br>erzgebirgischen Metabasiten . . . . .  | 49 |
| 3.5.     | Zum Modalbestand der untersuchten Metabasite . . . . .   | 51 |
| 4.       | Zur Geochemie der Metabasite im Erzgebirge . . . . .   | 58 |
| 4.1.     | Probenentnahme und Probenvorbereitung . . . . .  | 58 |
| 4.2.     | Makrochemismus . . . . .   | 59 |
| 4.2.1.   | Analysengenauigkeit und Analysenmethoden . . . . .   | 59 |
| 4.2.2.   | Chemische Zusammensetzung der Metabasite . . . . .   | 63 |
| 4.2.2.1. | Vergleichende Analysenauswertung . . . . .   | 63 |
| 4.2.2.2. | Zur Darstellung von Eklogit-Analysen . . . . .   | 68 |
| 4.2.2.3. | Beziehungen zwischen den FeO-, Na <sub>2</sub> O- und K <sub>2</sub> O-Gehalten . . . . .  | 69 |
| 4.2.2.4. | Hinweise auf das Ausgangsmaterial der Metabasite . . . . .   | 73 |
| 4.2.2.5. | Zusammenfassung . . . . .  | 75 |
| 4.2.3.   | Chemismus der Granate . . . . .  | 76 |
| 4.2.3.1. | Analysengenauigkeit und Analysenmethode . . . . .  | 76 |
| 4.2.3.2. | Analysenauswertung . . . . .   | 77 |
| 4.2.3.3. | Zusammenfassung . . . . .  | 83 |
| 4.2.4.   | Zur chemischen Zusammensetzung der Omphacite<br>und Amphibole . . . . .  | 83 |
| 4.2.4.1. | Omphacite . . . . .  | 83 |

|          |  |     |
|----------|--|-----|
| 4.2.4.2. | Amphibole . . . . .  | 85  |
| 4.2.4.3. | Vergleichende Betrachtungen über die Elementverteilung . . . . . | 87  |
| 4.3.     | Spurenmetalle . . . . .  | 89  |
| 4.3.1.   | Vorbereitung der Proben . . . . .                                | 89  |
| 4.3.2.   | Spektrographische Bestimmung der Spurenelemente . . . . .        | 89  |
| 4.3.3.   | Ergebnisse . . . . .   | 90  |
| 4.3.4.   | Spurenelementverteilung in den Metabasiten . . . . .             | 90  |
| 4.3.4.1. | Leitelemente für Ortho-Amphibolite . . . . .                     | 90  |
| 4.3.4.2. | Analysenauswertung . . . . .                                     | 92  |
| 4.3.4.3. | Hinweise auf das Ausgangsmaterial . . . . .                      | 94  |
| 4.3.4.4. | Veränderungen im Chemismus durch Differentiation . . . . .       | 100 |
| 4.3.4.5. | Zusammenfassung . . . . .  | 101 |
| 4.3.5.   | Spurenelementgehalte in Einzelmineralen . . . . .                | 102 |
| 4.3.5.1. | Granat . . . . .   | 102 |
| 4.3.5.2. | Omphacit und Hornblende . . . . .                                | 104 |
| 4.3.6.   | Zur Lokalisierung der Spurenelemente . . . . .                   | 108 |
| 4.3.7.   | Das Verhalten einiger Spurenelemente . . . . .                   | 108 |
| 4.3.7.1. | Titan . . . . .  | 108 |
| 4.3.7.2. | Vanadium . . . . .   | 109 |
| 4.3.7.3. | Chrom . . . . .  | 110 |
| 4.3.7.4. | Kobalt und Nickel . . . . .                                      | 110 |
| 4.3.7.5. | Kupfer . . . . .   | 111 |
| 4.3.8.   | Zusammenfassung und Vergleich mit dem Gesamtgestein . . . . .    | 111 |
| 5.       | Die Ausgangsgesteine der Metabasite im Erzgebirge . . . . .      | 113 |
| 6.       | Zur mineralfaziellen Entwicklung der Metabasite . . . . .        | 117 |
| 7.       | Zur geologischen Situation der Metabasite . . . . .              | 121 |
| 8.       | Zur Altersstellung und Eklogitbildung . . . . .                  | 124 |
| 9.       | Zusammenfassung . . . . .  | 127 |
|          | Literatur . . . . .  | 129 |



## Vorwort

Die Anregung zu vorliegender Arbeit verdanke ich meinem ehemaligen Lehrer Herrn Prof. Dr. phil. nat. habil. F. L e u t w e i n.

Die Untersuchungen wurden im Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg ausgeführt. Für das in jeder Hinsicht große Entgegenkommen, das fördernde Interesse sowie für wertvolle Hinweise bin ich dem ehemaligen Direktor des Instituts, meinem verehrten, leider allzufrüh verstorbenen Lehrer, Herrn Prof. Dr.-Ing. habil. O. O e l s n e r, zu tiefstem Dank verpflichtet. Ebenso gebührt mein aufrichtigster Dank seinem Nachfolger, Herrn Prof. Dr. rer. nat. habil. H. J. R ö s l e r, für die weitere Betreuung und großzügige Unterstützung.

In Aussprachen und vor allem während zahlreicher Exkursionen, an denen ich Gelegenheit hatte teilzunehmen, gaben die Herren Professoren Dr. A. W a t z - n a u e r, Freiberg, Dr. V. Z o u b e k, Prag und Dr. F. R o s t, Saarbrücken, zahlreiche Anregungen und Ratschläge. Herr Prof. Dr. S. M a t t h e s, Würzburg, machte mich mit der Problematik der Amphibolite im Spessart bekannt und gestattete mir die Durchsicht seines Schlifffmaterials. Den genannten Herren möchte ich dafür herzlich danken.

Durch das freundliche Entgegenkommen der Staatlichen Geologischen Kommission war es möglich, im Zentralen Geologischen Institut, Berlin, einige Gesteinsanalysen anfertigen zu lassen. Studenten des Instituts für Mineralogie und Lagerstättenlehre Freiberg führten kleinere Teilkartierungen durch, und Mitarbeiter verschiedener Institutsabteilungen unterstützten mich bei analytischen Arbeiten. Diesen Damen und Herren bin ich ebenfalls zu Dank verpflichtet. Schließlich möchte ich noch meinen Kollegen am Institut — unter ihnen vor allem Herrn Dr. rer. nat. L. P f e i f f e r und Herrn Dr. rer. nat. F. W i e d e m a n n — ganz besonders für die zahllosen Diskussionen und kleineren Hilfeleistungen danken.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

## 1. Einleitung und Problemstellung

Die bisher im Erzgebirge durchgeführten Untersuchungen an Metabasiten beschränken sich nur auf Teilgebiete, abgesehen von den im Rahmen der Kartierungsarbeiten um die Jahrhundertwende und weniger Neukartierungen in den dreißiger Jahren des ehemaligen Sächsischen Geologischen Landesamtes zu den Geologischen Spezialkarten im Maßstab 1:25 000 erarbeiteten und in den Erläuterungen zu diesen Karten niedergelegten kurzen Charakteristiken u. a. der einzelnen Eklogit- und Amphibolit-Vorkommen. Daneben sind verschiedentlich Hinweise zu dieser Thematik aus der recht zahlreichen geologischen Erzgebirgsliteratur zu entnehmen (Bibliographie für die Zeit von 1870 bis 1950 in K. P i e t z s c h, 1922 und 1953).

An speziellen Arbeiten lassen sich einige wenige nennen. Neben einem kleineren Beitrag von W. B e r g t (1913) wurden vor allem von W. R. Z a r t n e r (1922, 1927) und in Ergänzung dazu von M. R o s t (1928) die Vorkommen der Kupferberg(Medenec)- und Wirbelstein-Antiklinale im südwestlichsten Teil (ČSSR) des Erzgebirges bearbeitet. Ergebnisse aus dem Schmiedeberger Raum im Ost-Erzgebirge liegen von A. F i e d l e r (1936) vor, der sich der Klärung diatektischer Verflößungen von Amphiboliten widmete.

Es handelt sich dabei vorwiegend um petrographische Untersuchungen, die aber keinen umfassenden Überblick über die Variabilität der Metabasit-Typen und deren Beziehungen zueinander vermitteln. Die beobachteten Mineral- und Gefügerelikte waren oft mehrdeutig und demzufolge die daraus gezogenen Schlußfolgerungen mit großen Unsicherheiten behaftet.

Hauptaufgabe vorliegender Arbeit war es nun, durch petrographische und vor allem geochemische Untersuchungen verschiedener Vorkommen im Gneis- und Glimmerschiefergebiet des Erzgebirges die bisher bekannten Ergebnisse zu überprüfen und sichere Kriterien für eine genetische Zuordnung der verschiedenen Metabasittypen – hauptsächlich auf chemischer Grundlage – herauszufinden.

In dem rd. 3 000 km<sup>2</sup> großen Gebiet (vgl. K. S c h m i d t, 1959) wurden über 200 Amphibolit- und Eklogit-Vorkommen bemustert. Diese Gesteinstypen bilden in der Regel scharf gegen das Nebengestein abgegrenzte stets konkordante Einlagerungen sehr unterschiedlicher Größe und Form. Von faustgroßen, perlschnurartig aneinandergereihten Amphibolitknauern über kopfgroße oder brotlaibartige Boudins und Linsen, die mehr oder weniger noch die ehemals durchgehenden Amphibolitlagen andeuten, kommen bis zu eini-

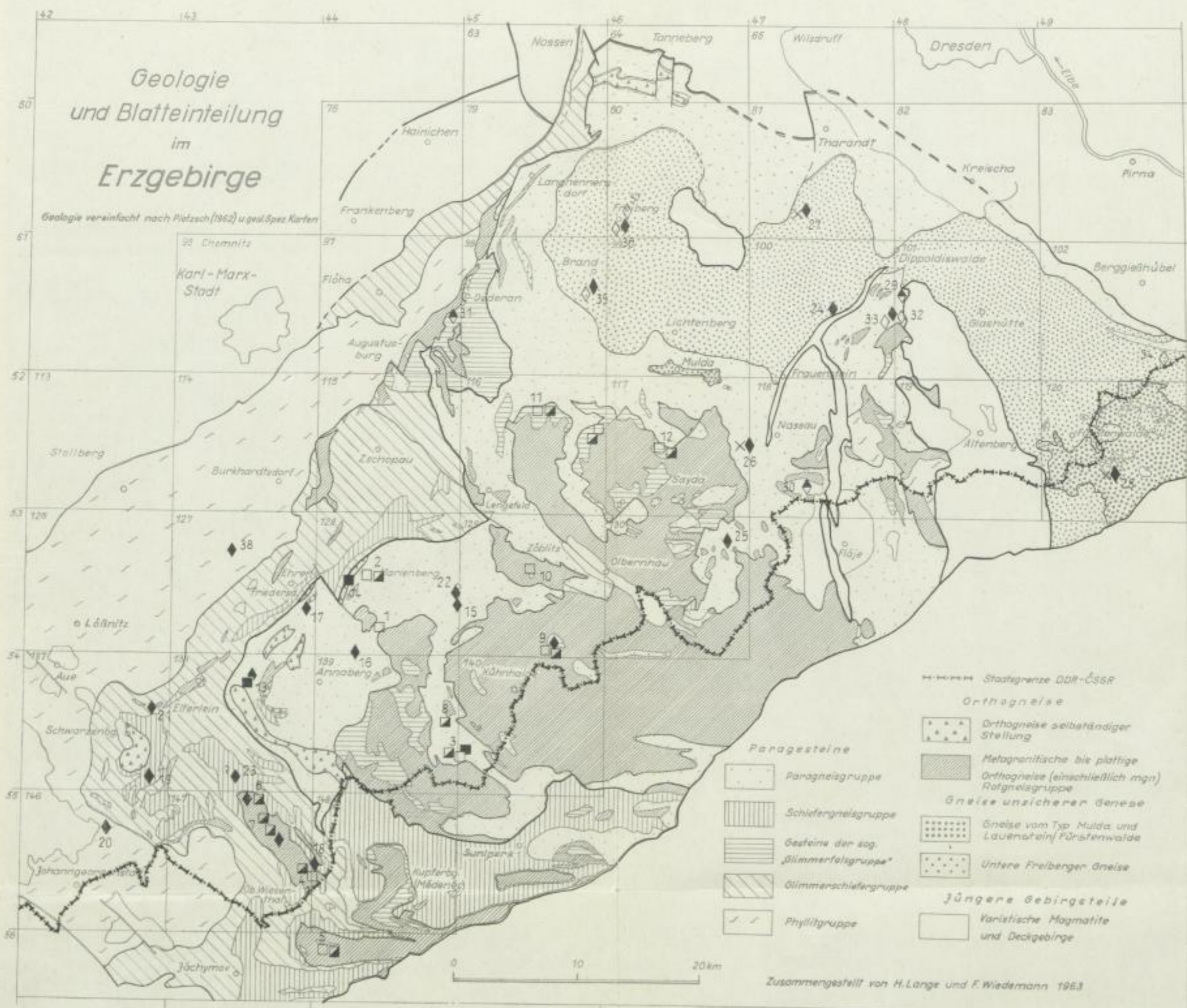
gen Dezimetern oder auch bis zu einigen Zehnmetermächtigen, teilweise zusammengestauchte Bänder bzw. recht unförmige Amphibolit- und Eklogitmassen vor.

Die aus anderen Gebieten wiederholt beschriebenen „buckelartigen Auftreibungen“ oder „geschwulstartigen Aufblähungen“ des Nebengesteins durch Amphiboliteinschaltungen können auch bei vielen Vorkommen im Erzgebirge beobachtet werden.

Bekanntlich sind die Metabasite sehr zähe und verwitterungsbeständige Gesteine (einige feinkörnige Eklogit-Typen des Westerzgebirges ausgenommen), deren größere Vorkommen häufig als Kuppen oder Klippen im Gelände hervortreten. Bei entsprechend weit fortgeschrittener Verwitterung des umgebenden Gesteins sind die relativ häufigen kleineren Linsen herausgewittert und deuten als lose Blöcke lediglich in den Waldgebieten die ungefähre Größe der Einschaltung an. Dagegen findet man auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen des Untersuchungsgebietes kaum Aufschlüsse, und die Bruchstücke kleinerer Metabasitvorkommen sind zusammen mit den mannigfaltigsten Lesesteinen an Rainen und Wegen angehäuft.

Von der Vielzahl dieser Vorkommen erfuhren etwa 50 eine nähere Bearbeitung. Es handelt sich dabei hauptsächlich um Metabasite, die im Gesteinsverband auftreten, d. h., aus deren Lagerungsverhältnissen die Beziehungen zum Nebengestein noch einwandfrei zu erkennen waren. Dabei wurde auf eine möglichst vollständige Erfassung der verschiedensten Gesteinsvarietäten Wert gelegt.

Zur Einführung in das Untersuchungsgebiet sei auf die zusammenfassende moderne Arbeit von K. Schmidt (1959) verwiesen. Einen Überblick über den geologischen Aufbau des Erzgebirges sowie die Einteilung der geologischen Spezialkarten (Nummer und namengebender Ort in dem jeweiligen Quadranten) und der Meßtischblätter (Nummer am linken und oberen Kartenrand) vermittelt nachfolgende Karte.



**Erläuterung:**

- Eklogite und eklogitogene Gesteine
- Eklogite und Hornblende-Eklogite
- ▣ Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite
- diablastische Granat-Amphibolite

**Amphibolitische Gesteine**

- ◆ Granat-Amphibolite, normale Amphibolite, Zoisit-Amphibolite (z. T.)
- ◆ faserige Zoisit- bzw. Zoisit-Plagioklas-Amphibolite
- × Meta-Gabbro
- ◇ Migmatisch beeinflusste Amphibolite

Zur Erläuterung zum Deckblatt der geologischen Karte des Erzgebirges:

**Untersuchte Metabasit-Vorkommen:**

- |  |   |                                       |
|--|---|---------------------------------------|
| (21) Beierfeld                         | (16) Mildena - Geiersdorf               | (3) Schmalgrube                       |
| (35) Brand (Untertage)                 | (8) Mittelschmiedeberg                  | (32) Schmiedeberg                     |
| (31) Breitenau bei Oederan             | (7) Neudorf                             | (2) Schönbrunn bei Wolkenstein        |
| (20) Breitenbrunn                      | (25) Neuhausen                          | (19) Siegelhof                        |
| (1) Brückenmühle bei Mildena           | (30) Rechenberg                         | (4) Stümpelfelsen (Wiesenth-Antikl.)  |
| (6) Crottendorf (Kalkbruch)            | (24) Röthenbacher Mühle                 | (13) Teichertfelsen (Hermannsdorf)    |
| (17) Ehrenfriedersdorf (Untertage)     | (33) Sadisdorf (Grubengelände)          | (15) Toblshübel bei Marienberg        |
| (36) Freiberg                          | (22) Schlettenberg bei Marienberg       | (29) Uiberndorf                       |
| (11) Großwaltersdorf                   | (26) Husarenstein bei Clausnitz         | (12) Voigtzdorf                       |
| (6) Grünsteinbruch bei Crottendorf     | (27) Klingenberg                        | (5) Wirbelstein (Wirbelst-Antikl.)    |
| (37) Halsbrücke („Diorit“)             | (28) Krautgrundbach bei Krupka          | (23) Wolfener Mühle bei Obermittweida |
| (18) Hammerunterwiesenthal (Kalkbruch) | (4) Kreuzbrückfelsen (Wiesenth-Antikl.) | (14) Wolkenstein                      |
| (38) Hartmannsdorf                     | (9) Kühnhaide                           | (10) Zöblitz                          |
| (34) Heliendorf                        | (11) Lippersdorf                        |                                       |



## 2. Zur Nomenklatur der Metabasite

Die Abgrenzung der verschiedenen Metabasittypen auf Grund ihres Modalbestandes ist meist recht willkürlich und demzufolge die Bezeichnung der einzelnen Gesteinsvarietäten im Schrifttum nicht einheitlich. Für vergleichende Untersuchungen macht sich auch bei diesen Metamorphiten das Fehlen einer verbindlichen Nomenklatur sehr hemmend bemerkbar. Verfasser hat sich deshalb bemüht, unter Auswertung von ca. einhundert Integrationsanalysen aus der einschlägigen Literatur, einen ungefähren Überblick über die Mengenverhältnisse der einzelnen Minerale in den verschiedenen Typen

Tabelle 1. Übersicht über die Verteilung der Hauptgemengteile in verschiedenen Typen eklogitischer und amphibolitischer Gesteine; aus H. L a n g e, 1963.

|                       | Omphacit | Granat | Diopsid.<br>Pyroxen | Horn-<br>blende | Plagioklas |
|-----------------------|----------|--------|---------------------|-----------------|------------|
| Eklogit               | XXX      | XXX    |                     |                 |            |
| Hornblende-Eklogit    | XX       | XXX    |                     | X               |            |
| Amphiboliteklogit     | X        | XX     | X                   | X               | X          |
| Eklogitamphibolit     |          | XX     | X                   | XX              | X          |
| Granat-Amphibolit     |          | XX     |                     | XX              | XX         |
| Pyroxen-Amphibolit    |          |        | XX                  | XX              | XX         |
| Amphibolit            |          |        |                     | XXX             | XXX        |
| Plagioklas-Amphibolit |          |        |                     | XX              | XXXX       |

Tabelle 2. Streuungsbereiche der Hauptgemengteile in verschiedenen Typen eklogitischer und amphibolitischer Gesteine (in Vol.-%; Gehalte unter ca. 5 Vol.-% blieben unberücksichtigt); aus H. L a n g e, 1963.

|                       | Omphacit | Granat | Diopsid.<br>Pyroxen | Horn-<br>blende | Plagioklas |
|-----------------------|----------|--------|---------------------|-----------------|------------|
| Eklogit               | 40–70    | 30–60  |                     |                 |            |
| Hornblende-Eklogit    | 20–50    | 25–60  |                     | 10–25           |            |
| Amphiboliteklogit     | 5–25     | 20–50  | 5–20                | 5–20            | 5–20       |
| Eklogitamphibolit     |          | 15–40  | 5–20                | 10–40           | 5–20       |
| Granat-Amphibolit     |          | 5–30   |                     | 30–70           | 10–30      |
| Pyroxen-Amphibolit    |          |        | 20–40               | 20–60           | 10–40      |
| Amphibolit            |          |        |                     | 40–90           | 10–40      |
| Plagioklas-Amphibolit |          |        |                     | 30–60           | 40–70      |

amphibolitischer und eklogitischer Gesteine zu erhalten. Die Ergebnisse wurden bereits veröffentlicht (H. L a n g e, 1963).

In der vorliegenden Arbeit erfolgte die Untergliederung der Metabasittypen nach den im oben genannten Beitrag zusammengestellten Mineralgehalten (vgl. Tab. 1 und 2). Eine Trennung zwischen Amphiboliteklogiten und Eklogit-amphiboliten und teilweise auch Granat-Amphiboliten war infolge der mehr oder weniger stark auftretenden Grundgewebediagnostik (vgl. Abschn. 3.2.1.3. und 3.3.1.) schwierig und nur annähernd möglich. Die mikroskopisch unentwerrbaren meist kryptodiablastischen Plagioklas-Pyroxen (bzw. Hornblende)-Verwachsungen lassen sich nur röntgenometrisch in die einzelnen Mineralphasen zergliedern, wobei vermutlich auch eine annähernd quantitative Erfassung der einzelnen Komponenten möglich sein wird.<sup>1)</sup>

Nebengemengteile, die 5 Vol.-% übersteigen, sind namengebend für die betreffende Gesteinsvarietät. Dabei steht die in geringerer Menge vorhandene Nebenkomponeute stets an erster Stelle (z. B. Zoisit-Granat-Amphibolit; vgl. A. A l k e r und Mitarbeiter, 1962).

Von einigen Autoren wird noch eine Unterteilung der Amphibolite in quarzfreie und quarzführende Typen vorgeschlagen. So gehen nach R. T. C a n n o n (1963) normale Amphibolite, die über 50 Vol.-% Hornblende enthalten und deren Plagioklasanteil etwa dem des Quarzes entspricht ( $\pm 10$  Vol.-%), bei Zunahme von Plagioklas in Plagioklas-Amphibolite über, während bei Quarzüberschuß Quarz-Amphibolite entstehen. Stark verschieferte Quarz-Amphibolite bilden dann bekanntlich die sog. Hornblendeschiefer, Hornblende-Gesteine mit einem Plagioklas-Quarz-Verhältnis von 1 : 1, wie es von C a n n o n für die normalen Amphibolite angegeben wird, leiten aber in Anlehnung an B. H e j t m a n (1962) bereits zu den Hornblende-Gneisen über, zumal meist auch etwas Kalifeldspat und Biotit mit auftreten.

Ein Gliederungsvorschlag H e j t m a n s scheint dem möglichen Mineralbestand dieser Gesteinstypen eher gerecht zu werden. Als quarzführende bzw. Quarz-Amphibolite werden danach Amphibolite bezeichnet, deren Quarzanteil 10 bis 40 % von der Summe Plagioklas + Quarz beträgt. Das hieße: Gesteine z. B. mit einem Modalbestand von etwa 50 Vol.-% Hornblende, 30 bis 45 Vol.-% Plagioklas und 5 bis 20 Vol.-% Quarz wären als Quarz-Amphibolite zu bezeichnen (vgl. auch S. M a t t h e s und H. K r ä m e r, 1955).

Da aber die Amphibolite des Erzgebirges meist Quarzgehalte um 5 Vol.-% enthalten (besonders auch nach dem Plagioklas-Quarz-Verhältnis H e j t m a n s bereits also quarzführende Amphibolite bzw. Quarz-Amphibolite), wurde bei den hier durchgeführten Untersuchungen auf eine Gliederung nach dem Quarzanteil zugunsten anderer Nebengemengteile wie Granat, Zoisit usw. verzichtet.

<sup>1)</sup> Die Ergebnisse der zur Zeit laufenden röntgenometrischen Untersuchungen werden an anderer Stelle mitgeteilt.



### 3. Petrographie

#### 3.1. Bemerkungen zur Erfassung des Modalbestandes

Die quantitative Erfassung des Mineralbestandes erfolgte vorwiegend durch Dünnschliff-Integrationen. In Ergänzung dazu wurden verschiedentlich Körnerpräparate ausgezählt und entsprechende Vergleiche mit den durch Aufbereitungsmethoden gewonnenen Mineralkonzentrat-Mengen (vgl. H. L a n g e und F. W i e d e m a n n, 1962) vorgenommen. Die in den Modalanalysen angeführten Daten stellen somit Mittelwerte der aus den verschiedenen Methoden resultierenden Einzelwerte dar.

#### 3.2. Eklogitische Gesteinstypen im Erzgebirge

Die untersuchten eklogitischen Gesteinstypen lassen sich strukturell in zwei Hauptgruppen gliedern:

1. Feinkörnige Eklogite (Kd. 0,1–0,3 mm) und Hornblende-Eklogite mit Übergängen in kryptodiablastische Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite, wie sie vor allem im Westerzgebirge auftreten.
2. Mittelkörnige Eklogite (Kd. 1–2 mm) und Hornblende-Eklogite, bei deren Übergang in Eklogitamphibolite der Zerfall des Omphacits in einen grobdiablastischen Pyroxen-Plagioklas-Symplektit besonders deutlich wird. Diese Gesteinstypen finden sich hauptsächlich im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes (z. B. am N-Rand der Saydaer Rotneiskuppel).

Im allgemeinen bilden Eklogite, die nach dem Mineralbestand der Definition von P. H a u y (1822) entsprechen bzw. nahekommen und keine oder nur sehr geringe diaphtoritische Anzeichen erkennen lassen, im Erzgebirge meist schlierige bzw. sehr unregelmäßige begrenzte Kern- und Restpartien in Amphiboliteklogiten und Eklogitamphiboliten. Sie konnten nur an wenigen Orten nachgewiesen werden.

##### 3.2.1. Feinkörnige Eklogite und Hornblende-Eklogite mit Übergängen in feindiablastische eklogitogene Gesteinstypen

## 3.2.1.1. Eklogit

Als Vertreter eines derartigen Gesteins ist das kleine Vorkommen unmittelbar am Nordrand des Boden-Haßberg-Zuges im Marienberger Gneis NNE von Mildenaу am linken Hang des Sandbachtals (ca. 380 m südlich der Brückenmühle; Bl. 128) zu nennen. Die unmittelbar über der Talsohle befindlichen Klippen bestehen aus einem feinkörnigen („zuckerkörnigen“) hellrötlich-grauen, relativ gleichförmig ausgebildeten Eklogit, der von einem Zoisit-Granat-Amphibolit überlagert zu sein scheint (schlechte Aufschlußverhältnisse).

Makroskopisch lassen sich hellgrüne bis grauweiße Omphacitkörner und kurze -säulchen und blaßroter Granat erkennen. Durch das gelegentliche Auftreten feinsten Glimmerlagen und einer gewissen Regelung der größeren Omphacite wird eine Schieferung angedeutet (10° nach W).

Wie das Mikroskop zeigt, bilden Omphacit und Granat (mittlere Kd. ~ 0,1 bis 0,3 mm) ein granoblastisches Pflaster, das stellenweise durch bis 0,7 mm große Granatporphyroblasten aufgeweitet wird. Ein graduelles Anteiligwerden hellgrüner Hornblende-Kristalloblasten oder -Poikiloblasten kann zu nematoblastischen Strukturen überleiten. Untergeordnet erscheinen als xenomorphe Zwickelfüllungen Quarz, weiterhin sehr vereinzelt helle Glimmerschüppchen und Rutil. Akzessorisch finden sich vor allem Titanit, Apatit und ganz selten Disthen (besonders im Schwermineral-Konzentrat feststellbar). Der durchschnittliche Mineralbestand geht aus Tabelle 3 hervor.

Tabelle 3. Modale Zusammensetzung des Eklogits ca. 380 m südlich der Brückenmühle NNE von Mildenaу (Bl. 128).

|                |             |
|----------------|-------------|
| Omphacit       | 53,0 Vol.-% |
| Granat         | 38,0 Vol.-% |
| Quarz          | 3,5 Vol.-%  |
| Hornblende     | 2,0 Vol.-%  |
| heller Glimmer | 1,4 Vol.-%  |
| Rutil          | 1,3 Vol.-%  |
| Zoisit         | 0,5 Vol.-%  |
| Akzess.        | 0,3 Vol.-%  |

Der unter dem Mikroskop fast vollständig farblose Omphacit mit  $Z\wedge c$  etwa 38–42° und  $2V_\gamma$  von 67° ( $\pm 3^\circ$ ) kommt körnig oder kurzsäulig in Größen von ca. 0,05 bis 0,3 mm vor. Teilweise lassen die gestreckten Omphacite eine Regelung erkennen. Als vereinzelt Einschlüsse sind Granat, Rutil und Quarz zu beobachten.

Granat (Kd. 0,1 bis 0,7 mm) tritt in gerundeten, vorwiegend xenomorphen, hellrötlichen bis farblosen Körnern auf und zeigt so gut wie keine Sprünge und Risse. Zahlreiche Individuen besitzen unregelmäßige, buchtige Umgrenzungen oder gar zerfressende Ränder. Fast alle Granate führen in den Kernpartien feinste Interpositionen, die als Rutil, Quarz und Hornblende (z. T.

Pyroxen) bestimmt werden konnten. Dabei weisen Kern und Randzone gleiche Lichtbrechung auf. Röntgenographisch deuten sich zwei Granatphasen mit sehr geringen Unterschieden in den Gitterkonstanten an (Abschn. 4.2.3.1.). Rutil als typomorpher Nebengemengteil der Eklogite ist auch im untersuchten Gestein als einziges Ti-Mineral mit durchschnittlich 1,3 Vol.-% an der Gesteinszusammensetzung beteiligt. Die gelbbraunen bis fuchsroten ovalen Körnchen haben oft nur eine Größe von 0,025 mm. Kurzsäulige (II c), selten idiomorphe Individuen erreichen bis über 0,1 mm Länge. Besonders randlich von Granaten lassen sich Rutil-Anhäufungen (Rutilketten) beobachten. Während Knieszwillinge kaum vorkommen, treten herzförmige Zwillinge häufiger auf. Mitunter sind die Körnchen buchtig, lappig oder skelettartig entwickelt. Schmale Kriställchen sind licht-gelbbraun gefärbt oder erscheinen infolge der Totalreflexion schwarz. Der Rutil des Eklogits von der Brückenmühle ist sehr eisenarm (0,8 % FeO) und enthält 99,1 % TiO<sub>2</sub>.

Auf Grund der Ähnlichkeit dieser Kristalle mit Zirkon und wohl aus Unkenntnis über die weite Verbreitung des Titandioxids allgemein in Gesteinen, übersah man früher den Rutil als relativ häufigen akzessorischen Bestandteil der Eklogite und kam zu Fehlbestimmungen. So bezeichnete u. a. R. Riess (1878) „den Zirkon in seinem konstanten Auftreten typisch für den Eklogit“. A. Sauer (1879) untersuchte daraufhin die bei seinen geologischen Aufnahmen im Erzgebirge gesammelten Belegstücke — besonders von ca. 40 Vorkommen amphibolitischer und eklogitischer Gesteine, „die immer häufig, oft massenhaft jene Zirkone führten“ — und kam zu dem Ergebnis, daß „auch in unseren erzgebirgischen Gneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten das in Rede stehende Mineral nicht dem Zirkon, sondern Rutile zuzurechnen ist, wobei Amphibolite und eklogitartige Gesteine hauptsächlich die Muttergesteine der erwähnten Rutile sind“ (1881, S. 229).

Die Hornblende-Poikiloblasten (Kd. bis etwa 0,4×1,0 mm) mit Interpositionen von Granat, Quarz, Pyroxen und Rutil treten regellos im Gestein auf. Sie sind farblos und zeigen keinen oder nur äußerst schwach-bräunlichen Pleochroismus. Auf Grund der optischen Daten ( $Z \wedge c = 18-21^\circ$ ,  $2V_x = 80^\circ (\pm 2^\circ)$ ) haben wir es mit einer Hornblende zu tun, die dem Karinthin nahesteht. Diese Hornblende gehört zur Mineralassoziation des Eklogits. Sekundäre Hornblenden entstehen erst bei einer Amphibolitisierung, d. h. bei dem  $\pm$  gleichzeitigen Zerfall von Omphacit und Granat (vgl. Abschn. 3.2.1.3.), und unterscheiden sich recht deutlich von den Eklogit-Hornblenden sowohl in der Ausbildung als auch in der Farbe.

Lokal kann der Hornblende-Anteil etwas zunehmen. Diese Gesteinstypen entsprechen dann schon den Hornblende-Eklogiten.

Hellen Glimmer findet man in kleinen Schüppchen oder in bis 0,2 mm langen in s eingeregelteten Scheiten. Ihre Begrenzung ist mitunter buchtig-lappig und vereinzelt führen sie Einschlüsse von Quarz, Rutil oder Pyroxen.  $2V_x$  schwankt zwischen  $5^\circ$  und  $12^\circ$ ,  $n_g$  liegt bei 1,59 bis 1,60. Nach A. Fiedler (1936) und V. Sattran (1957) handelt es sich wohl um Phlogopit, jedoch könnte auch Phengit in Erwägung gezogen werden (vgl. K. Smulikowski, 1960).

Die gestreckten (bis 0,4 mm langen) kaum idiomorphen Zoisite zeigen Resorptionserscheinungen und Einschlüsse vor allem von Quarz und Granat. Die Zusammensetzung einer zoisit- und hornblendereichereren Eklogitvarietät von der Brückenmühle ist aus Tabelle 4 ersichtlich.

Tabelle 4. Modale Zusammensetzung einiger Hornblende- und Zoisit-Hornblende-Eklogite aus dem Erzgebirge (feinkörnige Typen) [Vol.-%]

|                        | I.   | II.  | III. | IV.  | V.     | VI.  |
|------------------------|------|------|------|------|--------|------|
| Omphacit               | 46,0 | 57,0 | 32,0 | 17,0 | 9,6    | 32,0 |
| Granat                 | 27,0 | 21,0 | 22,0 | 30,0 | 33,3   | 28,0 |
| feinfilzige Diablastik | —    | 6,0  | 3,0  | —    | —      | —    |
| Hornblende             | 19,0 | 10,0 | 25,0 | 35,0 | 28,0   | 22,0 |
| Zoisit                 | 2,0  | 1,5  | 9,0  | 10,0 | 12,8*) | 11,0 |
| Quarz                  | 2,5  | 1,5  | 6,0  | 4,0  | 4,9    | 4,0  |
| heller Glimmer         | 2,5  | 2,0  | 1,7  | 1,5  | 4,0    | 1,0  |
| Rutil ( $\pm$ Erz)     | 0,8  | 0,7  | 1,0  | 2,0  | 7,2    | 1,9  |
| Akzess.                | 0,2  | 0,3  | 0,3  | 0,5  | 0,2    | 0,1  |

\*) + Epidot

- I. Hornblende-Eklogit Friedhof Wolkenstein (Bl. 128)  
 II. Hornblende-Eklogit mit beginnendem randlichen Zerfall des Omphacits, dto.  
 III. Zoisit-Hornblende-Eklogit, Stümpelfelsen (Wiesenthal-Antiklinale; Bl. 148) und auch Schmalzgrube (Bl. 139)  
 IV. wie III.  
 V. Zoisit-Hornblende-Eklogit, Wirbelsteingebiet, ČSSR (nach R. Z a r t n e r, 1922, S. 213)  
 VI. Zoisit-Hornblende-Eklogit, ca. 380 m südl. d. Brückenmühle b. Mildenau (Bl. 128); vgl. Abschn. 3.2.1.1.

Ein ähnlicher Eklogittyp ist u. a. bei Schmalzgrube (Bl. 139) zu beobachten. So gehört das am südlichen Ortsausgang von Schmalzgrube befindliche Vorkommen eklogitischer und amphibolitischer Gesteine wohl zu den ausgedehntesten dieser Art im Raume von Annaberg–Marienberg. Die Metabasite treten hier am Ostrand des Boden-Haßberg-Rotgneiszuges mit kleineren vermutlich tektonisch verfrachteten Rotgneisschollen zusammen als Einschaltungen im Marienberger Gneis auf.

Oberhalb der Straße von Schmalzgrube nach dem ehemaligen Hammerwerk (gegenüber H i n t z e s Schraubenfabrik) und ca. 300 m NE des Kindergeneungsheimes stehen ein Felszug bzw. einzelne Klippen an, die einen vielfachen Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung zeigen. Während das Gestein lokal als typischer, lichtgrau bis rötlichgrau gefärbter, feinkörniger (mitunter recht dichter) Eklogit ausgebildet ist, sind andererseits durch Zurücktreten des Omphacits und Granats bei gleichzeitiger Zunahme von Hornblende sowohl Hornblende-eklogitische als auch alle Übergänge bis zu diablastischen Granat-amphibolitischen Typen (bei  $\pm$  Plagioklas) zu beobachten, wie sie im Abschn. 3.3.1. beschrieben werden.

## 3.2.1.2. Hornblende-Eklogite

Eklogite, deren Hornblende-Anteil 5 Vol.-% übersteigt, werden als Hornblende-Eklogite ausgehalten. Wie bereits im vorigen Abschnitt aufmerksam gemacht wurde und aus Abschn. 3.2.2.1. hervorgeht, entspricht ein großer Teil der Eklogite im Erzgebirge diesem Gesteinstyp. Die Hornblende-Eklogite zeigen fast stets Amphibolitierungserscheinungen und demzufolge Übergänge bis zu kryptodiablastischen Granat-Amphiboliten.

In der Regel besitzen sie eine nemato-granoblastische Struktur, die lokal durch eine s-parallele Anordnung der bis 3 mm langen Hornblendexenoblasten und Zoisitsäulchen in ein linear-texturiertes Gefüge übergehen kann. Die Ausbildung und Verwachsungsverhältnisse der einzelnen Mineralphasen sowie ihre optischen Daten entsprechen etwa den in Eklogiten beobachteten. Etwas häufiger als in diesen treten in Hornblende-Eklogiten Pyroxen-Kleinstkornpflaster auf (Einzelkorndurchmesser ca. 10 Mikrometer), die felderartig eine gleiche – wahrscheinlich ehemalige Omphacitxenoblasten abbildende – Orientierung besitzen und geringe para- bis postblastische Deformationen anzudeuten scheinen.

Mit Zunahme der Hornblende steigt ebenfalls der Zoisitgehalt etwas an (in den sog. Zoisit-Hornblende-Eklogiten), dagegen verringert sich der Omphacit-Anteil.

Ein typisch feinkörniger Hornblende-Eklogit steht z. B. unmittelbar östlich des Friedhofs Wolkenstein (Bl. 128) in einem kleinen nur wenig aus seiner Umgebung herausragenden Felszug an, wo u. a. der Übergang in amphibolitogene Gesteinstypen sehr gut aufgeschlossen ist (vgl. Abschn. 3.2.3.).

Ein ähnliches Vorkommen befindet sich ca. 1,5 km südwestlich Wolkenstein bei Schönbrunn (ebenfalls Bl. 128). Auf der Höhe bei Punkt 572,1 etwa 0,5 km im WSW des Ortes tritt im gn $\alpha$  (Augengneis) ein Gestein auf, das teilweise hellgrau-grünliche Farbe, vorwiegend jedoch dunkelgrünes Aussehen zeigt. Mikroskopisch entsprechen die helleren Partien in ihrer Mineralzusammensetzung dem Wolkensteiner Hornblende-Eklogit. In der Struktur (beginnende, von Rissen ausgehende Zersetzung der Pyroxene bzw. der Pyroxen-Kleinstkornpflaster) ähneln sie bereits sehr den Eklogit-Amphiboliten der Wiesenthal-Antiklinale (Abschn. 3.2.1.3.), und die dunkleren Gesteinsvarietäten (meist stark zersetzte Granate in einer feinfilzigen Grundmasse) entsprechen diesem Gestein fast völlig, wobei lokal feindiablastische amphibolitische Typen entstanden sind.

Weiterhin kann ein Teil der zahlreichen Metabasiteinschaltungen der Wiesenthal- und ihrer Fortsetzung auf tschechischem Gebiet der Wirbelstein-Antiklinale<sup>2)</sup>, ebenso wie in der nordöstlich davon auftretenden S-förmig gebogenen Kupferberg(Medenec)-Antiklinale – die alle drei einen sehr ähnlichen

<sup>2)</sup> U. a. konnte Vf. dieses Gebiet durch freundliche Vermittlung von Herrn Dr. V. Sattran vom UUG in Prag besuchen. Dafür sei ihm sowie Herrn Dr. F. Cech vom Kath. f. Min., Petrogr., Geochem. d. Karls-Universität Prag für seine Begleitung herzlich gedankt.

tektonischen und lithologischen Aufbau besitzen (A. Sauer, 1882; G. C. Laube, 1887; F. Kossmat, 1916, M. Rost, 1928) — den Zoisit-Hornblende-Eklogiten zugeordnet werden (vgl. auch R. Zartner, 1922).

Um einen Einblick in die Variationsbreite des Modalbestandes derartiger Gesteinstypen zu erhalten, wurden verschiedene Proben integriert. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4 zusammengestellt.

### 3.2.1.3. Kryptodiablastische Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite

Charakteristisch für derartige Gesteinstypen ist der Zerfall des omphacitischen Pyroxens bei  $\pm$  gleichzeitiger Zersetzung der Granate. Es entsteht ein kryptodiablastisches, mikroskopisch unauflösbares Grundgewebe (Bild 1 und 2).

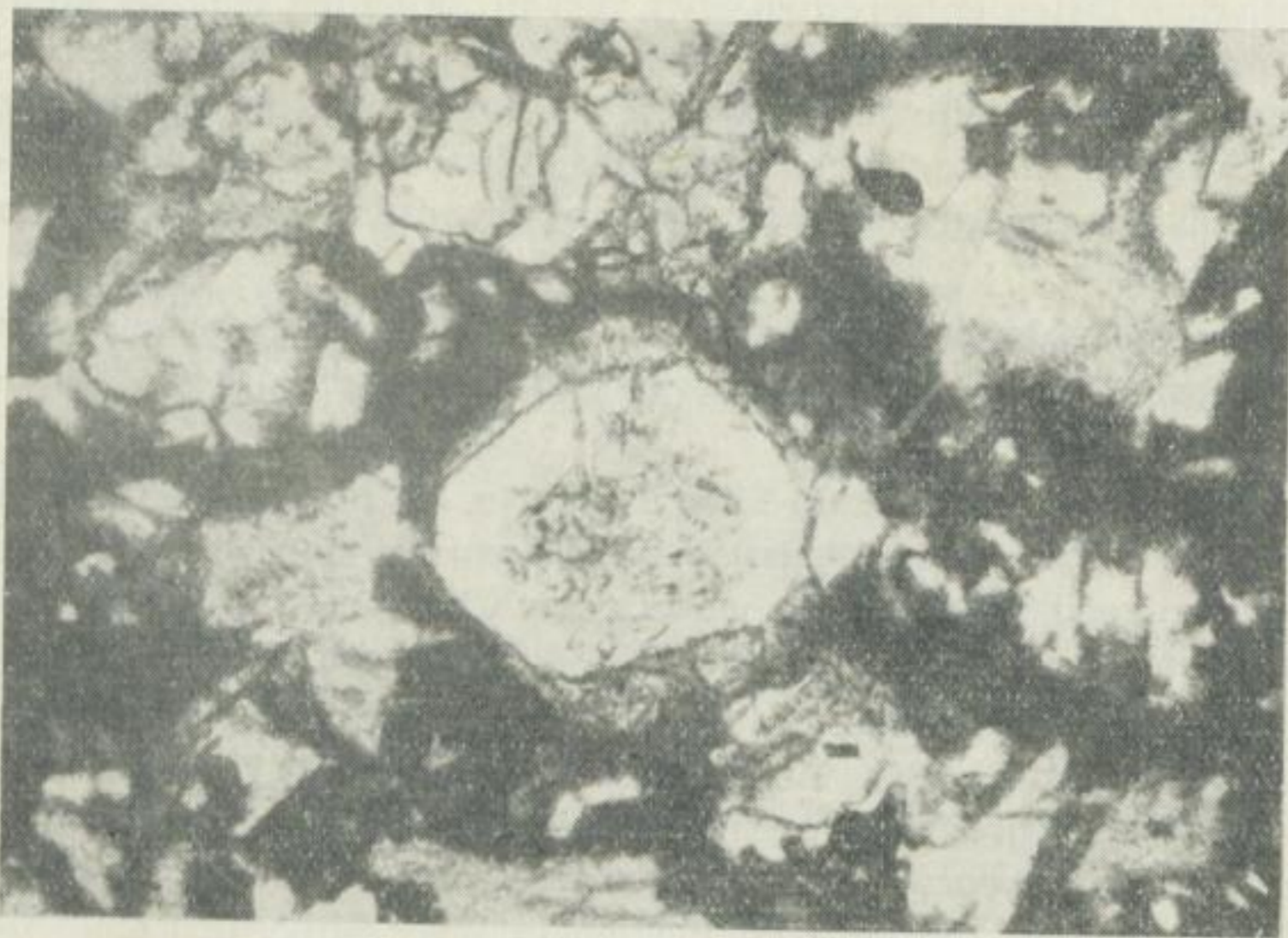


Bild 1. Kryptodiablastischer Eklogitamphibolit. Granatidioblast (hell, deutl. Relief) mit Hornblende-Kelyphit (hellgrauer randl. Saum) und feinsten Interpositionen im Kern. Dunkelgrauer bis schwarzer, mikroskop. unauflösbarer Grundgewebefilz = kryptodiablast. Pyroxen (bzw. Hornblende)-Plagioklas-Verwachsungen Stümpelfelsen (Wiesenthal-Antiklinale; Bl. 148)  
V. = ca 70 : 1

Feinfilzige Grundgewebe sind in eklogitogenen Gesteinen wiederholt beobachtet worden. Als erster hat sie wohl F. Becke (1882) aus dem Niederösterreichischen Waldviertel beschrieben.

Während L. Hezner (1903) bei Untersuchungen in den Tiroler Zentralalpen, W. R. Zartner (1922) und R. Reinisch (1931) in Eklogit-Amphiboliten des Erzgebirges diese kryptodiablastischen Strukturen für feinste Verwachsungen von Plagioklas und Hornblende hielten (teilweise als „Feldspaturalitisierung“ nach S. Franchi, 1902, gedeutet), und z. B. C. Gäbert



Bild 2. Kryptodiablastischer Eklogitamphibolit. Granate (weiß, deutl. Relief) mit unterschiedl. Atoll-Ausbildung im kryptodiablast. Grundgewebe (siehe Bild 1) Stümpelfelsen (Wiesenthal-Antiklinale; Bl. 148) V. = ca. 90 : 1

(1904) sie allgemein als „feinfaseriges bräunlich gefärbtes Umwandlungsprodukt“ bezeichnete, ergaben die neueren röntgenographischen Untersuchungen hauptsächlich Pyroxen (diopsid. Pyroxen) neben Plagioklas (meist Oligoklas-Andesin) und Hornblende (vgl. I. Eigenfeld-Mende, 1948; F. Hofer in P. Beck-Mannagetta, 1961).

In den bisher besprochenen Eklogiten kann sich also bei zunehmender randlicher oder von Rissen ausgehender Umwandlung des Omphacits bzw. der Pyroxen-Kleinstkornpflaster in stofflicher Wechselwirkung mit dem ebenfalls zerfallenden Granat eine entsprechende Kryptodiablastik ausbilden.

Sind die reinen Eklogitglieder nicht mehr erhalten, so gibt diese feindiablastische Struktur der Amphibolit-Eklogite oder Eklogitamphibolite (bzw. auch der später noch zu besprechenden Granat-Amphibolite) den einzigen Hinweis auf ein ehemalig eklogitisches Stadium dieser Gesteine.

Allgemein zeigen die Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite in ihrer Struktur und demzufolge in ihrem Modalbestand eine entsprechende Variabilität (vgl. z. B. R. Forster, 1947; I. Eigenfeld-Mende, 1948).

Im Untersuchungsgebiet treten feindiablastische Eklogitamphibolite — abgesehen von verschiedenen anderen Lokalitäten — vor allem in den flankierenden als auch eingefalteten Muskovit- und Schiefergneisstreifen der Wiesenthal- und in der weiter im SW auf tschechischem Gebiet befindlichen Wirbelstein-Antiklinale auf (vgl. u. a. K. Schmidt, 1959). Sie sind aus den Zoisit-Hornblende-Eklogiten durch graduelle Amphibolitisierung hervor-

gegangen und stellen mit ihnen zusammen den Hauptgesteinstyp der Metabasite in diesem Gebiet dar. Die basischen Gesteine besitzen hier eine Mächtigkeit, „wie wir sie sonst im Erzgebirge nur ganz selten anzutreffen gewohnt sind“ (M. R o s t, 1928).

Die in der Wiesenthal-Antiklinale eingeschalteten Eklogit-Amphibolite machen sich durch zahlreiche Lesesteine oder herausgewitterte Blöcke bemerkbar (siehe Bl. 147/148).

Als mächtigste Interkalationen können die Vorkommen im SW der Antiklinale ca. 1,5 km westlich Hammer-Unterswiesenthal am Eisenberg (Stümpel- und Kreuzbrückfelsen) genannt werden. Diese Gesteine lassen unter dem Mikroskop in einem wirrfaserigen bräunlichen Gewebe porphyroblastenartig teilweise noch Atollgranate erkennen, die in der Regel mit einem wenige Mikrometer dicken Kelyphit von gelbgrünen, stark pleochroitischen Hornblendefasern umgeben sind (Bild 1 und 2). Mitunter deuten lediglich diese Kelyphite ehemals vorhandene Granate an. Die blaß-grünlichen, nur schwach pleochroitischen Hornblende-Xenoblasten (bis 0,2 mm Größe) werden häufig von diablatisch verwachsenen feinsten Hornblendenädelchen umsäumt, und lokal scheinen sie völlig dieser Hornblende-Diablantik zu weichen.

Über den Mineralbestand geben die nachstehenden Modalanalysen Auskunft (Tab. 5).

Tabelle 5. Modale Zusammensetzung des Eklogitamphibolits vom Stümpelfelsen am Eisenberg (Bl. 148)

|                      |             |             |
|----------------------|-------------|-------------|
| Granat               | 30,0 Vol.-% | 22,0 Vol.-% |
| Hornblende           | 6,0 Vol.-%  | 27,0 Vol.-% |
| feindiablast. Gewebe | 60,0 Vol.-% | 47,0 Vol.-% |
| Pyroxen              | 0,5 Vol.-%  | — Vol.-%    |
| Quarz                | 0,5 Vol.-%  | 1,0 Vol.-%  |
| heller Glimmer       | 0,5 Vol.-%  | 0,2 Vol.-%  |
| Zoisit               | 1,0 Vol.-%  | 0,5 Vol.-%  |
| Rutil (+ Erz)        | 1,3 Vol.-%  | 2,0 Vol.-%  |
| Akzess.              | 0,2 Vol.-%  | 0,3 Vol.-%  |

Einen Übergangstyp zwischen Hornblende-Eklogiten und Eklogitamphiboliten repräsentieren einige andere Metabasitvorkommen im Bereich der Wiesenthal-Antiklinale (vorwiegend Bl. 147; z. B. im Kalkbruch Crottendorf: In einer Baugrube im Hangenden des Kalkes aufgeschlossen). „Nach Menge, Automorphie und Verteilung der Granate sowie ihrem Rutilreichtum tragen sie noch ganz eklogitisches Gepräge“ (R. R e i n i s c h, 1914). Vereinzelt bis etwa 1 mm lange, breitstenglige Hornblende-Xenoblasten besitzen fast farblose Kernpartien (vgl auch R e i n i s c h), die sich optisch kaum von den hellgrünen Randzonen bzw. den kleineren einheitlichen Hornblende-Individuen unterscheiden.

Im gesamten Gestein ist ein beginnender randlicher Zerfall der Diopsidbetonten Pyroxene und teilweise auch der Hornblenden in feindiablastische



Hornblende-Plagioklas-Verwachsungen zu beobachten, während die Granate (gelegentlich Atollstrukturen) so gut wie keine Umwandlungen zeigen. Über den ungefähren Modalbestand gibt Tabelle 6 Auskunft.

Tabelle 6. Modale Zusammensetzung eines Hornblende-Eklogit ähnlichen Gesteins; Kalkbruch Crottendorf (Bl. 147)

|                                  |             |
|----------------------------------|-------------|
| Granat                           | 22,0 Vol.-% |
| Pyroxen                          | 20,0 Vol.-% |
| Grundgewebediagnostik            | 8,0 Vol.-%  |
| Hornblende                       | 46,0 Vol.-% |
| Quarz                            | 2,0 Vol.-%  |
| Rutil                            | 1,5 Vol.-%  |
| Akzess. (Zoisit, heller Glimmer) | 0,5 Vol.-%  |

Reinischs Bezeichnung als „feldspatfreier Granat-Amphibolit“ dürfte auf Grund des Mineralbestandes weniger zutreffend sein.

Sehr ähnliche Metabasiteinlagerungen finden sich z. B. unweit der oben genannten Lokalitäten in einem Felszug ca. 2,5 km westlich von Neudorf im Winkel zwischen Zschopau und der Torfstraße (Bl. 147). Diese führen allerdings etwas mehr Zoisit und tendieren teilweise zu Zoisit-Granat-Amphiboliten.

### 3.2.2. Mittelkörnige Eklogite, Hornblende - Eklogite und deren Übergangsglieder zu Eklogitamphiboliten mit grobdiagnostischen Pyroxen-Plagioklas-Symplektiten

Zu diesen Gesteinsvarietäten mit teilweise noch rein eklogitischen Eigenschaften gehören vornehmlich die Metabasiteinschaltungen im dichten Gneis bzw. im Granatglimmerfels, aber auch im Muskowitgneis und Granulitgneis (Bl. 116 und 117) unmittelbar am Nordrand der Saydaer Rotgneiskuppel. Man findet sie hauptsächlich im Gebiet ca. 3 km südöstlich Eppendorf, wo sie bei Lippersdorf und in der nächsten und weiteren Umgebung von Pkt. 536,3 in größeren Massen auftreten. Erwähnt werden diese granatführenden Metabasite bereits bei J. C. Freiesleben (1828), der in seiner Oryktographie von Sachsen (H. 1, S. 51) berichtet: „In dem Gneis und Glimmerschiefer bei Eppendorf, Lippersdorf, Großwaltersdorf und Zethau (und Voigtsdorf) kömmt er (der Granat, Verf.) außer dem, daß er dort als Gemengteil der Gebirgsart erscheint auch noch auf Lagern, mit Omphacit, Quarz und Hornblende, die hier oft in reinen Massen ausgeschieden ist (H. 5, S. 13), vor.“

Wir haben es am Nordrand der Saydaer Rotgneiskuppel mit einer gewissen Häufung von eklogitamphibolitischen Gesteinsvorkommen zu tun, wobei amphibolitische Typen weitgehend zurücktreten. Einer Bezeichnung dieser Ge-

steine als Eklogite schlechthin, wie es R. Reinisch (1931) vornahm, möchten wir heute nicht mehr zustimmen.

Es sind vor allem mittelkörnige, dunkel- bis lichtgrüne, schon makroskopisch recht inhomogen erscheinende Gesteine. Durch die oft stark wechselnde Zusammensetzung finden sich Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite, seltener noch Eklogit-Restpartien und mitunter gebänderte Typen mit lagenweiser Anordnung von Granat und Omphacit. Gelegentlich kann aber auch Biotit, z. T. chloritisiert, und ein mitunter nicht unbeträchtlicher Plagioklasgehalt (bei völligem Zurücktreten von Granat) beobachtet werden.

Im allgemeinen enthalten die mittelkörnigen eklogitogenen Gesteine keinen Zoisit bzw. weitaus weniger als die feinkörnigen Typen im Westerzgebirge.

Hornblende-Plagioklas-Pegmatoide und Albit-führende Metatekte treten hin und wieder an den Gesteinsgrenzen (zum Gneis) auf oder durchadern an einigen Stellen die Metabasitkörper.

### 3.2.2.1. Eklogit und Hornblende-Eklogit

Die eklogitischen Varietäten besitzen vorwiegend eine granoblastische Struktur und gelegentlich Anzeichen von geringen postblastischen Deformationen (z. B. subparallele Risse in Granaten). In Mineralbestand und -ausbildung kommen sie den in Abschn. 3.2.1.1. und 3.2.1.2. beschriebenen Typen nahe. Abweichend von diesen findet sich aber – wenn auch nur in sehr geringer Menge – Plagioklas (~ Oligoklas). Teilweise ist nicht sicher zu entscheiden, ob neben den metatektischen Bildungen noch Feldspäte auftreten, die dem „primären“ Mineralbestand des Eklogits zugerechnet werden müssen (vgl. K. S m u l i k o w s k i, 1960, 1961).

Eklogitische Gesteinspartien von Voigtsdorf (Galgenberg, Bl. 117) und Hornblende-eklogitische Varietäten südöstlich Eppendorf (bei Pkt. 536,3; Bl. 116) zeigen den in Tabelle 7 angegebenen Modalbestand:

Tabelle 7. Modale Zusammensetzungen: I. eklogitischer Gesteinspartien bei Voigtsdorf (Galgenberg; Bl. 117) und II. Hornblende-eklogitischer Varietäten südöstl. Eppendorf (bei Pkt. 536,3; Bl. 116)

|            | I.          | II.         |
|------------|-------------|-------------|
| Omphacit   | 61,0 Vol.-% | 36,0 Vol.-% |
| Granat     | 32,0 Vol.-% | 46,0 Vol.-% |
| Hornblende | 2,5 Vol.-%  | 9,0 Vol.-%  |
| Quarz      | 3,0 Vol.-%  | 6,0 Vol.-%  |
| Rutil      | 1,0 Vol.-%  | 2,0 Vol.-%  |
| Akzess.    | 0,5 Vol.-%  | 1,0 Vol.-%  |

Eklogitische Partien, die wahrscheinlich auch dem mittelkörnigen Typ entsprechen, wurden durch L. M a n s f e l d (1961) aus dem Knesenbachtal nordwestlich Zöblitz (Bl. 129) bekannt. Die enge Verknüpfung dieses Eklogits mit Granulitgneisen („Granuliten“) zeigt sich hier „in einer unregelmäßigen

Wechselagerung (Handstückbereich) eklogitischer und granulitischer Lagen“. Eine mikroskopische Charakteristik dieses Eklogits (besonders der Granatblasten) gibt K. S m u l i k o w s k i (1961, S. 22–24).

### 3.2.2.2. Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite mit grobdiablastischen Pyroxen-Plagioklas-Symplektiten

Der myrmekitähnliche Zerfall des Omphacits in eine Pyroxen-Plagioklas-Diablastik, die – zurückgehend auf J. S e d e r h o l m (1916) – von P. E s k o l a (1921) als Pyroxen-Plagioklas-Symplektit bezeichnet und in der Literatur des öfteren beschrieben wurde, ist auch in den o. g. Metabasiten recht deutlich zu beobachten (vgl. R. R e i n i s c h, 1931). Den hellgrünen diopsidischen Pyroxen durchwächst strauch- oder flammenartig, in winzigen, oft parallel zueinander verlaufenden Fäden Plagioklas, der sich durch die Lichtbrechung und vereinzelte Zwillingslamellen als solcher identifizieren läßt (Bild 3 und 4).



Bild 3. Eklogit. Omphacite mit randlich beginnendem Zerfall in Pyroxen-Plagioklas-Symplektit – V. = ca. 20 : 1

Das Verhältnis Plagioklas zu Pyroxen beträgt in den untersuchten Symplektiten – nach einigen wenigen Messungen zu urteilen – etwa 1:4 bis 1:5 (quantitative röntgenometrische Bestimmungen sind vorgesehen).

Treten in diesen Metabasiten neben den Symplektiten noch Omphacite auf, so können die Gesteine als Amphiboliteklogite bezeichnet werden. Sind dagegen alle Omphacite in grobdiablastische Pyroxen-Plagioklas-Aggregate zer-



Bild 4. Eklogitamphibolit. Zerfall des Omphacits in Pyroxen-Plagioklas-Symplektit (z. B. Bild-Mitte: wurmförmig durchzogene Körner); daneben Granat (dunkel), Omphacitreste (hell) und z. T. neugebildeter Plagioklas  
Punkt 536,3 südöstlich Eppendorf (Bl. 116) — V. = ca. 15 : 1

fallen und steigt gleichzeitig der Hornblende-Anteil etwas an, dann entstehen Eklogitamphibolite.

Diese führen bis 4 mm große Granatporphyroblasten, die lokal zerschert sind und mehr oder weniger längliche in s (vermutlich II b) gestreckte Individuen bilden, wobei die kleineren Körner oft kettenförmig aneinander gereiht liegen. Hornblende kommt in zwei Generationen vor. Einmal in Form skelettartiger Xenoblasten, wie sie bereits aus anderen Metabasittypen beschrieben wurden und weiterhin als kleine Hornblende-Körnchen und -Disken, die sich allmählich aus den Pyroxen-Plagioklas-Symplektiten zu entwickeln scheinen. Sie sind durch alle Übergänge mit den gröberen Hornblende-Skeletten verknüpft. Biotit kann besonders in metatektisch beeinflussten Gesteinspartien beobachtet werden. In enger Verwachsung treten hier Biotitleistchen und -blättchen mit Plagioklas (~ An 25–30) zusammen oft in kleineren Kornagglomerationen auf, in deren Nähe häufig dünne quarzreiche Äderchen den grobdiablastischen Mineralverband durchschwärmen (vgl. auch P. Eskola, 1921, S. 77). Granatidioblasten zeigen z. T. Biotitkoronen (mit  $\pm$  Quarz; vgl. Abschn. 3.4.). Mitunter hat der Biotit den Granat völlig verdrängt, und in den Maschen eines sperrigen Biotit-Netzwerkes findet man noch Kalzit, Quarz, seltener Hornblende und Plagioklas.

Nach R. Reinisch (1931) soll Biotit vor allem in den Eklogitamphiboliten, die den Muskovit- und Granulitgneisen eingeschaltet sind, vertreten sein, während er in den eklogitischen Gesteinen aus dem Granatglimmerfels selte-

ner bzw. nur als akzessorischer Gemengteil vorzukommen scheint. Einen Einblick in die mineralogische Zusammensetzung der grobdiablastischen Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite vermittelt folgende Zusammenstellung (Tab. 8):

Tabelle 8. Modale Zusammensetzung grobdiablastischer Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite [Vol.-%]

|                           | I.   | II.  | III. | IV.  |
|---------------------------|------|------|------|------|
| Omphacit                  | 18,0 | 13,0 | —    | —    |
| Pyroxen-Plagioklas-Sympl. | 38,0 | 36,0 | 36,0 | 39,0 |
| Granat                    | 32,0 | 29,0 | 27,0 | 24,0 |
| Hornblende                | 3,0  | 6,0  | 22,0 | 15,0 |
| Quarz                     | 7,0  | 10,0 | 8,0  | 6,0  |
| Plagioklas                | —    | 2,5  | 4,0  | 5,0  |
| Biotit                    | —    | —    | —    | 7,5  |
| Kalzit                    | —    | —    | —    | 2,0  |
| Rutil                     | 1,0  | 2,5  | 2,0  | 1,0  |
| Ilmenit                   | —    | —    | 0,5  | —    |
| Akzess.                   | 1,0  | 1,0  | 0,5  | 0,5  |

I. Amphiboliteklogit, Voigtsdorf (Galgenberg; Bl. 117)

II. Amphiboliteklogit, südöstlich Eppendorf (bei Punkt 536,3; Bl. 116)

III. Eklogitamphibolit (Fundort wie II.)

IV. Biotit-Eklogitamphibolit (Fundort wie I.)

Ähnliche eklogitamphibolitische Gesteine mit grobdiablastischen Pyroxen-Plagioklas-Verwachsungen und teilweise noch eklogitischen Restpartien findet man u. a. 500 m nördlich Grünhainichen (Bl. 115). Dieses Vorkommen liegt ebenfalls am Rande einer mgn-Gneis-Scholle im unmittelbaren Grenzbereich der Glimmerschieferzone zum grauen Gneis.

### 3.2.3. Zur „Amphibolitisierung“ der Eklogite

Die „Amphibolitisierung“ der Eklogite ist besonders gut an den feinkörnigen eklogitischen Gesteinen im Westerzgebirge zu verfolgen. Als instruktives Beispiel wurde bereits im Abschn. 3.2.1.2. der Übergang eines hellrötlich-grauen Hornblende-Eklogits in einen kryptodiablastischen dunkelgrünen Eklogitamphibolit unmittelbar östlich des Friedhofs Wolkenstein (Bl. 128) erwähnt (Bild 5).

Die Grenze zwischen beiden Gesteinsvarietäten verläuft mehr oder weniger unregelmäßig, meist buchtig, makroskopisch relativ scharf und im großen und ganzen  $\perp$  senkrecht zur Schieferung. Mitunter greift das dunklere Gestein fingerförmig (s-Flächen bevorzugend) in den Eklogit hinein. Tabelle 9 vermittelt einen Einblick in die quantitative Zusammensetzung beider Gesteinsvarietäten (im unmittelbaren Übergangsbereich).

Auch unter dem Mikroskop zeigt sich, daß der eigentliche Übergang vom „zersetzten Eklogit“ (in diesem Falle Eklogit-Amphibolit; vgl. Abschn. 3.2.1.3.) in



Bild 5. Amphibolitisierung eines Hornblende-Eklogits. Relativ scharfer Übergang vom „amphibolitisierten Eklogit“ (dunkel) zum normalen, hier deutlich Zoisit führenden (helle, fast weiße Blasten) Hornblende-Eklogit Friedhof Wolkenstein (Bl. 128) natürl. Größe

Tabelle 9. Modale Zusammensetzung eines unterschiedlich amphibolitisierten Hornblende-Eklogits beim Friedhof Wolkenstein (Bl. 128)

|                           | Hornblende-Eklogit | Eklogitamphibolit |
|---------------------------|--------------------|-------------------|
| Omphacit                  | 57,0 Vol.-%        | — Vol.-%          |
| Pyroxen (diopsid.?)       | — Vol.-%           | 15,0 Vol.-%       |
| Grundgewebe-Diablastik    | 6,0 Vol.-%         | 58,0 Vol.-%       |
| Granat (+ Umwandl.-Prod.) | 21,0 Vol.-%        | 18,5 Vol.-%       |
| Hornblende                | 10,0 Vol.-%        | 7,0 Vol.-%        |
| Quarz                     | 1,5 Vol.-%         | 1,0 Vol.-%        |
| heller Glimmer            | 2,0 Vol.-%         | ? Vol.-%          |
| Zoisit                    | 1,5 Vol.-%         | ? Vol.-%          |
| Rutil, Erz                | 1,0 Vol.-%         | 0,5 Vol.-%        |

den „unzersetzten“ Eklogit im mm-Bereich stattfindet. Lediglich die Omphacite besitzen im unmittelbaren „Kontaktbereich“ zunächst noch dünne krypto-diablastische Umwandlungssäume (besonders von Korngrenzen und Rissen im Mineral ausgehend), die sich aber nach etwa 1 cm verlieren. Danach läßt der Eklogit keinerlei diaphoritische Beeinflussung mehr erkennen.

Die gleichen Amphibolitierungserscheinungen konnten randlich von Klüften festgestellt werden, die dann als dunkelgrüne etwa 0,2 bis 1 cm mächtige „Rippen“ völlig normale Eklogite diskordant zur Schieferung durchsetzen (z. B. Brückenmühle bei Mildena; Bl. 128; Schmalzgrube, Bl. 139).

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, daß bei der Umwandlung des Eklogits in amphibolitische Gesteinstypen wässrige Lösungen (intergranular bzw. auf Klüften) eine entscheidende Rolle gespielt haben müssen. Außerdem scheint

die Diaphtorese ohne wesentliche tektonische Beanspruchungen vor sich gegangen zu sein. Deutliche Anzeichen postdiaphtorischer Deformationen fehlen ebenfalls.

Analoge Erscheinungen an amphibolitisierten Eklogiten beschreibt z. B. auch K. S m u l i k o w s k i (1960, S. 376–378) aus dem Glatzer Schneegebirge (Sniežnik-Komplex, Ost-Sudeten).

### 3.2.4. Zusammenfassung

Über die untersuchten eklogitischen Gesteine lassen sich etwa folgende wichtigen Punkte zusammenfassend herausstellen:

1. Unter eklogitischen Gesteinen werden solche Metabasite verstanden, die nach dem Mineralbestand den echten Eklogiten und Hornblende-Eklogiten entsprechen oder ihnen sehr nahekommen, wie die Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite. Dabei ist eine Unterscheidung der beiden letztgenannten Gesteinsvarietäten infolge der teilweise unauflösbaren Grundgewebe-Diablastik mikroskopisch nicht in jedem Falle, dagegen meist erst röntgenometrisch möglich.
2. Echte Eklogite konnten nur in wenigen Fällen nachgewiesen werden. Als selbständige Einlagerung ist z. B. das Vorkommen an der Brückenmühle bei Mildenau (Bl. 128) zu nennen. Ansonsten bilden sie unregelmäßige Restpartien in Gesteinen, die aus ihnen durch graduelle „Amphibolitisierung“ (Diaphtorese) hervorgegangen sind. Dazu gehören die Amphiboliteklogite, Eklogitamphibolite und diablastische (Granat)-Amphibolite.
3. Mit der Abnahme des Omphacits und Granats werden die Metabasite in ihrer Farbe dunkler, bis sie stellenweise in fast schwärzlich-grüne Typen übergehen. Gleichzeitig erhöht sich infolge der diablastischen Verwachsungen die Zähigkeit des Gesteins erheblich und erreicht ein Maximum bei den kryptodiablastischen Eklogitamphiboliten.
4. Beim Übergang von Eklogit zu diablastischem Amphibolit kommt – neben Änderungen in den p-t-Bedingungen – wahrscheinlich dem Einfluß des Wassers eine entscheidende Rolle zu.
5. Die eklogitogenen Metabasite treten als konkordante Einschaltungen hauptsächlich in der Glimmerschiefer-Formation und da vor allem im Granatglimmerfels auf (vgl. Abschn. 7.). Dagegen findet man sie seltener in der sog. Schiefergneis-Gruppe oder im Paragneis. In der Regel kommen die eklogitogenen Gesteine randlich von Orthogneisen (Rotgneisen und analogen mgn-Gesteinen) vor. Nur vereinzelt sind diese Metabasite in die Rotgneismassen eingefaltet oder eingeschuppt.
6. Im Erzgebirge können – vor allem nach der Korngröße und dem Gefüge – hauptsächlich zwei verschiedene Typen eklogitischer Gesteine auseinander gehalten werden:

- a) Feinkörnige Eklogite und deren amphibolitisierten Typen mit kryptodiablastischem Grundgewebefilz (Umwandlung des Omphacits und Granats) im Westerzgebirge.
- b) Mittelkörnige Eklogite und die daraus hervorgegangenen Amphiboliteklogite und Eklogitamphibolite mit Pyroxen-Plagioklas-Symplektiten (und zunächst noch unzersetzten Granaten) im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes.

### 3.3. Amphibolite

Die bisher erwähnten Metabasittypen enthalten vor allem Pyroxen (meist Omphacit), Granat und wenig Hornblende. Das Hinzutreten von Plagioklas bei gleichzeitiger Pyroxenabnahme in den Eklogitamphiboliten leitet bereits zu Gesteinen über, die als Mineralassoziation hauptsächlich Hornblende und Plagioklas ( $\pm$  Granat) aufweisen, nämlich zu den Amphiboliten.

Nach strukturellen Merkmalen lassen sich die untersuchten Amphibolite in nachstehende Typen gliedern:

- a) Amphibolite mit kryptodiablastischem Grundgewebe als Anzeichen eines ehemaligen Eklogit-Stadiums: Vorwiegend diablastische Granat-Amphibolite,
- b) nemato- bis lepidoblastische Amphibolite; dazu gehören nach dem Mineralbestand: Granat-Amphibolite, gewöhnliche Amphibolite und z. T. Zoisit-Amphibolite,
- c) flaserige Zoisit-Amphibolite und Zoisit-Plagioklas-Amphibolite,
- d) Amphibolite mit gabbroiden Mineral- und Gefügerelikten und
- e) migmatisch beeinflusste Amphibolite (metatektische und diatektische Amphibolite mit Übergängen zu amphibolitogenen Migmatiten). Diese Gesteine zeichnen sich oft durch eine stärkere Biotitführung und z. T. auch etwas mehr Quarz aus.

#### 3.3.1. Kryptodiablastische Granat-Amphibolite

Dazu rechnen Amphibolite, deren Diablastik als „ein letzter Zeuge ihrer sicherlich eklogitischen Herkunft“ angesehen werden darf (R. Forster, 1947). Diese weitestgehend amphibolitisierten Eklogite sind durch alle Übergänge (Eklogitamphibolite, Amphiboliteklogite) mit den gelegentlich noch vorhandenen normalen Omphacit-Granat-Gesteinen verbunden. Im Untersuchungsgebiet konnten derartige Amphibolite vor allem im Westerzgebirge als Amphibolitierungsprodukte der feinkörnigen Eklogite beobachtet werden, wie sie z. B. bei Schmalzgrube auftreten (eklogitogene Typen vgl. Abschn. 3.2.1.1.).

In einem kryptodiablastischen Grundgewebefilz liegen völlig zersetzte Granate (Kd.  $\sim$  0,3 mm), deren Kernpartien in stenglig-keulige Zoisit-Hornblende-



und körnige Quarz ( $\pm$  Plagioklas)-Aggregate umgewandelt sind. Oft deuten lediglich dünne Hornblende-Kelyphite die ehemaligen mehr oder weniger isometrischen Granate an. Vereinzelt finden sich größere, blaßgrüne, wahrscheinlich zum Altbestand gehörende Hornblendefetzen bzw. -skelette ( $2V_x = 80^\circ \pm 2^\circ$ ;  $Z\Lambda c = 17^\circ - 21^\circ$ ), die ebenfalls von feinfaseriger Hornblende umsäumt werden. Die in diesen Hornblenden poikiloblastisch auftretenden Omphacite sind noch weitgehend unzersetzt.

Beginnende Rekristallisation der Grundgewebediablastik läßt — zunächst noch kleinere — hellgrüne, strahlsteinartige Hornblendexenoblasten und saure Plagioklaskörnchen entstehen. Zoisit zeigt sich in bis 1 mm langen meist kataklasierten (in s aneinander gereihten) Stengeln und gelegentlichen Körnerhaufen. Manche Zoisite enthalten feindiablastische Interpositionen.

Fast der gesamte Rutil hat sich in Ilmenit umgewandelt (begünstigt u. a. durch das bei der Granatzersetzung freiwerdende Eisen), der wiederum vereinzelt Titanit-Ummantelungen besitzt.

Diesem Typ ähnliche Gesteinspartien, allerdings ohne eklogitogene Reste, finden sich — neben dichten, teilweise grobkörnigen, mitunter feldspat- oder zoisitreicheren Amphibolitvarietäten — in einem kleinen Felszug (sog. Teichertfelsen, westl. des Arzt-Knochens) am W-Ausgang von Hermannsdorf (unmittelbar am Sportplatz; Bl. 138). Als Nebengesteine treten Paragneise auf, die in unmittelbarer Nähe des Metabasit-Vorkommens mgn-Schollen eingelagert enthalten. Der Modalbestand einiger kryptodiablastischer Granat-Amphibolite geht aus Tabelle 10 hervor.

Tabelle 10. Modale Zusammensetzung kryptodiablastischer Granat-Amphibolite (= weitestgehend amphibolitisierte Eklogite)

|                                | I.                      | II.         |
|--------------------------------|-------------------------|-------------|
| Grundgewebediablastik          | 60,0 Vol.-%             | 46,0 Vol.-% |
| Granat (+ Zersetzungsprodukte) | 20,0 Vol.-%             | 20,0 Vol.-% |
| Hornblende                     | 5,0 Vol.-%              | 24,0 Vol.-% |
| Zoisit                         | 6,0 Vol.-%              | 3,0 Vol.-%  |
| Quarz                          | 3,0 Vol.-%              | 2,0 Vol.-%  |
| Plagioklas ( $\pm$ zersetzt)   | 3,5 Vol.-%              | 2,0 Vol.-%  |
| Ilmenit                        | 2,0 Vol.-%              | 1,0 Vol.-%  |
| Akzess.                        | 0,5 Vol.-%              | 2,0 Vol.-%  |
|                                | (Pyroxen, Apatit u. a.) |             |

I. Zoisit-Granat-Amphibolit, Schmalzgrube (Bl. 139)

II. Granat-Amphibolit, Teichertfelsen (Bl. 138)

### 3.3.2. Nematobis-lepidoblastische Amphibolite

Während die bisher besprochenen Metabasite genetisch zu den Eklogiten gehören und sich je nach ihrem Amphibolitierungsgrad in die Reihe Eklogit — kryptodiablastischer Granat-Amphibolit einordnen lassen, scheinen die nach-

folgend beschriebenen Amphibolite unmittelbar aus den entsprechenden basischen Ausgangsgesteinen entstanden zu sein, ohne jemals ein Eklogit-Stadium durchlaufen zu haben. Lediglich einige Granat-Amphibolite zeigen geringe diablatische Strukturen, die auf den Zerfall von Eklogitmineralen (besonders Pyroxen) zurückgeführt werden könnten. Jedoch sind weitere Untersuchungen notwendig, um auch bei diesen Gesteinsvarietäten ihre vermutlich polymetamorphe Vergangenheit zu entwirren.

### 3.3.2.1. Granat-Amphibolite

Ein Granat-Amphibolit, der den aus der Wiesenthal-Antiklinale bekannt gewordenen Metabasiten (vgl. Abschn. 3.2.1.3.) – sowohl strukturell als auch mineralogisch – ähnelt, ist nördlich davon im Gneisglimmerschiefer ca. 1 km nord-nordwestlich der Wolfener Mühle (Bl. 138) anzutreffen. Er unterscheidet sich von den kryptodiablatischen Varietäten durch das Zurücktreten der Grundgewebediablantik bei gleichzeitiger Zunahme von Hornblende und das Vorhandensein relativ gut erhaltener Granat-Poikiloblasten (Granat-Anteil: 10 bis 20 Vol.-%; häufig dunkel pigmentierte Kernzonen) mit nur dünnen Hornblende-Kelyphiten. Vor allem die Kelyphitisierung der Granate deutet diaphoritische Vorgänge an. Das nematoblastische Gefüge wird hauptsächlich durch über 1 mm große schilfrige Hornblende-Porphyroblasten ( $2V_x = 75^\circ$  bis  $79^\circ$ ;  $Z \wedge c = 14^\circ$  bis  $16^\circ$ ) ausgebildet; während kleinere etwa 0,1 bis 0,2 mm lange, hellgrüne Hornblende-Skelette ( $Z c = 15$  bis  $17^\circ$ ) nur gelegentliche Regelung zeigen. Die darin auftretenden Granatidioblasten besitzen keinerlei Einschlüsse.

In den filzig-diablatischen Partien, die wohl zu einem großen Teil aus der Saussuritisierung Ca-reicher Plagioklase entstanden sind, wachsen häufig Zoisit-Stengel, deren Anteil an der Gesteinszusammensetzung 5 Vol.-% übersteigen kann. An Erzmineralen treten u. a. Sulfide (z. B. Pyrrhotin und Pyrit) auf. Ob es sich bei diesem Metabasit um ein eklogitogenes Gestein handelt oder um einen diaphoritisch überprägten Granat-Amphibolit, war vorläufig nicht zu entscheiden.

Als weitere Beispiele von Granat-Amphiboliten sei einmal das ca. 4 km nördlich des NO-Ausganges von Kühnhaide (Bl. 129) in der mgn-Serie der Katharinaberger Rotgneiskuppel eingeschaltete Vorkommen mit sehr untergeordnet vorhandenen diablatischen Strukturen erwähnt, die denen entsprechender Gesteine randlich der Saydaer Rotgneiskuppel nahekommen. Den vermuteten Übergang zu den ebenfalls auftretenden eklogitischen Typen konnte Vf. bisher nicht bestätigen.

Zum anderen soll hier ein Diablantik-freier Metabasit mit angeführt werden, der im oberen Freiburger Gneis etwa 1,5 km südlich der Röthenbacher Mühle am E-Ufer der Wilden Weißeritz (Bl. 100) auftritt.

Beide Gesteinstypen zeichnen sich durch wechselnde Granat- und Hornblende-Führung aus. Im allgemeinen haben wir auch bei diesen Amphiboliten mit

zwei Hornblende-Generationen zu rechnen, die wohl beide nur Varietäten der gemeinen Hornblende darstellen ( $2 V_x = 80^\circ$  bis  $86^\circ$ ;  $Z \wedge c = 20^\circ$  bis  $25^\circ$ ). Die Granate lassen mitunter eine Auflösung in Einzelkornverbände und teilweise eine von den Rupturen ausgehende Zersetzung in hellgrüne Aktinolith-ähnliche Hornblendestengelchen mit Ilmenitsäumen erkennen. Teilweise wachsen in unmittelbarer Umgebung oder auf Kosten des Granats Biotitleisten, Plagioklas- und Quarz xenoblasten (speziell Röthenbacher Mühle). Bei den bereits makroskopisch im Gestein auffallenden hellen Flecken handelt es sich vorwiegend um saussuritisierte basische Plagioklas-Porphyroblasten. In diesen filzigen Massen – vorwiegend aus feinsten Zoisit- und Hornblendefasern unter wechselnder Beteiligung serizitischer Spreu bestehend – finden sich unverzwilligte Plagioklas-Xenoblasten ( $\sim$  Oligoklas), die sich zu pflasterartigen Kornagglomerationen vereinigen können und gelegentliche Albitneubildungen aufweisen.

Mitunter werden feinverzwilligte Oligoklase von Hornblende um- oder fingerartig durchwachsen. Wolkig verteilte oder in Granatnähe konzentrierte skelettartige bzw. länglich-ovale Ilmenite besitzen Titanitschalen bzw. sind völlig durch Titanit ersetzt.

Derartige Gesteinsvarietäten kommen u. a. unmittelbar an der Straße zwischen Mildenau und Geiersdorf vor (als Klippen bzw. in einem kleinen Aufschluß ca. 1 km östlich Mildenau: Bl. 128).

Den recht schwankenden Modalbestand dieser Metabasitvarietäten veranschaulicht Tabelle 11.

Wechselnde Granatführung mit teilweise höheren Zoisitgehalten besitzen z. B. auch Amphibolit-Partien, die – trotz der engen Verknüpfung mit eklogit-amphibolitischen Metabasittypen (Zusammensetzung wie in Abschn. 3.2.1.3.) – keine kryptodiablastischen Strukturen aufweisen, also keine Merkmale eklogitogener Herkunft erkennen lassen. Sie sind u. a. im sog. „Grünstein-

Tabelle 11. Modale Zusammensetzung von Granat-Amphiboliten und granatführenden Amphiboliten [Vol.-%]

|  | I.        | II.       | III. |
|--|-----------|-----------|------|
| Hornblende                                 | 55,0–65,0 | 57,0–70,0 | 79,0 |
| Pyroxen (Hornblende)-Plagioklas-Diablastik | –         | 0 – 3,0   | –    |
| Plagioklas (+ Saussurit)                   | 15,0–18,0 | 12,0–15,0 | 13,0 |
| Granat                                     | 3,0– 9,0  | 0 –18,0   | 2,0  |
| Diopsid. Pyroxen                           | –         | 2,0– 5,0  | –    |
| Quarz                                      | 6,0       | 2,0– 6,0  | 3,0  |
| Biotit (z. T. chloritisiert)               | 2,0– 4,0  | –         | –    |
| Ilmenit                                    | 2,0       | 0 – 0,5   | 2,2  |
| Titanit                                    | 1,5       | 2,0– 5,0  | 0,6  |
| Akzess. (Apatit, Zirkon u. a.)             | 1,0       | 0,5       | 0,2  |

I. Röthenbacher Mühle, Bl. 100

II. Kühnhaide, Bl. 129

III. 1 km östl. Mildenau, an der Straße nach Geiersdorf (Bl. 128)

bruch“ etwa 900 m nordwestlich des Kalkwerkes Crottendorf (Bl. 147) oder auch im Hangenden des Eklogits (bzw. Hornblende-Zoisit-Eklogits; vgl. Abschn. 3.2.1.1. und 3.2.1.2.) bei der Brückenmühle im NNE von Mildenau (Bl. 128) aufgeschlossen. Ebenfalls berichtet W. R. Zartner (1922, S. 213) von ähnlichen Gesteinen (Modalbestand siehe Tabelle 12) aus dem südwestlichen Teil des Erzgebirges bei Gossengrün (ČSSR).

Tabelle 12. Modale Zusammensetzung von Granat-Zoisit-Amphiboliten

|                      | I.          | II.         |
|----------------------|-------------|-------------|
| Hornblende           | 60,0 Vol.-% | 54,9 Vol.-% |
| Pyroxen              | 3,5 Vol.-%  | — Vol.-%    |
| Granat               | 10,0 Vol.-% | 7,3 Vol.-%  |
| Zoisit               | 15,0 Vol.-% | 12,7 Vol.-% |
| Plagioklas           | 3,3 Vol.-%  | 10,3 Vol.-% |
| Quarz                | 6,0 Vol.-%  | 1,1 Vol.-%  |
| Glimmer              | Sp Vol.-%   | 6,3 Vol.-%  |
| Rutil + Erz, Titanit | 2,0 Vol.-%  | 5,9 Vol.-%  |
| Akzess.              | 0,2 Vol.-%  | 1,5 Vol.-%  |

I. Brückenmühle, NNE von Mildenau (Bl. 128)

II. Gossengrün, ČSSR (aus W. R. Zartner, 1922, S. 213)



Bild 6. Amphibolitbänder im gefalteten Marmor mit beginnender Zerlegung in Boudins. Links am Bildrand: Stollenmundloch. — Marmorbruch Hammerunterwiesenthal (Wiesenthal-Antiklinale; Bl. 147/148); Süd-Stoß

Ebenfalls kann zu diesem Gesteinstyp eine im Marmorbruch ca. 1 km nordwestlich von Hammerunterwiesenthal (Wiesenthal - Antiklinale, Bl. 147/148) auftretende Amphibolitlage gerechnet werden. Dieses konkordant im gefalteten Marmor am S-Stoß des Aufschlusses zwischengeschaltete etwa 0,5–0,8 m mächtige Band zeigt – durch Boudinierung hervorgerufen – in den Randpartien senkrecht zur Schieferungsebene mit Kalzit gefüllte klaffende Risse und eine beginnende Zerlegung in knollige Segmente (Bild 6 und 7a u. b).

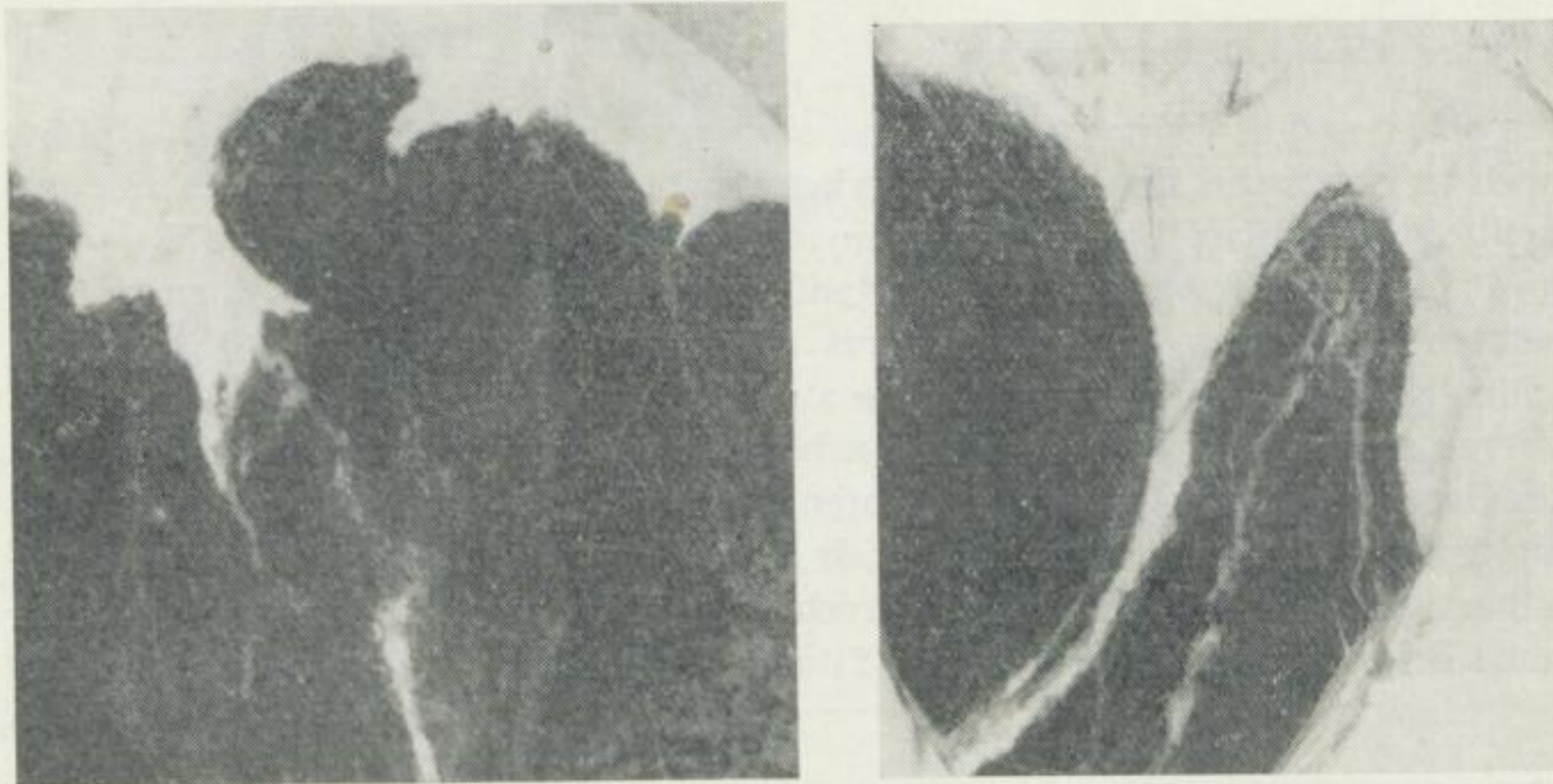


Bild 7. Grenze Amphibolit/Marmor. Randliche Ausbildung der in Bild 6 gezeigten oberen Amphibolitlage (Ausschnitt)  
 $\frac{1}{4}$  der natürlichen Größe –  $\frac{1}{3}$  der natürlichen Größe

Dieser Amphibolit entspricht nur in seiner Hornblendeführung und den zersetzten Plagioklasnestern etwa den oben beschriebenen Gesteinen. Davon abweichend durchstäuben Granate als winzige, unzersetzte und einschlußfreie Kristalloblasten (Kd.  $< 0,1$  mm) die Hauptgemengteile. Größere Granatidioblasten (Kd.  $\sim 1,0$  mm) führen hin und wieder dünne Hornblende- Kelyphite. Während vor allem in der Nähe der zersetzten Plagioklaspartien bis 1 mm lange unregelmäßig begrenzte Zoisite auftreten, beobachtet man zum Marmor hin neben quarzreicheren Lagen, in denen Hornblendefetzen und Chloritfächer regellos verstreut liegen, auch schmale Bänder bzw. unförmige Kornkonzentrationen bis zu 1 cm langer Epidot- bzw. Klinozoisit-Spieße und -Körner. Titaniteier finden sich vorwiegend nesterförmig als akzessorischer Gemengteil. An Erzmineralen treten hauptsächlich Pyrit und Magnetkies auf. Allgemein verbreitet ist eine meist von Klüften ausgehende Kalzitbildung. R. Reinisch (1914) hält den Kalzit größtenteils für primär. Anzeichen postblastischer Deformationen waren nicht festzustellen.

An anderen Stellen im Marmor auftretende Amphibolit-Partien bilden teilweise schmitzenförmige, kaum dm-starke und nur wenige Meter lange Lagen. Teilweise treten sie flözartig über 100 m weit aushaltend mit einer Mächtigkeit von etwa 0,2 m auf. „Wie die Form wechselt auch der Mineralbestand. Neben hornblendereichen und granatreichen Gesteinen kommen granatfreie Strahlsteinschiefer und noch reichlich kalzitführende Arten mit Granat und Epidot vor, die in manchen Lagen Biotit, in anderen Feldspat, in noch anderen Titanit gehäuft enthalten.“ (R. Reinisch, 1914).

### 3.3.2.2. Gewöhnliche Amphibolite

Metabasite, die weder eklogitogene oder genetisch deutbare Strukturrelikte noch migmatische Beeinflussung erkennen lassen und hauptsächlich nur aus hellbräunlich bis olivgrünen gemeinen Hornblende-Xenoblasten ( $2V_x = 84^\circ \pm 2^\circ$ ;  $Z\Lambda c = 23^\circ$  bis  $26^\circ$ ) und leistenförmigen, mitunter skelettoiden  $\pm$  zersetzten Plagioklas-Individuen (mit Albitneubildungen:  $An_{10-15}$ ) bestehen, sollen als gewöhnliche Amphibolite ausgehalten werden.

Hierzu sind u. a. – abgesehen von zahlreichen Lesesteinvorkommen vor allem im Graugneis-Gebiet – die im dichten Gneis des jetzt auflässigen Steinbruchs am Tobiashübel ca. 1,5 km südöstlich Marienberg (Bl. 128) auftretenden brotlaibartigen Amphibolitkörper zu rechnen (Bild 8 u. 9). Besonders fällt der hohe Ilmenit- und Titanit-Anteil (Titanit bildet sich auf Kosten des Ilmenits)



Bild 8. Brotlaibartiger Amphibolitkörper (Blick in b-Richtung) mit Resten der Gneis-Schale – Tobiashügel, ca. 1,5 km südöstl. Marienberg (Bl. 128); vgl. Bild 9

dieser sehr zähen grano- bis nematoblastischen, nur im ausgeschwänzten Ende der oberen Einlagerung stark verschieferten Gesteinspartien auf (Längendurchschnitt der Hauptgemengteile: 0,5 bis 1 mm). Die in ihnen regellos verteilten Chloritfetzen und -fächer führt R. Reinisch (1929) auf eine Chlori-

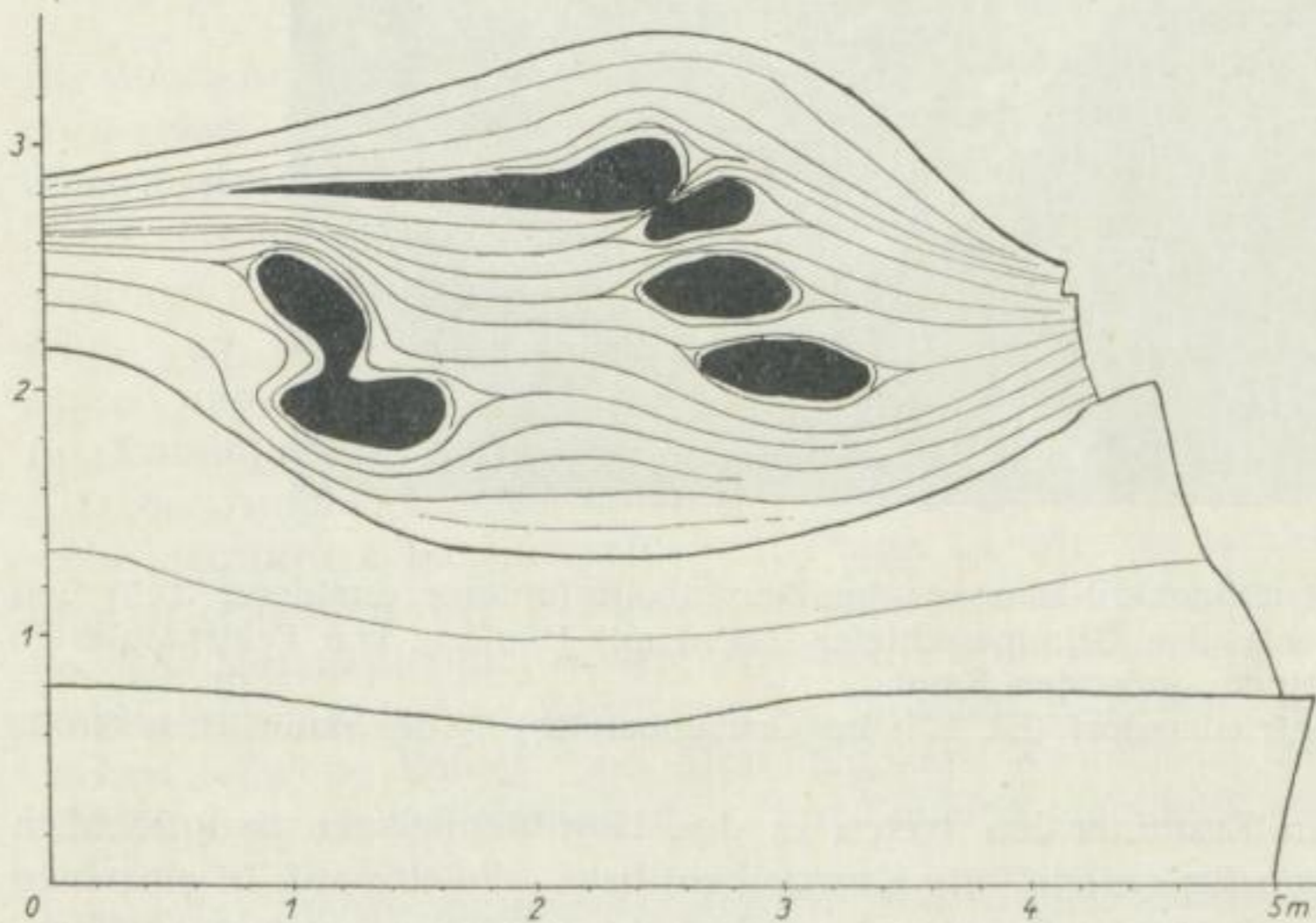


Bild 9. ac-Schnitt durch die Amphibolitkörper (schwarz) im dichten Gneis am Tobiashübel (Bl. 128)

tisierung von Augiten (Diälag?) zurück, und er vermutet in diesen Amphibolit-Boudins Reste eines tektonisch zerstückelten ehemaligen „dunklen Ganggesteins“ (lamprophyrischer Diabasporphyrit).

Trotz eingehender Untersuchungen konnten keine eindeutigen Mineral- und Gefügerelikte gefunden werden, die eine Deutung dieses Amphibolits als ehemaligen Diabasporphyrit zuließen.

Ein nach dem Mineralbestand noch hier mit aufzuführendes Gestein, das allerdings strukturell mit seinem annähernd flaserigen Parallelgefüge schon zu den dafür typischen Zoisit-Amphiboliten überleitet, findet man 0,5 km südöstlich Breitenbrunn am NE-Hang des Ortbaches (Bl. 146). Der Amphibolit tritt in mehreren vermutlich bis zu etwa 10 m mächtigen Lagern im Phyllit der inneren Kontaktzone des Eibenstocker Granits auf.

Faserig-schilfrige Hornblende-Aggregate (Länge etwa 0,2 mm) umschmiegen in flachwelligen Lagen, die bis 2 mm langen Spindeln zersetzter Plagioklassubstanz, worin häufig Albitblasten sprossen, die von Hornblende- und Epidotsäulchen sowie kleinsten Rutilprismen durchspießt werden. Dieser Albitisierungsprozeß verwischt die Deformationsstrukturen der ehemaligen vermutlich basischeren Plagioklasse fast völlig (Bild 10). Granat ist nur akzessorisch

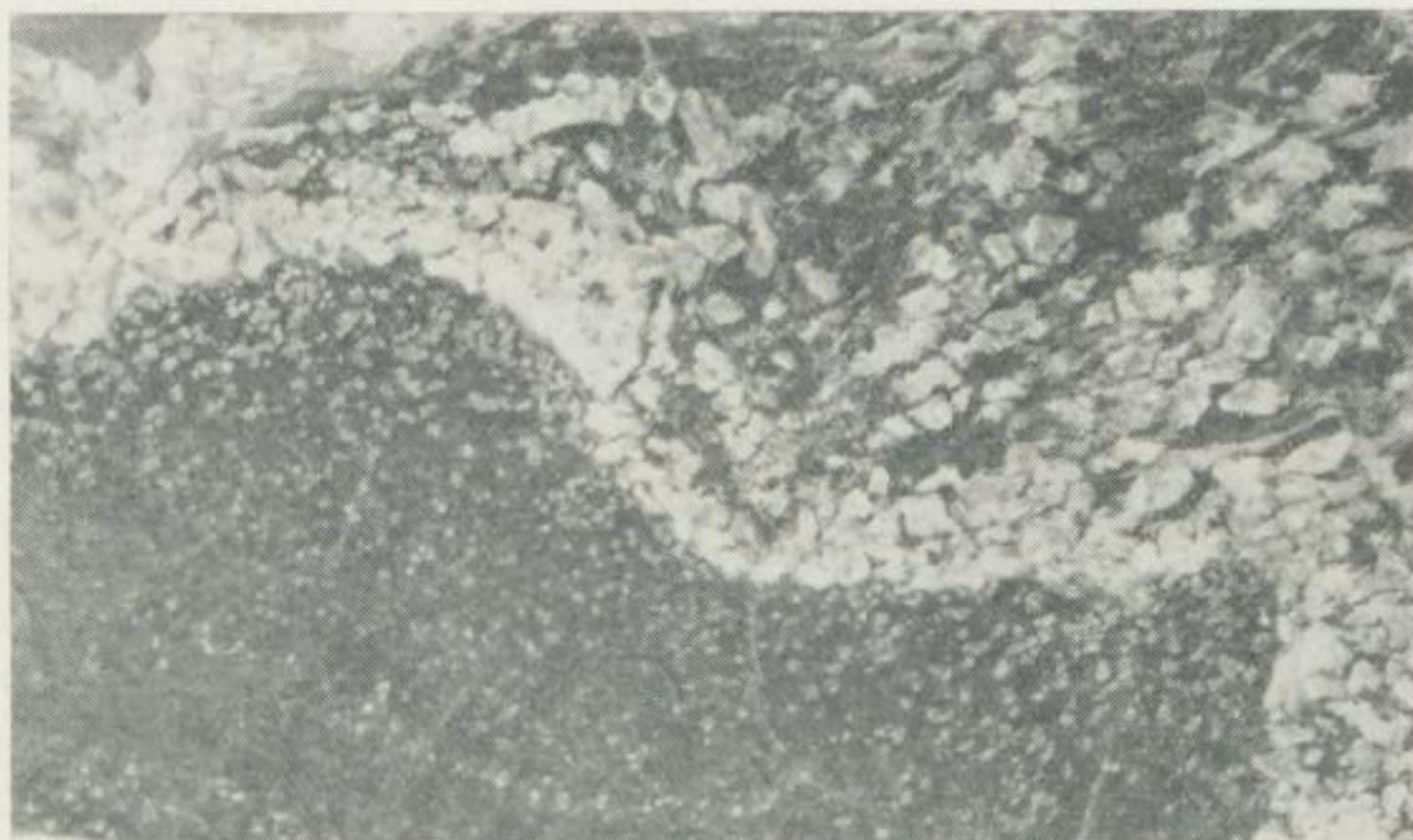


Bild 10. Albit (Oligoklas)-Blastesis im Amphibolit (unterer dunklerer Teil) und angrenzenden Glimmerschiefer (oben) mit Häufung von Feldspatblasten an seinem äußersten Rand.  
Ehrenfriedersdorf (Bl. 127; im Grubenbereich)  $\frac{1}{2}$  der natürlichen Größe

vorhanden. An Erzmineralen treten in den Hornblendelagen hauptsächlich Ilmenitkörnchen (in s eingefügte Kornreihen) bzw. -skelette auf. In einzelnen Gesteinspartien kann der Zoisit- oder Feldspatgehalt etwas ansteigen. Allgemein zeigt das Gestein eine recht einfache mineralogische Zusammensetzung (Tab. 13):

Tabelle 13. Modale Zusammensetzung von Amphiboliten

|   | I.          | II.                         |
|---|-------------|-----------------------------|
| Hornblende  | 65,0 Vol.-% | 57,0 Vol.-%                 |
| Plagioklas  | 20,0 Vol.-% | 34,5 Vol.-%                 |
| Chlorit   | 3,0 Vol.-%  | — Vol.-%                    |
| Quarz   | 1,5 Vol.-%  | 4,0 Vol.-%                  |
| Ilmenit   | 10,0 Vol.-% | 2,0 Vol.-%                  |
|   |             | (Ilmenit : Titanit = 1 : 1) |
| Akzess. (Titanit, Epidot,<br>Rutil, Apatit, Zoisit) | 0,5 Vol.-%  | 2,5 Vol.-%                  |

I. Tobiashübel (Bl. 128)

II. ca. 0,5 km SE Breitenbrunn (Bl. 146)

Etwas mehr Zoisit, jedoch 5 Vol.-% kaum überschreitend, führt eine etwa 5 km NNE der o. g. Lokalität in der Glimmerschieferformation auftretende Amphibolit-Linse bei Siegelhof (Höhe 522,5; Bl. 138). Dabei müssen biotit- und quarzreiche amphibolitoide Gesteinsvarietäten schon zu den Hornblendegneisen gezählt werden, wie sie in dünnen Lagen wechsellagernd mit granat-



führenden bzw. feldspatreichen Glimmerschiefern im Bahnanschnitt zu beobachten sind.

### 3.3.3. Flaserige Zoisit-Amphibolite und Zoisit-Plagioklas-Amphibolite

Die Zoisit-Amphibolite besitzen – wie bereits im vorigen Abschnitt angedeutet – eine meist charakteristische Parallel- bis Lagentextur, wobei Hornblendelagen mit linsig bis streifenförmig auseinandergezogenen  $\pm$  zersetzten, Zoisit gefüllten Plagioklasmassen alternieren.

Während die dem Graugneis etwa 0,5 km südlich Marienberg im Bahneinschnitt am Schlettenberg (Bl. 128) zwischengeschalteten Zoisit-Amphibolit-Linsen und -Schmitzen (nach H. Credner, 1904: drei verschieden mächtige Linsen) noch eine mehr nematoblastische Struktur erkennen lassen, weist z. B. der Amphibolit am südlichen Ortsausgang von Beierfeld (Bl. 137) eine schon deutlichere Paralleltextur auf. Dieser im Muskovitschiefer (Glimmerschieferformation) der äußeren Kontaktzone des Schwarzenberger Granits liegende Metabasit führt in den zersetzten Partien ehemaliger basischer Plagioklas-Substanz neben Zoisit und vereinzelt Kalzitkörnern und Biotit-häcksel teilweise Epidot- und Albit(Oligoklas)-Xenoblasten und zeigt somit Anklänge an Gesteinsglieder der Albit-Epidot-Amphibolitfazies.

Tabelle 14. Modale Zusammensetzung von Zoisit-Amphiboliten

|                                     | I.          | II.         |
|-------------------------------------|-------------|-------------|
| Hornblende                          | 60,0 Vol.-% | 57,0 Vol.-% |
| Hornblende-Plagioklas-Verwachsungen | 15,0 Vol.-% | – Vol.-%    |
| Zoisit                              | 10,0 Vol.-% | 30,0 Vol.-% |
| Plagioklas                          | 8,0 Vol.-%  | 9,0 Vol.-%  |
| + filzige Produkte                  |             | (+ Epidot)  |
| Granat                              | 3,0 Vol.-%  | – Vol.-%    |
| Quarz                               | 2,0 Vol.-%  | 1,3 Vol.-%  |
| Ilmenit + Titanit                   | 1,0 Vol.-%  | 1,2 Vol.-%  |
| Akzess. (Apatit, Biotit)            | 1,0 Vol.-%  | 1,5 Vol.-%  |

I. Bahneinschnitt am Schlettenberg südlich Marienberg (Bl. 128)

II. S-Ortsausgang von Beierfeld (Bl. 137)

Eine bereits makroskopisch ausgeprägte Lagentextur zeigt u. a. ein entsprechender Metabasit im Graugneis ca. 0,6 km südlich Rechenberg (Bl. 118). Im Gegensatz zu den meisten anderen Vorkommen bilden die Hornblendelagen wohlgeformte Kristalloblasten (bis 5 mm Länge) und deuten somit Rekristallisationsvorgänge an. Vereinzelt in den Blasten vorhandene Oligoklas- und Hornblende-Interpositionen lassen eine vorangegangene Kornzerkleinerung vermuten.

Zu diesem Gesteinstyp ist vor allem auch der etwa 800 m östlich Obercarsdorf (ca. 85 m südöstlich von Pkt. 440,3 bei Ulberndorf) als kleiner Felszug aus dem

umgebenden Biotitgneis herausragende Metabasit zu zählen. Das feinkörnige, hellgrünlich-graue Gestein läßt stellenweise bis cm-starke, weiß bis grünlich aber auch rötlich gefärbte Zoisit-Plagioklas-Schlieren, die oft ptygmatoide Strukturen widerspiegeln, erkennen.

In hornblendereichen Partien findet man außerdem cm-mächtige Quarz-Muskovit-Schlieren oder muskovit- bzw. biotitführende Quarz-Zoisit-Lagen. Manchmal erweitern sich diese Lagen knollenartig und ähneln dann den von K. H. S c h e u m a n n (1956) beschriebenen Texturen „boudinierter Lagen-amphibolite“. Allgemein herrscht eine „langfaserige bis lagenförmige Struktur in der typischsten ausgeprägtesten Weise“ vor, die W. B e r g t (1913) als eine „den Flaserabbros außerordentlich ähnliche Struktur“ bezeichnete.

Sowohl die plagioklasreichen Schlieren, die mitunter zur Ausbildung grobgemengter Plagioklas-Hornblende-Partien führen können, als auch die Quarz-Glimmer-Lagen und -Adern deuten migmatische Vorgänge an (Bild 13), wie sie ähnlich, aber weitaus deutlicher, in den amphibolitogenen Migmatiten unweit dieses Vorkommens bei Schmiedeberg (Bl. 100 und 101; vgl. Abschn. 3.3.5.) zum Ausdruck kommen.

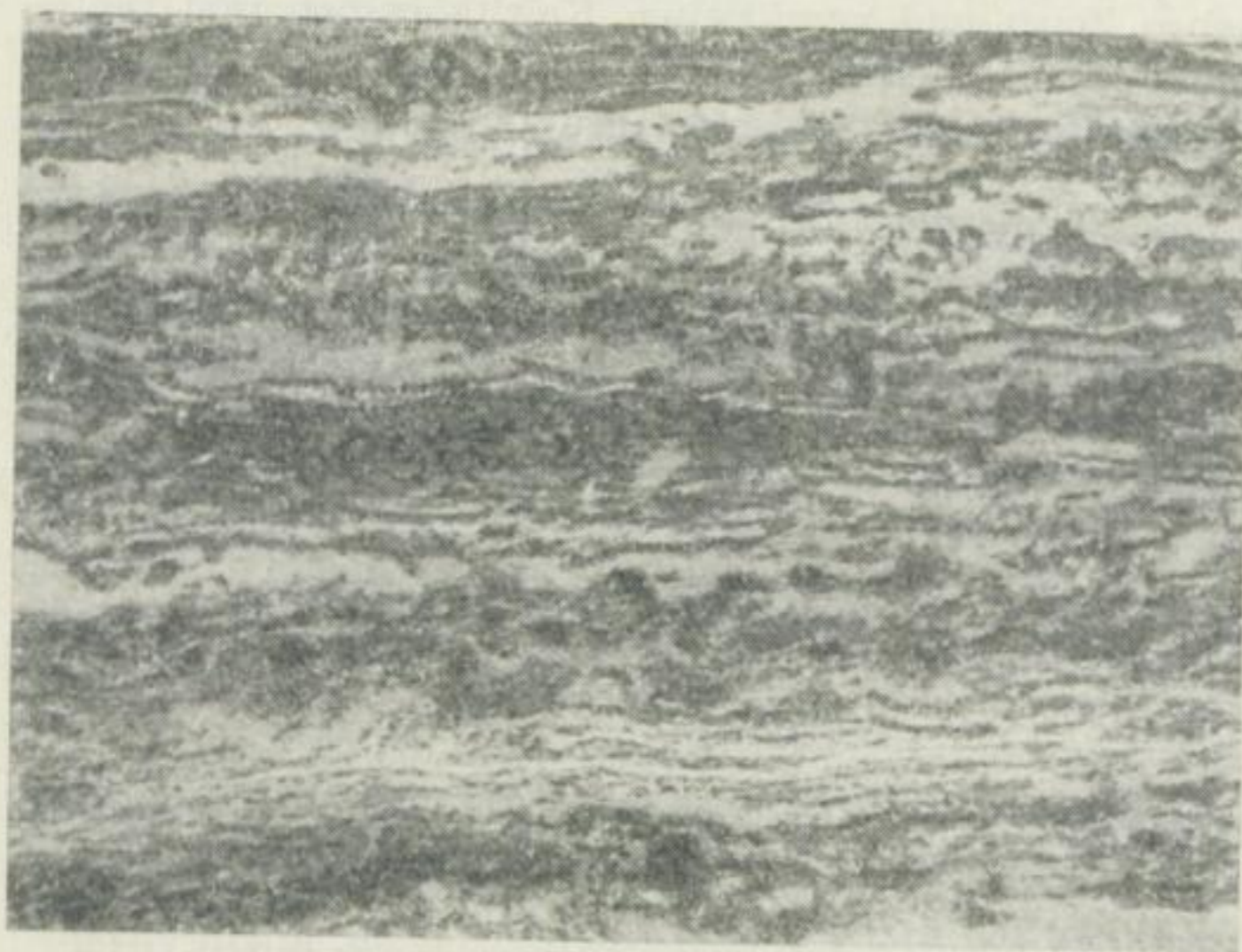


Bild 13. Metatektisch veränderter flaseriger Zoisit-Amphibolit  
Ulberndorf (Bl. 100) natürliche Größe

Der Schliff verdeutlicht das streifige Verteilungsgefüge. Hornblendereiche Bänder mit hellgrünen, 2 mm langen, teils ausgeschilferten strahlsteinartigen Hornblendexenoblasten – oft sperrig angeordnet und eng verzahnt – wechseln mit serizitisierten feldspatreichen Lagen (An<sub>8,12</sub>), in denen Körnerhaufen und Bänder von Zoisit ( $\pm$  Epidot) durchsetzen.

Neben den hellgrün gefärbten Hornblenden ( $2 V_x = 80^\circ \pm 3^\circ$ ;  $Z\Lambda c = 12^\circ - 15^\circ$ ) erscheinen sehr blaßgrüne vermutlich zur Cumingtonitreihe gehörende Arten ( $2 V_x = 85^\circ$ ;  $Z\Lambda c = 14^\circ - 17^\circ$ ).

Die schwer zu erfassende quantitative Zusammensetzung dieses Zoisit-Plagioklas-Amphibolits soll durch die in Tabelle 15 angeführten Modalanalysen wenigstens annähernd belegt werden:

Tabelle 15. Variationsbreite im Modalbestand des Zoisit-Plagioklas-Amphibolits etwa 800 m östl. Obercarsdorf (Bl. 100)

|  | zoisitarm                          | zoisitreich |
|--|------------------------------------|-------------|
| Hornblende                             | 40,0 Vol.-%                        | 28,0 Vol.-% |
| Plagioklas ( $\pm$ Zersetzungsprodukt) | 53,0 Vol.-%                        | 52,0 Vol.-% |
| Zoisit                                 | 5,0 Vol.-%                         | 17,5 Vol.-% |
| Quarz                                  | 1,0 Vol.-%                         | 2,0 Vol.-%  |
| Akzess. (Rutil, Erz, Apatit, Granat)   | 1,0 Vol.-%                         | 0,5 Vol.-%  |
|  | (dazu Biotit in wechselnder Menge) |             |

Einige dem Zoisit-Amphibolit von Ulberndorf (bzw. Obercarsdorf) mehr oder weniger ähnelnde Typen — allerdings ohne migmatische Erscheinungen — beschreiben u. a. R. Reinisch (1914) aus dem Gebiet von Oberwiesenthal (Bl. 147) und — aus dem tschechischen Teil des West-Erzgebirges — G. C. Laube (1887) von Tomitschan und dem Wirbelsteingebiet, W. Bergt (1913) von Kupferberg (Medenec) und W. R. Zartner (1922 u. 1927) von verschiedenen Stellen.

Die Zoisite wurden im Rahmen dieser Arbeit chemisch nicht näher untersucht; deshalb mögen die in der Literatur zitierten Analysen hier mit angeführt sein:

Tabelle 16. Zoisite aus Metabasiten des Erzgebirges

|                                | I.             | II.                             |
|--------------------------------|----------------|---------------------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 49,13 Masse-%  | 40,41 Masse-%                   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 29,45 Masse-%  | 32,75 Masse-% (+ Spuren von Fe) |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,56 Masse-%   | n. b.                           |
| CaO                            | 18,00 Masse-%  | 24,36 Masse-%                   |
| MgO                            | — Masse-%      | 0,18 Masse-%                    |
| H <sub>2</sub> O               | 1,38 Masse-%   | 1,97 Masse-%                    |
|                                | 100,02 Masse-% | 99,67 Masse-%                   |

- I. Zoisit-Amphibolit bei Oberwiesenthal (Bl. 147),  
Analytiker A. Sauer — in R. Reinisch (1914)
- II. Zoisit-Eklogit nördlich Grünhainichen (Bl. 115) —  
in C. Gräbert (1905)

### 3.3.4. Amphibolite mit gabbroiden Mineral- und Strukturrelikten

Da bekanntlich basische Gesteine auf veränderte p-t-Bedingungen (und  $\pm$  gleichzeitige Beteiligung von Wasser) relativ leicht reagieren und infolge ihrer Um- bzw. Rekristallisationsfreudigkeit bei metamorphen Einwirkungen vor allem die para- und orthogenen Gefüge aber auch die Deformationsstrukturen weitgehend blastisch überholt werden, ist es vermutlich nur in wenigen Fällen möglich, genetisch deutbare Mineral- und Strukturrelikte zu finden.

So konnte Vf. bei den untersuchten Metabasiten lediglich im Amphibolit vom Husarenstein bei Claußnitz (ca. 300 m südwestlich der Bahnlinie Freiberg–Hermsdorf; Bl. 117) – in Bestätigung der bereits von R. Reinsch (1931) gemachten Beobachtungen – olivingabbroide Gesteinspartien nachweisen. Hierin bilden meist saussuritisierte, feinste Apatitnadelchen führende, idio- bis xenomorphe Plagioklasleisten ( $\sim 3$  mm Länge) mit uralitisierten Pyroxenen ein ophitisches Gefüge (Bild 11a). Dazwischen eingestreut finden sich



Bild 11a. Meta-Olivingabbro. Reliktisches ophitisches Gefüge; sperrige, größtenteils zersetzte Plagioklasleisten (hellgrau) neben uralitisierten Pyroxenen (dunkelgrau) Husarenstein bei Clausnitz (Bl. 117) V. = ca. 125 : 1

bräunlich-grüne, grauschwarze pigmentierte (kleinste Erzinterpositionen) Minerale mit dicktafeligem, teilweise achtseitigem Habitus (Kd.  $0,3 \times 0,5$  mm), die als pilitisierte Olivine identifiziert werden konnten. Außerdem beobachtete Reinsch braunstriemigen Diallag mit beginnender bastitischer Umwandlung.

Besonders in den Randpartien der den ehemaligen Olivinen benachbarten Plagioklase reihen sich Granatkörnchen zu Ketten aneinander (Bild 11b). Als

Reaktionsprodukte zwischen Olivin und Ca-reichem Plagioklas sind u. a. auch die aus grünen Hornblendestengelchen bestehenden Kelyphite der Olivine zu betrachten. Der Ilmenit herrscht gegenüber dem Titanit vor und ist in großen für basische Orthogesteine typisch zerhackten Formen ausgebildet.



Bild 11b. Meta-Olivingabbro. Pilitisierte Olivine (mittelgrau mit fast schwarzem Rand), die von dünnen Hornblende-Kelyphiten umgeben sind. In den äußersten Randzonen der Plagioklase (hell) — neben einzelnen größeren Granaten im Innern — kettenförmige Aneinanderreihungen von Granatkörnchen (Reaktionsprodukt zwischen Olivin und Ca-reichem Plagioklas). V. = ca. 100 : 1

Die beschriebenen Mineralumwandlungen lassen sich teils noch auf Einflüsse der Autohydratation zurückführen, teils aber schon der Grünsteinfazies zuordnen, wodurch sich die Wirkung einer höchstens epizonalen Umkristallisation andeutet. Somit stellen die metagabbrischen Partien Faziesrelikte dar, die vermutlich im Kern dieser „bedeutendsten Metabasiteinlagerung im Graugneis“ (Oberer Freiberger Gneis; R. Reinisch, 1933) einer mesozonalen Überprägung, wie sie der Hauptteil des hier auftretenden Amphibolits zeigt, entgingen.

Der normale Amphibolit besitzt eine grano- bis nematoblastische Struktur. Gelegentlich lassen sich sperrige Gerüste kleiner (etwa 0,1 mm langer) xenomorpher Hornblenden mit zwischengeschalteten größeren, randlich zerfaserten Hornblendexenoblasten erkennen. In zersetzter Feldspatsubstanz schwimmen nestartig bzw. linsenförmig gelängte Plagioklas-Kleinkornverbände (Oligoklas-Andesin), die teilweise mit Serizit durchstäubt sind oder gelegentlich von Chloritamöben durchwachsen werden. Ebenso wie diese blastokataklastischen Feldspatverbände machen Granat-Kleinkornagglomerationen, die noch die Umrisse größerer Granatidioblasten abbilden, prä- bis parablastische De-

formationen wahrscheinlich. Titanit findet sich an Stelle von Ilmenit besonders in plagioklasreicher Umgebung, mitunter die „zerhackten“ Formen des ursprünglichen Ilmenits widerspiegelnd.

Butzenförmige Anhäufungen von sperrigen Biotitscheiten sowie regellos im Gestein verteilte, oft auch mit Quarz zusammen aus feinsten Trümchen herauswachsende oder als Koronen völlig feinfilzig umgewandelter Minerale auftretende Biotite lassen sich vor allem in der Nähe diskordant den Amphibolit durchsetzenden pegmatoiden Adern auf metatektische Einflüsse zurückführen. Derartige pegmatitische mehr oder weniger aufgeblähte, teilweise versetzte Trümer sind hauptsächlich im südlichen Teil des Aufschlusses an oder in unmittelbarer Nähe der tektonischen Grenze zum Gneis deutlich zu beobachten.

Aus Tabelle 17 geht die mineralogische Durchschnittszusammensetzung hervor.

Tabelle 17. Modale Zusammensetzung der verschiedenen Metabasittypen am Husarenstein bei Claußnitz (Bl. 117)

|   | Amphibolit                             | Meta-Olivingabbro                                 |
|---|--|---|
| Hornblende                                      | 65,0 Vol.-%                            | 45,0 Vol.-%<br>(Uralit u. ähnl. Umwandlungsprod.) |
| Plagioklas ( $\pm$ zersetzt)                    | 24,0 Vol.-%<br>(Neubildungen Na-reich) | 29,0 Vol.-%<br>(Ca-reich)                         |
| pilitisierter Olivin                            | — Vol.-%                               | 15,0 Vol.-%                                       |
| Granat  | 2,0 Vol.-%                             | 2,0 Vol.-%  |
| Chlorit   | 2,0 Vol.-%                             | 1,0 Vol.-%  |
| Quarz   | 2,0 Vol.-%                             | 2,0 Vol.-%  |
| Titanit   | 2,0 Vol.-%                             | Sp Vol.-%   |
| Ilmenit   | 1,5 Vol.-%                             | 5,0 Vol.-%  |
| Akzess. (Biotit, Zoisit-Epidot, Kalzit, Apatit) | 1,5 Vol.-%                             | 1,0 Vol.-%  |

Von einigen weiteren, aber bedeutend kleineren Linsen (durch Lesesteine markiert) fein- bis mittelkörniger Amphibolite, die auch reliktsche Gabbrostrukturen besitzen sollen, berichtet A. F i e d l e r (1936) aus dem Gebiet des Oberen Freiburger Gneises südwestlich Obercarsdorf (Bl. 100).

W. B e r g t (1913) beschreibt u. a. einen schwach metamorphosierten Olivin-gabbro (z. T. wohl A. S a u e r ' s und R. B e c k ' s (1891) Enstatitfels), der mit Eklogit und Amphibolit zusammen ein Vorkommen loser Blöcke im Gebiet der Oberen Freiburger Gneise bei Klingenberg (Bl. 81) bildet. Der Olivin-gabbro führt als Hauptgemengteile braunen Diagen, frische farblose Olivine mit Kelyphiten von Plagioklas und Granat und ein Plagioklasmosaik. Ferner erwähnt er einen Olivin-Strahlsteinfels im Oberen Freiburger Gneis bei Reinsberg (Bl. 64) und ein ähnlich zusammengesetztes Olivin-gestein am Osthang des Beckerberges bei Eibenstock (Bl. 145), „das einen Teil einer dem Eibenstocker Granit- auf- oder eingelagerten Schieferscholle bildet“.

Darüber hinaus vermuten einige Autoren (z. B. R. Schreiter und O. Oelsner, 1929) in Diallag-Amphiboliten, die sich durch eine für basische Orthogesteine charakteristische Erzführung auszeichnen (neben Magnetit und Ilmenit, besonders Pentlandit, Magnetkies und Kupferkies), metamorphe Gabbros. Derartige Gesteine wurden u. a. aus dem südöstlichen Erzgebirge als kleinere Einlagerungen im Freiburger Kerngneis bzw. im sog. Fürstenwalder Gneis etwa 6 km südlich und südöstlich von Fürstenwalde bzw. ENE von Krupka (Graupen; Bl. 120) bekannt.

All diese Amphibolite, sowohl mit sicheren als auch nur angedeuteten gabbroiden Mineral- und Gefügerelikten, treten vorwiegend im NE-Teil des Erzgebirges auf. In diesem Teil sind entsprechend der nach SW geneigten Gebirgsachse die tiefsten Gesteinsglieder des Erzgebirgskristallins aufgeschlossen.

### 3.3.5. Migmatisch beeinflusste Amphibolite

Vorwiegend Metabasite im Ost-Erzgebirge, und zwar in den Oberen Freiburger Gneisen (besonders in der unmittelbaren Umgebung von oberkarbonen Porphyrgängen und -decken) und im Freiburger Kerngneis, sowie auch einige den Rotgneisen benachbarte Vorkommen, z. B. am Nordrand der Saydaer Rotgneiskuppel bei Großwaltersdorf und Voigtsdorf, lassen häufig nachträgliche Veränderungen durch migmatische Vorgänge erkennen. Derartige Umwandlungen, bei denen eine mehr oder weniger große Mobilität der gesteinsbildenden Komponenten Voraussetzung ist, können – beginnend von einer nur mikroskopisch wahrnehmbaren metatektischen, feinsten netzwerkartigen Durchdringung des Gesteinsverbandes über meta- und diatektische Durchaderungen und Verflößungen – mit zunehmender Homogenisierung bis zur Ausbildung homophaner amphibolitogener Migmatite gehen.<sup>3)</sup>

Diese Veränderungen sind also recht mannigfaltiger Natur. Sie äußern sich nicht nur im Gesteinsgefüge, sondern auch im Mineralbestand, in dem gegenüber den unbeeinflussten Amphiboliten meist der Biotit- und Quarzanteil zunimmt, aber die Granat- und Zoisit-Führung sehr zurücktritt. Oft verdrängt der Biotit den Granat und in granatarmen bzw. -freien Metabasiten die Hornblende. Bei den hierbei stattfindenden Stoffverschiebungen wurden u. a. neben  $\text{SiO}_2$  vor allem geringe Alkalimengen (besonders Kalium) – wie die chemischen Untersuchungen bestätigen (vgl. Abschn. 4.2.2.3. spez. Tab. 19a) – den amphibolitischen Gesteinen zugeführt.

Blastomylonitische Metatekte und entsprechende Gefüge (z. B. Augentextur) amphibolitogener Anatexite machen in Anlehnung an A. Fiedler (1936) stärkere, vermutlich parakristalline Deformationen wahrscheinlich.

Amphibolite recht unterschiedlicher migmatischer Beeinflussung mit den verschiedensten Übergangstypen bis zu amphibolitogenen Anatexiten finden sich beispielsweise in der Umgebung von Schmiedeberg im Oberen Freiburger

<sup>3)</sup> Vgl. richtete sich bei der Bezeichnung der Migmatite nach den von R. V. Dietrich und K. R. Mehnert (1960) bzw. K. R. Mehnert (1962) zusammengestellten Normenklatur-Vorschlägen.

Gneis (Bl. 100 u. 101). Sie erfuhren bereits durch A. Fiedler (1936) eine sehr subtile Bearbeitung. Seine Beobachtungen konnten durch die vom Vf. in diesem Gebiet durchgeführten Untersuchungen und Kartierungen nur unwesentlich ergänzt werden.

Die Amphibolitvorkommen nördlich bzw. westlich Schmiedeberg und die Linse westlich Niederpöbel, die teilweise von der Schachtstraße der z. Z. auflässigen Grube Sadisdorf angeschnitten ist, zeigen fast gleiche Gesteinsvarietäten. Dünne Quarz- bzw. Quarz-Plagioklas-Äderchen, pegmatoide Schlieren oder scharf abgesetzte -Gänge durchziehen die feinkörnigen bis dichten Amphibolite. Am Rand „Pegmatit“ zu Amphibolit haben sich mitunter grobkörnige Amphibol-Plagioklas-Gemenge oder auch fast reine Amphibolfelse gebildet.

Die große Variabilität im Modalbestand demonstrieren nachstehende Integrationszusammenstellungen (Tab. 18a):

Tabelle 18a. Zusammensetzung der migmatisch beeinflussten Metabasite im Schmiedeberger Raum (nach A. Fiedler, 1936) [Vol.-%]

|                                    | I.       | II.  | III. |
|------------------------------------|----------|------|------|
| Amphibol                           | 2 —59,5  | 80,3 | 82,4 |
| Pyroxen                            | 0 —41,3  | —    | —    |
| Plagioklas (Albit $\pm$ Oligoklas) | 14 —24,8 | 14,2 | 8,7  |
| zersetzter Feldspat                | 0 —13,0  | —    | —    |
| Quarz                              | 0,4—30,0 | —    | —    |
| Granat                             | 2,1—14,0 | —    | 1,7  |
| Biotit                             | 0 — 6,0  | —    | 2,2  |
| Zoisit (bzw. Klinozoisit)          | 0 — 1,7  | 4,0  | —    |
| Rutil + Erz                        | 0 — 1,0  | 1,5  | 4,0  |
| Titanit                            | 0 — 1,6  | —    | 0,8  |
| Apatit                             | —        | —    | 0,2  |

I. Flaserig-schuppige bis gebänderte feinkörnige Amphibolite

II. Porphyroblastische Amphibolite (mit  $\pm$  Amphibolporphyroblasten)

III. Entektisch ausgelaugter Amphibolfels

Diesen Schmiedeberger Metabasittypen recht ähnliche Amphibol-Plagioklas-Gesteine und porphyroblastische Amphibolitvarietäten ließen sich neben Eklogit-amphiboliten (siehe Abschn. 3.2.2.) auch bei Großwaltersdorf und Voigtsdorf (Bl. 116 u. 117) nachweisen.

Als amphibolitogener Anatexit ist u. a. der etwa 1 km südlich Hellendorf (Bl. 102) am Lerchenhübel auftretende grobkörnige Metabasit zu bezeichnen (Abb. 12). Das richtungslos körnige bis parallel texturierte Hornblende-Plagioklas (Oligoklas)-Gestein bildet eine Einlagerung im Unteren Freiburger Gneis (Kerngneis). Auf die schlierigen Partien, „die gelegentlich auch quer zur Paralleltexur des Amphibolits verlaufen und aus saurem Plagioklas, Quarz und einzelnen Turmalinen bestehen“, machte schon K. Pietzsch (1915) aufmerksam.



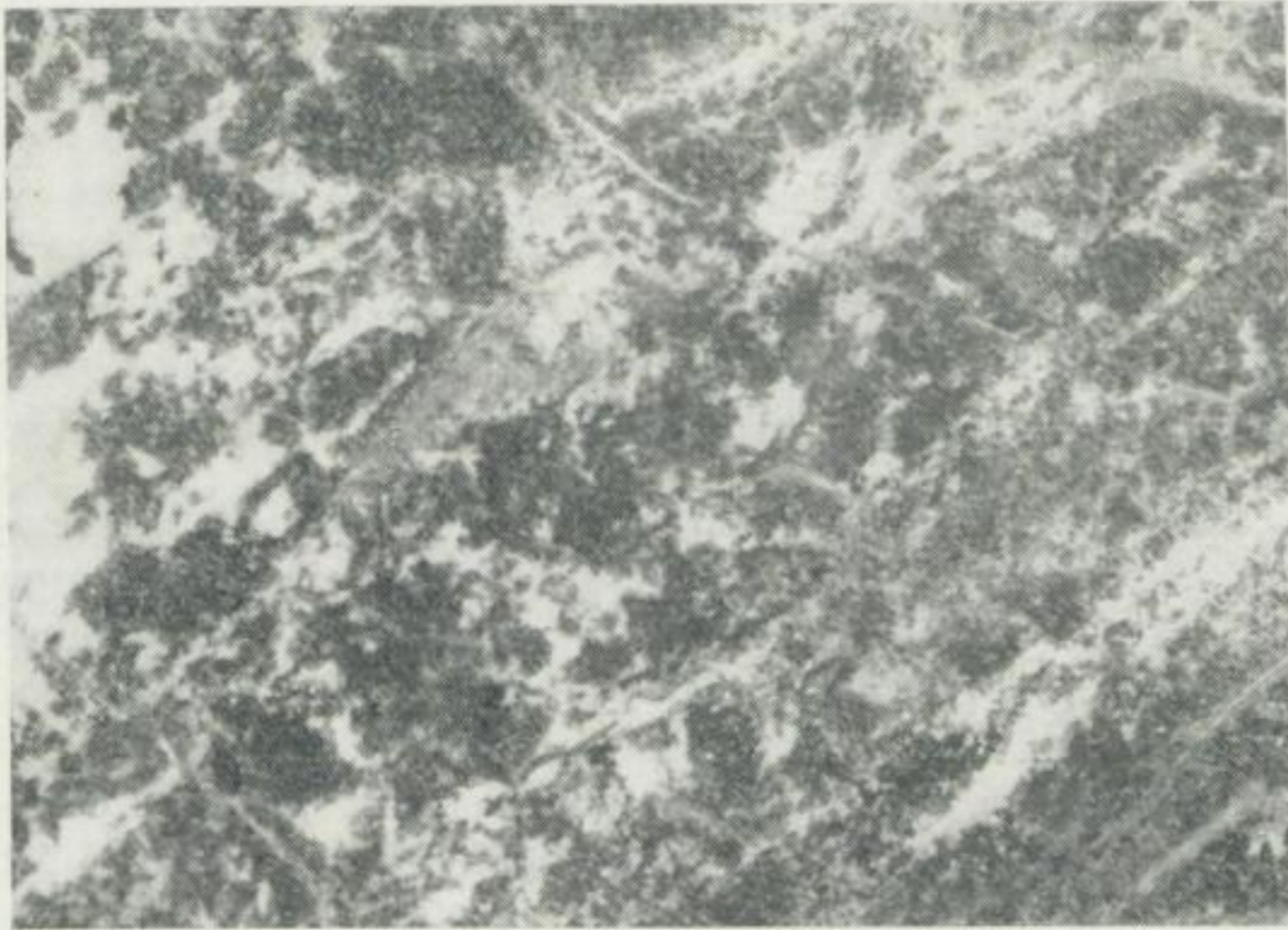


Bild 12. Amphibolitogener Anatexit mit Quarz-Feldspat-Metatekten (hell) und durch Metablastesis vergrößerte Hornblende-Kristalloblasten (schwarz)  
Hellendorf (Bl. 102) natürliche Größe

Während die bisher angeführten Gesteinstypen eine mehr oder weniger phlebitische Textur aufweisen, wobei also eine Unterscheidung des Neosoms vom Paläosom noch einigermaßen möglich ist, gibt es auch fast völlig homophane amphibolitogene Anatexite, die sich im Gefüge infolge einer  $\pm$  parakristallinen Durchbewegung kaum von den gewöhnlichen Amphiboliten unterscheiden. Kommen diese Anatexite in der Nachbarschaft deutlich metatektisch durchaderter Amphibolite vor, wie z. B. im Schmiedeberger Raum, dann ist ihre genetische Zuordnung und Identifizierung relativ einfach.

Im Modalbestand zeigen sie gegenüber den in Tabelle 18 zusammengestellten Migmatiten eine weitaus geringere Variationsbreite (vgl. Tab. 19). Die von A. F i e d l e r (1936) im o. g. Gebiet allein nach dem Biotit-Gehalt vorgenommene Untergliederung der „vollkommen durchgemischten Migmatite“, in denen sich „das Aufgelöste in keinerlei Weise von dem Auflösenden trennen läßt“ (S. 498), scheint jedoch nur lokal Gültigkeit zu besitzen. So können abgesehen von amphibolitogenen Anatexiten im engeren Sinne, die hauptsächlich aus gemeiner Hornblende und untergeordnet saurem bis intermediärem Plagioklas bestehen, auch Varietäten beobachtet werden, die neben Biotit entsprechende Quarzgehalte aufweisen oder gar eine gewisse Plagioklasvormacht besitzen.

Zu derartigen Metabasiten, die sich einer regionalen Anatexis bereits vollkommen angepaßt haben, dürfen wir verschiedene der im Freiburger Kerngneis auftretenden basischen Einschaltungen zählen (Freiburger Kerngneis als Anatexit; K. P i e t z s c h, 1962). Die Homogenisierung ist hier schon soweit

fortgeschritten, daß sich grobheterogene Metatexite nur selten nachweisen lassen. Da viele dieser amphibolitogenen Gesteine von denen im mittleren und westlichen Erzgebirge auftretenden Amphiboliten außer ihrer auffallend monotonen Zusammensetzung (vgl. A. Sauer, 1900) lediglich durch eine  $\pm$  deutliche Biotitführung und den meist höheren Quarzgehalten etwas abweichen, ist die Diagnose als Anatexite oft recht schwierig, wenn nicht gar — im Einzelvorkommen — unmöglich. Zumal gerade auch höhere Biotit- und Quarzgehalte von vielen Autoren als Kriterium für parakrates Ausgangsmaterial bei Amphiboliten betrachtet werden.

Ein Vergleich mit den sicher durch Migmatitisation entstandenen Gesteinsgliedern (z. B. bei Schmiedeberg) — unter Berücksichtigung der den gesamten Kerngneiskomplex umfassenden anatektischen Umwandlungen — macht aber die Deutung der im Freiburger Raum anzutreffenden Metabasite als amphibolitogene Anatexite wahrscheinlich. Demzufolge könnten u. a. auch die in diesen Gesteinen wahrnehmbaren Biotit- und Quarzanreicherungen auf Stoffmobilisationen — vermutlich aus den umgebenden Gneisen — zurückgeführt werden.

Zum Beispiel erbrachten die Untersuchungen für den im Zentralteil bei Halsbrücke auftretenden grobkörnigen bis ophthalmitischen granatführenden „Feldspat-Amphibolit“ (A. Sauer, 1900) — den Halsbrücker Diorit älterer Autoren — der vereinzelte plagioklasreiche Schlieren und stark verschieferte randliche Plagioklas-Biotit-Metatekte erkennen läßt, den Nachweis entsprechend anatektisch umgewandelter Metabasit-Analoga bei Schmiedeberg (Bl. 100 und 101) Großwaltersdorf und Voigtsdorf (Bl. 116 und 117). A. Fiedler (1936) schrieb von ähnlichen Typen, daß sie den „Habitus eines hornblendereichen Syenits“ haben.

Um einen Einblick in die mineralogische Zusammensetzung einiger amphibolitogener Anatexite des Freiburger Kerngneises und des daran anschließenden Oberen Freiburger Gneises zu erhalten, sind nachstehend in Tabelle 18b einige Integrationsergebnisse aufgeführt:

Tabelle 18b. Modalbestand einiger amphibolitogener Anatexite aus dem Ost-Erzgebirge [Vol.-%]

|   | I.     | II.  | III.      | IV.       |
|---|--------|------|-----------|-----------|
| Amphibol  | 40–60  | 52,6 | 50,0      | 58,0      |
| Plagioklas (z. T. zersetzt)                     | 30–50  | 24,6 | 23,0      | 20,0      |
| Quarz   | 0– 3,6 | 4,0  | 8,5       | 13,5      |
| Biotit (selten chloritisiert)                   | 0– 1,5 | 9,6  | 8,7       | 2,0       |
| Titanit   | 0– 4,6 | 8,8  | 2,7       | 1,0       |
| Granat  | 0– 1,0 | —    | —         | —         |
| Akzess. (Epidot, Klinozoisit, Turmalin, Apatit) | 0– 0,6 | 0,4  | 1,1       | 0,5       |
| Erz   | 0– 0,6 | —    | 6,0       | 5,0       |
|   |        |      | (Ilmenit) | (Ilmenit) |

I. Amphibolitogene Anatexite bis amphibolitogene Plagioklas-Anatexite („biotitarme Migmatite“; A. Fiedler, 1936, S. 502)

- II. Biotit-führender amphibolitogener Anatexit („biotitreicher Migmatit“; A. Fiedler, 1936, S. 503)
- III. Biotit-Quarz-führender amphibolitogener Anatexit, Brand (Bl. 98; Untertageaufschluß)
- IV. Quarz-führender amphibolitogener Anatexit; Brand (Bl. 98; Untertageaufschluß)

Migmatische Vorgänge jedoch weit kleineren Ausmaßes machen sich außerdem in den randlich vieler Amphibolitlinsen auftretenden gangförmigen Quarz-Feldspat-Metatekten bemerkbar, wie sie auch V. S a t t r a n (1957) von den Metabasiten am südwestlichsten Rand des Erzgebirges in der Gegend von Podmilesy (ČSSR) beschrieb. Diese Erscheinungen treten in der Glimmerschieferzone weitgehend zurück.

### 3.3.6. Zusammenfassung

Zusammenfassend ist über die amphibolitischen Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes folgendes zu sagen:

1. Die Amphibolite führen vorwiegend gemeine Hornblende und  $\pm$  zersetzten Plagioklas als Hauptgemengteil. Als Übergemengteil können Granat, Zoisit, Quarz und Biotit auftreten. An Erzmineralen herrschen – außer in einigen pyrit- und pyrrhotinführenden Gesteinstypen – Ilmenit und Titanit vor. Rutil ist im Gegensatz zu den Eklogiten nur sehr untergeordnet vorhanden.
2. Nach dem Gefüge lassen sich fünf Amphibolit-Varietäten unterscheiden:
  - a) Kryptodiablastische Granat-Amphibolite, die meist mit eklogitogenen Gesteinstypen zusammen auftreten und als weitestgehend amphibolitisierte Eklogite anzusehen sind.
  - b) Nemato- bis lepidoblastische Amphibolite, teils Granat- oder auch in geringen Mengen Zoisit-führend. Diese üblicherweise als Amphibolit schlechthin bezeichneten Gesteine scheinen – wie auch die drei nachstehend genannten Varietäten – die unmittelbaren metamorphen Produkte entsprechend basischer Ausgangsgesteine zu sein, ohne jemals eine eklogitische Stufe durchlaufen zu haben. Dabei konnten weder eindeutige ortho- noch paragene Mineral- und Gefügerelikte nachgewiesen werden.
  - c) Flaserige Zoisit-Amphibolite und Zoisit-Plagioklas-Amphibolite besitzen meist eine sehr deutliche Parallel- bis Lagentextur, die gelegentlich der von Flaseriggabbros nicht unähnlich ist.
  - d) Ein Amphibolit mit gabbroiden Mineral- und Gefügerelikten war nur in einem Fall – am Husarenstein bei Claußnitz (Bl. 117) – sicher nachzuweisen. Die metagabbbrischen Partien treten als Faziesrelikte (höchstens epizonal umkristallisiert) wahrscheinlich im zentralen Teil dieser

mächtigsten mesozonal überprägten Amphiboliteinlagerung im Oberen Freiburger Gneis auf.

- e) Migmatisch beeinflusste Amphibolite zeigen eine breite Skala von Umwandlungserscheinungen, die von feinsten metatektischen Infiltrationen über meta- und diatektische Durchaderungen, Verflößungen und der Ausbildung pegmatoider Amphibol-Plagioklas-Gesteine oder fast reiner Amphibolfelse bis zu homophanen amphibolitogenen Anatexiten reicht. Diese Gesteine besitzen oft eine  $\pm$  deutliche Biotit- und Quarzführung; während Granat und Zoisit sehr zurücktreten. Die als Einschaltungen im Freiburger Kerngneis auftretenden Amphibolite lassen ähnliche anatektische Umwandlungen vermuten, wie sie für den Gneis angenommen werden (K. Pietzsch, 1962).
3. Die migmatische Beeinflussung der Metabasite nimmt im Großen gesehen vom Freiburger Kerngneis im NE des Untersuchungsgebietes über die Oberen Freiburger Gneise bzw. die Vorkommen am Nordrand der Saydaer Rotgneiskuppel nach SW hin immer mehr ab.
  4. Infolge der Um- und Rekristallisationsfreudigkeit basischer Gesteine bei metamorphen Prozessen können genetisch deutbare Mineral- und Gefügerelikte nur in den wenigsten Fällen erwartet werden.
  5. Eine allgemein als Hinweis für parakrates Ausgangsmaterial angesehene erhöhte Biotit- und Quarzführung amphibolitischer Gesteine war — außer in den migmatisch beeinflussten Amphibolittypen — nicht festzustellen.
  6. Bei den amphibolitogenen Migmatiten sind höhere Biotit- und Quarzgehalte vornehmlich auf  $K_2O$ - und  $SiO_2$ -Mobilisationen vermutlich aus den umgebenden Gneisen zurückzuführen.
  7. Während die kryptodiablastischen Amphibolite oft die randlichen Partien von eklogitogenen Metabasit-Einschaltungen bilden und mit diesen zusammen in der unmittelbaren Nähe von Rotgneiskörpern zu finden sind, treten die anderen Amphibolitvarietäten als selbständige kleinere Linsen und nur selten als kompakte, ausgedehnte Massen (z. B. Husarenstein bei Claußnitz) stets konkordant im Graugneis oder Freiburger Kerngneis bzw. in der Glimmerschieferformation auf. Sie stellen in der Regel tektonisch verfrachtete, verquetschte Teile ehemals zusammenhängender Lager dar. Als verquetschte linsenartige Fremdkörper können sie auch hin und wieder im Kontakt mit Rotgneis beobachtet werden.
  8. Hinweise auf einen tektonischen Transport finden sich in den stark ausgeschieferten, blastomylonitischen Randpartien vieler Amphibolitkörper, während das Wirtsgestein nur selten derartige Deformationsstrukturen aufweist.

### 3.4. Zur Ausbildung und Umwandlung der Granate in den erzgebirgischen Metabasiten

Über die mengenmäßige Verteilung der Granate in den verschiedenen Metabasittypen geben zusammenfassend Bild 16 und 17 sowie der folgende Abschnitt Auskunft. Hier soll lediglich ein kurzer Überblick über die Ausbildung der Granate und ihre möglichen Umwandlungen bei der regressiven Metamorphose erfolgen.

Betrachten wir zunächst die feinkörnigen eklogitogenen Gesteine im West-erzgebirge (randlich der Wiesenthal-Antiklinale, des Boden-Haßberg-Rotgneiszes usw.). Die in den Eklogiten und Hornblende-Eklogiten auftretenden Granate (Kd.  $\sim 0,2$  mm) führen im Kern Interpositionen von vorwiegend Quarz, Hornblende, Zoisit und gelegentlich Rutil.

Einschlußreiche Granatkerne kann man in den verschiedensten Metamorphiten beobachten. Lediglich die Granate aus Griquaiten und den mit ultrabasischen Gesteinen verknüpften Eklogiten scheinen frei von derartigen Einschlüssen zu sein (u. a. Th. v. Wolff, 1942). Für die Entstehung dieser Interpositionen lassen sich hauptsächlich zwei Möglichkeiten in Erwägung ziehen:

1. Die Einschlüsse stellen mehr oder weniger gut erhaltene Mineralrelikte eines früheren Stadiums der Gesteinsumwandlung dar und können u. U. Einblick in die polymetamorphe Entwicklung des betreffenden Gesteins oder in Einzelfällen vielleicht sogar Hinweise auf das Ausgangsgestein vermitteln. Bei den Eklogiten dürfen in Anlehnung an die Untersuchungen Th. v. Wolff's (1942, S. 106) die einschlußreichen, almandinbetonten Granatkerne einer vorangegangenen Bildungsperiode — etwa einer ehemaligen Amphibolitfacies — zugeordnet werden (vgl. auch H. G. Backlund, 1936; H. Wieseneder, 1937), während die pyropreichere, einschlußfreie Hüllsubstanz ein Produkt der eigentlichen Eklogitbildung darstellt.
2. Durch den unterschiedlichen Chemismus von Kern und Randzone sind selektive Veränderungen möglich, wobei eine Umwandlung von innen heraus erfolgt (K. H. Scheumann, 1924; V. Sattran, 1957).

In den untersuchten eklogitischen Gesteinen lassen sich die Interpositionen der Granate weder auf Verdrängungsvorgänge noch auf den Zerfall der unter Eklogit-Bedingungen vermutlich instabilen Kernzonen zurückführen. Die teils idio- bis xenoblastischen Mineraleinschlüsse, teils als feinsten Häcksel vorangegangene Deformationen andeutend, können wohl mit Recht als Relikte einer vor- bzw. früheeklogitischen Fazies angesehen werden<sup>4)</sup>.

In den feindiablastischen Amphiboliteklogiten, Eklogitamphiboliten und Granat-Amphiboliten sind die typischen Atoll-Granate verbreitet. Infolge einer von den Rupturen des Granats ausgehenden Umwandlung der durch-

<sup>4)</sup> Detaillierte Untersuchungen über Einschlüsse in Granaten im allgemeinen sind vorgesehen.

stäubten Kernpartien in diablastische Hornblende-Zoisit-Quarz ( $\pm$  Plagioklas)-Aggregate zerfallen die Granate allmählich. Dabei werden die bereits vorhandenen Einschlüsse eine im Zentrum beginnende Auflösung begünstigt haben (vgl. K. H. S c h e u m a n n, 1924, S. 40). Diese Umwandlung schreitet bis zur völligen Aufzehrung der Granatsubstanz fort. Um den Granat herum hat sich teilweise ein nur wenige Mikrometer dicker, feinfaseriger, hellgrüner Hornblendesaum gebildet, so daß völlig umgewandelte Granate sich oft nur durch den ihre ehemalige Form abbildenden Hornblende( $\pm$  Plagioklas)-Kelyphit von dem Grundgewebefilz abheben.

Daraus geht hervor, daß diese Kelyphitbildung an der pyropreicheren Granatschale als Wechselwirkung zwischen zerfallendem Granat und Omphacit (vgl. P. E s k o l a, 1921) im Anfangsstadium der diaphtoritischen Umwandlungsprozesse stattgefunden haben muß und vielleicht doch gewisse Analogien — im Gegensatz zu H. M a t t h e s (1961) — zu der in ultrabasischen Gesteinen als „reaction rim“ deutbaren Kelyphitisierung der Pyrope aufweist.

Hat sich kein Kelyphit gebildet, so gehen die Umwandlungsprodukte unmittelbar in die kryptodiablastischen Hornblende-Plagioklas-Verwachsungen der ehemaligen Pyroxene über und die Granatstrukturen verschwinden völlig.

In den grobdiablastischen, symplektitischen Amphiboliteklogiten und Eklogit-amphiboliten des mittleren und östlichen Erzgebirges (Umrandung der Saydaer Rotgneiskuppel usw.) treten bis 4 mm große Granatporphyroblasten auf, die nur wenig Einschlüsse und kaum Zersetzungserscheinungen aufweisen. Sogenannte „Koronen“-Bildungen von Plagioklas und Hornblende und/oder Biotit ( $\pm$  chloritisiert) und Quarz — wie sie auch I. E i g e n f e l d - M e n d e (1948) um Granate in ähnlichen Gesteinen aus dem Süd-Schwarzwald beschreibt — lassen sich hier des öfteren beobachten. Mitunter bewirken diese Minerale eine von den Rissen im Granat ausgehende Umwandlung. Die koronenartigen Schalen entstehen vor allem dort, wo „infiltrierter Quarz an Granat sich anlagert oder ihn umhüllt“. Die Zusammensetzung der Koronen kann je nach der Art der bereits im Granat gebildeten Zersetzungsprodukte oder nach den ihn umgebenden Mineralen variieren (vgl. I. E i g e n f e l d - M e n d e).

Eine Umkränzung der Granate und schließlich ihre Aufzehrung durch Biotit findet man vorwiegend in solchen Metabasiten, die — gleich denen aus dem mittleren und östlichen Erzgebirge — eine mehr oder weniger deutliche meta- und diatektische Beeinflussung aufweisen. Ähnliche Beobachtungen liegen auch aus anderen Gebieten vor (z. B. R. F o r s t e r, 1947: Tessiner Wurzelzone).

Die Granateinschlüsse (Kd. 0,05 mm) der Hornblende-Poikiloblasten sind Einschluß-frei und scheinen  $\pm$  gleichzeitig mit dem Wirtsmineral entstanden zu sein (Bild 14). Eine nähere Bestimmung dieser Granate war noch nicht möglich. Vermutlich entspricht der Chemismus etwa dem der Randpartien größerer Granatidioblasten bzw. der Granat-„Atolle“. Treten derartige Granate in

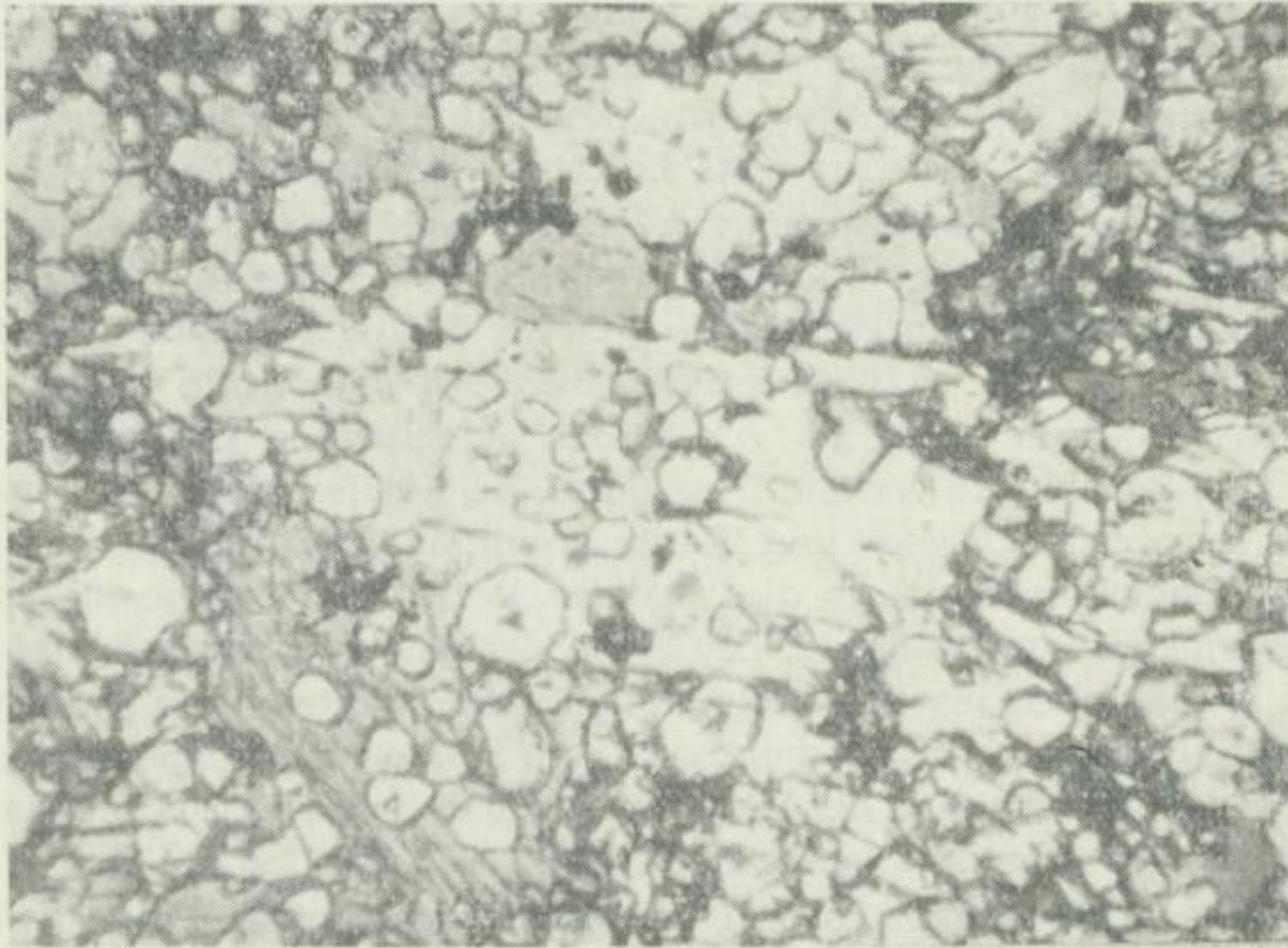


Bild 14. Hornblende-Eklogit. Feinkörnige, einschlußfreie Granate (weiß, deutl. Relief) in Hornblende-Xenoblasten (hell- und mittelgrau, ohne Relief im Mittelteil des Bildes) und Omphaciten (an Bildseiten, durch Spaltbarkeit abgehoben). In der Bildmitte: Granatidioblast von Rutil-, „Kette“ (schwarze kleine Körner) umkränzt — Brückenmühle, NNE Mildenau (Bl. 128)  
V. = ca. 100 : 1

diablastischer Umgebung auf, so zerfasern sie fast völlig in keulig-strahlige Zoisit-Klinozoisit ( $\pm$  Hornblende)-Aggregate unter Ausscheidung von Erz. In diablastikfreien Granat-Amphiboliten und gewöhnlichen Amphiboliten können zum größten Teil Granat-Idioblasten beobachtet werden, die einschlußfrei bzw. -arm sind und kaum Anzeichen irgendwelcher Umwandlungsvorgänge aufweisen. Bei größeren porphyroblastischen Granaten machen sich — als Folge  $\pm$  parakristalliner Durchbewegungen — ein Zerfall in Kornpflaster und Zerscherungen in meist recht unregelmäßig gestaltete Einzelkörner und ihre mitunter lagenweise Einregelung bemerkbar.

### 3.5. Zum Modalbestand der untersuchten Metabasite

Trägt man den jeweiligen Modalbestand der verschiedenen Metabasitproben graphisch auf, so werden die Beziehungen der einzelnen Minerale untereinander deutlich (Bild 16). Da es hierbei notwendig war, auch von den zusammenfassend als Plagioklas-Pyroxen (bzw. Hornblende)-Diablastik integrierten Verwachsungen den mengenmäßigen Anteil der diese Diablastik aufbauenden Einzelminerale zu kennen, wurde das vom Verfasser ermittelte Plagioklas-Pyroxen (Hornblende)-Verhältnis von etwa 1:5 bei der Aufstellung des Diagrammes zugrunde gelegt.

Vom Eklogit zum Eklogitamphibolit nehmen im großen ganzen Omphacit und Granat ab – wobei sich beide Minerale oft gegenläufig verhalten – während der Hornblende- und Plagioklas-Anteil ansteigt. Entsprechende Zoisit-Gehalte verringern in eklogitischen Gesteinen stets die Omphacitführung.

Die amphibolitogenen Gesteine zeigen von den Granat- zu den Plagioklas (bzw. Zoisit)-Amphiboliten bei relativ großen Schwankungen des Hornblende-Anteils eine stete Zunahme von Plagioklas  $\pm$  Zoisit. Der Hornblende-Gehalt nimmt ab, sobald Granat oder Biotit anteilig werden. Allgemein kann man sagen, daß sich der Granat-Anteil – wie in den eklogitischen Gesteinen – etwa reziprok zur Hornblende verhält. Die Summe der femischen Komponenten (besonders Hornblende, Granat und Biotit), ergibt eine deutlichere Gegenläufigkeit zum Plagioklasgehalt als dies bei der Beziehung Hornblende zu Plagioklas der Fall wäre, was aber z. B. G. V o l l (1960) von seinen Untersuchungen an granatarmen bis -freien amphibolitischen Gesteinen in Bayern beschreibt. In der Regel besteht zwischen Zoisit und Plagioklas eine mehr oder weniger lineare Abhängigkeit, da der Zoisit meist durch Saussuritisierung aus dem Feldspat entstanden ist (vgl. auch G. V o l l).

An Ti-Mineralen tritt im Eklogit vorwiegend Rutil durchschnittlich mit etwa 2–3 Vol.-% auf. In Granat-Amphiboliten sowie den anderen Amphibolitvarietäten erscheint Ilmenit und mit zunehmendem Plagioklas-Gehalt Titanit. Eine Ausnahme bilden die Zoisit- und Plagioklas-Amphibolite, die relativ erzarm sind.

Auf Bild 17 sind von den nach dem Modalbestand unterscheidbaren Metabasit-Typen des Untersuchungsgebietes die Streuungsbereiche der einzelnen Minerale und der diablastischen Verwachsungen (als Gesamtheit) zusammengestellt worden. Ein Vergleich mit den sich aus der Literatur ergebenden Werten über die Zusammensetzung zahlreicher Metabasite anderer Gebiete (siehe H. L a n g e, 1963) läßt deren meist größere Variationsbreite erkennen. Vor allem die Diablastik führenden Gesteinsvarietäten können vorläufig nur näherungsweise untergliedert bzw. einer bestimmten Metabasitvarietät zugeordnet werden, da exakte Bestimmungen über die quantitative (sogar auch meist quali-

| $D = g/cm^3$                          | 3,6 | 3,5 | 3,4 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,7 |             |
|---------------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-------------|
| <i>Eklogit</i>                        |     | —   | —   | —   | —   |     |     |     |     |     | 3,56 - 3,30 |
| <i>Eklogitamphibolit</i>              |     |     | —   | —   | —   | —   | —   |     |     |     | 3,35 - 3,00 |
| <i>Meta-Olivengabbro</i>              |     |     |     |     |     |     | —   | —   |     |     | 3,06 - 2,99 |
| <i>Amphibolit</i>                     |     |     |     |     |     |     | —   | —   |     |     | 3,05 - 2,90 |
| <i>Zoisit (Plog.)-<br/>Amphibolit</i> |     |     |     |     |     |     |     | —   | —   | —   | 2,98 - 2,75 |

Bild 15. Dichte der Haupt-Metabasittypen im Erzgebirge



tative) Zusammensetzung besonders der kryptodiablastischen Verwachsungen noch ausstehen.

Entsprechend ihrer unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung besitzen die einzelnen Metabasittypen auch verschiedene Dichte-Werte. Es wurde die Dichte von über zweihundert Proben bestimmt. Die Ergebnisse werden zusammen mit der Methodik der Dichte-Messung und geophysikalischen Beobachtungen in einem gesonderten Beitrag veröffentlicht. Hier sollen lediglich die Dichten der untersuchten Metabasit-Haupttypen Erwähnung finden (Bild 15).

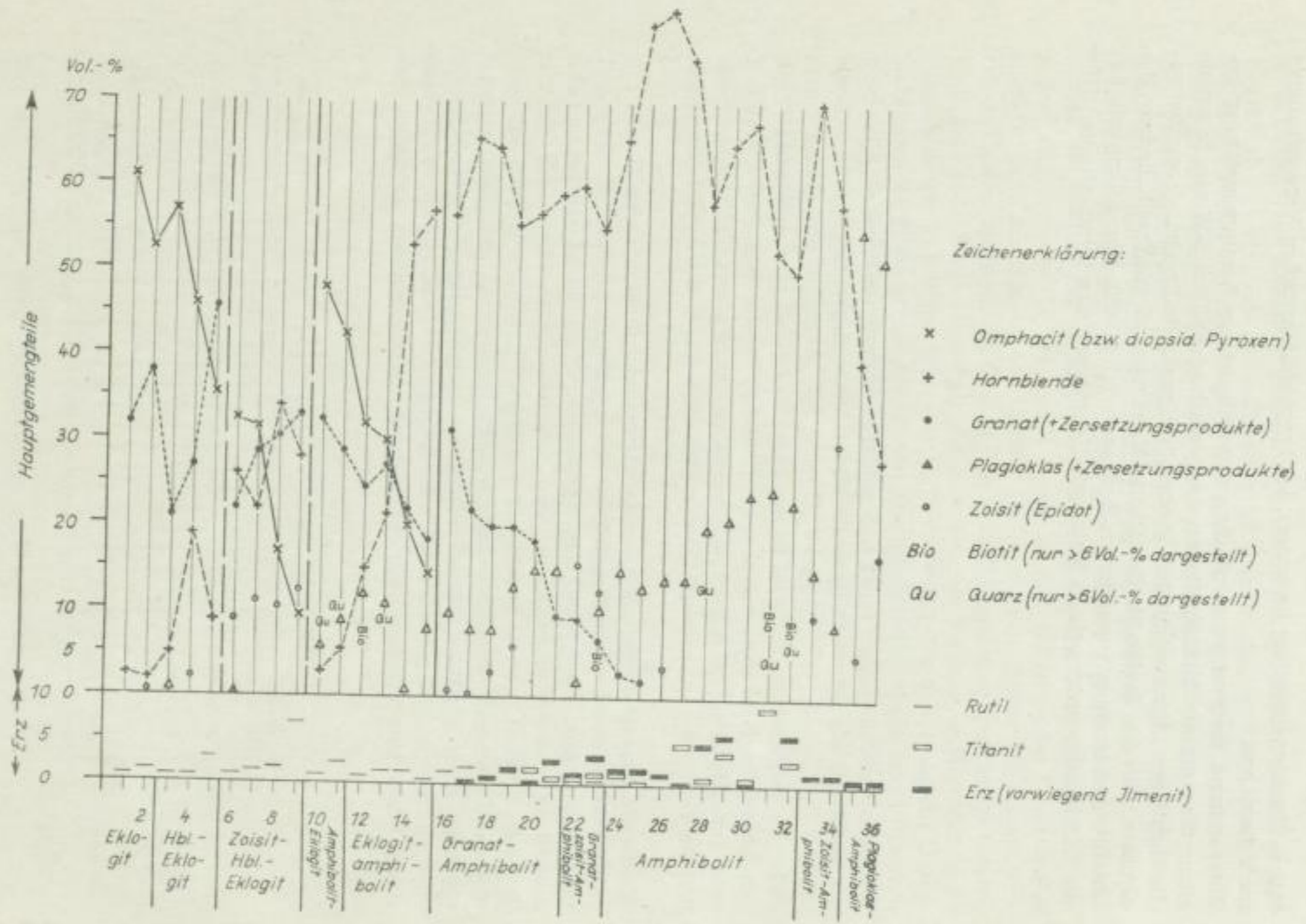


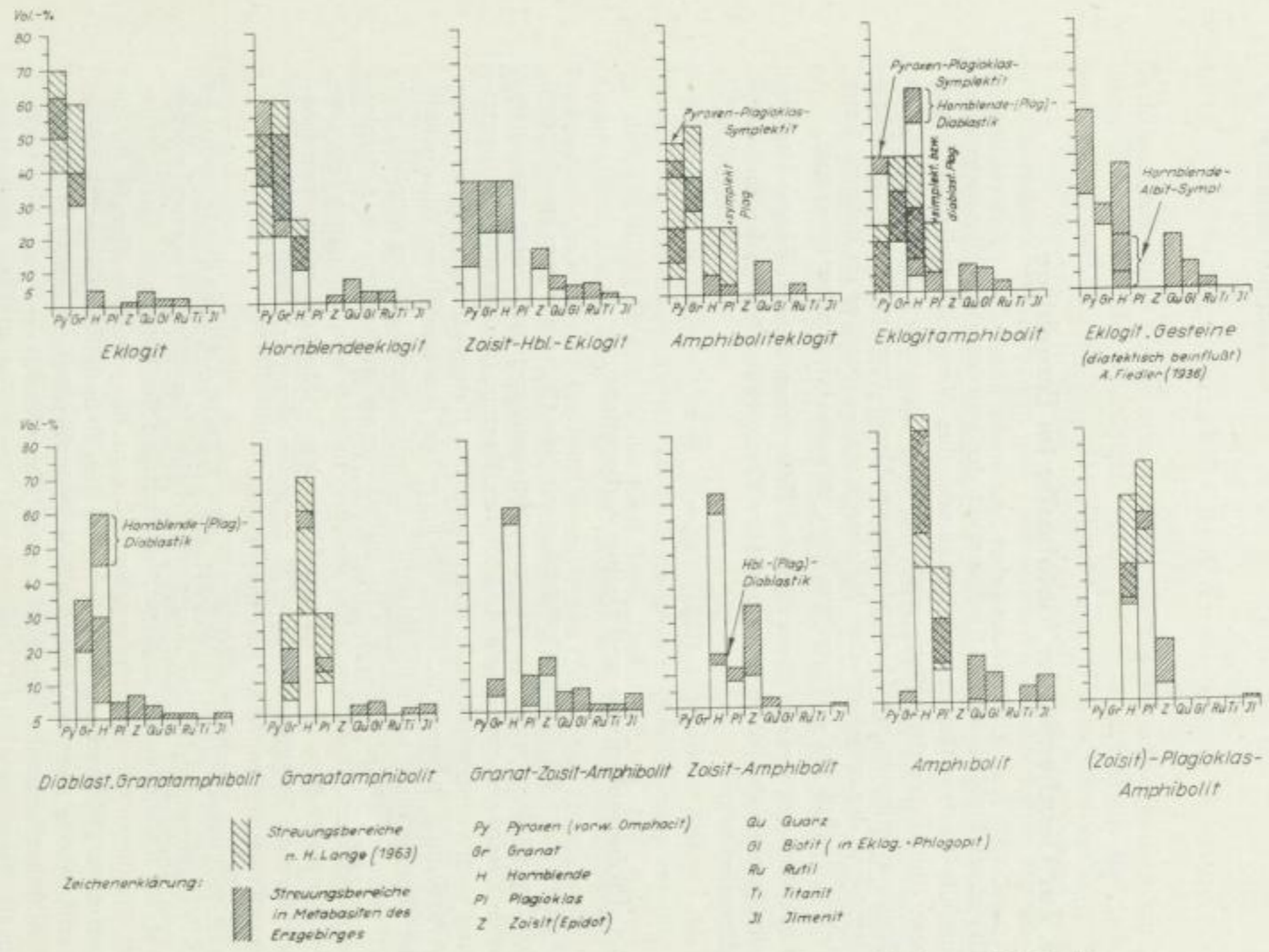
Bild 16. Graphische Darstellung einiger Modalanalysen (Hauptkomponenten und Ti-Erz-Mineralen) von Metabasiten aus dem Erzgebirge

Modalbestand der untersuchten Metabasite

## Erklärung zu Bild 16

| Lfd. Nr. | Geolog. Spez. Karte Blatt Nr. | Fundort                     | Gestein  | Petrographie in Abschnitt       | Modalbestand in Tabelle |
|----------|-------------------------------|-----------------------------|--|---------------------------------|-------------------------|
| 1        | 117                           | Galgenberg bei Voigtsdorf   | Eklogit  | 3.2.2.1.                        | 7/I                     |
| 2        | 128                           | Brückenmühle NNE Mildenau   | Eklogit  | 3.2.1.1.                        | 3                       |
| 3        | 128                           | Wolkenstein                 | Hornblende-Eklogit                                 | 3.2.1.2., 3.2.3.                | 4/II u. 9               |
| 4        | 128                           | Wolkenstein                 | Hornblende-Eklogit                                 | 3.2.1.2.                        | 4/I                     |
| 5        | 116                           | SE Eppendorf bei Pkt. 536,3 | Hornblende-Eklogit                                 | 3.2.2.1.                        | 7/II                    |
| 6        | 148                           | Stümpelfelsen am Eisenberg  | Zoisit-Hornblende-Eklogit                          | 3.2.1.2.                        | 4/III                   |
| 7        | 128                           | Brückenmühle NNE Mildenau   | Zoisit-Hornblende-Eklogit                          | 3.2.1.2.                        | 4/VI                    |
| 8        | 148                           | Stümpelfelsen am Eisenberg  | Zoisit-Hornblende-Eklogit                          | 3.2.1.2.                        | 4/IV                    |
| 9        | ČSSR                          | Wirbelsteine                | Zoisit-Hornblende-Eklogit                          | n. W. R. Zartner (1922, S. 213) | 4/V                     |
| 10       | 117                           | Galgenberg bei Voigtsdorf   | Amphibolit-eklogit                                 | 3.2.2.2.                        | 8/I                     |
| 11       | 116                           | SE Eppendorf bei Pkt. 536,3 | Amphibolit-eklogit                                 | 3.2.2.2.                        | 8/II                    |
| 12       | 117                           | Galgenberg bei Voigtsdorf   | Eklogitamphibolit                                  | 3.2.2.2.                        | 8/IV                    |
| 13       | 116                           | SE Eppendorf bei Pkt. 536,3 | Eklogitamphibolit                                  | 3.2.2.2.                        | 8/III                   |
| 14       | 147                           | Crottendorf am Kalkbruch    | Eklogitamphibolit                                  | 3.2.1.3.                        | 6                       |
| 15       | 128                           | Wolkenstein                 | Eklogitamphibolit                                  | 3.2.3.                          | 9/II                    |
| 16       | 148                           | Stümpelfelsen am Eisenberg  | Eklogitamphibolit bzw. diablast. Granat-Amphibolit | 3.2.1.3.                        | 5/I                     |
| 17       | 148                           | Stümpelfelsen am Eisenberg  | Eklogitamphibolit bzw. diablast. Granat-Amphibolit | 3.2.1.3.                        | 5/II                    |

| Lfd. Nr. | Geolog. Spez. Karte Blatt Nr. | Fundort                                  | Gestein                      | Petrographie in Abschnitt       | Modalbestand in Tabelle |
|----------|-------------------------------|--|------------------------------|---------------------------------|-------------------------|
| 18       | 138                           | Teichertfelsen bei Hermannsdorf          | diablast. Granat-Amphibolit  | 3.3.1.                          | 10/II                   |
| 19       | 139                           | Schmalzgrube                             | diablast. Granat-Amphibolit  | 3.3.1.                          | 10/I                    |
| 20       | 129                           | Kühnhaide 4 km N                         | Granat-Amphibolit            | 3.3.2.1.                        | 11/II                   |
| 21       | 100                           | Röthenbacher Mühle 1,5 km                | Granat-Amphibolit            | 3.3.2.1.                        | 11/I                    |
| 22       | 128                           | Brückenmühle NNE Mildenaу                | Granat-Zoisit-Amphibolit     | 3.3.2.1.                        | 12/I                    |
| 23       | ČSSR                          | Gossengrün                               | Granat-Zoisit-Amphibolit     | n. W. R. Zartner (1922, S. 213) | 12/II                   |
| 24       | 100                           | Röthenbacher Mühle 1,5 km S              | Amphibolit                   | 3.3.2.1.                        | 11/I                    |
| 25       | 128                           | Straße zw. Geiersdorf u. Mildenaу        | Amphibolit                   | 3.3.2.1.                        | 11/III                  |
| 26       | 100                           | Schmiedeberg im N                        | Amphibolit                   | nach A. Fiedler (1936, S. 484)  | 18/II                   |
| 27       | 129                           | Kühnhaide 4 km N                         | Amphibolit                   | 3.3.2.1.                        | 11/II                   |
| 28       | 98                            | Brand (Untertage-Aufschluß)              | Amphibolit                   | 3.3.5.                          | 19/IV                   |
| 29       | 129                           | Tobiashübel                              | Amphibolit                   | 3.3.2.2.                        | 13/I                    |
| 30       | 117                           | Husarenstein                             | Amphibolit                   | 3.3.4.                          | 17                      |
| 31       | 100                           | Schmiedeberg                             | Biotit-Amphibolit (Migmatit) | nach A. Fiedler (1936, S. 503)  | 19/II                   |
| 32       | 98                            | Brand (Untertage-Aufschluß)              | Amphibolit                   | 3.3.5.                          | 19/III                  |
| 33       | 128                           | Schlettenberg bei Marienberg             | Zoisit-Amphibolit            | 3.3.3.                          | 14/I                    |
| 34       | 137                           | Beierfeld                                | Zoisit-Amphibolit            | 3.3.3.                          | 14/II                   |
| 35       | 101                           | Obercarsdorf 0,5 km SO (bzw. Ulberndorf) | Plagioklas-Amphibolit        | 3.3.3.                          | 15                      |
| 36       | 101                           | Obercarsdorf 0,5 km SO (bzw. Ulberndorf) | Plagioklas-Amphibolit        | 3.3.3.                          | 15                      |



Petrographie

Bild 17. Streuungsbereiche der Mineralkomponenten in verschiedenen Metabasit-  
 typen des Erzgebirges (eng schraffiert). Dazu bei den Hauptgesteinstypen  
 die vom Vf. aus der Literatur zusammengestellten Bereiche (weite  
 Schraffur)

## 4. Zur Geochemie der Metabasite im Erzgebirge

Um einen Einblick in den Stoffhaushalt der untersuchten eklogitischen und amphibolitischen Gesteine zu bekommen, ihre Verwandtschaftsbeziehungen bzw. Stoffaustauschvorgänge erkennen zu können, sowie Hinweise auf ihre Genese zu erhalten, wird in den folgenden Abschnitten der Makro- und Mikrochemismus der erzgebirgischen Metabasite und – soweit es im Rahmen dieser Arbeit möglich war – von einigen ihrer Minerale etwas näher beleuchtet.

Allgemein gesehen soll dieser Teil der Arbeit auch als ein weiterer Beitrag zur Kenntnis der Verteilung chemischer Elemente in Metabasiten und deren Mineralen gelten.

### 4.1. Probenentnahme und Probenvorbereitung

Die Entnahme des Untersuchungsmaterials erfolgte jeweils vom anstehenden, frischen Gestein, wobei die einzelnen Metabasittypen nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung und strukturellen Eigenart (makroskopische Beurteilung nach vorhergegangenen mikroskopischen Untersuchungen) getrennt zur Verarbeitung kamen. Um einen einigermaßen repräsentativen Durchschnitt der ohnehin meist nur schlecht aufgeschlossenen Metabasite zu erhalten, war Vf. bemüht, möglichst kleinere Bruchstücke an vielen Punkten des Aufschlusses zu schlagen. Deshalb wurden, soweit es möglich war, von einem Gesteinstyp systematisch in relativ kleinen Abständen Bruchstücke entnommen (ähnlich der sog. Punktprobenahme; F. Stammberger, 1956) und diese zu einer Probe von ca. 50 kg zusammengefaßt.

Nach Zerkleinerung der 50-kg-Probe auf  $< 0,3$  bzw.  $< 0,2$  mm diente etwa 1 kg als Ausgangsmaterial, das durch wiederholte Viertelung gewonnen worden war, für die chemischen und spektrochemischen Bestimmungen. Durch weiteres Verjüngen der kg-Probe ergaben sich dann die jeweiligen Mengen für die genannten Untersuchungsverfahren. Aus dem Hauptteil der fein-zerkleinerten Gesteinsprobe konnten durch den Einsatz aufbereitungstechnischer Laborgefäße Mineralkonzentrate und auch reine Mineralfraktionen von Granat, Omphacit, Hornblende, Rutil, Zoisit, Ilmenit, Pyrit und Glimmer abgeschieden werden. (Siehe H. Lange und F. Wiedemann, 1962.)

## 4.2. Makrochemismus

### 4.2.1. Analysengenauigkeit und Analysemethoden

Vergleicht man ältere Analysen mit solchen neueren Datums oder auch moderne Gesteinsanalysen verschiedener Laboratorien, so treten bei ein und demselben Gestein oft recht deutliche Abweichungen in den Einzelwerten auf (s. u. a. R. E. Stevens u. Mitarb., 1960). Besonders störend machen sich bei petrochemischen Verrechnungen und Vergleichen die oft fehlerhaften Bestimmungen des  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnisses und vor allem der  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte bemerkbar, die zu völlig falschen Schlußfolgerungen Veranlassung geben können.

Auch in der vorliegenden Arbeit muß ein Teil der älteren, aus der Literatur übernommenen Analysen besonders kritisch behandelt werden. So macht beispielsweise schon M. Rost (1928) auf eine von G. C. Laube (1887) angeführte und von W. R. Zartner (1922) übernommene Analyse des Zoisit-Amphibolits aus dem Wirbelsteingebiet (ČSSR) aufmerksam, die auf Grund des ermittelten Modalbestandes einen viel zu hohen  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalt (6,73 %) aufweist (s. Tab. 19/T).

Dagegen zeigt die bereits von W. Bergt (1923) angegebene Analyse des Amphibolits vom Husarenstein (Tab. 19/B) eine relativ gute Übereinstimmung mit den von R. Siebert (Zentr. Geol. Inst., Berlin) und A. Grimmer (Alkalienbest., Inst. f. Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg) in den letzten Jahren erhaltenen Werten (Tab. 19/A). Ebenso weicht die von W. Bergt (1923) angeführte chemische Zusammensetzung des Eklogits vom Galgenberg bei Voigtsdorf (Tab. 19/Q) nicht allzu sehr von der bei R. Reinisch (1931) zitierten ab.

Um nun wenigstens für die mobilen Alkalien gesicherte Werte zu erhalten, wurde im Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg eine flammenphotometrische Analysemethoden entwickelt, die es gestattet,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  in Silikaten mit einem relativen Fehler von etwa  $\pm 5\%$  zu bestimmen.

Als Einwaage dienten 500 mg Gesteins- bzw. Mineralpulver, das a) nach Smith oder gegebenenfalls b) mit  $\text{H}_2\text{F}_2$  und  $\text{HClO}_4$  aufgeschlossen wurde.

- a) Da das neben den Alkalien in der Lösung vorhandene Calcium nur eine geringe Querempfindlichkeit aufwies, brauchte es nicht chemisch abgetrennt zu werden. Nur in einigen Fällen waren entsprechende Korrekturen notwendig.
- b) Die neben Natrium und Kalium in der Lösung vorliegenden Elemente ergaben auf Grund der chemischen Zusammensetzung des vorliegenden Probenmaterials keine merklichen Störungen, so daß die Alkalien in der Lösung direkt gemessen werden konnten (ausführliche Analysenvorschrift s. D. Rühlicke, 1962).





| Analyse | Geolog.<br>Spez. Karte<br>Bl. Nr. | Fundort                          | Gestein                   | Analytiker bzw.<br>Literatur                                 |
|---------|-----------------------------------|----------------------------------|---------------------------|--|
| A       | 117                               | Husarenstein                     | Amphibolit                | R. Siebert, A. Grimmer                                       |
| B       | 117                               | Husarenstein                     | Amphibolit                | W. Bergt (1923)  |
| C       | 129                               | Tobiashübel                      | Amphibolit                | R. Siebert, A. Grimmer                                       |
| D       | 147/148                           | Hammerunterwiesenthal 1 km NW    | Granat-Amphibolit         | R. Siebert, A. Grimmer <sup>1)</sup> CO <sub>2</sub> = 4,3 % |
| E       | 98                                | Brand im Glimmerschiefer         | Amphibolit                | R. Siebert, A. Grimmer <sup>2)</sup> CO <sub>2</sub> = 2,0 % |
| F       | 146                               | Breitenbrunn 0,5 km SO           | (Plagioklas)-Amphibolit   | R. Siebert, A. Grimmer                                       |
| G       | CSSR                              | Breitenbach (CSSR)               | Amphibolit                | Nr. 380/59 der ÚUG Prag                                      |
| H       | 101                               | Glashütte                        | Granat-Amphibolit         | W. Bergt (1923)  |
| J       | CSSR                              | Schönwald                        | Plagioklas-Amphibolit     | W. Bergt (1923)  |
| K       | CSSR                              | Zechberg b. Adolfsgrün           | Diallag-Amphibolit        | W. Bergt (1923)  |
| L       | CSSR                              | Boxgrün im NO                    | Feldspat-Amphibolit       | W. R. Zartner (1927)   |
| M       | CSSR                              | Gottholdstollen b. Zwittermühl   | Hornblendeschiefer        | W. R. Zartner (1922)   |
| N       | CSSR                              | Zw. Gossengrün u. Bleistadt      | Granat-Zoisit-Amphibolit  | W. R. Zartner (1922)   |
| O       | 128                               | Brückenmühle NNE Mildenau        | Eklogit                   | R. Siebert, A. Grimmer                                       |
| P       | 129                               | Kühnhaide 4 km N                 | Granat-Amphibolit         | R. Siebert, A. Grimmer                                       |
| Q       | 117                               | Galgenberg b. Voigtsdorf         | Eklogit                   | W. Bergt (1923)  |
| R       | 117                               | Galgenberg b. Voigtsdorf         | Eklogit                   | aus Bl. 117, II. Aufl.                                       |
| S       | CSSR                              | östl. Kupferberg                 | Zoisit-Hornblende-Eklogit | W. R. Zartner (1922)   |
| T       | CSSR                              | Wirbelsteine                     | Zoisit-Amphibolite        | G. C. Laube (1887, II, S. 77)                                |
| U       | 101                               | Obercarsdorf 0,8 km (Ulberndorf) | Zoisit-Amphibolite        | W. Bergt (1913)  |
| V       | CSSR                              | Tomitschau                       | Zoisit-Amphibolite        | G. C. Laube (1887)   |
| W       | CSSR                              | Kupferberg                       | Zoisit-Amphibolite        | W. Bergt (1913)  |
| Z       | 81                                | Klingenberg                      | Olivingabbro              | W. Bergt (1913)  |

Die Genauigkeit des Verfahrens wurde mit G-1 und W-1 kontrolliert. Die Bestimmungsapparatur stellt eine Gerätekombination dar, bestehend aus Beckman-Zerstäuberbrenner, Zeiss-Spiegelmonochromator mit Glasprisma und SEV (Beschreibung in R. Starke und D. Rühlicke, 1961).

Ein Vergleich der in Freiberg ermittelten Alkaliwerte mit den von R. Siebert<sup>5)</sup> gefundenen Na<sub>2</sub>O- und K<sub>2</sub>O-Gehalten machte oft eine meist geringfügige Korrektur der letzteren notwendig.

## 4.2.2. Chemische Zusammensetzung der Metabasite

### 4.2.2.1. Vergleichende Analysenauswertung

In Tabelle 19 sind die in der zugänglichen Literatur zitierten und lokalisierbaren sowie die auf Veranlassung des Vf. gefertigten Analysen von Metabasiten aus dem Erzgebirge zusammengestellt, gleichzeitig die Kationen-% und Niggli-Werte. Die Analyse T (Tab. 19) wird auf Grund der nachweislich falschen Ergebnisse (Abschn. 4.2.1.) bei den folgenden Betrachtungen weggelassen.

Für die Na<sub>2</sub>O-, K<sub>2</sub>O- und Gesamt-Eisen<sup>6)</sup> (als FeO)-Gehalte mögen die neuen Bestimmungen (Tab. 23) als Unterlage dienen. Diese Werte wurden – statt derer aus älteren Analysen – bei der Ermittlung der Durchschnittsgehalte und bei vergleichenden Zusammenstellungen entsprechend berücksichtigt.

Die Durchschnittsgehalte (arithmet. Mittelwerte) der einzelnen Oxidverbindungen und deren Schwankungsbereiche von Metabasiten des Erzgebirges sind folgende:

| normale Metabasite             |      |                     | Zoisit-reiche Amphibolite |             |         |
|--------------------------------|------|---------------------|---------------------------|-------------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 47,9 | (45,4–50,7) Masse-% | 48,2                      | (46,8–48,4) | Masse-% |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,3 | (11,7–17,9) Masse-% | 20,2                      | (18,3–26,0) | Masse-% |
| FeO                            | 10,8 | (9,0–13,0) Masse-%  | 6,7                       | (5,0–9,5)   | Masse-% |
| MgO                            | 8,6  | (6,8–11,6) Masse-%  | 4,8                       | (3,2–5,7)   | Masse-% |
| CaO                            | 9,1  | (6,7–11,8) Masse-%  | 11,8                      | (8,6–14,3)  | Masse-% |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,4  | (1,7–2,7) Masse-%   | 3,3                       | (2,6–4,4)   | Masse-% |
| K <sub>2</sub> O               | 0,6  | (0,1–1,4) Masse-%   | 1,1                       | (0,8–1,5)   | Masse-% |

Die nachstehende Übersicht zeigt diese Durchschnittswerte neben den von P. Lapadu-Hargues (1953) aus der Literatur zusammengestellten Mittelwerten von 89 Amphiboliten verschiedener Gebiete, wobei von ihm noch

<sup>5)</sup> R. Siebert (ZGI, Berlin) führte in dankenswerter Weise einige chemische Gesteinsvollanalysen aus.

<sup>6)</sup> Die Gesamt-Eisen-Gehalte wurden naßchemisch bzw. röntgenspektroskopisch im Inst. f. Min. u. Lgst.-Lehre in Freiberg bestimmt.

zwischen Fe- und Ca-Mg-betonten Typen unterschieden wird. Außerdem sind zum Vergleich die hier interessierenden Durchschnittswerte (auf 100 Mol.-% umgerechnet) von 17 undifferenzierten Diabasen (Ordovizium bis Oberdevon) aus dem ostthüringischen Raum mit angeführt (H. J. Rösler, 1960).

Während die normalen Amphibolite in ihrer Zusammensetzung mit den Diabasen annähernd übereinstimmen, weichen besonders die MgO- und CaO-Gehalte von denen bei Lapadu-Hargues angegebenen ab. Eine Trennung in einerseits Fe- und zum anderen Ca-Mg-reichere Amphibolite läßt sich im Erzgebirge nicht vornehmen und scheint auch nicht gerechtfertigt zu sein. Wie die Werte der von den normalen Amphiboliten sich deutlich unterscheidenden Zoisit-Amphibolite zeigen, nehmen bei Verringerung des Eisens und des Magnesiums vor allem die Calcium- und Aluminium-Gehalte zu, und man könnte einen Fe-Mg- und einen Al-Ca-betonten Metabasit-Typ auseinanderhalten.

|                                | Amphibolite (Lapadu-Hargues) |                  |                      | Metabasite (Erzgeb.) |                  | Diabase<br>(Rösler) |
|--------------------------------|------------------------------|------------------|----------------------|----------------------|------------------|---------------------|
|                                | Fe-<br>betont                | Ca-Mg-<br>betont | i. Durch-<br>schnitt | normal               | Zoisit-<br>reich |                     |
| SiO <sub>2</sub>               | 54,0                         | 54,0             | 54,0                 | 53,0                 | 54,0             | 55,0                |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,5                         | 10,5             | 10,5                 | 9,3                  | 13,5             | 9,2                 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,5                          | 1,5              | 1,5                  | 10,0                 | 6,3              | 1,6                 |
| FeO                            | 11,0                         | 7,0              | 8,0                  |                      |                  | 8,3                 |
| MgO                            | 10,0                         | 11,5             | 11,0                 | 14,0                 | 3,0              | 12,0                |
| CaO                            | 10,0                         | 12,0             | 11,5                 | 10,7                 | 14,0             | 9,8                 |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,5                          | 3,0              | 3,0                  | 2,6                  | 3,5              | 3,4                 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,5                          | 0,5              | 0,5                  | 0,4                  | 0,7              | 0,7                 |

(Angaben in Mol.-%)

Bei einer Zusammenstellung der Na<sub>2</sub>O-, K<sub>2</sub>O- und FeO (Gesamt-Fe)-Gehalte sämtlicher analysierter Metabasite, ergeben sich die in Bild 18 dargestellten Häufigkeitskurven.

Daraus geht hervor, daß der Hauptteil der untersuchten Metabasite FeO (= Gesamt-Eisen) zwischen 9 und 12 Masse-%, Na<sub>2</sub>O etwa 2,5 Masse-% und K<sub>2</sub>O ca. 0,5 Masse-% enthält. Weiterhin deuten die Verteilungskurven der FeO- und Na<sub>2</sub>O-Gehalte je ein weiteres Maximum an. Während nach Lapadu-Hargues die Fe-ärmeren weniger Na<sub>2</sub>O führen, sind die Verhältnisse in den vom Vf. analysierten Gesteinen gerade umgekehrt: Die Fe-betonten Typen zeigen geringere Na<sub>2</sub>O-Werte. Die höheren Natriumgehalte lassen sich, da sie vor allem in metatektischen Gesteinen auftreten, durch Stoffzufuhr erklären (bei Kalium lediglich durch einen flacheren Kurvenast angedeutet) und können deshalb nicht dem kleineren Fe-Maximum zugeordnet werden, das vorwiegend CaO-reiche und MgO-arme Zoisit-Amphibolite repräsentiert. Infolge einer von Lapadu-Hargues recht unkritisch getroffenen Analysenauswahl (Probenmaterial und Genauigkeit) dürften seine aufgestellten Beziehungen den tatsächlichen chemischen Gegebenheiten in der Metabasitgruppe nicht ganz entsprechen, und seinen Schlußfolgerungen, daß der Fe-betonte

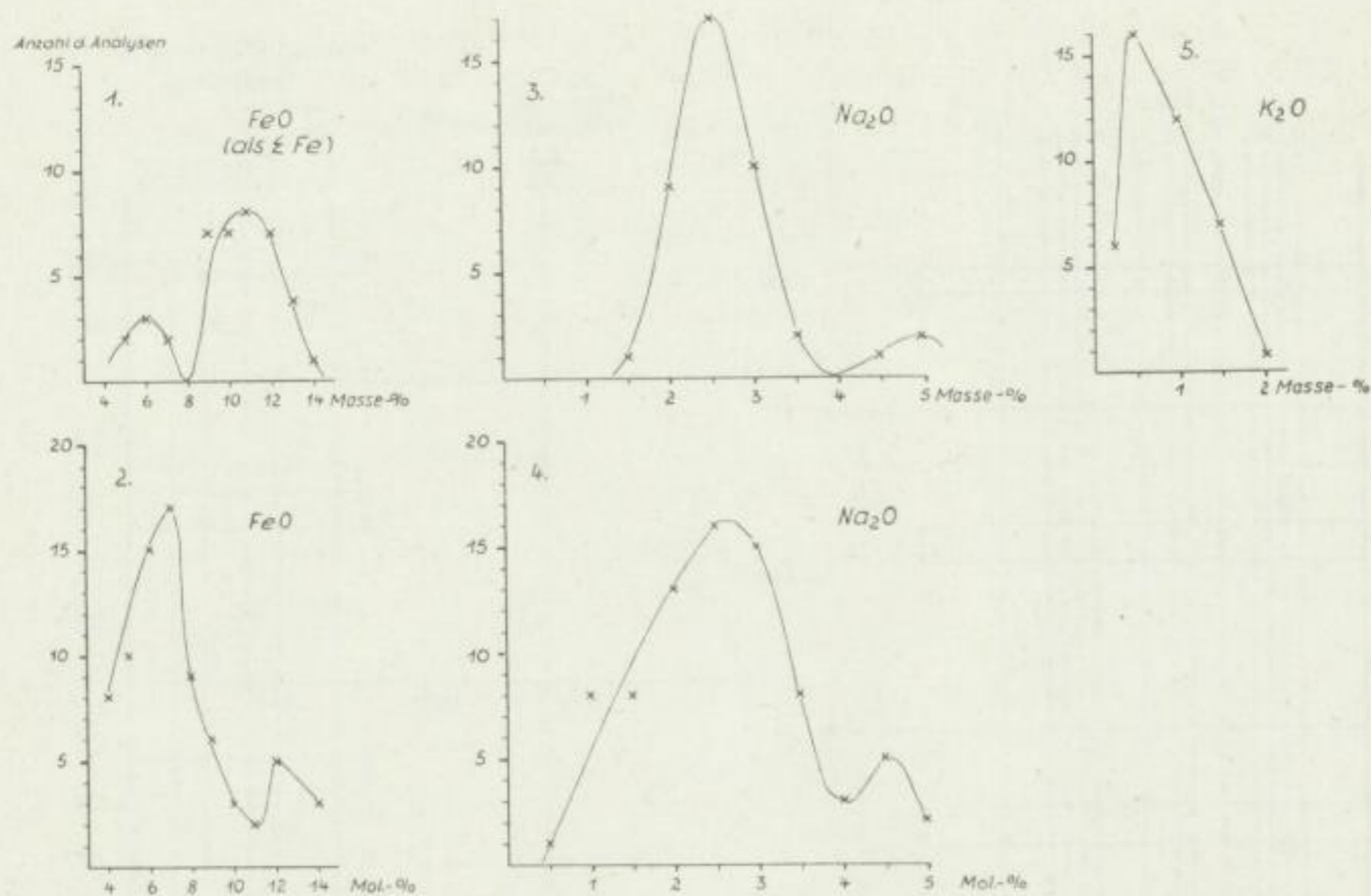


Bild 18. Häufigkeitskurven von FeO (Gesamt-Eisen), Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O in Masse-% (1, 3, 5) und zum Vergleich dazu die von P. Lapadu-Hargues (1953) aufgestellten Kurven in Mol-% (2, 4)

Amphibolittyp einem Ortho- und der Ca-Mg-reichere einem Para-Amphibolit gleichzusetzen ist, kann in dieser Form nicht zugestimmt werden (s. auch J. Goguel, 1954).

Bei Betrachtung der Streuungsbereiche von al, fm, c und alk in Abhängigkeit von si in den einzelnen Metabasiten des Erzgebirges ist festzustellen (Bild 19), daß die Werte der meisten Gesteine eng beieinander liegen. So schwanken die si-Werte vornehmlich zwischen 104 und 112, die alk-Werte etwa zwischen 6 und 8, die von c zwischen 20 und 29, die fm-Werte zwischen 45 und 55 und die von al zwischen 17 und 23. Völlig außerhalb dieser Bereiche liegen die Niggli-Werte der Analysen M, N, S, U, V und W. Trotz dieser meist recht unsicheren Analysen unterscheiden sich die zoisitreicheren Amphibolite im Chemismus mehr oder weniger deutlich von den Eklogiten und Amphiboliten im engeren Sinne.<sup>7)</sup> Gesetzmäßige Beziehungen zwischen den einzelnen Niggli-Werten sind nach dem vorliegenden Diagramm nur schwer abzuleiten. Es deuten sich lediglich Tendenzen an, daß mit steigenden si-Werten alk zu-, dagegen c und fm abnehmen.

<sup>7)</sup> Amphiboliten sind solche, die weder metatektische Beeinflussungen aufweisen, noch sich durch erhöhten Zoisit- bzw. Plagioklasgehalt (bei gleichzeitigem Zurücktreten von Hornblende) auszeichnen.

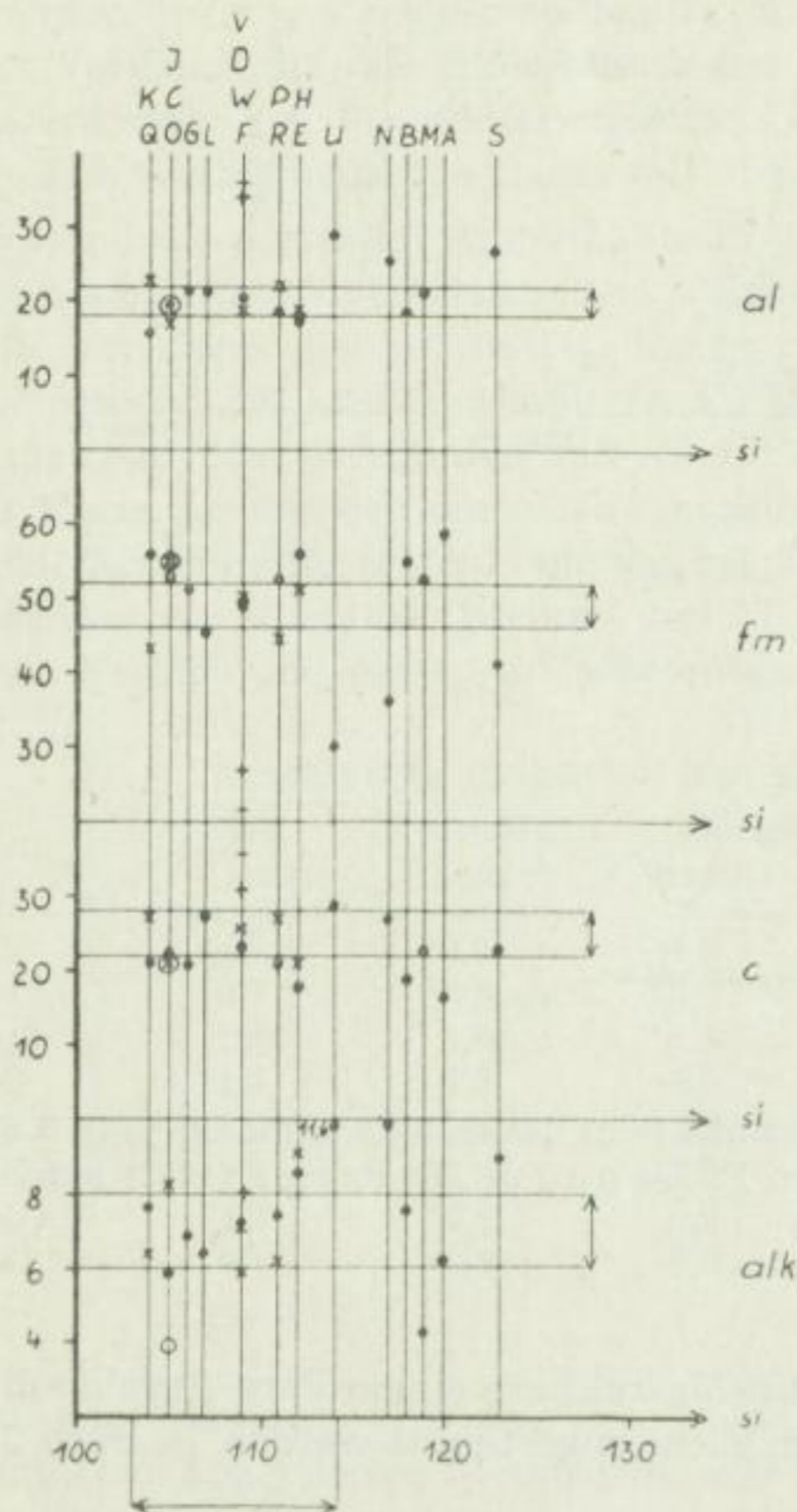


Bild 19

Niggli-Werte (al, fm, c und alk in Abhängigkeit von si) von Metabasiten des Erzgebirges. Analysen siehe Tab. 19; die durch Pfeile gekennzeichneten Bereiche stellen die Schwankungsbreite der Mittelwerte aus Bild 20 dar.

Vergleicht man die arithmetischen Mittel der Niggli-Werte von Metabasiten verschiedener Gebiete, so fallen die kleinen Bereiche ins Auge, in denen die einzelnen Projektionspunkte streuen (Bild 20).

Innerhalb dieser Bereiche befinden sich sowohl die Werte des gabbroiden Magmentyps (C. Burri u. P. Niggli) als auch die entsprechenden Projektionspunkte des überwiegenden Teiles der erzgebirgischen Metabasite, wobei die Werte der Eklogite kaum von denen der Amphibolite abweichen. Das bedeutet also, daß – wie bereits aus vielen anderen Gebieten bekannt geworden ist – auch im Erzgebirge die chemische Zusammensetzung der Metabasite im engeren Sinne in nur geringen Grenzen schwankt und der eines normal-gabbroiden Magmentyps entspricht. Von den Sedimenten kommt der Dolomitmergel (P. Niggli, 1952) diesem Chemismus noch am nächsten (vgl. u. a. P. Hahn-Weinheimer, 1959). Die chemische Zusammensetzung des Olivinggabbros von Klingenberg (Tab. 19/Z) ist basischer und gleicht dem des fm-gabbroiden Magmentyps (C. Burri u. P. Niggli, 1945).

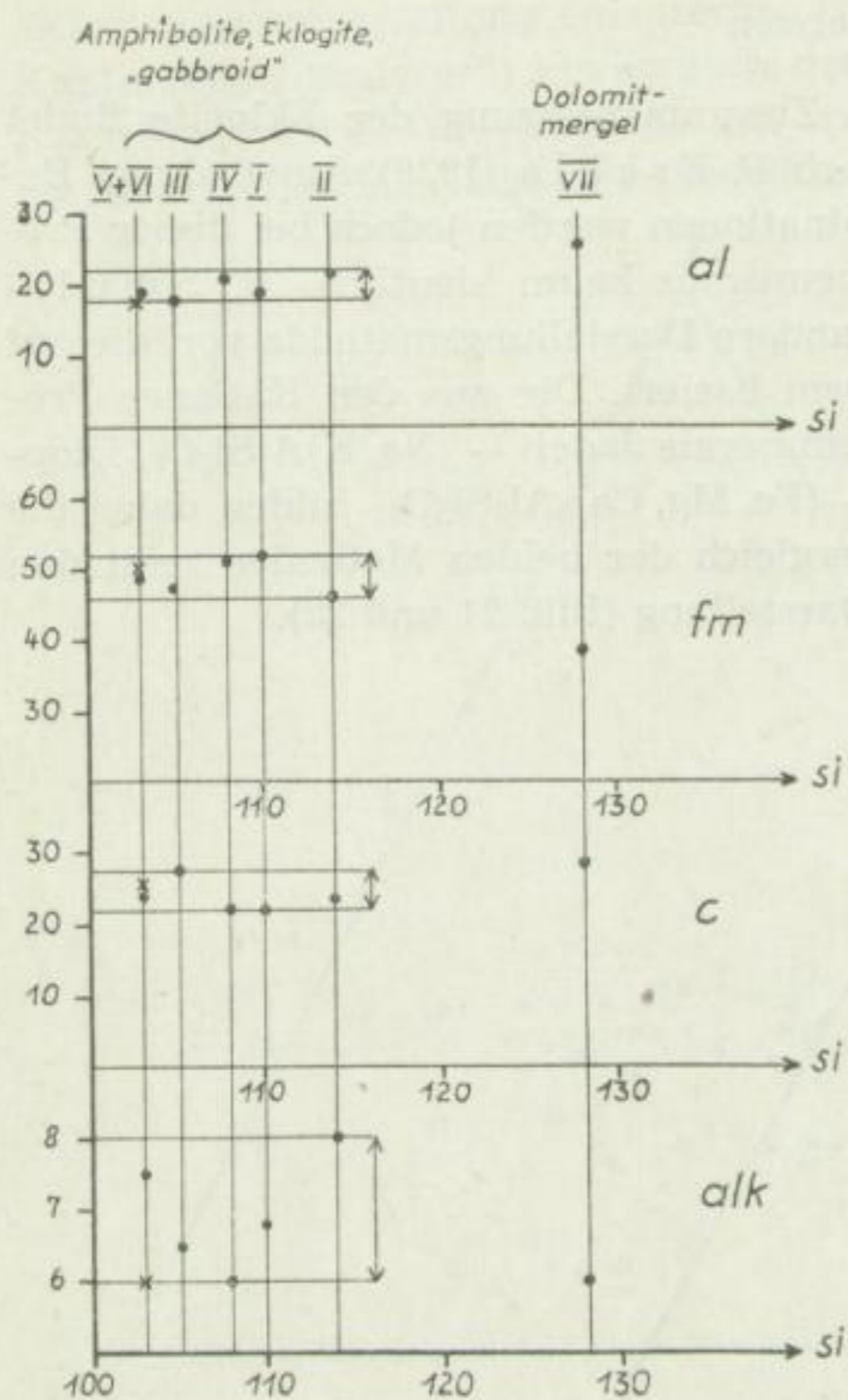


Bild 20  
Streuungsgebiete der Niggli-Werte (Mittelwerte) in Amphiboliten und Eklogiten, dazu als Vergleich die Werte des gabbroiden Magmenttyps (Niggli) und von Dolomitmergel.

Erklärung zu Bild 20

|  | si    | al   | fm   | c    | alk | k    | mg   | c/fm |
|--|-------|------|------|------|-----|------|------|------|
| I Amphibolite*) Eklogite (Erzgeb.)                     | 110   | 19,4 | 51,6 | 22,2 | 6,8 | 0,18 | 0,55 | 0,45 |
| II Amphibolite (Ø 89 Analys.)<br>Lapadu-Hargues (1953) | 114   | 22   | 46   | 24   | 8   | 0,14 | 0,52 | 0,52 |
| III Amphibolite (Ø 12 Analys.)<br>Lange (1963)         | 105   | 18,4 | 47,5 | 27,6 | 6,5 | 0,13 | 0,5  | 0,58 |
| IV Gabbroider Magmenttyp<br>Niggli (1945)              | 108   | 21   | 51   | 22   | 6   | 0,2  | 0,5  | 0,23 |
| V Eklogite (Ø 8 Anal.) Hahn-<br>Weinheimer (1959)      | 103,4 | 19,1 | 49   | 24,3 | 7,5 | n.b. | 0,62 | 0,5  |
| VI Eklogite (Ø 8 Analys.)<br>Lapadu-Hargues (1953)     | 103   | 18   | 50   | 26   | 6   | 0,17 | 0,56 | 0,52 |
| VII Dolomitmergel<br>Niggli (1952)                     | 128   | 26   | 39   | 29   | 6   | n.b. | n.b. | 0,74 |

\*) außer Analysen N, S, T, U, V, W und Z der Tabelle 19

## 4.2.2.2. Zur Darstellung von Eklogitanalysen

Für die Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Eklogite findet hauptsächlich das ACF-Diagramm nach P. Eskola (1939) Anwendung. Bedingt durch die gewählten Oxidkombinationen werden jedoch bei dieser Projektion wichtige Unterschiede im Chemismus kaum deutlich. K. Smulikowski (1960) schlug deshalb eine andere Darstellungsmethode vor, die auf einer sogenannten Eklogit-Mineralnorm basiert. Die aus den Kationen-Prozenten der Analyse errechneten Normminerale Jadeit –  $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_2\text{O}_6$ , Diopsid –  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$  und Granat –  $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  bilden dabei die Eckpunkte des JDG-Dreiecks. Ein Vergleich der beiden Methoden zeigt den Vorteil der Smulikowskischen Darstellung (Bild 21 und 22).

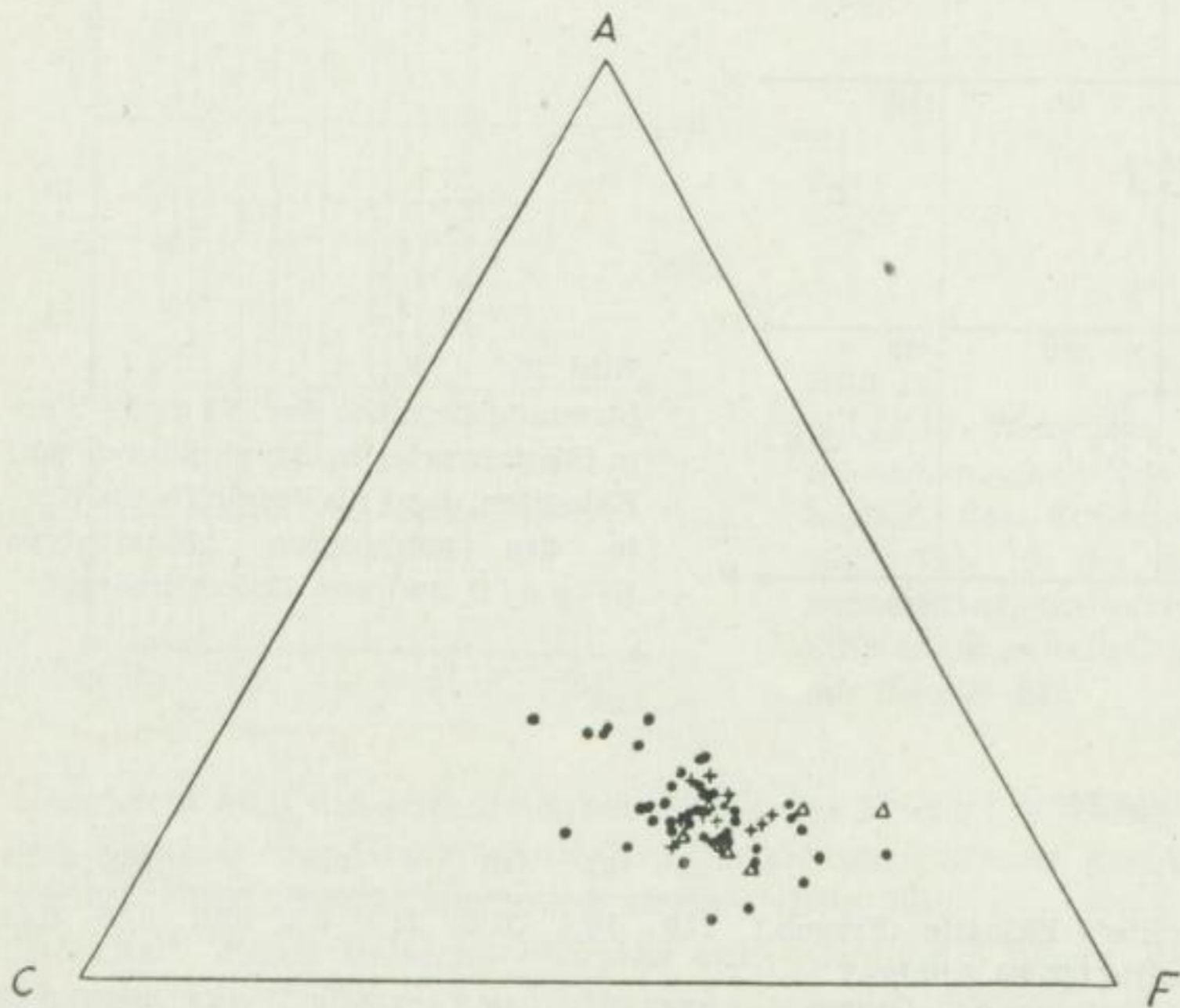


Bild 21. Eklogite im ACF-Diagramm (P. Eskola, 1939)

In seinem JDG-Diagramm lassen sich die Unterschiede im Chemismus weit- aus besser erkennen und erlauben eindeutige Rückschlüsse auf die mineralogische Zusammensetzung der Eklogite sowie auch teilweise auf den Chemismus der Einzelminerale, als dies beim ACF-Dreieck der Fall ist. Das bestätigen auch die Projektionen einiger Eklogitanalysen aus dem Erzgebirge (Bild 22). Während die zwei Analysen des Eklogits bei Voigtsdorf (Analysen Q und R) im Mittelfeld aller von Smulikowski zusammengestellten Eklogitprojektionen liegen und demzufolge einer durchschnittlichen, normalen

Eklogitzusammenstellung entsprechen, ist der Zoisit-Hornblende-Eklogit von Kupferberg (Analyse 8) etwas nach der JG-Seite verschoben, wo auch nach Smulikowski die Gesteine mit modaler Zoisit (oder Disthen)-Führung zu finden sind. Die Lage des Projektionspunktes vom Eklogit der Brücken-

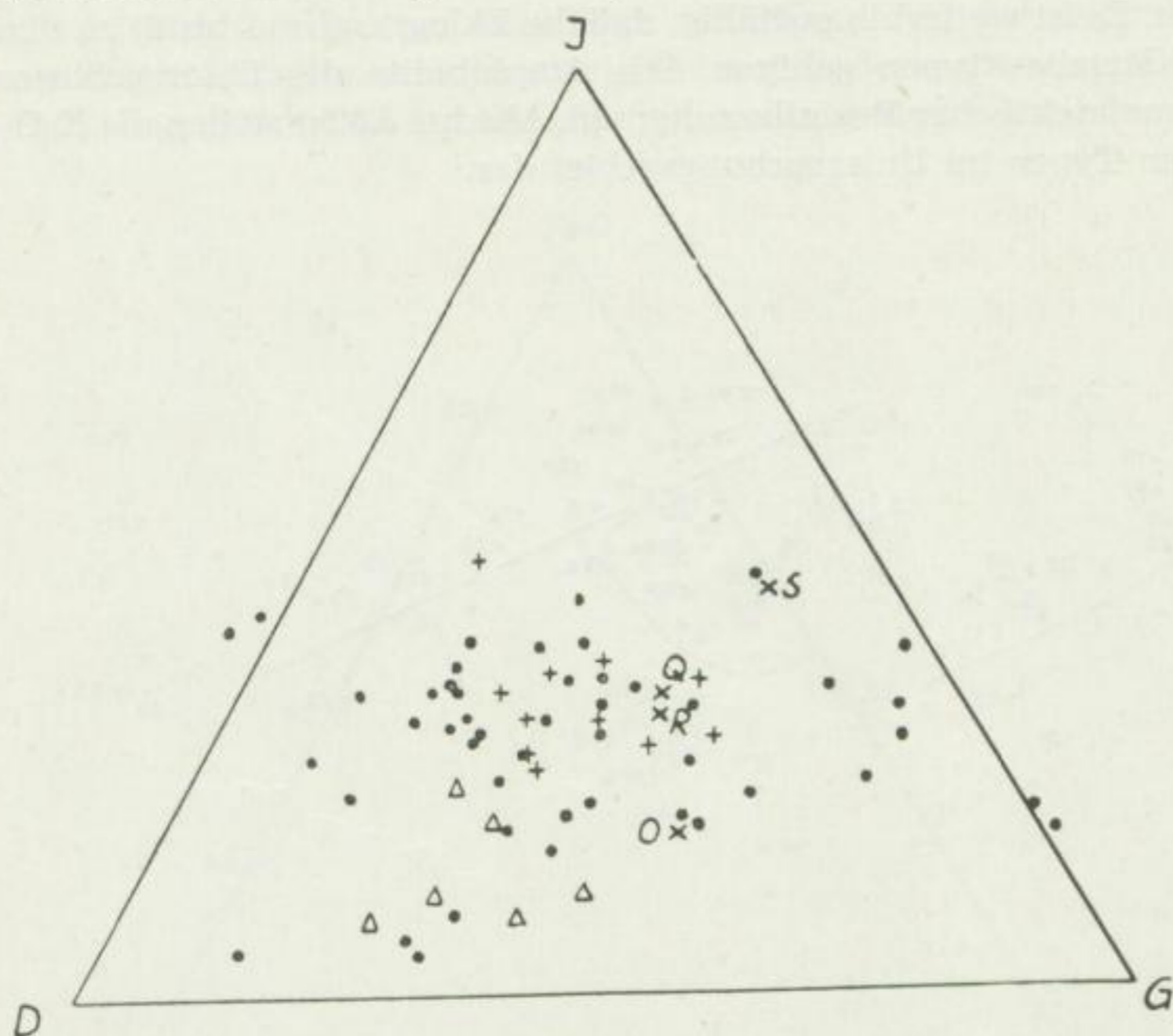


Bild 22. Eklogite im JDC-Diagramm (K. Smulikowski, 1960, 1962)

J = Jadeit, D = Diopsid, G = Granat

Erklärung: + = Eklogite der Sudeten; · = Eklogite von verschiedenen Vorkommen der Erde; Δ = Aegirites der Pyrenäen.

(Übernommen von K. Smulikowski, 1960, 1962) x = Eklogite des Erzgebirges (Analysen O, Q, R, S; vgl. Tab. 19)

mühle (Analyse O) im unteren Teil des Dreiecks nach der DG-Seite zu deutet auf einen Na-ärmeren Eklogittyp mit relativ geringem Jadeit-Anteil im Omphacit hin.

Es geht also bereits aus dem JDG-Diagramm klar hervor, — was durch Einzelmineralanalysen bestätigt werden konnte (vgl. Abschnitt 4.2.4.1.) — daß der Na-ärmere Eklogit von der Brückenmühle Omphacite mit geringerem Jadeit-Anteil enthält als z. B. der Eklogit von Voigtsdorf.

#### 4.2.2.3. Beziehungen zwischen den FeO-, Na<sub>2</sub>O- und K<sub>2</sub>O-Gehalten

Um einen Einblick in die speziellen Beziehungen der einzelnen Elemente untereinander zu bekommen und eventuelle Stoffverschiebungen feststellen zu können, wurden die neu bestimmten und als zuverlässig anzusehenden Eisen-,



Kalium- und Natriumgehalte zahlreicher erzgebirgischer Metabasite ausgewertet. So ergibt sich – wie Bild 23 zeigt – ein näherungsweise linearer Zusammenhang zwischen FeO und  $K_2O$  bzw. den Alkalien. Im großen und ganzen nimmt also der Gehalt an Alkalien und speziell an  $K_2O$  mit fallendem Eisengehalt zu. Es ist weiterhin auffällig, daß die Eklogite (Nr. 1 bis 6) zu den  $K_2O$ -ärmsten Metabasittypen gehören. Die Amphibolite des Osterzgebirges (meist mit  $\pm$  metatektischer Beeinflussung; vgl. Abschn. 3.3.5.) stellen die  $K_2O$ - ( $Na_2O$ )reichsten Typen im Untersuchungsgebiet dar.

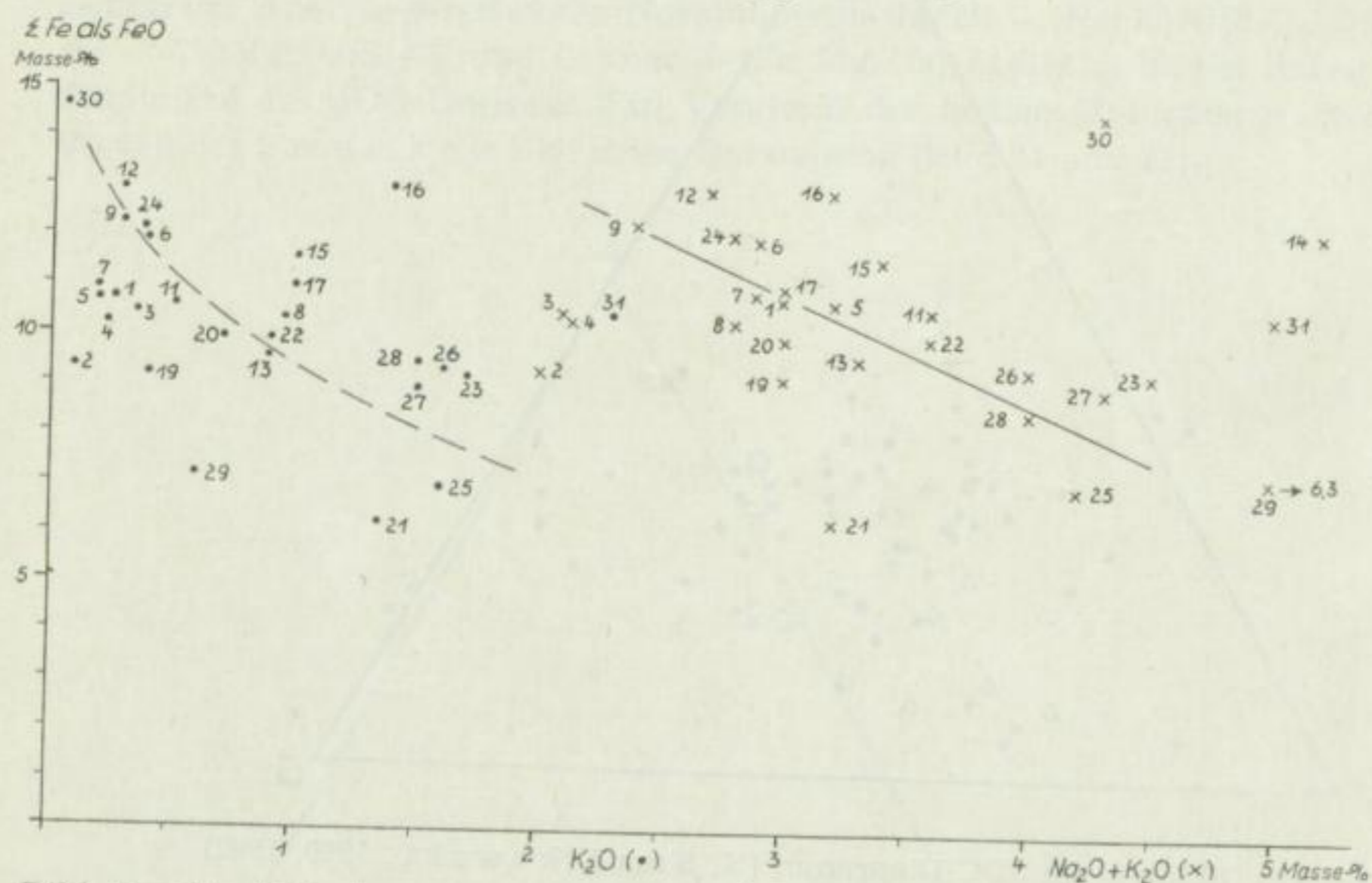


Bild 23. Die  $K_2O$ - bzw.  $Na_2O + K_2O$ -Gehalte in Abhängigkeit vom Gesamt-Fe-Gehalt (als FeO) in Metabasiten des Erzgebirges (Analysewerte s. Tabelle 23)

Tabelle 19b.  $Na_2O$ - und  $K_2O$ -Gehalte vermutlich amphibolitogener Migmatite aus dem Freiburger Kerngneis (Bl. 80), zum Vergleich dazu die Schwankungsbereiche normaler, migmatisch unbeeinflusster Amphibolite aus dem Erzgebirge (Angaben in Masse-%)

|   | $Na_2O$ | $K_2O$  |
|---|---------|---------|
| I. Schwankungsbereiche normaler Amphibolite aus dem Erzgebirge      | 1,8–2,7 | 0,3–1,4 |
| II. Amphibolitogene Gesteine aus dem Freiburger Kerngneis (Bl. 80): |         |         |
| a) Freiberg, Stadtgraben  | 2,6     | 1,8     |
| b) Freiberg, Meissner Gasse   | 2,9     | 2,0     |
| c) Muldental, unweit Halsbrücke                                     | 2,7     | 1,7     |
| d) Oberschaar, Steinbruch (Obermühle)                               | 2,9     | 2,2     |
| e) Halsbrücker „Diorit“   | 2,7     | 1,7     |

Aus Tabelle 19b geht dies besonders für die amphibolitogenen Gesteine des Freiburger Kerngneises hervor.

Noch deutlicher kommen diese Verhältnisse im FeO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-Diagramm zum Ausdruck (Summe dieser drei Oxide in Masse-% gleich 100 gesetzt; Bild 24). Im umrandeten Feld liegt der größte Teil der untersuchten Metabasite. Die Eklogite nehmen auch hier den äußeren rechten Rand ein (K<sub>2</sub>O-arm!). Dagegen liegen die Eklogitamphibolite und diablatischen Amphibolite

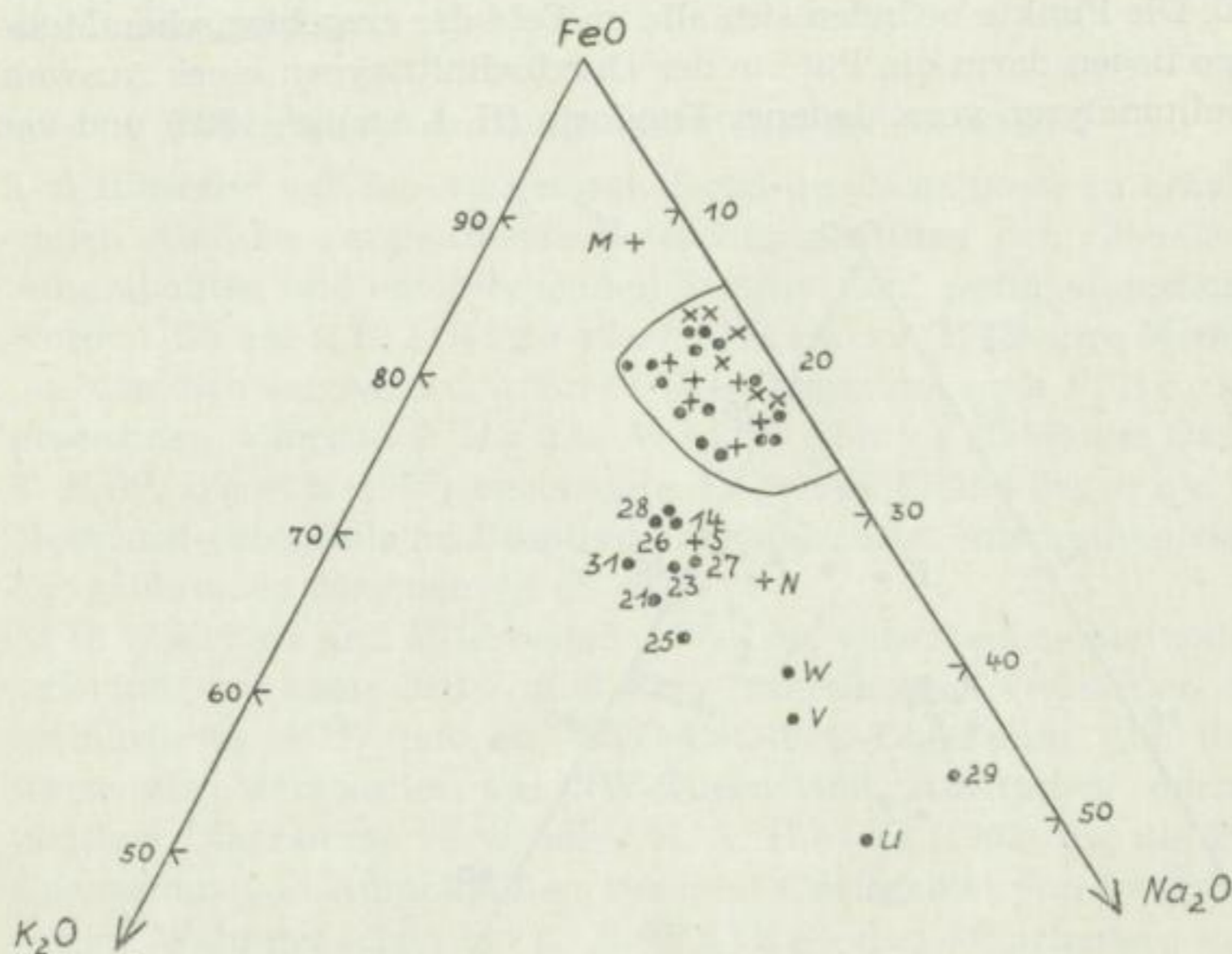


Bild 24. Metabasite aus dem Erzgebirge im FeO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-Diagramm [Im umrandeten Feld: x = Eklogite, Analysen Nr. 7–13, 15–20, 22, 24, 30 (Tab. 23); + = Amphibolite, Analysen E, G, H, J, K, L (Tab. 19); außerhalb des umrandeten Feldes: Nr. 14, 21, 23, 25–29 u. 31 (Tab. 23) und M, N, S, U, V, W (Tab. 19)]

— also Gesteine, die aus Eklogiten hervorgegangen sind — alle etwas weiter links, d. h., sie sind K<sub>2</sub>O-reicher. Ob diese Unterschiede zwischen eklogit- und amphibolitogenen Gesteinen schon primär durch etwas andere chemische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials bedingt sind (bei Eklogiten etwas basischer und demzufolge Alkali-ärmer) oder / und durch K<sub>2</sub>O-Zufuhr bei der Amphibolitisierung hervorgerufen wurden, kann vorläufig nicht entschieden werden. Eine für Para-Metamorphite charakteristische meist sehr große Variationsbreite der Kaliumgehalte (K. R. M e h n e r t, 1960), war bei den untersuchten Metabasiten im engeren Sinne nicht festzustellen.

Außerhalb des abgegrenzten Feldes fallen die Projektionen der zoisitreichen Amphibolite (N, S, U, V, W, 21, 23, 25), der Hornblendeschiefer (M und 31)

und der mehr oder weniger metatektischen Amphibolite (14?, 26, 27, 28, 29). Möglicherweise ließen sich die metatektischen Glieder von den zoisitreicheren auf Grund des unterschiedlichen  $\text{FeO}/\text{K}_2\text{O}$ - bzw.  $\text{FeO}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisses noch abtrennen. Die deutlichen Abweichungen in der chemischen Zusammensetzung der Zoisit-(Plagioklas)reicheren Amphibolite von den Amphiboliten im engeren Sinne deuten auf unterschiedliches Ausgangsmaterial hin.

Bild 25 bringt zum Vergleich die  $\text{FeO}-\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ -Projektionen der von I. Eigenfeld-Mende (1948) zitierten Analysen von Metabasiten aus dem Schwarzwald. Die Punkte befinden sich alle im Feld der erzgebirgischen Metabasite. Ebenso liegen darin die Punkte der Durchschnittstypen einer Auswahl von Amphibolitanalysen verschiedener Fundorte (H. Lange, 1963) und von

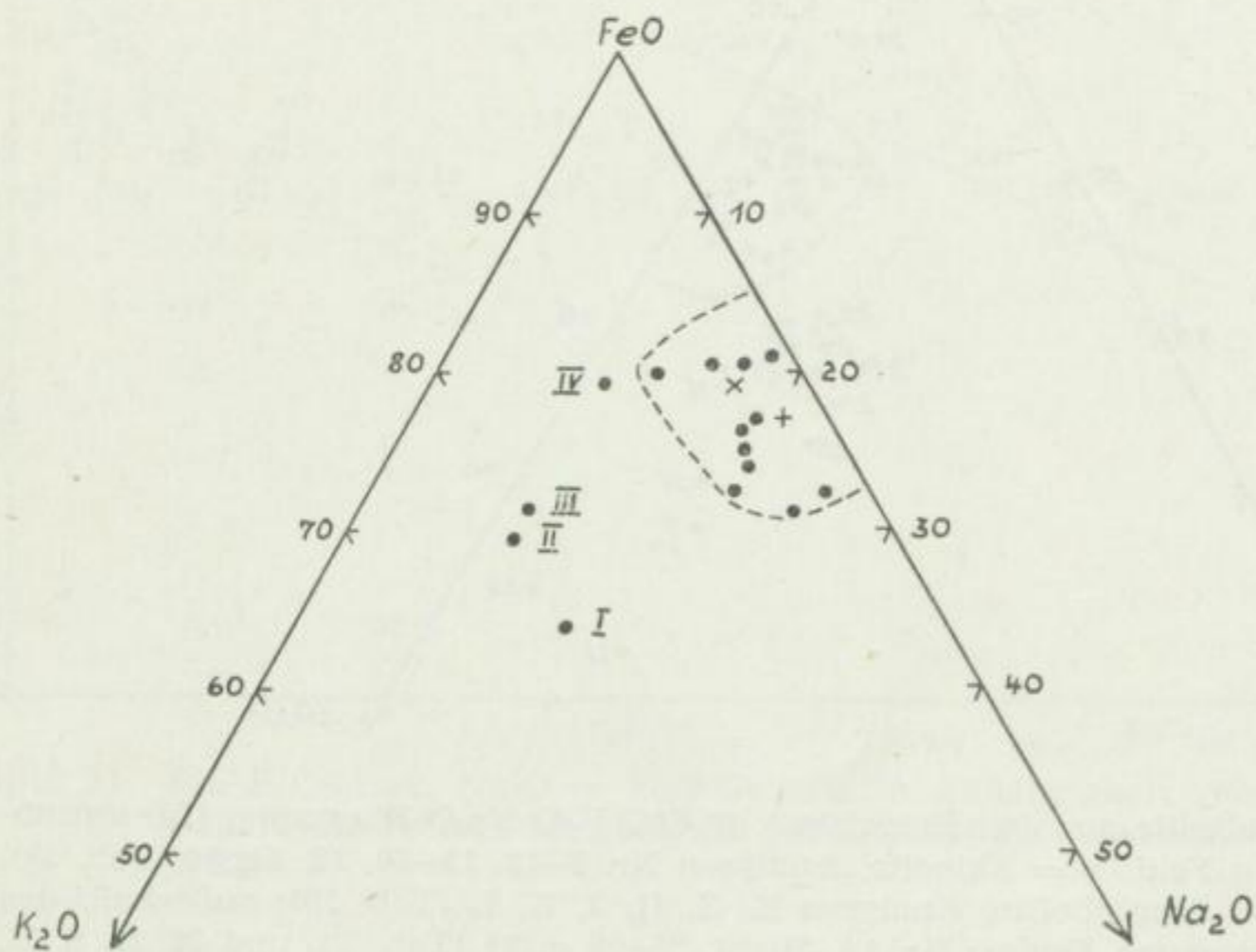


Bild 25. Darstellung von eklogitischen und amphibolitischen Gesteinen (Mittelwerte) verschiedener Fundorte im  $\text{FeO}-\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ -Diagramm (Masse-%; Gesamt-Eisen-Gehalte als  $\text{FeO}$  angegeben).

Punkte = Metabasite aus dem Schwarzwald (I. Eigenfeld-Mende, 1948; Analys. Nr. 1–11 u. 13)

x = Durchschnittswerte einer Auswahl von 12 Amphiboliten verschiedener Fundorte (H. Lange, 1963)

+ = Durchschnittswerte von 5 Eklogiten aus der Münchberger Gneismasse (P. Hahn-Weinheimer, 1959; Analys. Nr. 23, 24, 67, 68 und 91)

I = biotitreicher Amphibolit, Analys. Nr. 12

II = feinkörniger Amphibolit, Analys. Nr. 14

III = amphibolitogener Migmatit (biotitreich) Analys. auf S. 52

IV = Hornblendegneis ähnliches Übergangsgestein, Analys. Nr. 30 (I–IV aus I. Eigenfeld-Mende, 1948)

fünf Eklogiten aus der Münchberger Gneismasse (P. Hahn-Weinheimer, 1959). Diese Eklogite zeichnen sich wieder durch entsprechende  $K_2O$ -Armut aus. Die Werte von amphibolitogenen Migmatiten (I. Eigenfeld-Mende) – Punkte I, II und III – und eines Übergangsgesteins zum Hornblendegneis (Punkt IV) liegen auch hier deutlich außerhalb des eigentlichen Amphibolitfeldes. Somit können höhere  $K_2O$ - (und untergeordnet  $Na_2O$ -) Gehalte u. a. als ein Kriterium für metatektisch veränderte bzw. beeinflusste Metabasite angesehen werden (u. a. A. Fiedler, 1936; W. Koch, 1939; I. Eigenfeld-Mende, 1948).

#### 4.2.2.4. Hinweise auf das Ausgangsmaterial der Metabasite

Um Hinweise auf das Ausgangsmaterial der Metabasite zu erhalten, sind von vielen Autoren vergleichende Betrachtungen über den Chemismus zwischen Amphiboliten und entsprechenden Eruptiv- und Sedimentgesteinen angestellt worden. So hat z. B. I. Eigenfeld-Mende (1948) ihre Metabasitanalysen aus dem Schwarzwald u. a. im Si-U-L-Diagramm nach F. Becke (1925) eingezeichnet, während P. Hahn-Weinheimer (1959) die Darstellung nach T. F. W. Barth (1955) bevorzugte. In beiden Fällen liegen die Werte für die Metabasite ebenfalls im Eruptivgesteinsfeld bzw. entsprechen sie dem normalen gabbroiden Magmentyp (Niggli).

K. R. Walker und Mitarbeiter (1959), die verschiedene Methoden zur Unterscheidung zwischen Ortho- und Para-Amphiboliten versuchten, benutzten ein modifiziertes ACF- und ein MgO-CaO-FeO-Diagramm, um ihre Analysenwerte von Metabasiten aus NW-Queensland, Australien, darzustellen. Die gleichen Diagramme verwendete K. S. Heier (1962) für die Projektion des Chemismus von Amphiboliten aus dem Gneisgebiet von Langy in Nord-Norwegen. Während schon bei K. R. Walker und Mitarbeitern eine genetische Deutung der verschiedenen Projektionspunkte im ACF-Diagramm schwierig war und kaum Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial erlaubte, versagte diese Darstellungsweise für genetische Schlußfolgerungen bei den norwegischen Amphiboliten völlig. Auch im MgO-CaO-FeO-Diagramm entspricht die Lage der Punkte im Eruptiv- bzw. sedimentären Feld nicht in jedem Fall den genetischen Deutungsversuchen des betreffenden Autors.

Die Projektionen der erzgebirgischen Metabasitanalysen im MgO-CaO-FeO-Diagramm zeigen sich fast alle im Eruptivfeld (Bild 26), lediglich die zoisitreicheren Amphibolite liegen im sedimentären Bereich (n. K. R. Walker und Mitarbeitern). So wie auf diesem Diagramm scharen sich auch auf den Bildern (27, 28) die Punkte der untersuchten Metabasite (i. e. S.) auf engem Raum, während diejenigen von Ca-reicheren Amphiboliten (Zoisit-Führung!) eine weite Streuung aufweisen. Bei K. R. Walker ergaben sich große Streubereiche vor allem von Projektionspunkten parakrater Gesteinstypen und untergeordnet von metasomatisch beeinflussten Amphiboliten.

Aber nicht nur die Durchschnitts- und Einzelanalysen der meisten Proben deuten auf Ortho-Material hin, sondern auch die aus der relativ geringfügigen

Variabilität der chemischen Zusammensetzung resultierende Verteilungstendenz der Verhältniswerte gegenübergestellter Elemente bzw. Elementgruppen entspricht nicht der in Sedimenten beobachteten. B. E. L e a k e (1963), der bestimmte gesetzmäßige Änderungen im Chemismus (bei Auswertung von möglichst vielen Analysen) als Hauptkriterium für eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Para-Amphiboliten ansieht, vergleicht u. a. verschiedene Niggli-Werte von Sedimenten (Pelite, Pelit-Kalk- und Pelit-Dolomit-Mischgesteine) und des chemisch sehr gut untersuchten Karroo-Dolerits mit-

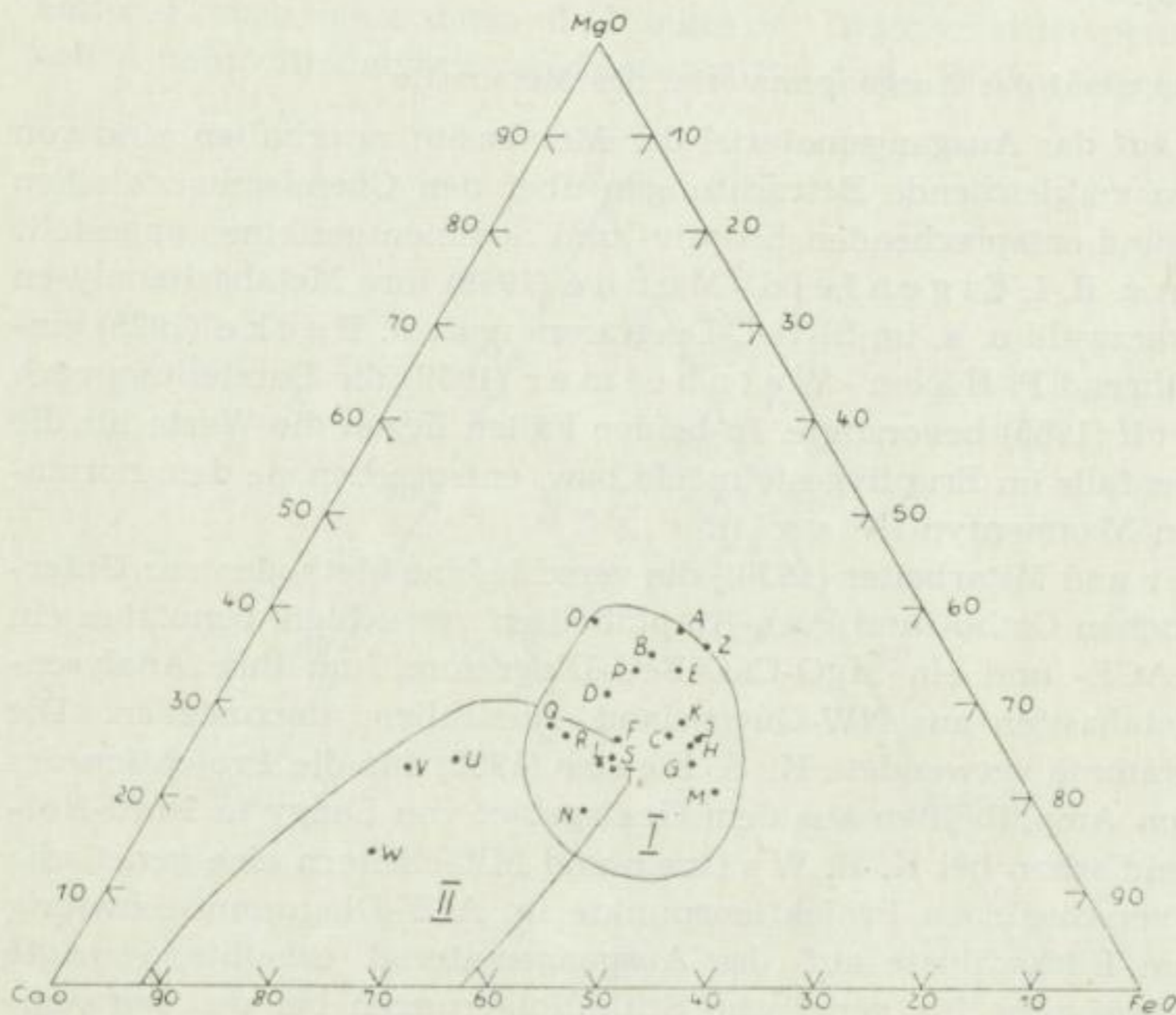


Bild 26. Amphibolite aus dem Erzgebirge im MgO-CaO-FeO-Diagramm (Masse-%; Gesamt-Eisen als FeO angegeben). I = Eruptivfeld; II = sedimentäres Feld (nach K. R. Walker und Mitarbeiter, 1960); Analysen A-Z siehe Tab. 19.

einander und erhält spezifische Verteilungstendenzen, wodurch sich diese zwei Gesteinsgruppen deutlich voneinander unterscheiden.

In Bild 27 ist z. B. Niggli-c gegen -mg aufgetragen. Während die Änderungen des c/mg-Verhältnisses im Verlauf der Differentiation des Karroo-Dolerits (Frühdifferentiate mit hohem mg und geringem c und bei mg-Abnahme allmähliches Ansteigen von c mit Höchstwerten im mittleren Stadium der Differentiation und schließlich einem Absinken der c-Werte nach dem Ende zu) durch eine nach unten konkave Kurve veranschaulicht werden können, bestehen zwischen den Peliten und Kalken bzw. Dolomiten — entsprechend dem Chemismus der jeweiligen Mischgesteinsglieder — lineare Ände-

Verteilungstendenzen ( $c$  nimmt  $\pm$  linear mit  $mg$  zu), wobei die sich ergebenden Geraden die Dolerit-Kurve kreuzen. Die eingezeichneten Werte von erzgebirgischen Metabasiten folgen dabei der Dolerit-Kurve. Die Zoisit-Amphibolite U, V und W sind entsprechend nach der Kalk- und Dolomitseite verschoben.

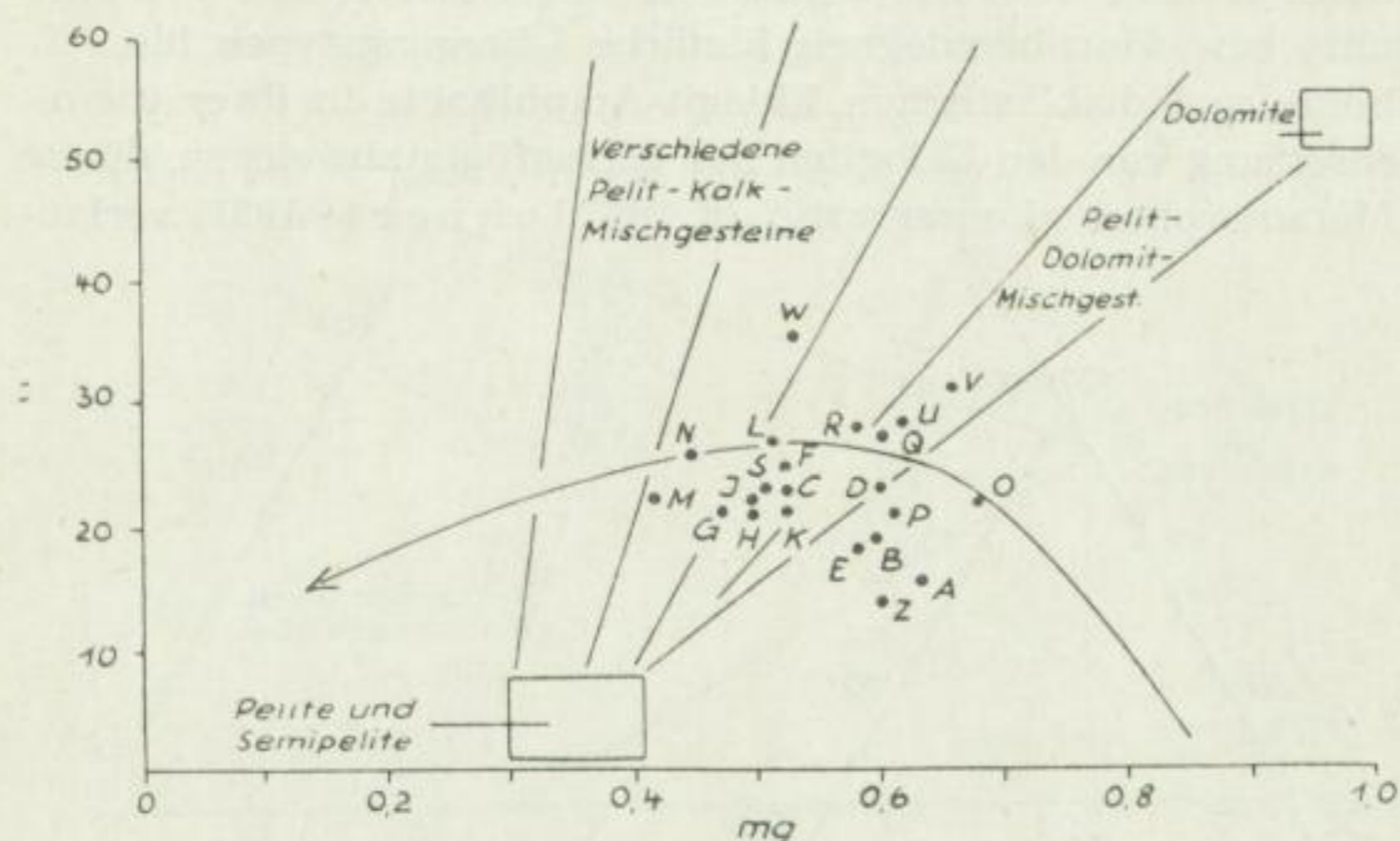


Bild 27. Niggli-c in Abhängigkeit von -mg. Verteilungstendenzen der entsprechenden Verhältniswerte verschiedener Differentiate des Karroo-Dolerits (Früh- bis Spätdifferentiate = Kurve) und von Pelit-Kalk- bzw. Pelit-Dolomit-Mischgesteinen (Geraden), nach B. E. L e a k e (1963); dazu die Projektionen der Analysen A–Z (vgl. Tab. 19) von Metabasiten des Erzgebirges

Noch deutlicher wird die Ähnlichkeit in der Verteilungstendenz bestimmter Elementkombinationen zwischen Orthogesteinen und Metabasiten im 100-mg-(al-alk)-c-Diagramm (Bild 28; nach B. E. L e a k e, 1963). Die basischsten Gesteinstypen (olivinführender „Metagabbro“ vom Husarenstein bei Clausnitz – A und B – und Olivingabbro von Klingenberg – Z) liegen auch hier – wie ebenfalls auf Bild 27 – zwischen den Frühdifferentiaten und den Bildungen des Hauptstadiums, denen die meisten der untersuchten Metabasite ihrem Chemismus nach entsprechen. Inwieweit die Eklogite gegenüber den Amphiboliten etwas basischere Zusammensetzung besitzen (vgl. Analyse O), kann infolge der geringen Analysenzahl nicht entschieden werden.

#### 4.2.2.5. Zusammenfassung

Der Chemismus der untersuchten Metabasite schwankt in geringen Grenzen und entspricht dem des gabbroiden Magmentyps (N i g g l i). Die Beziehungen der einzelnen Elemente untereinander und die daraus sich ergebenden Änderungs- bzw. Verteilungstendenzen gleichen den Verhältnissen in basischen Orthogesteinen, wogegen sie denen in Sedimenten (ähnlicher Zusammensetzung) widersprechen. Man kann deshalb annehmen, daß es sich bei den mei-

sten erzgebirgischen Metabasiten um ehemalige Orthogesteine handelt. Die zoisitreicheren Amphibolite unterscheiden sich deutlich von den Metabasiten im engeren Sinne und lassen auf Grund der höheren  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - und  $\text{CaO}$ -Gehalte (bei wenig Eisen und Magnesium) ein mehr parakrates Ausgangsmaterial vermuten. Höhere  $\text{K}_2\text{O}$ -( $\text{Na}_2\text{O}$ -)Gehalte deuten u. a. auf metatektische Amphibolite bzw. Hornblendegneis ähnliche Übergangstypen hin. Da die Amphibolite und diablastischen Eklogit-Amphibolite in ihrer chemischen Zusammensetzung von den Eklogiten nur geringfügig abweichen, dürfte die regressive Metamorphose „konservativ“ (K. R. M e h n e r t, 1961) verlaufen sein.

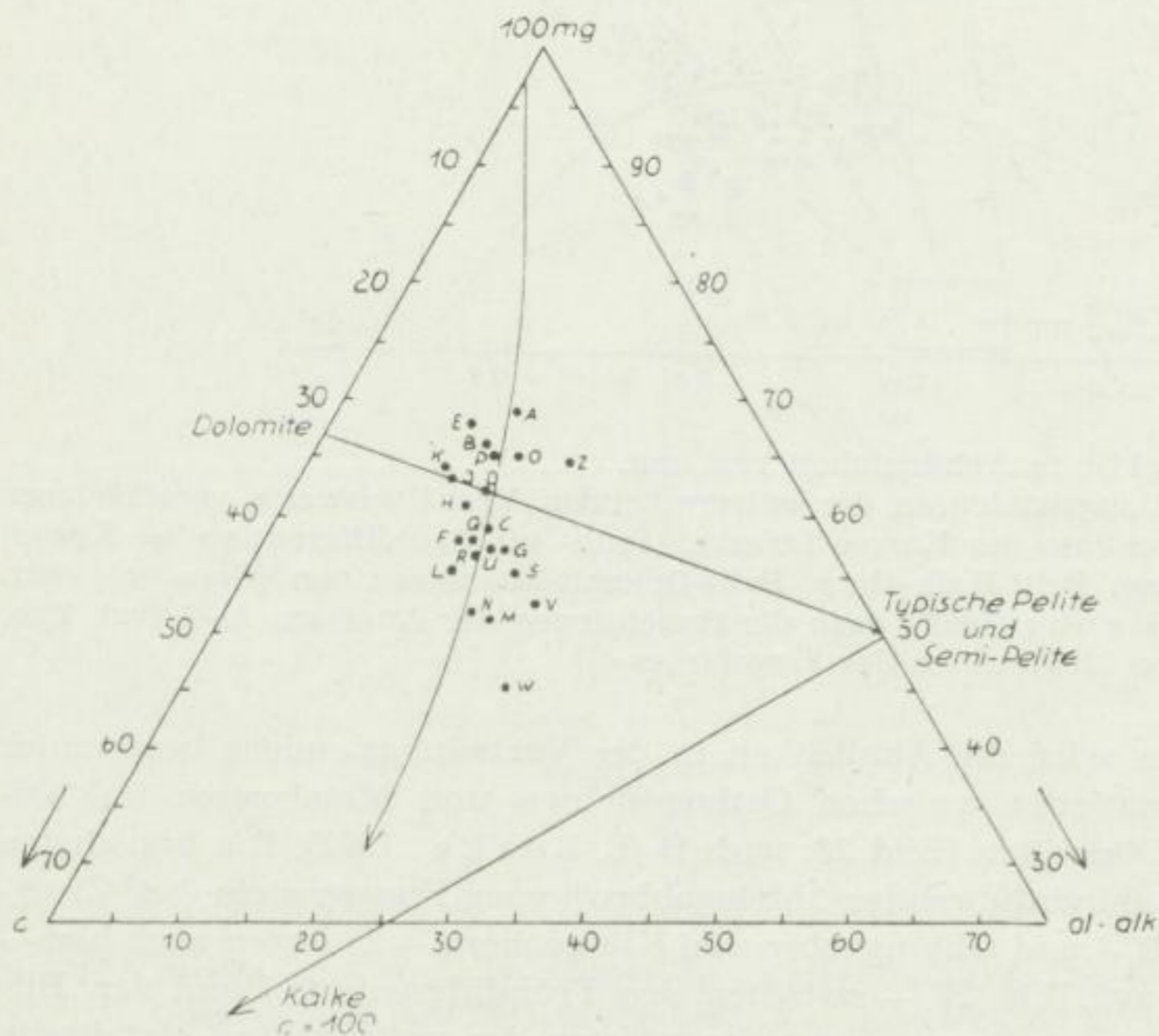


Bild 28. Projektionen von Metabasiten aus dem Erzgebirge im 100-mg-(al-alk)-c-Diagramm (B. E. L e a k e, 1963). Änderungstendenz basischer Eruptiva (schwach gekrümmte Kurve) und entsprechender Sedimente (Geraden) aus Bild 27 übernommen

#### 4.2.3. Chemismus der Granate

##### 4.2.3.1. Analysengenauigkeit und Analysenmethode

Die Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Granate erfolgte im Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg (Analytiker: T. V o l l e und R. K r e h e r). Über die unkontrollierbare Oxidation eines Teiles des  $\text{Fe}^{2+}$  zu  $\text{Fe}^{3+}$  in Granaten bei der Probenvorbereitung

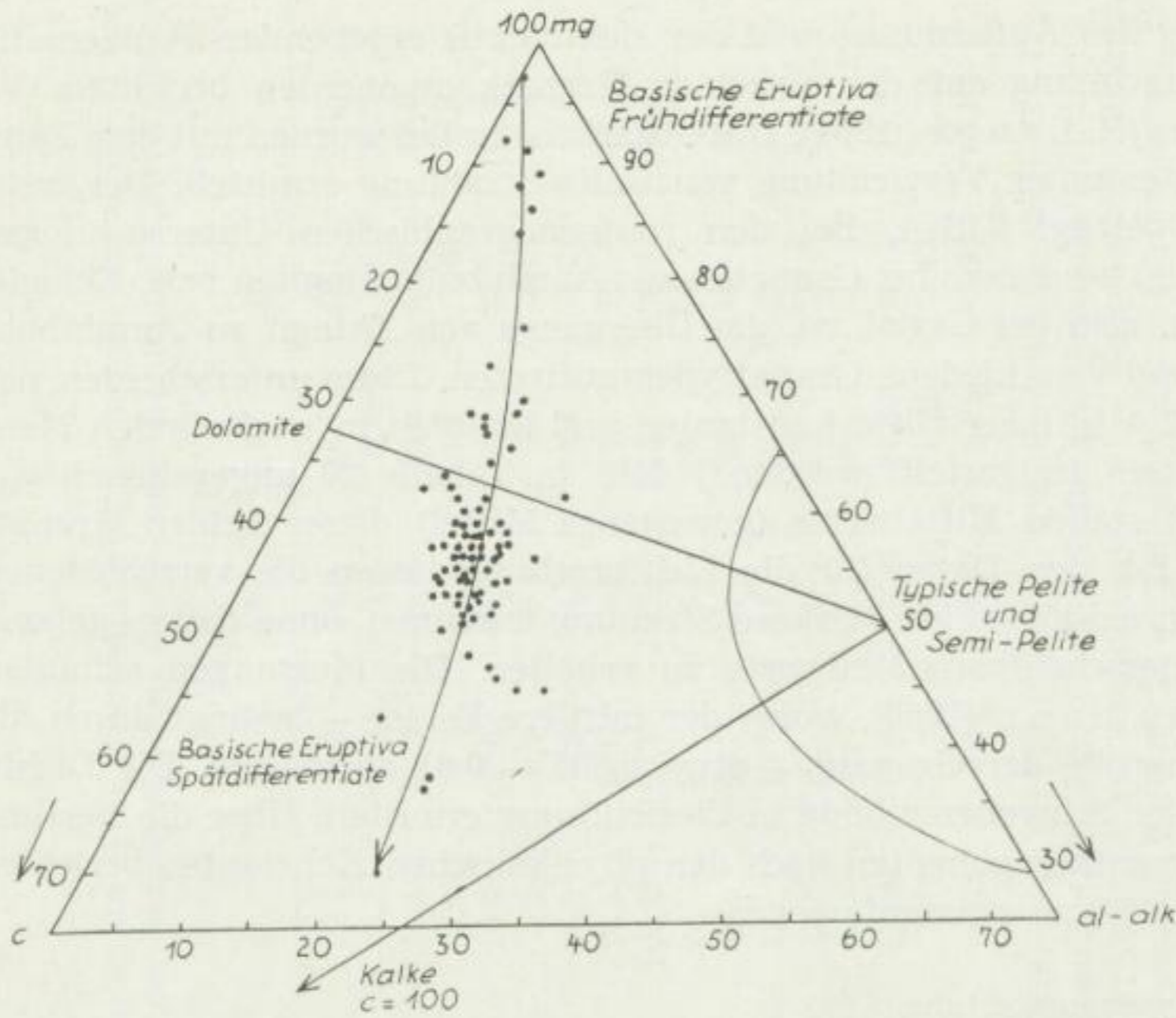


Bild 29. Projektionen von basischen Eruptiva und chemisch ähnlichen Sedimenten und die daraus resultierenden Änderungstendenzen in der chemischen Zusammensetzung dieser Gesteine (entnommen aus B. E. Leake, 1963)

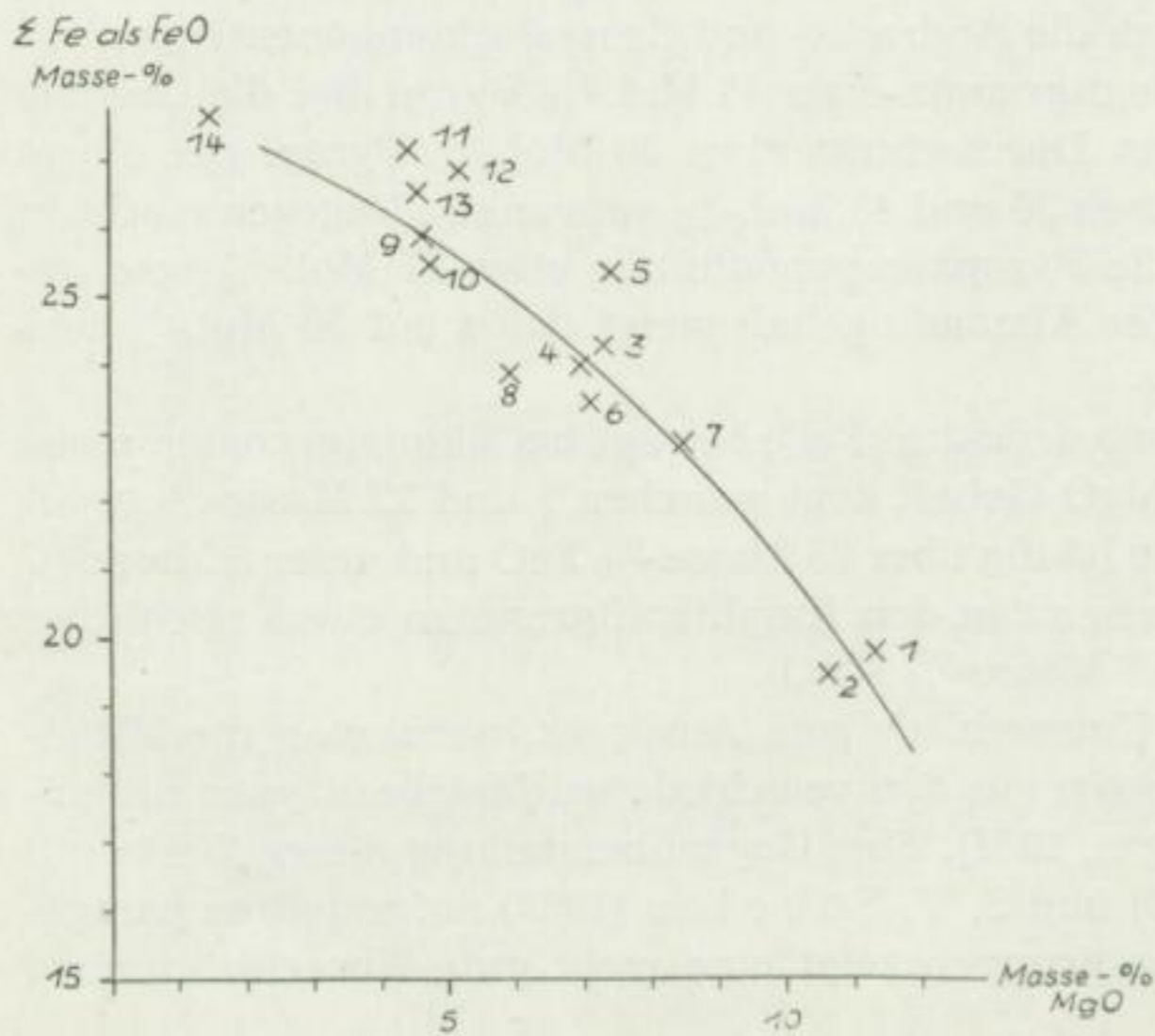


Bild 30. Gegenläufiges Verhalten von MgO und FeO in Granaten aus Metabasiten des Erzgebirges (Analysenwerte aus Tab. 20)



und während des Aufschlusses und der sich daraus ergebenden Problematik bei der Umrechnung auf die einzelnen Granatkomponenten berichtete Vf. bereits früher (H. L a n g e , 1964). Die Gitterkonstanten wurden mit dem Zählrohrgoniometer unter Verwendung von  $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung ermittelt. Der mittlere Fehler beträgt 0,01 Å. Bei den röntgenographischen Untersuchungen zeigte sich, daß besonders bei Granaten aus Amphibolitekloditen bzw. Eklogit-amphiboliten, also bei Gesteinen, die Übergänge von Eklogit zu Amphibolit darstellen, zwei verschiedene Granattypen auftreten. Diese unterscheiden sich etwa um 0,02 Å in ihrer Gitterkonstanten und konnten in wechselnden Mengenverhältnissen festgestellt werden.<sup>8)</sup> Die in Tabelle 20 angegebenen  $a_0$ -Werte (in Å) stellen Mittelwerte (gewogenes Mittel) dieser beiden Granatphasen dar. Bei den Daten für die Lichtbrechung lassen die verschiedenen Granatphasen lediglich eine stärkere Streuung erkennen, ohne daß es gelang, eindeutig unterscheidbare Meßwerte zu erhalten. Die Messungen erfolgten nach H. S c h u m a n n (1960), wobei der mittlere Fehler — bedingt durch die geringe Korngröße der Granate — etwa 0,005 — 0,01 ausmachte. Die Dichte wurde nach der Schwebemethode in Clericilösung ermittelt. Über die Bestimmung der Granatkomponenten nach den physikalischen Konstanten berichtet H. L a n g e (1964) zusammenfassend.

#### 4.2.3.2. Analysenauswertung

Vergleicht man die Analysenwerte auf Tabelle 20, so kann festgestellt werden, daß „die Eklogitgranate mehr MgO enthalten, also pyropreicher sind als die Amphibolitgranate, bei denen auf Kosten des Pyrop vorwiegend die Almandin- und untergeordnet auch die Andradit- und Grossularkomponenten zunehmen. So enthalten die Eklogitgranate etwa 43 Mol.-% Pyrop und die Granate aus Eklogitamphiboliten im Durchschnitt etwa 30 Mol.-% Pyrop. Bei einem Almandingehalt, der zwischen 35 und 45 Mol.-% schwankt“. Dagegen macht in den Amphibolitgranaten die Pyropkomponente nur etwa 17 Mol.-% vom gesamten Granat aus, und der Almandingehalt steigt dafür auf 50 Mol.-% und darüber an.

Der Gesamteisengehalt, ausgedrückt in FeO, beträgt bei Eklogitgranaten meist um 20 Masse-%, und der MgO-Gehalt liegt zwischen 7 und 12 Masse-%, während die Amphibolitgranate häufig über 25 Masse-% FeO und unter 5 Masse-% MgO aufweisen. Mangan scheint in den Amphibolitgranaten etwas reichlicher vertreten zu sein (bis ca. 0,7 Masse-% MnO).

Deutlicher kommen diese Unterschiede zum Ausdruck, wenn man die Mittelwerte der Granatkomponenten aus den verschiedenen Metabasittypen miteinander vergleicht (H. L a n g e , 1964). Eine Gegenüberstellung dieser Werte mit den von E. T r ö g e r (1959) und S. V. S o b o l e v (1962) aufgestellten paragenetisch gleichartigen Granatgruppen zeigt eine recht gute Übereinstimmung (Tab. 21).

<sup>8)</sup> Für die Durchführung der röntgenographischen Bestimmungen möchte ich meinem Kollegen, Herrn Dr. R. S t a r k e , herzlich danken.

Tabelle 20. Chemische Analysen (in Masse-%), Molekular-Komponenten (in %), Lichtbrechung (n), Dichte (D) und  $a_0$  (in Å) von Granaten aus eklogitischen und amphibolitischen Gesteinen der Erzgebirgischen Gneis- und Glimmerschieferformation (aus H. Lange, 1964)

|                                | 1                 | 2                 | 3     | 4                 | 5                 | 6     | 7     | 8                 | 9     | 10                | 11                | 12                | 13    | 14    |
|--------------------------------|-------------------|-------------------|-------|-------------------|-------------------|-------|-------|-------------------|-------|-------------------|-------------------|-------------------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 38,6              | 38,1              | 36,7  | 37,0              | 36,7              | 36,9  | 36,7  | 37,7              | 36,8  | 36,0              | 36,5              | 36,1              | 37,5  | 36,3  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,3               | 0,4               | 0,4   | 0,4               | 0,4               | 0,5   | 0,6   | 0,7               | 0,5   | 0,6               | 0,6               | 0,6               | 0,5   | 0,4   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21,5              | 22,0              | 20,8  | 20,5              | 21,8              | 21,3  | 21,3  | 21,4              | 20,5  | 22,0              | 20,0              | 20,8              | 19,8  | 22,2  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,0               | 3,2               | 3,6   | 3,8               | 3,8               | 4,0   | 3,9   | 4,4               | 4,4   | 4,3               | 4,5               | 4,6               | 4,8   | 4,6   |
| FeO                            | 17,1              | 16,5              | 21,0  | 21,6              | 22,0              | 19,9  | 19,4  | 19,9              | 22,0  | 21,6              | 23,1              | 22,7              | 22,3  | 23,6  |
| MnO                            | 0,2               | 0,2               | 0,2   | 0,2               | 0,1               | 0,2   | 0,4   | 0,2               | 0,7   | 0,1               | 0,6               | 0,1               | 0,1   | 0,7   |
| MgO                            | 11,3              | 10,6              | 7,3   | 7,0               | 7,4               | 7,1   | 8,5   | 5,9               | 4,6   | 4,7               | 4,4               | 5,2               | 4,6   | 1,5   |
| CaO                            | 8,4               | 9,3               | 10,0  | 10,2              | 8,7               | 10,5  | 9,5   | 10,9              | 10,6  | 10,8              | 10,4              | 10,5              | 10,0  | 10,9  |
|                                | 100,4             | 100,3             | 100,0 | 100,7             | 100,9             | 100,4 | 100,3 | 100,9             | 100,1 | 100,1             | 100,1             | 100,6             | 99,6  | 100,2 |
| Pyr                            | 43                | 38                | 29    | 26                | 29                | 28    | 33    | 24                | 18    | 18                | 16                | 20                | 20    | 6     |
| Alm                            | 35                | 36                | 44    | 47                | 47                | 43    | 41    | 45                | 50    | 50                | 53                | 49                | 50    | 56    |
| Andr                           | 8                 | 9                 | 10    | 11                | 10                | 12    | 11    | 13                | 13    | 12                | 12                | 12                | 15    | 16    |
| Gross                          | 14                | 17                | 17    | 16                | 14                | 17    | 15    | 18                | 17    | 20                | 17                | 19                | 15    | 20    |
| Spess                          | —                 | —                 | —     | —                 | —                 | —     | —     | —                 | 2     | —                 | 2                 | —                 | —     | 2     |
| $a_0$                          | 11,56             | 11,57             | 11,61 | 11,12             | 11,59             | 11,60 | 11,60 | 11,58             | 11,60 | 11,60             | 11,59             | 11,60             | 11,61 | 11,62 |
| n                              | 1,76 <sub>8</sub> | 1,76 <sub>2</sub> | 1,77  | 1,76 <sub>4</sub> | 1,78 <sub>2</sub> | 1,78  | 1,77  | 1,78 <sub>8</sub> | 1,79  | 1,78 <sub>2</sub> | 1,78 <sub>8</sub> | 1,78 <sub>4</sub> | 1,78  | 1,79  |
| D                              | 3,86              | 3,84              | 3,85  | 3,90              | 3,88              | 3,89  | 3,90  | 4,02              | 4,04  | 4,00              | 4,05              | 3,95              | 3,98  | 4,07  |

(Granate aus Eklogiten und ähnl. Gesteinen: 1 = Brückenmühle b. Mildenau, Bl. 128; 2 = östl. Friedhof Wolkenstein, Bl. 128; 3 = Schmalzgrube, Bl. 139; 4 = Eisenberg, 1,5 km westl. Hammerunterwiesenthal, Bl. 148; 5 = Galgenberg b. Voigtsdorf, Bl. 117; 6 = SE v. Eppendorf, Bl. 116; 7 = 900 m NNW Crottendorf, Kalkbruch, Bl. 147; Granate aus Amphiboliten: 8 = Bahneinschn. Schlettenberg b. Marienberg, Bl. 128; 9 = Eisenberg, 1,5 km westl. Hammerunterwiesenthal, Bl. 148; 10 = Teichertfelsen b. Hermannsdorf, Bl. 138; 11 = 1 km N v. Neuhausen, Bl. 130; 12 = 0,5 km WSW Schönbrunn, Bl. 128; 13 = Naundorf, Bl. 101; 14 = Kalkbruch 1 km NW Hammerunterwiesenthal, Bl. 147/148).

Tabelle 21. Molekular-Komponenten (arithmetischer Mittelwert  $\pm$  mittlerer Abweichung der Einzelmessung) verschiedener Granattypen aus eklogitischen und amphibolitischen Gesteinen des Gneisgrundgebirges (H. L a n g e)

| Granat aus: | Eklogit<br>(Erzgeb.) | Eklogit<br>n. Tröger | Eklogit<br>n. Sobolev | Disthen-<br>eklogit<br>n. Sobolev | Eklogit-<br>Amphibolit<br>(Erzgeb.) | Amphibolit<br>(Erzgeb.) | Amphibolit<br>n. Tröger |
|-------------|----------------------|----------------------|-----------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------|-------------------------|
|             | 1                    | 2                    | 3                     | 4                                 | 5                                   | 6                       | 7                       |
| Pyrop       | 43                   | 43,5 $\pm$ 7         | 39,6 $\pm$ 17,0       | 37,3 $\pm$ 5,6                    | 30,5 $\pm$ 4                        | 17,5 $\pm$ 6            | 3,5 $\pm$ 3             |
| Almandin    | 35                   | 38 $\pm$ 7           | 38,7 $\pm$ 12,5       | 33,6 $\pm$ 5,4                    | 42,5 $\pm$ 5                        | 50,5 $\pm$ 4            | 20 $\pm$ 5              |
| Spessartin  | 0,5                  | 1 $\pm$ 1            | 0,9 $\pm$ 1           | 0,6 $\pm$ 0,9                     | 0,5 $\pm$ 0,5                       | 1 $\pm$ 0,5             | 6 $\pm$ 4               |
| Grossular   | 14                   | 14 $\pm$ 6           | 17,2 $\pm$ 6,8        | 17,6 $\pm$ 7,9                    | 16 $\pm$ 1                          | 18,3 $\pm$ 2            | 16,5 $\pm$ 4            |
| Andradit    | 7,5                  | 3,5 $\pm$ 4          | 3,5 $\pm$ 4,2         | 10,9 $\pm$ 8,7                    | 10,5 $\pm$ 1                        | 12,7 $\pm$ 2            | 54 $\pm$ 6              |

- 1: Granate aus Eklogiten des Erzgebirges (s. auch Tab. 20, Nr. 1).
- 2: Granate aus Eklogiten nach E. Tröger (1959), Mittel aus 14 Analysen.
- 3: Granate aus Eklogiten nach S. V. Sobolev (1962), Mittel aus 30 Analysen.
- 4: Granate aus Distheneklogiten nach S. V. Sobolev (1962), Mittel aus 4 Analysen.
- 5: Granate aus Amphiboliteklogiten und Eklogitamphiboliten des Erzgebirges (s. auch Tab. 20, Nr. 2–7).
- 6: Granate aus Amphiboliten des Erzgebirges (s. auch Tab. 20, Nr. 8–14).
- 7: Granate aus Amphiboliten und Glaukophanschiefern nach E. Tröger (1959), Mittel aus 21 Analysen.

Die etwas höheren Andraditgehalte und die entsprechend niedrigeren Grossular- und Almandinanteile der erzgebirgischen Metabasitgranate sind wahrscheinlich auf eine wie oben beschriebene teilweise Oxydation des  $\text{Fe}^{2+}$  zu  $\text{Fe}^{3+}$  zurückzuführen.

Aus Bild 30 ist das gegenläufige Verhalten von FeO und MgO in Granaten aus Metabasiten des Erzgebirges zu ersehen. So verringert sich der Magnesiumgehalt von den Eklogitgranaten über die Granate aus Eklogitamphiboliten bis zu den Amphibolitgranaten, während im entsprechenden Maße der Eisengehalt zunimmt. Der FeO- bzw. MgO-Gehalt gibt uns auf Grund der dargelegten Beziehungen nicht nur Hinweise auf den Granattyp, sondern dementsprechend auch auf den Metabasittyp und damit auf die ungefähre Granatmenge (Bild 30). Andererseits scheint doch – entgegen der Ansicht E. Tröger's (1959) – bei gleichem Ausgangsmaterial die Intensität der Metamorphose einen Einfluß auf die Zusammensetzung des sich bildenden Granats auszuüben.

Diese Beobachtungen stimmen mit den in neueren Arbeiten getroffenen Feststellungen überein (u. a. B. A. Sturt, 1962). Vergleicht man allgemein die chemische Zusammensetzung der Granate aus den verschiedensten Metamorphiten untereinander, so ist festzustellen, daß bei zunehmender Metamorphose

die Granate CaO- und MnO-ärmer dafür aber reicher an FeO (gegenüber  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) und MgO werden.

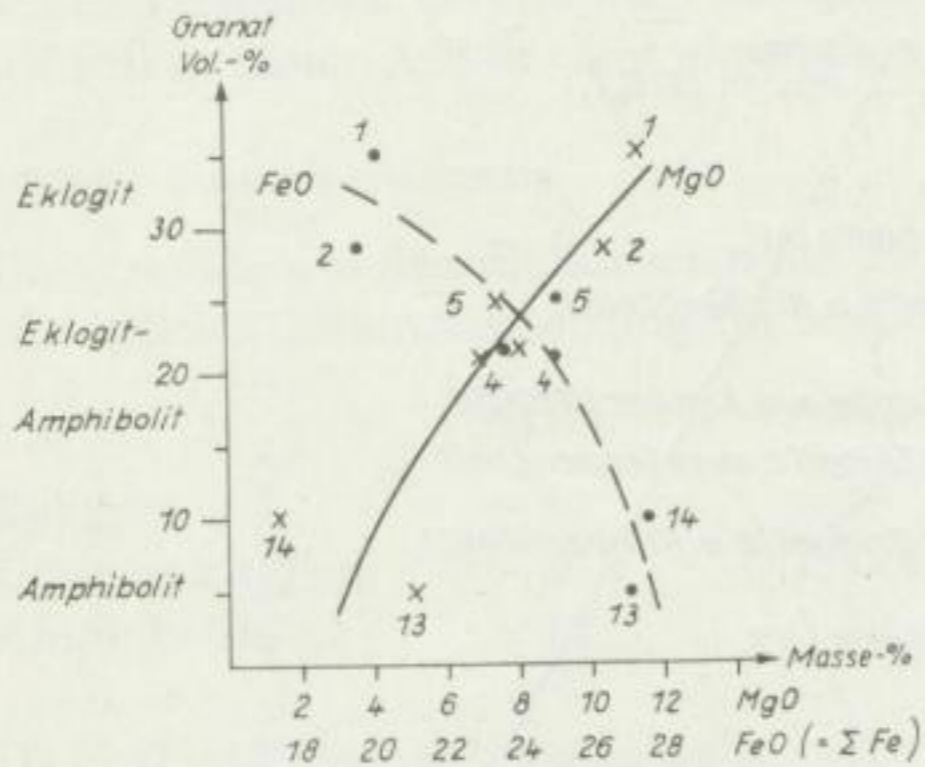


Bild 31. Die Beziehungen zwischen den FeO- und MgO-Gehalten (Masse-%) in Granaten, der Granatmenge (Vol.-%) und dem Metabasittyp. Punkte = FeO, Kreuze = MgO; Werte aus Tab. 20 u. Bild 16. (Nach H. Lange)

Da die untersuchten Granate vorwiegend aus den drei Komponenten Pyrop, Almandin und Grossular bestehen, wurden sie unter Vernachlässigung der meist untergeordneten Andraditkomponente in einem ternären Diagramm mit den Eckpunkten  $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$  und  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$  dargestellt. Es zeigt sich, daß zwischen pyrop- und almandinreichen Typen bei fast gleichbleibenden geringen Kalkgehalten gewisse Übergänge bestehen, wobei jedoch drei Schwerpunkte auffallen. Einmal die Projektionspunkte 1 und 2, die fast reinen Eklogitgranaten entsprechen, weiterhin die Punkte 3 bis 6 und 8, die schon Übergangsglieder zu Amphibolitgranaten darstellen, und schließlich 9 bis 13 und die almandinreiche Probe 14, die Amphibolitgranate repräsentieren. Diese Konzentrationsschwerpunkte stimmen gut mit den aus der Literatur bekannt gewordenen Durchschnittswerten entsprechender Granate überein (s. auch Tab. 21). So befinden sich die Eklogitgranate aus dem Erzgebirge unmittelbar neben den Projektionspunkten der Granate aus Eklogiten anderer Gneisgebiete.

Die Übergangstypen von Eklogit- zu Amphibolitgranaten liegen zwischen den entsprechenden Tröger'schen Granatgruppen und die Amphibolitgranate des Erzgebirges scharen sich dicht um die Amphibolitgranate anderer Vorkommen. In unmittelbarer Nähe des erzgebirgischen Amphibolit-Granatfeldes liegen außerdem die Projektionen der Durchschnittswerte für Granate aus Metagabbros (Gruppe VIII nach Tröger), Charnockite und der Pyroxen-Granulite (Tröger-Gruppe IX). Ebenfalls sind die Grossular-reichen Granate aus Gneisen, Glimmerschiefern und z. T. auch Silikatfelsen (Tröger-Gruppe XXI) dort anzutreffen, dagegen liegen die pyrophaltigen Almandine der Para-

gneise (XVIII) sowie die Granate aus Glimmerschiefern und Hornfelsen (XIX) etwas weiter nach der Almandinecke verschoben.

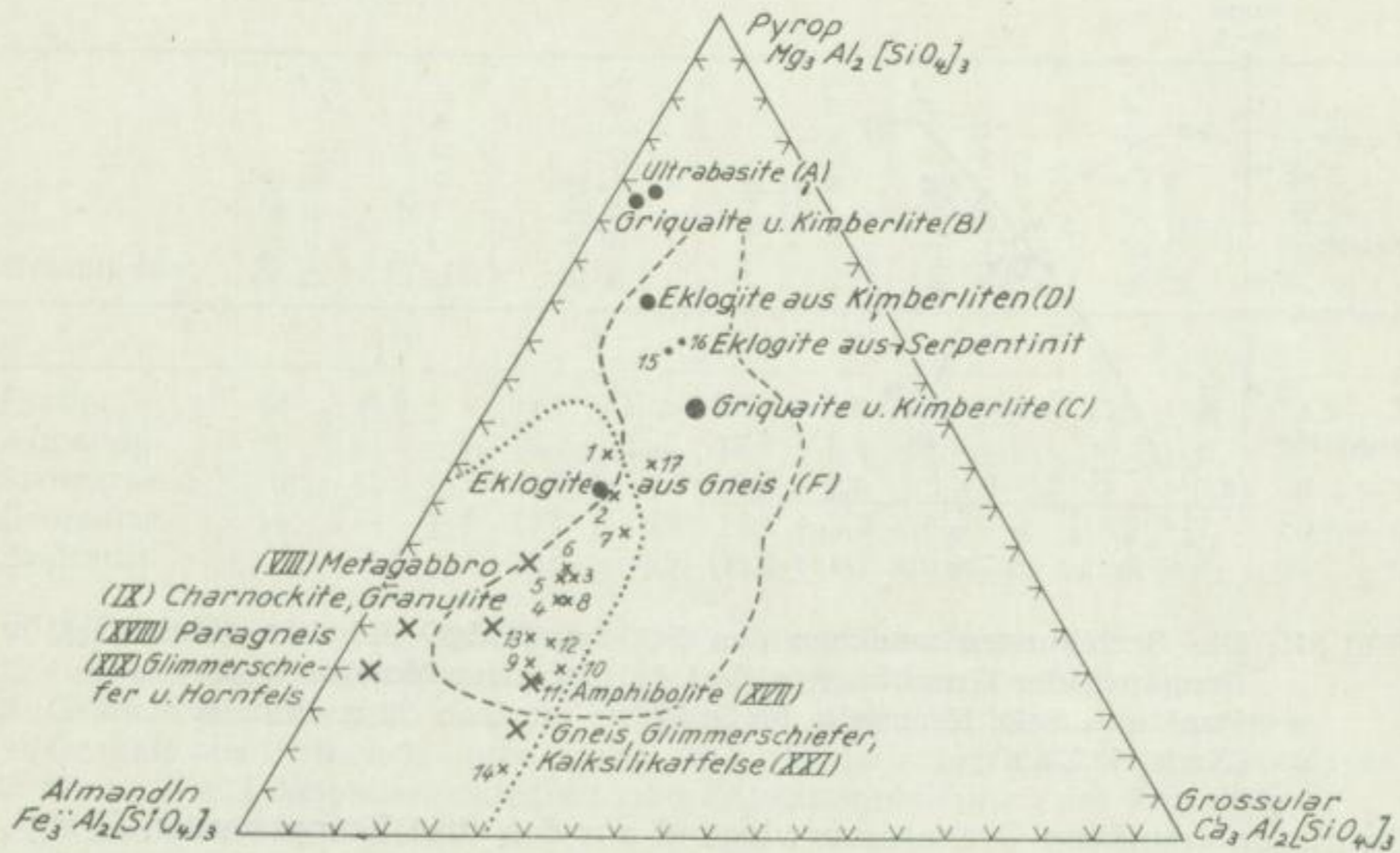


Bild 32.  $Mg_3Al_2(SiO_4)_3 - Fe_3Al_2(SiO_4)_3 - Ca_3Al_2(SiO_4)_3$  - Diagramm zeigt die Granattypen der verschiedenen basischen und ultrabasischen Gesteine; im Vergleich dazu einige saure Metamorphite (Angaben in Mol.-%; unberücksichtigt bleiben geringe Andradit- und Spessartingehalte).

1–7 Eklogite des Erzgebirges (vgl. Tab. 20); 8–14 Amphibolite des Erzgebirges (vgl. Tab. 20); 15 Eklogit Gilsberg (H. Hentschel, 1937); Eklogit Zöblitz (dto.); 17 Eklogit Silberbach (Th. v. Wolff, 1942); VIII, IX . . . Granatgruppen n. Tröger (1959); gestrichelt umrandetes Gebiet: Variationsbreite der Eklogitgranate n. P. Eskola (1921); punktiert umgrenztes Feld: Variationsbreite der Amphibolitgranate n. E. Wright (1938). (Nach H. Lange, 1964).

Entsprechend der chemischen Zusammensetzung der eklogitischen und amphibolitischen Gesteine des Erzgebirges (vgl. Abschn. 4.2.2.5.) stehen also auch die in diesen Metabasiten auftretenden Granate im Chemismus den aus basischen Orthogesteinen bzw. aus solchen ehemaliger Sedimente, bei denen eine Beteiligung basischer Orthokomponenten wahrscheinlich ist, näher als den Granaten aus reinen Paragesteinen. Weiterhin wird deutlich, daß das von E. Wright angegebene Feld der Variationsmöglichkeiten im Chemismus der Amphibolitgranate und auch das Feld der Eklogitgranate (Eskola) unbedingt einzuengen und präziser zu fassen ist (s. auch Th. v. Wolff, 1942).

Ein Vergleich der pyropreichen Granate aus Eklogiten des Gneis- und Glimmerschiefergebietes mit den Granaten aus Eklogiten, die mit Ultrabasiten verknüpft sind, zeigt, daß ein deutlicher Unterschied im Chemismus besteht, in-

dem die letzteren fast 20 Mol.-% mehr Pyrop enthalten. Auf die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung der Granate aus Ultrabasiten und aus den mit ihnen verknüpften Eklogiten, sowie aus Kimberliten und Griquaiten soll in dieser Arbeit nicht eingegangen werden (s. H. L a n g e, 1964).

#### 4.2.3.3. Zusammenfassung

Die Granate aus den Metabasiten des Erzgebirges zeigen etwa folgende durchschnittliche Zusammensetzung (in Mol.-%):

|                | Pyrop | Almandin | Andradit | Grossular |
|----------------|-------|----------|----------|-----------|
| Eklogite       | ~ 40  | ~ 35     | 10 – 15  | 15 – 20   |
| Übergangstypen | ~ 30  | 35 – 45  |          |           |
| Amphibolite    | ~ 17  | > 50     |          |           |

Da FeO und MgO sich gegenläufig verhalten und die Andradit- und Grossularanteile mit steigendem Almandingehalt – wenn auch nur unbedeutend – zunehmen, kann man bei den Metabasit-Granaten allein durch eine Bestimmung der Gitterkonstanten ( $a_0$ ) Hinweise auf die Granatzusammensetzung und dementsprechend auch auf den Metabasittyp und die ungefähre Granatmenge erhalten. Aus den auftretenden Unterschieden im Chemismus der Granate von Eklogiten und Amphiboliten und dem Vergleich mit Granaten aus anderen Metamorphiten geht hervor, daß mit progressiver Metamorphose die Granate CaO-, MnO-, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- und FeO-ärmer, dagegen aber MgO-reicher werden, wobei sich das Verhältnis FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wahrscheinlich zugunsten des FeO verschiebt.

Im Chemismus stehen die Granate aus den untersuchten Metabasiten – analog der chemischen Zusammensetzung der Wirtsgesteine – denen aus basischen Orthogesteinen nahe. Die Granate aus Eklogiten des Gneis- und Glimmerschiefergebietes unterscheiden sich von den Granaten aus Eklogiten, die mit Ultrabasiten verknüpft sind, durch einen deutlich niedrigeren Pyropanteil (unterschiedlicher Gesteinschemismus!).

#### 4.2.4. Zur chemischen Zusammensetzung der Omphacite und Amphibole

##### 4.2.4.1. Omphacite

Bekanntlich lassen sich bei Mineralen, die eine so ausgeprägte Neigung zur Bildung von meist komplizierten Mischkristallen besitzen wie die Pyroxene und Hornblenden, die optischen Daten nur näherungsweise zur Bestimmung der Mineralvarietät verwenden. Viele Beispiele in der Literatur zeigen, daß die Werte besonders für  $2V$ , aber auch für  $Z\Delta c$  und die Lichtbrechung z. B. der in den Eklogiten auftretenden Klinopyroxene beachtlichen Schwankungen

unterliegen können ( $2 V$  etwa zwischen  $58$  und  $62^\circ$ ), die nicht in jedem Falle auf einen unterschiedlichen Chemismus zurückzuführen sind (u. a. P. Eskola, 1921; Th. G. Sahlstein, 1935). Chemische und röntgenometrische Untersuchungen sind deshalb zur Klärung der Isomorphie- und strukturellen Beziehungen unerlässlich.<sup>9)</sup>

Obwohl nach H. Strunz (1957) der Omphacit als ein dem Fassait —  $\text{Ca}_8\text{Mg}_{6,5}(\text{Fe}^{\frac{1}{2}}, \text{Ti})_{0,5}\text{Al}_1[\text{Al}_{1,5-2}\text{Si}_{14,5-14}\text{O}_{48}]$  — „ganz ähnliches Mineral“ bezeichnet wird, versteht man ganz allgemein darunter einen Klinopyroxen, der in Eklogiten auftritt, wobei ein bis  $8\%$  hoher  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalt (i. Durchschn. etwa  $4$  Masse-%, H. S. Yoder, 1950, S. 243) charakteristisch ist. Es sind fließende Übergänge von jadeitreichen Omphaciten bis zu fast reinem Diopsid in Eklogiten aus dem Gneisgebiet und von Jadeit —  $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  — über Aegirin zu Diopsid (als Chloromelanit bezeichnet) in Eklogiten der Ultrabasite möglich.

Nachstehende Übersicht zeigt die aus Tabelle 23 entnommenen Analysenwerte von Gesamteisen, Natrium und Kalium sowie die Daten des optischen Achsenwinkels ( $2 V_y$ ) und der Auslöschungsschiefe ( $Z\Lambda c$ ) der Pyroxene aus erzgebirgischen Eklogiten und Hornblendeeklogiten:

| Probe-Nr. | Fe als FeO | $\text{Na}_2\text{O}$ | $\text{K}_2\text{O}$ | $2 V_y$                  | $Z\Lambda c$    | Dichte               |
|-----------|------------|-----------------------|----------------------|--------------------------|-----------------|----------------------|
| 1         | 4,4        | 3,3                   | 0,1                  | $66^\circ (\pm 1^\circ)$ | $\sim 39^\circ$ | } 3,30( $\pm 0,01$ ) |
| 2         | 1,9        | 3,7                   | 0,1                  | $68^\circ (\pm 1^\circ)$ | $\sim 42^\circ$ |                      |
| 3         | 2,0        | 3,8                   | 0,2                  | $68^\circ (\pm 1^\circ)$ | $\sim 40^\circ$ |                      |
| 4         | 2,3        | 3,5                   | 0,1                  | $62^\circ (\pm 1^\circ)$ | $\sim 36^\circ$ |                      |
| 5         | 4,1        | 4,9                   | 0,01                 | $63^\circ (\pm 1^\circ)$ | $\sim 36^\circ$ |                      |
| 6         | 4,0        | 4,8                   | 0,2                  | $68^\circ (\pm 1^\circ)$ | $\sim 38^\circ$ |                      |
| 7         | 3,9        | 4,1                   | 0,1                  | $65^\circ (\pm 1^\circ)$ | $\sim 40^\circ$ |                      |

(in Masse-%)

Auch hier erkennt man wieder die für Omphacite typischen  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte, die relativ niedrigen Eisenwerte und das nur in geringster Menge vorhandene Kalium. Während  $\text{Na}_2\text{O}$  zwischen  $3,5$  und  $4,9\%$  schwankt, liegt der größere Teil der Eisenwerte bei  $4\%$  FeO und eine geringere Anzahl bei  $2\%$  FeO. Die niedrigeren Eisengehalte einiger Omphacite lassen sich teilweise auf einen entsprechend kleineren FeO-Gehalt der Muttergesteine zurückführen (z. B. Tab. 23 Nr. 2 und Tab. 19/0).

Beim Eklogit von der Brückenmühle bei Mildenau war es auf Grund der vorhandenen Analysen des Gesamtgesteins (Tab. 19/0) und des Granats (Tab. 20 Nr. 1) sowie des ermittelten Modalbestandes (Integrat. Analys. Tab. 3) möglich, unter Verwendung der Teilbestimmungen von Natrium, Kalium und Eisen (Probe-Nr. 2) rechnerisch die ungefähre chemische Zusammensetzung des Omphacits zu ermitteln:

<sup>9)</sup> Röntgenometrische Untersuchungen sollen im Anschluß an diese Arbeit durchgeführt werden.

|                                |              |
|--------------------------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 56,3 Masse-% |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,2 Masse-% |
| FeO                            | 1,9 Masse-%  |
| MgO                            | 12,9 Masse-% |
| CaO                            | 11,2 Masse-% |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,7 Masse-%  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,1 Masse-%  |

Daraus ergibt sich etwa folgende Formel:

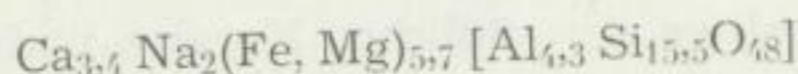


Tabelle 22. Chemismus von Omphaciten aus Eklogiten (Anzahl der Metallatome auf Gesamt-Sauerstoff = 6 bezogen)

|        | 1.   | 2.   | 3.   | 4.   | 5.   | 6.   | 7.   | 8.    |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Si     | 1,94 | 1,97 | 1,98 | 1,93 | 1,94 | 1,97 | 1,92 | 1,94  |
| Ti     | 0,01 | 0,03 | 0,01 | —    | —    | 0,01 | 0,01 | 0,01  |
| Al     | 0,45 | 0,42 | 0,44 | 0,30 | 0,48 | 0,53 | 0,50 | 0,54  |
| Fe ... | 0,11 | 0,08 | 0,16 | 0,08 | 0,08 | —    | 0,05 | n. b. |
| Fe     | 0,09 | 0,18 | 0,10 | 0,04 | 0,13 | 0,10 | 0,07 | 0,04  |
| Mg     | 0,45 | 0,35 | 0,35 | 0,60 | 0,44 | 0,48 | 0,63 | 0,43  |
| Ca     | 0,56 | 0,59 | 0,50 | 0,64 | 0,57 | 0,53 | 0,59 | 0,25  |
| Na     | 0,41 | 0,29 | 0,37 | 0,27 | 0,30 | 0,31 | 0,31 | 0,01  |
| K      | —    | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | —    | 0,01 | 0,67  |
| O      | 6    | 6    | 6    | 6    | 6    | 6    | 6    | 6     |

1. Mill Creek area, Kalifornien; Analyt. F. A. Gonyer (in G. Switzer, 1945, S. 5)
2. Postman's Path, Schottland; Analyt. A. R. Aldermann (G. Switzer)
3. Fay, Frankreich; Analyt. Raoult (G. Switzer)
4. Silden, Norwegen; Analyt. P. Eskola (G. Switzer)
5. Lagio di Cignana, Aosta; Analyt. H. Schwander (in P. Bearth, 1959)
6. Bielice, VR Polen; Analyt. St. Rossol (in K. Smulikowski, 1962)
7. Nowa Vies, VR Polen; Analyt. H. Pendas (in K. Smulikowski, 1962)
8. Brückenmühle b. Mildenaу, Sächs. Erzgebirge (Zusammensetzung errechnet)

Der Jadeit-Anteil beträgt demnach rund 20 Mol.-%. Ein Vergleich mit einigen aus der Literatur bekannt gewordenen Omphacit-Analysen zeigt eine geringe Abweichung der errechneten Werte. Auffällig ist vor allem die Eisenarmut des Omphacits von der Brückenmühle (Tab. 22). Eine bessere Übereinstimmung würden wahrscheinlich die anderen analysierten Omphacite mit ihren etwas höheren Na<sub>2</sub>O- (schätzungsweise bis 30 Mol.-% Jadeit) und FeO-Gehalten ergeben.

#### 4.2.4.2. Amphibole

Die Hornblenden<sup>10)</sup> (vorwiegend dunkel- bis gelblichgrün gefärbt) aus den amphibolitischen Gesteinen des Erzgebirges besitzen höhere Eisengehalte (von

<sup>10)</sup> Eine Trennung der einzelnen Hornblendevarietäten erfolgte vorläufig nicht.



9,7 bis 13,3 Masse-% FeO), etwas mehr K<sub>2</sub>O (von 0,3 bis 0,9 Masse-%; arithmet. Mittel: 0,45 Masse-%) und weniger Na<sub>2</sub>O (zwischen 1,2 und 1,9 Masse-%; Mittel bei 1,63 Masse-%) als die Omphacite (Tab. 23, Bild 33). Die Werte unterliegen keinen allzu großen Schwankungen. Abhängigkeiten der FeO- bzw. Na<sub>2</sub>O- und K<sub>2</sub>O-Gehalte der Hornblenden von den entsprechenden Oxidmengen im Gesamtgestein konnten nicht festgestellt werden. An optischen Daten wurden ermittelt: 2 V<sub>Z</sub> zwischen 80 und 88° und Z<sub>Ac</sub> zwischen 16 und 21°. Die Dichtewerte liegen bei 3,15 (± 0,02).

K. Machatschki und E. M. Walitzi (1961) konnten z. B. für die Hornblenden aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe nachweisen, daß in der chemischen Zusammensetzung der braunstichigen Eklogit-Hornblenden (Karinthin) bis zu den gemeinen grünen Hornblenden aus Amphiboliten keine merklichen Unterschiede bestehen (vgl. auch H. Heritsch u. E. Kahler, 1958; sowie A. Miyashiro, 1957) und geben folgende Analysenwerte an:

|                                | Hornblenden<br>aus Metabasiten<br>(Koralpe) | Hornblenden<br>aus Amphiboliten<br>(Erzgebirge) |
|--------------------------------|---|---|
| SiO <sub>2</sub>               | 43,97–45,27                                 |   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,96– 1,75                                  | 0,16– 0,6                                       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,02–14,49                                 |   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,18– 4,72                                  | } 9,7 –13,3                                     |
| FeO                            | 7,42– 8,94                                  |   |
| MnO                            | 0,05– 0,14                                  |   |
| MgO                            | 11,53–13,05                                 |   |
| CaO                            | 9,39–10,16                                  |   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,76– 3,02                                  | 1,2 – 1,9                                       |
| K <sub>2</sub> O               | 0,69– 1,01                                  | 0,3 – 0,9                                       |
| H <sub>2</sub> O               | 1,97– 3,89                                  |   |

Nach A. Miyashiro (1953) kommen bräunliche Hornblenden (barkeviktische Typen) gewöhnlich in höher metamorphen Gesteinen vor, als die bräunlich-grün gefärbten (Hastingsit). Ob für die Farbunterschiede geringe Änderungen im Chemismus verantwortlich zu machen sind (z. B. Braunfärbung geht oft mit erhöhten Ti-Gehalten parallel), läßt sich infolge widersprechender Analysenergebnisse nicht sicher entscheiden. A. Miyashiro nimmt an, daß vor allem auch Unterschiede im strukturellen Bau eine gewisse Rolle spielen (temperaturabhängig!). Wie durch F. E. Wickman (1943) und J. B. Thompson (1947) bekannt wurde, sind Minerale, in denen Aluminium in 4er-Koordination auftritt, bevorzugte Hochtemperaturbildungen, während solche mit Al-6er-Koordination (dichtere Gitterpackung) vor allem bei hohen Drücken entstehen (z. B. Disthen).

G. W. Devore (1955a) zufolge haben magmatische Hornblenden ein Si/Al-Verhältnis von 3 : 1 oder kleiner, dagegen liegt das der metamorphen Hornblenden stets über 3 : 1. Mit Zunahme des Si-Gehaltes verringern sich gleichzeitig die Fe<sup>3+</sup>-, Fe<sup>2+</sup>-, Al-, Ti-, Mn-, K- und Na-Gehalte, während die Summe

( $\text{OH}^- + \text{F}^- + \text{Cl}^-$ ) ansteigt. Die Veränderungen im Anionenkomplex (Ersatz von  $\text{Si}^{4+}$  durch  $\text{Al}^{3+}$  bzw.  $\text{Fe}^{3+}$ ) sind also von entscheidender geochemischer Bedeutung in der Hornblendegruppe und wahrscheinlich auch bei den Pyroxenen (z. B.: R. L. Moxham, 1961; bzw. Abschn. 4.3.3.2.).

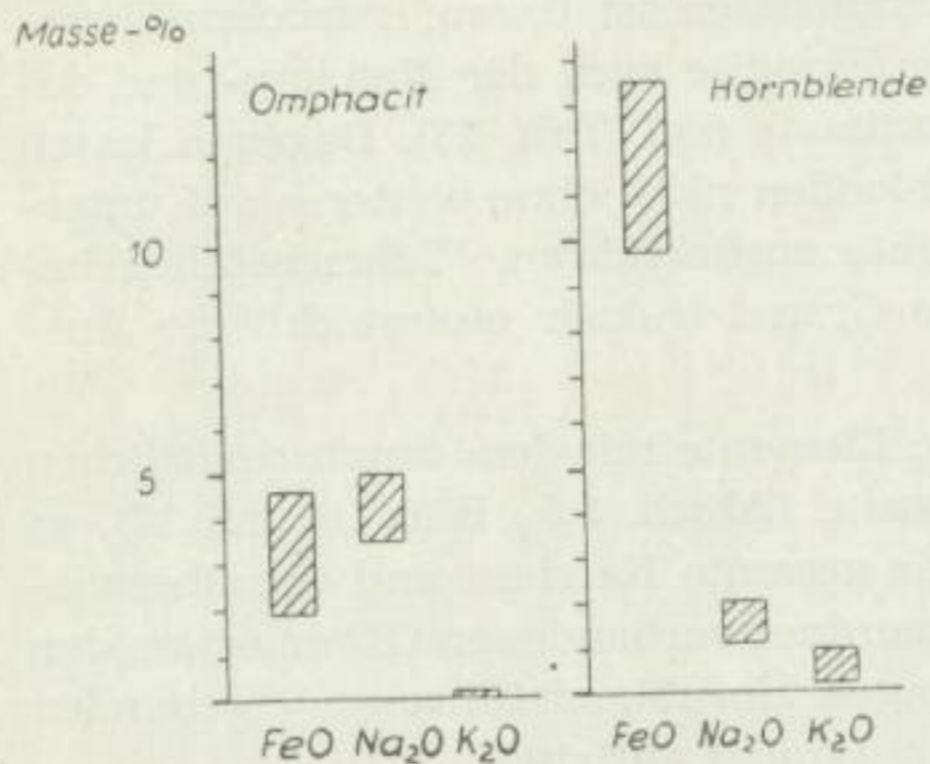


Bild 33. Streuungsbereiche der FeO- (= Gesamt-Fe),  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte in Omphaciten und Hornblenden aus Metabasiten des Erzgebirges

#### 4.2.4.3. Vergleichende Betrachtungen über die Elementverteilung

Aus Bild 34 gehen die Streuungsbereiche und die Verteilung der FeO- (= Gesamt-Fe),  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte in den untersuchten Mineralen und dem Gesamtgestein hervor. Während die Werte der Metabasite – bedingt durch die unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung bzw. eine teilweise metatektische Beeinflussung (s. Abschn. 4.2.2.3.) – über etwas größere Bereiche streuen (im Mittel aber etwa dem basischer Eruptiva gleichkommen) und entsprechende Häufungsmaxima andeuten (vgl. Abschn. 4.2.2.1., Bild 18), zeigen die jeweiligen Gehalte der Einzelminerale meist kleinere Schwankungsbreiten.

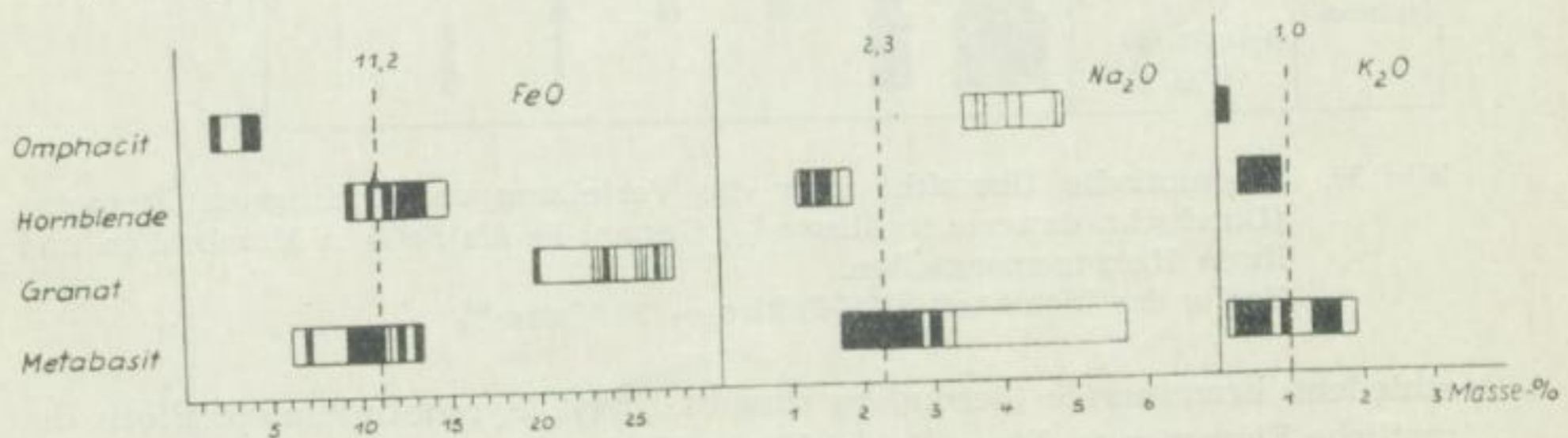


Bild 34. Streuungsbereiche und Häufigkeiten der FeO- (= Gesamt-Fe),  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte in erzgebirgischen Metabasiten und einigen ihrer Minerale; dazu die mittleren FeO-,  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte (gestrichelte Linie) basischer Orthogesteine (nach K. K. Turekian und K. H. Wedepohl, 1961).

Lediglich Gesamt-Eisen in Granaten und Hornblenden wie auch Natrium in den Omphaciten variieren in relativ weiten Grenzen. So sind die an der Eklogit-Zusammensetzung beteiligten Granate eisenärmer (mit  $\sim 20\%$  FeO) als diejenigen, die untergeordnet in Amphiboliten auftreten und einen Gesamteisengehalt von oft über 25 Masse-% FeO aufweisen (vgl. 4.2.3.3.). Die Streubreite der  $\text{Na}_2\text{O}$ -Werte in den Omphaciten ist darauf zurückzuführen, daß mit steigendem Natriumgehalt der Eklogite auch der Natrium- und damit der Jadeit-Anteil im Omphacit zunimmt (vgl. Tab. 23). Dagegen lassen sich die FeO-Schwankungen der Hornblenden nicht ohne weiteres auf unterschiedliche Eisengehalte der Amphibolite zurückführen. Wahrscheinlich beeinflußt u. a. der teilweise auftretende Granat (relativ eisenreich!) die Ausbildung der Hornblendevarietät.

Vergleicht man die Verteilung der o. g. Elemente mit dem durchschnittlichen Modalbestand der untersuchten Metabasite (Absch. 3.5., Bild 16 und 17), so wird deutlich, daß in den Eklogiten das gesamte Natrium und der überwiegende Teil des  $\text{K}_2\text{O}$  (der Rest im untergeordnet vorhandenen Glimmer) an den Omphacit – abgesehen von einer geringen Hornblendeführung – gebunden ist, während der Hauptteil des Eisens im Granat auftritt.

In den Amphiboliten enthalten die Hornblende als Hauptkomponente etwa reichlich 50 % vom Gesamteisengehalt des Gesteins und die Neben- bzw. Übergangsteile Granat (mit fast doppelt so viel Eisen als die Hornblende), ver-

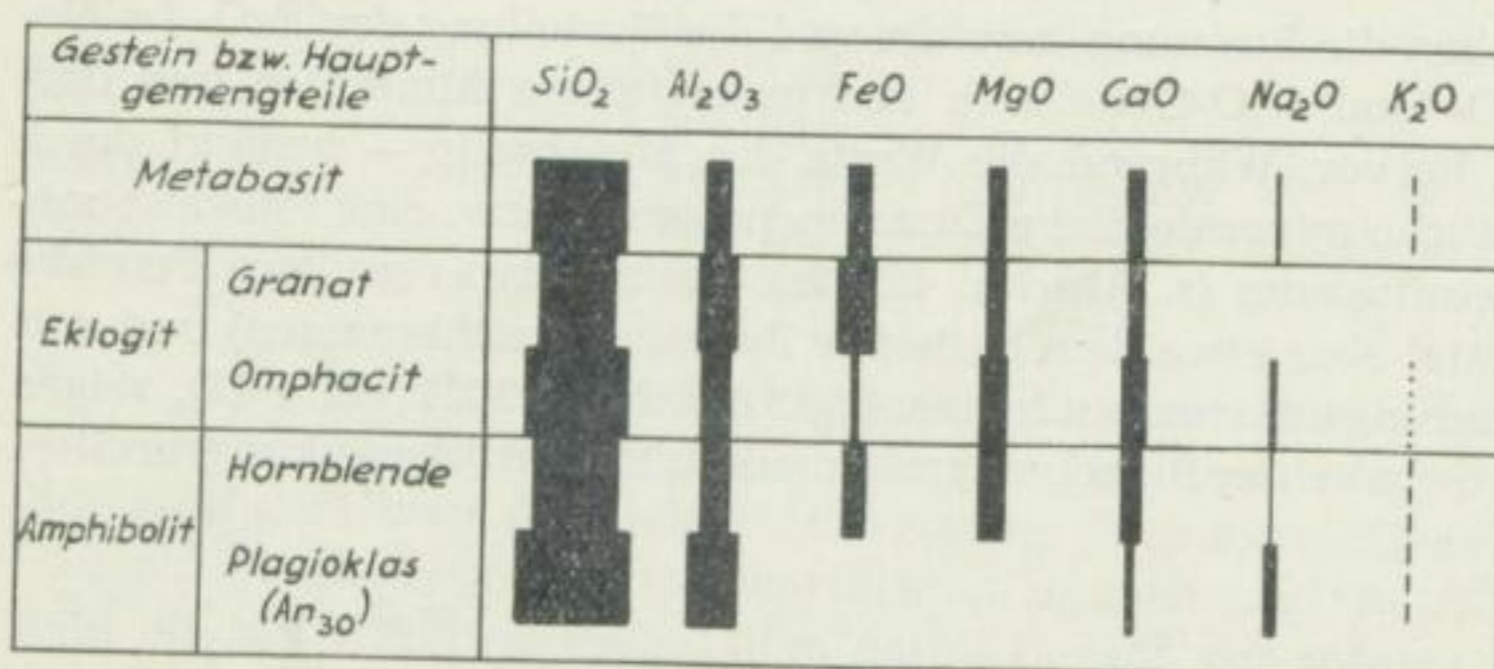


Bild 35. Schematische Übersicht über die Verteilung der wichtigsten Elemente (Durchschnittswerte in Masse-%, Gesamt-Fe als FeO) in Metabasiten und ihren Hauptgemengteilen.

Breite des Metabasit- $\text{SiO}_2$ -Feldes  $\sim 50$  Masse-%

schiedene Erzminerale (besonders Ilmenit, Pyrit, Pyrrhotin) sowie Biotit die restliche Eisenmenge. Etwa die reichliche Hälfte des gesamten Kaliums ist bei einem recht geringen Natriumanteil in der Hornblende (und der Rest im Biotit) zu suchen; höhere  $\text{K}_2\text{O}$ -Werte zeigen eine Zunahme des Biotitgehaltes an. Natrium findet sich vor allem im Plagioklas ( $\sim \text{An}_{30}$ ), der ebenfalls etwas  $\text{K}_2\text{O}$  besitzen kann.



Tabelle 23. Die FeO- (als Gesamt-Fe), Na<sub>2</sub>O- und K<sub>2</sub>O-Gehalte (in Masse-%) sowie die Gehalte einiger wichtiger Spurenelemente (g/t) in Metabasiten des Erzgebirges

| Lfd. Nr. | Bl. Nr.     | Geol. Spez. Karte Fundort       | Analysiertes Material            | $\Sigma$ Fe als FeO | Masse-%           |                  |       | g/t |     |    |     |     |     |   | Bemerkung (Petrographie; Modalbest.; chem. Analyse, sonst.) |
|----------|-------------|---------------------------------|----------------------------------|---------------------|-------------------|------------------|-------|-----|-----|----|-----|-----|-----|---|---|
|          |             |                                 |                                  |                     | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Ti    | V   | Cr  | Co | Ni  | Cu  | Pb  |   |   |
| 1        | 117         | Voigtsdorf                      | Eklogit                          | 10,8                | 2,7               | 0,26             | 12800 | 370 | 130 | 44 | 80  | 100 | <10 | Abschn. 3.2.2.1.; Tab. 7/I u. Tab. 19/Q, R, |   |
|          |             |                                 | Omphacit                         | 4,4                 | 4,3               | 0,1              | 2200  | 700 | 160 | 30 | 26  | 25  | -   |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 25,4                | -                 | -                | 2500  | 350 | 180 | 60 | <10 | 18  | 13  |   |   |
| 2        | 128         | Brückenmühle NNE Mildenau       | Eklogit                          | 9,3                 | 1,9               | 0,1              | 9000  | 270 | 380 | 40 | 80  | 16  | 12  | Abschn. 3.2.1.1.; Tab. 3 u. Tab. 19/O       |   |
|          |             |                                 | Omphacit                         | 1,9                 | 3,7               | 0,1              | 2700  | 560 | 490 | 30 | 100 | 35  | <10 |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 19,8                | -                 | -                | 4500  | 100 | 300 | 70 | <10 | 20  | -   |   |   |
| 3        | 139         | Schmalzgrube                    | Eklogit                          | 10,5                | 1,8               | 0,33             | 8500  | 180 | 180 | 35 | 80  | 70  | <10 | Abschn. 3.2.1.1.,                           |   |
|          |             |                                 | Omphacit                         | 2,0                 | 3,8               | 0,2              | 3800  | 560 | 210 | 40 | 48  | 15  | -   |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 24,2                | -                 | -                | 4100  | 350 | 170 | 55 | 10  | 20  | 15  |   |   |
| 4        | 123         | Wolkenstein                     | Hornblende-Eklogit               | 10,3                | 1,9               | 0,24             | 11000 | 210 | 200 | 42 | 120 | 25  | <10 | Abschn. 3.2.1.2.; Tab. 4/I u. II            |   |
|          |             |                                 | Omphacit                         | 2,3                 | 3,5               | 0,1              | 3100  | 500 | 350 | 31 | 80  | 32  | -   |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 19,5                | -                 | -                | 4500  | 140 | 280 | 75 | 18  | 35  | 20  |   |   |
| 5        | 116         | SE Eppendorf (bei Pkt. 536,3)   | Hornblende-Eklogit               | 10,8                | 3,0               | 0,2              | 11000 | 500 | 170 | 40 | 68  | 30  | 14  | Abschn. 3.2.2.1.; Tab. 7/II                 |   |
|          |             |                                 | Omphacit                         | 4,1                 | 4,9               | 0,01             | 2800  | 480 | 200 | 32 | 32  | -   | -   |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 23,5                | -                 | -                | 4000  | 500 | 200 | 70 | 10  | 15  | 10  |   |   |
| 6        | 148         | Stümpelfelsen am Eisenberg      | Zoisit-Hornblende-Eklogit        | 12,0                | 2,5               | 0,4              | 10300 | 400 | 160 | 57 | 90  | 13  | <10 | Abschn. 3.2.1.2.; Tab. 4/IV                 |   |
|          |             |                                 | Omphacit                         | 4,0                 | 4,8               | 0,2              | 3200  | 410 | 180 | 30 | 95  | -   | -   |   |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 11,8                | 1,7               | 0,6              | 3200  | 340 | 190 | 60 | 95  | 10  | -   |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 25,0                | -                 | -                | 2000  | 200 | 190 | 65 | <10 | 30  | -   |   |   |
| 7        | 147         | Crottendorf am Kalkbruch        | Eklogit-amphibolit               | 10,9                | 2,7               | 0,2              | 10300 | 420 | 230 | 38 | 80  | 10  | -   | Abschn. 3.2.1.3.; Tab. 6                    |   |
|          |             |                                 | Omphacit                         | 3,9                 | 4,1               | 0,1              | 3400  | 500 | 210 | 32 | 34  | 30  | -   |   |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 10,4                | 1,4               | 0,3              | 4600  | 360 | 230 | 34 | 40  | 60  | -   |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 22,9                | -                 | -                | 5600  | 300 | 220 | 85 | 10  | 22  | -   |   |   |
| 8        | 123         | Wolkenstein                     | Eklogit-amphibolit               | 10,4                | 1,7               | 0,96             | 11400 | 210 | 160 | 50 | 150 | 60  | -   | Abschn. 3.2.3.; Tab. 9/II                   |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 9,7                 | 1,4               | 0,9              | 1500  | 280 | 330 | 46 | 130 | 70  | -   |   |   |
| 9        | 138         | Teichertfelsen b. Hermannsdorf  | Diablast. Granatamphibolit       | 11,3                | 2,1               | 0,3              | 10000 | 400 | 290 | 37 | 53  | 28  | 23  | Abschn. 3.3.1.; Tab. 10/II                  |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 25,5                | -                 | -                | 6100  | 320 | 310 | 58 | 10  | 14  | 15  |   |   |
| 10       | 139         | Schmalzgrube                    | Diablast. Granatamphibolit       | n. b.               | n. b.             | n. b.            | 11000 | 110 | 170 | 50 | 50  | 65  | <10 | Abschn. 3.3.1.; Tab. 10/I                   |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 11,5                | 1,6               | 0,8              | 1000  | 185 | 190 | 25 | 19  | 20  | -   |   |   |
| 11       | 129         | Kühnhaide 4 km N                | Granatamphibolit                 | 10,6                | 3,1               | 0,5              | 13000 | 250 | 150 | 42 | 46  | 32  | 20  | Abschn. 3.3.2.1.; Tab. 11/II u. Tab. 19/P   |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 12,5                | 1,5               | 0,5              | 3200  | 300 | 190 | 43 | 43  | 60  | -   |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | n. b.               | n. b.             | n. b.            | 5800  | 230 | 160 | 55 | 16  | 27  | 20  |   |   |
| 12       | 138         | Wolfener Mühle 1 km NNW         | Granatamphibolit                 | 13,0                | 2,4               | 0,3              | 10000 | 330 | 290 | 47 | 58  | 11  | 11  | Abschn. 3.3.2.1.,                           |   |
| 13       | 147/<br>148 | Hammerunterwiesenthal 1 km NW   | Granatamphibolit                 | 9,6                 | 2,4               | 0,9              | 12000 | 230 | 150 | 40 | 100 | 17  | 16  | Abschn. 3.3.2.1.; Tab. 19/D                 |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 9,8                 | 1,1               | 0,9              | 2700  | 140 | 150 | 30 | 22  | 13  | 12  |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 27,7                | -                 | -                | 6000  | 250 | 180 | 80 | 15  | 22  | 15  |   |   |
| 14       | 100         | Röthenbacher Mühle 1,5 km S     | Amphibolit                       | 12,2                | 3,3               | 1,9              | 9500  | 270 | 170 | 44 | 70  | 14  | -   | Abschn. 3.3.2.1.; Tab. 11/I                 |   |
| 15       | 128         | Str. zw. Geiersdorf u. Mildenau | Amphibolit                       | 11,6                | 2,4               | 1,0              | 8300  | 200 | 370 | 38 | 140 | 21  | <10 |   |   |
| 16       | 129         | Tobiashübel                     | Hornblende                       | 13,3                | 1,2               | 0,4              | 4000  | 220 | 260 | 62 | 120 | 60  | -   | Abschn. 3.3.2.1.; Tab. 11/III               |   |
| 17       | 117         | Husarenstein                    | Amphibolit                       | 13,0                | 1,8               | 1,4              | 21700 | 320 | 170 | 40 | 95  | 20  | 25  |   |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 13,4                | 1,5               | 0,7              | 5200  | 320 | 240 | 45 | 70  | 75  | -   | Abschn. 3.3.2.2.; Tab. 13/I u. Tab. 19/C    |   |
| 18       | 147         | Crottendorf 900 m NNW Kalkbruch | Amphibolit                       | 11,0                | 2,0               | 1,0              | 9000  | 200 | 320 | 45 | 230 | 25  | 15  |   |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 12,8                | 1,4               | 0,5              | 6000  | 240 | 400 | 75 | 180 | 17  | -   | Abschn. 3.3.4.; Tab. 17 u. Tab. 19/A, B     |   |
|          |             |                                 | Granat                           | n. b.               | n. b.             | n. b.            | 8300  | 220 | 100 | 80 | 22  | 14  | -   |   |   |
| 19       | 128         | Schönbrunn 0,5 km WSW           | Amphibolit                       | n. b.               | n. b.             | n. b.            | 9500  | 420 | 200 | 34 | 110 | 21  | 15  | Abschn. 3.3.2.1.                            |   |
|          |             |                                 | Granat                           | n. b.               | n. b.             | n. b.            | 9500  | 420 | 200 | 34 | 110 | 21  | 15  |   |   |
| 20       | 128         | Schlettenberg b. Marienberg     | (Zoisit)-Amphibolit              | 9,2                 | 2,6               | 0,4              | 10600 | 130 | 210 | 26 | 90  | 10  | <10 | Abschn. 3.2.1.2.                            |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 26,8                | -                 | -                | 7800  | 250 | 190 | 70 | <10 | 15  | <10 |   |   |
|          |             |                                 | (Zoisit)-Amphibolit              | 10,0                | 2,3               | 0,7              | 8500  | 180 | 280 | 46 | 80  | 23  | 10  |   |   |
| 21       | 118         | Rechenberg 0,6 km               | Hornblende                       | 10,5                | 1,3               | 0,4              | 1800  | 160 | 245 | 34 | 46  | 60  | -   | Abschn. 3.3.3.; Tab. 14/I                   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 23,9                | -                 | -                | 7600  | 235 | 200 | 70 | 11  | 45  | -   |   |   |
|          |             |                                 | Zoisit-Amphibolit (diatekt.?)    | 6,3                 | 1,88              | 1,32             | 3750  | 65  | 270 | 45 | 61  | 18  | 45  |   |   |
| 22       | 137         | Beierfeld                       | Hornblende                       | 10,8                | 1,7               | 0,6              | 1600  | 140 | 220 | 60 | 130 | 19  | -   | Abschn. 3.3.3.                              |   |
| 23       | 137         | Siegelhof                       | (Zoisit)-Amphibolit              | 10,0                | 2,7               | 0,9              | 9000  | 370 | 310 | 38 | 110 | 11  | 30  |   |   |
|          |             |                                 | (Plagioklas)-Amphibolit          | 9,3                 | 2,8               | 1,7              | 9700  | 250 | 230 | 35 | 60  | 15  | -   | Abschn. 3.3.2.2.                            |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 13,5                | 1,5               | 0,9              | 2300  | 260 | 230 | 65 | 110 | 14  | -   |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | n. b.               | n. b.             | n. b.            | 5800  | 220 | 190 | 70 | 10  | 20  | 30  |   |   |
| 24       | 146         | Breitenbrunn 0,5 km SO          | (Plagioklas)-Amphibolit          | 12,1                | 2,4               | 0,4              | 10200 | 420 | 170 | 53 | 56  | 20  | 15  | Abschn. 3.3.2.2.; Tab. 13/II u. Tab. 19/F   |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 13,5                | 1,3               | 0,4              | 5500  | 400 | 170 | 55 | 50  | 23  | -   |   |   |
| 25       | 101         | Obercarsdorf 0,8 km O           | Zoisit-(Plagioklas)-Amphibolit   | 7,0                 | 2,6               | 1,6              | 2800  | 110 | 150 | 34 | 35  | 60  | 80  | Abschn. 3.3.3.; Tab. 15                     |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 12,6                | 1,3               | 0,5              | 2600  | 360 | 140 | 80 | 110 | 35  | -   |   |   |
| 26       | 101         | Naundorf                        | Amphibolit (diatekt. beeinflußt) | 9,4                 | 2,4               | 1,6              | 7500  | 250 | 150 | 33 | 40  | <10 | -   | Abschn. 3.3.5.                              |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 9,8                 | 1,7               | 0,8              | 2400  | 240 | 210 | 44 | 55  | -   | -   |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 26,8                | -                 | -                | 4500  | 230 | 170 | 65 | <10 | 11  | 12  |   |   |
| 27       | 101         | Tälchen b. Naundorf             | Amphibolit (diatekt.)            | 9,0                 | 2,8               | 1,5              | 8400  | 300 | 310 | 32 | 60  | 12  | ??  | Abschn. 3.3.5.                              |   |
| 28       | 100         | Sadisdorf (Grube)               | Amphibolit (diatekt.)            | 9,5                 | 2,5               | 1,5              | 6000  | 180 | 200 | 30 | 26  | 12  | <10 |   |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 11,5                | 1,9               | 0,9              | 2500  | 180 | 220 | 40 | 36  | 10  | -   | Abschn. 3.3.5.                              |   |
|          |             |                                 | Granat                           | n. b.               | n. b.             | n. b.            | 6800  | 250 | 220 | 60 | 14  | 14  | 12  |   |   |
| 29       | 102         | Hellendorf 1 km S               | Amphibolit (diatekt.)            | 7,2                 | 5,7               | 0,6              | 3800  | 110 | 130 | 28 | 29  | <10 | 10  |   |   |
| 30       | 126         | Hartenstein                     | Amphibolit                       | 14,6                | 4,3               | 0,06             | 24600 | 550 | 140 | 58 | 110 | 10  | 26  | Abschn. 3.3.5.                              |   |
|          |             |                                 | Hornblende                       | 12,6                | 2,3               | 0,1              | 4100  | 300 | 150 | 50 | 63  | 46  | -   |   |   |
| 31       | 127         | Hormersdorf                     | Hornblendeschiefer               | 10,5                | 2,7               | 2,3              | 8300  | 90  | 250 | 50 | 280 | 19  | 13  | Abschn. 3.3.5.                              |   |
| 32       | 130         | Neuhausen 1 km N, b. Pkt. 559   | Hornblende (aus Amphibolit)      | n. b.               | n. b.             | n. b.            | 1800  | 120 | 360 | 42 | 280 | 17  | 12  |   |   |
|          |             |                                 | Granat                           | 27,1                | -                 | -                | 4700  | 200 | 230 | 64 | 30  | 22  | 13  |   |   |



Als Ergänzung zu der in groben Zügen beschriebenen Elementverteilung mögen die auf Bild 35 schematisch dargestellten Durchschnittswerte der wichtigsten Elemente in Metabasiten und ihren Hauptgemengteilen (unter teilweiser Verwendung entsprechender Angaben aus der Literatur) dienen.

### 4.3. Spurenelemente

Untersucht wurde die Spurenelementverteilung in Metabasiten und einigen ihrer Hauptminerale wie Granat, Omphacit und Hornblende. Die Auswahl der spektrographisch zu bestimmenden Elemente: Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Sn und Pb erfolgte auf Grund entsprechender Angaben in der Literatur und nach speziellen Vorversuchen.

#### 4.3.1. Vorbereitung der Proben

Die Gesteins- und reinen Mineralproben erhielt Vf. nach der bereits im Abschnitt 4.1. erwähnten Methode (H. Lange u. F. Wiedemann, 1962). Der bei der Zerkleinerung anfallende Eisenabrieb lag in den Gesteinsproben nicht über 0,02 ‰. Da zur Gewinnung der einzelnen Mineralkonzentrate stets größere Gesteinsmengen zur Verfügung standen (mindestens 50 kg), war es möglich, trotz der meist recht engen Verwachsungsverhältnisse, genügend sauberes Probematerial zu bekommen (aus Korngrößenfraktionen von 0,04–0,06 mm). Die Reinheit der Proben wurde unter dem Mikroskop an entsprechenden Körnerpräparaten, von denen man teilweise Dünnschliffe anfertigte, kontrolliert.

In den reinen Granat-, Omphacit- und Hornblende-Proben betrug der Anteil an Fremdmineralen (außer Erz, Rutil und Titanit, die meist vollständig entfernt worden waren) in einigen Fällen bis zu etwa 5 ‰. Verunreinigungen mit Silikatmineralen in diesen kleinen Mengen haben jedoch nur unbedeutenden Einfluß auf die Spurenelementgehalte der „reinen“ Minerale (s. auch R. L. Moxham, 1961). Bei den folgenden Untersuchungsergebnissen können lediglich die Titanwerte durch geringste Rutil- bzw. Ilmenit- oder Titanit-Verwachsungen in einigen Proben etwas zu hoch liegen. Sämtliches Analysenmaterial wurde fein gepulvert, bei 110 °C getrocknet und mit Kohlepulver (RWB) im Verhältnis 1 : 1 innig vermischt.

#### 4.3.2. Spektrographische Bestimmung der Spurenelemente

Die feingepulverten Gesteins- bzw. Mineralproben wurden im Gleichstromdauerbogen aus der als Anode geschalteten Graphitelektrode verdampft. Vf. richtete sich vorwiegend nach der Methode von L. H. Ahrens (1961), wonach die schwerflüchtigen Elemente auf Pd als inneren Standard bezogen werden. Die verwendeten Vergleichssubstanzen bzw. Standardproben (G-1 und W-1),

sowie die Abbrandbedingungen und benutzten Analysenlinien entsprechen den bei H. Lange, 1964) genannten. Die Standardabweichung des Einzelwertes beträgt etwa  $\pm 20\%$ .

#### 4.3.3. Ergebnisse

Die Ergebnisse der quantitativen Spurenmetallobestimmungen in verschiedenen Metabasiten, Granaten, Omphaciten und Hornblenden sind aus Tabelle 23 ersichtlich. Ebenfalls finden sich dort die FeO, Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O-Gehalte in Masse-%, worauf bereits im Abschnitt 4.2. hingewiesen worden ist. Da die Gehalte an Ga und Sn meist unter der Nachweisbarkeitsgrenze liegen, wurden diese Elemente bei den vergleichenden Betrachtungen prinzipiell weggelassen.

#### 4.3.4. Spurenelementverteilung in den Metabasiten

##### 4.3.4.1. Leitelemente für Ortho-Amphibolite

Über die Verteilung der Spurenelemente in eklogitischen und amphibolitischen Gesteinen war lange Zeit sehr wenig bekannt und da meist nur von einigen Elementen (Lit. in K. Rankama u. Th. G. Saha, 1955). Erst in den letzten 10 Jahren haben systematischere Untersuchungen begonnen. Nachdem der geochemische Charakter der Spurenmetallo und ihre Eignung als Leitelemente im Sinne V. M. Goldschmidts (1932) einigermaßen geklärt und festgestellt worden waren, daß z. B. bei der metamorphen Umwandlung von Gabbro in Amphibolit sich der Spurenelementgehalt — analog dem Makrochemismus — nur wenig verändert (A. E. J. Engel u. C. G. Engel, 1951), versuchte man aus dem Mikrochemismus Kriterien für eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Para-Amphiboliten zu gewinnen. An neueren Arbeiten seien vor allem die von A. E. J. Engel (1956), P. Hahn-Weinheimer (1959; speziell Eklogite), K. R. Walker und Mitarbeiter (1960), K. S. Heier (1960, 1962) und B. E. Leake (1963) genannt.

Obwohl teilweise noch die Meinung besteht, daß sich aus der Spurenelementverteilung kaum Hinweise für eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Para-Metabasit finden lassen, bestätigen die neueren Arbeiten im verstärkten Maße die Aussagefähigkeit der Spurenmetallogehalte in bezug auf genetische Fragen. So können vorwiegend die Co-, Cr-, Ni- und Ti-Konzentrationen und ganz besonders die Verteilungstendenzen (B. E. Leake, 1963) bestimmter miteinander in Beziehung gesetzter Elemente fast eindeutige Hinweise auf die Natur des Ausgangsmaterials geben.

Diskrepanzen entstehen vor allem dann, wenn petrographisch nicht sicher bestimmte, schon nicht mehr als Amphibolite und Eklogite zu bezeichnende Gesteinstypen in die Untersuchungen einbezogen (vgl. K. R. Walker und Mitarbeiter, 1960) oder andererseits Teilergebnisse überbewertet werden (z. B.



P. Hahn-Weinheimer, 1959: C-Gehalte der Eklogite und  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 90,38 und 91,07 sind m. E. für genetische Interpretationen ohne Aussagekraft; vgl. auch K. Rankama, 1954 und 1963).

Tabelle 24. Die aus der Literatur bekannt gewordenen charakteristischen Spurenelemente zur Unterscheidung von Ortho- und Para-Metabasiten

| Literatur                            | Charakteristische Spurenelemente  |  |                              |
|--------------------------------------|---|--|------------------------------|
|                                      | Ortho-Metabasit   | Para-Metabasit   | unspezifisch                 |
| A. E. J. Engel & C. G. Engel (1951)  | höhere Gehalte an Co, Cr, Cu, Ni, Sc  | entsprechend geringere Werte   |                              |
| A. E. J. Engel (1956)                | Co, Cr, Ni nur lokal geeignet   |  |                              |
| J. de Widt (1957)                    | Cr (> 170 g/t)  | Cr (< 170 g/t)   |                              |
| P. Lapadu-Hargues (1958)             | höhere Ti-Gehalte   |  |                              |
| R. E. Wilcox & A. Poldervaart (1958) | Unterscheidung nach den Sr-Gehalten   |  | Ba, Co, Cr, Cu<br>Ga, Ni, Pb |
| P. Hahn-Weinheimer (1959)            |   | bei Eklogiten:<br>0,1–0,5 ‰ C,<br>$^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$<br>= 90,38 bis 91,07 |                              |
| K. R. Walker und Mitarbeiter (1960)  | mit zunehmender Metamorphose und Metasomatose verändern sich die Spurenelementgehalte geringfügig   |  |                              |
|                                      | höhere Gehalte an Cr, Co, Cu, Ni<br>$\text{TiO}_2 > 1,0 \%$ (nur lokal geeign.)   | $\text{TiO}_2 < 1,0 \%$ (nur lokal geeign.)  |                              |
| K. S. Heier (1960)                   |   |  | Cu, da als Sulfid sehr mobil |
| B. E. Leake (1963)                   | negative Korrelation*) v. Cr u. $\text{TiO}_2$<br>dto. v. Ni u. $\text{TiO}_2$<br>Cr + Ni > 250 g/t<br>weiterhin die Beziehungen bestimmter Hauptelemente (bzw. Niggli-Werte) untereinander und deren Verteilungstendenzen (z. B.: c/mg, k/mg, alk/mg, ti/mg) | positive Korrelation v. Cr u. $\text{TiO}_2$<br>dto. v. Ni u. $\text{TiO}_2$         | Cr + Ni < 250 g/t            |

\*) Negative Korrelation: Cr nimmt  $\pm$  linear mit  $\text{TiO}_2$  ab  
Positive Korrelation: Cr nimmt  $\pm$  linear mit  $\text{TiO}_2$  zu

## 4.3.4.2. Analysenauswertung

Betrachten wir nun auBer diesen Spuren noch die Gehalte an Vanadium, Kupfer und Blei in den Metabasiten des Erzgebirges (Bild 36, auBer Pb), so zeigen sich etwa folgende mittlere relative Konzentrationsverhältnisse:

$$\text{Pb (1)} < \text{Cu (5)} < \text{Co (10)} < \text{Ni (20)} < \text{Cr (50)} < \text{V (60)} < \text{Ti (2000)}$$

Während die Werte der meisten Elemente verhältnismäßig streuen, schwanken die Co-Gehalte nur innerhalb enger Grenzen (s. auch K. R. Walker u. Mitarb., 1960). Wenn man die Bereiche, in denen die Spurenelementkonzentrationen liegen, getrennt nach den einzelnen Metabasittypen zusammenstellt, so ergibt sich, daß die Eklogite mit den Amphiboliten eine gute Übereinstimmung zeigen (Tab. 25, Bild 37). Lediglich die durchschnittlichen Ti-Gehalte liegen im Eklogit um etwa 10 % niedriger, dagegen Kupfer ca. 50 % und Va-

Tabelle 25. Streuungsbereiche einiger Spurenelementgehalte von Metabasiten des Erzgebirges (in g/t)

| Element | Eklogite   | Amphibolite | Amphibolite metatekt. |
|---------|------------|-------------|-----------------------|
| Ti      | 8500–12800 | 7500–21700  | 3750–9500             |
| V       | 180– 500   | 110– 420    | 65– 300               |
| Cr      | 130– 380   | 150– 370    | 130– 310              |
| CO      | 35– 57     | 26– 50      | 28– 45                |
| Ni      | 68– 120    | 50– 230     | 25– 70                |
| Cu      | 13– 100    | 10– 65      | < 10– 18              |
| Pb      | < 10– 14   | < 10– 30    | < 10– 45              |

Tabelle 26. Durchschnittswerte der Spurenelement-Gehalte von Eklogiten und Amphiboliten im Erzgebirge, zum Vergleich dazu die Gehalte der fichtelgebirgischen Eklogite und eines Meta-Gabbrodiorits, weiterhin eines Eklogits der Roberts Victoria Mine, Südafrika (P. Hahn-Weinheimer, 1959), sowie die Durchschnittswerte für basische Gesteine nach K. K. Turekian, K. H. Wedepohl, 1961 (Angaben in g/t).

| Element | Eklogite (Erzgeb.) | Eklogite (Fichtelgeb.) | Eklogit (aus Ultrabazit) | Amphibolite (Erzgeb.) | metatekt. Amphibolite (Erzgeb.) | CaO-reiche Amphibolite (Erzgeb.) | Ø Metabasite (Erzgeb.) | Meta-Gabbrodiorit | Ø Basische Gesteine |
|---------|--------------------|------------------------|--------------------------|-----------------------|---------------------------------|----------------------------------|------------------------|-------------------|---------------------|
| Ti      | 10300              | 10733                  | 2000                     | 11200                 | 6500                            | 2800                             | 10900                  | 11350             | 13300               |
| V       | 325                | 362                    | ~2                       | 280                   | 110                             | 110                              | 290                    | 160               | 250                 |
| Cr      | 200                | 217                    | 870                      | 230                   | 205                             | 150                              | 225                    | 344               | 170                 |
| Co      | 43                 | 27                     | n. b.                    | 41                    | 35                              | 34                               | 42                     | 41                | 48                  |
| Ni      | 87                 | 68                     | 730                      | 95                    | 47                              | 35                               | 93                     | 75                | 130                 |
| Cu      | 36                 | 46                     | ~1500                    | 16                    | ~12                             | 80                               | <10                    | –                 | 6                   |
| Pb      | <10                | n. b.                  | n. b.                    | ~12                   | ~10                             | 60                               | 23                     | 72                | 87                  |

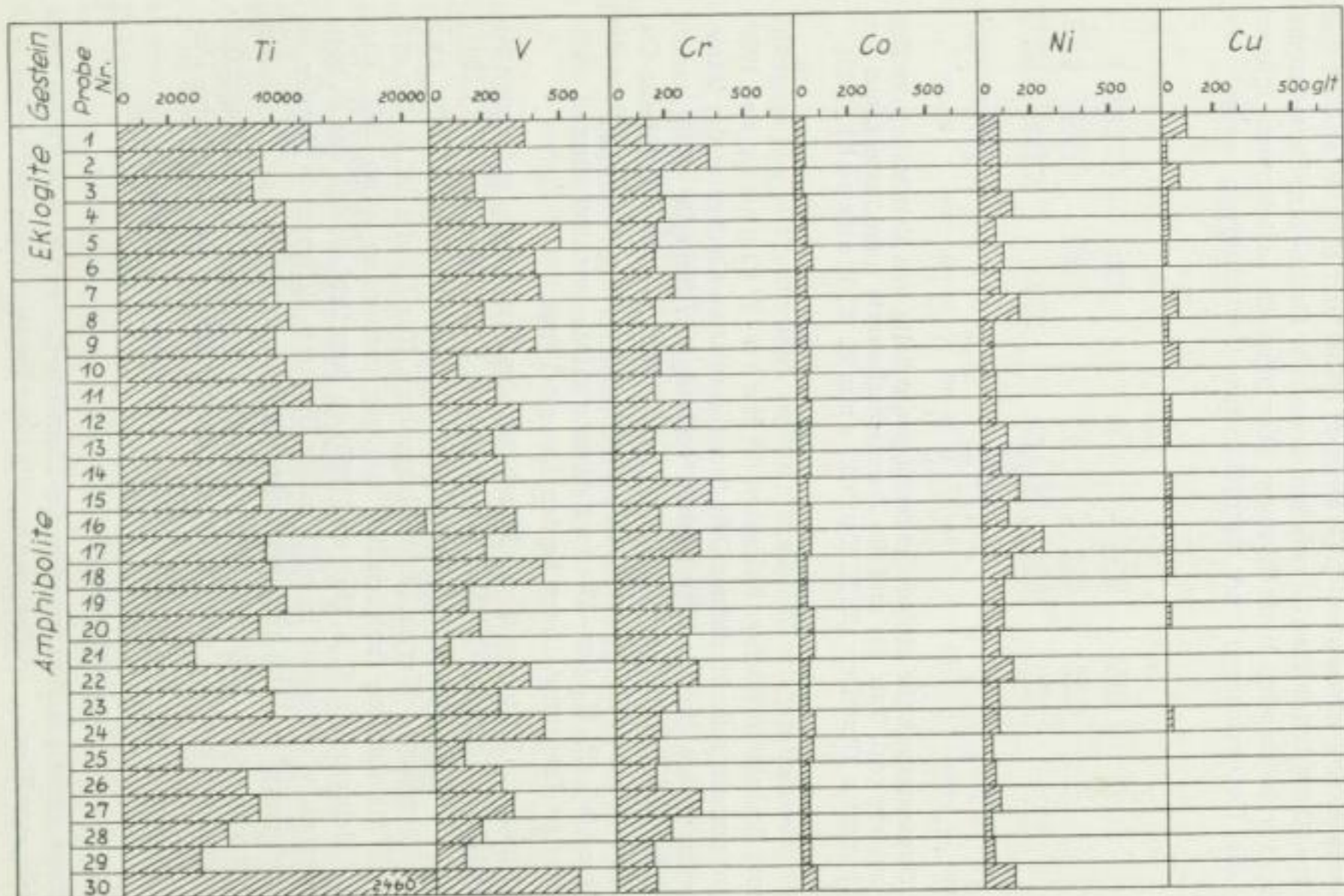


Bild 36. Spurenelementgehalte von Metabasiten des Erzgebirges (1–6 Eklogit; 7–19, 30 Amphibolite; 20–25 Zoisit- bzw. Plagioklasamphibolite; 26–29 metatektische Amphibolite – vgl. Tab. 24). Leere Felder = Gehalte < 10 g/t.

nadium um etwa 15 % höher als im Amphibolit (Tab. 26). Worauf diese Unterschiede zurückzuführen sind, kann vorläufig nicht entschieden werden. Weitere Untersuchungen müßten die oben genannten Ergebnisse bestätigen.

Die metatektischen (Bild 36 Nr. 14, 21, 26–29) und CaO-reichen Amphibolite (Bild 36 Nr. 25) weichen in ihren Spurenelementkonzentrationen mit deutlich niedrigeren Werten, die außerdem über größere Bereiche streuen (Tab. 26), von denen der Eklogite und Amphibolite im engeren Sinne ab. Diese Gehalte liegen – wie A. E. J. Engel u. C. G. Engel (1951) und K. R. Walker und Mitarbeiter (1960) feststellten – zwischen denen der Ortho- und Para-Amphibolite. Bei vergleichenden Betrachtungen über mögliche Leitelemente müssen deshalb die CaO-reicheren und metatektischen Gesteinstypen ausgehalten werden.

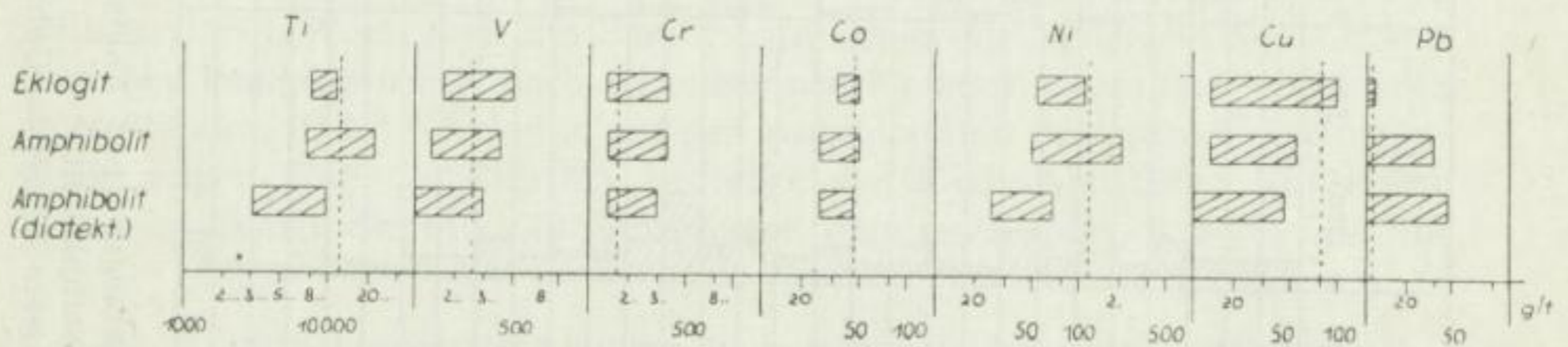


Bild 37. Streuungsbereiche einiger Spurenelementgehalte von Metabasiten im Erzgebirge (vgl. Tab. 25) und die Durchschnittswerte (punktierter Linie) von basischen Gesteinen (K. K. Turekian u. K. K. Wedepohl, 1961)

Eine Gegenüberstellung der Mittelwerte einiger Spurenelemente von erzgebirgischen und fichtelgebirgischen Eklogiten (P. Hahn-Weinheimer, 1959) zeigt bei allgemein sehr ähnlichen Gehalten die relative Co-Armut der letzteren. Dagegen lassen die mit Ultrabasiten verknüpften Eklogite völlig andere Gehalte erkennen, so z. B. die 4fache Cr-, die 10fache Ni- und die 30fache Cu-Menge, aber nur ein Fünftel an Titan und ein Hundertstel an Vanadium der „Gneis-Eklogite“ (P. Hahn-Weinheimer). Das bestätigt einmal mehr die notwendige Trennung dieser beiden Eklogit-Typen.

Vergleicht man die Mittelwerte der Metabasite des Erzgebirges mit denen basischer Gesteine allgemein (K. K. Turekian u. K. H. Wedepohl, 1961), so liegen die Gehalte der Metamorphite fast stets unmittelbar bei bzw. zwischen den angegebenen Werten der Orthogesteine. Nur Kupfer ist in den erzgebirgischen Metabasiten beträchtlich weniger vorhanden (Tab. 26). Dies zwingt in Anlehnung an K. S. Heier (1960) zu dem Schluß, daß das in basischen Gesteinen vorwiegend in sulfidischer Bindung auftretende Kupfer im Verlauf metamorpher Einwirkungen sehr leicht mobilisierbar ist. In höher metamorphen Gesteinen eignet sich demzufolge – wie auch die nachfolgenden Ausführungen beweisen – der Cu-Gehalt für vergleichende genetische Diskussionen nicht (vgl. K. S. Heier, 1962).

#### 4.3.4.3. Hinweise auf das Ausgangsmaterial

Wie eingangs schon erwähnt, werden die Elemente Co, Cr, Ni und Ti zur Unterscheidung von Para- und Ortho-Amphiboliten herangezogen. In den unter-

suchten Metabasiten liegen die  $\text{TiO}_2$ -Gehalte zwischen 1 und 4 ‰ (mit Ausnahme der metatektisch beeinflussten und CaO-reichen Amphibolite). Nach P. Lapadu-Hargues (1958) und K. R. Walker und Mitarbeiter (1960) würden diese Werte auf Orthoamphibolite hinweisen. Ebenso läßt sich aus dem Ni/Co-Diagramm (nach K. R. Walker und Mitarbeiter) eine ähnliche Deutung ablesen (Bild 38), Hierauf fallen die Projektionspunkte fast aller erz-

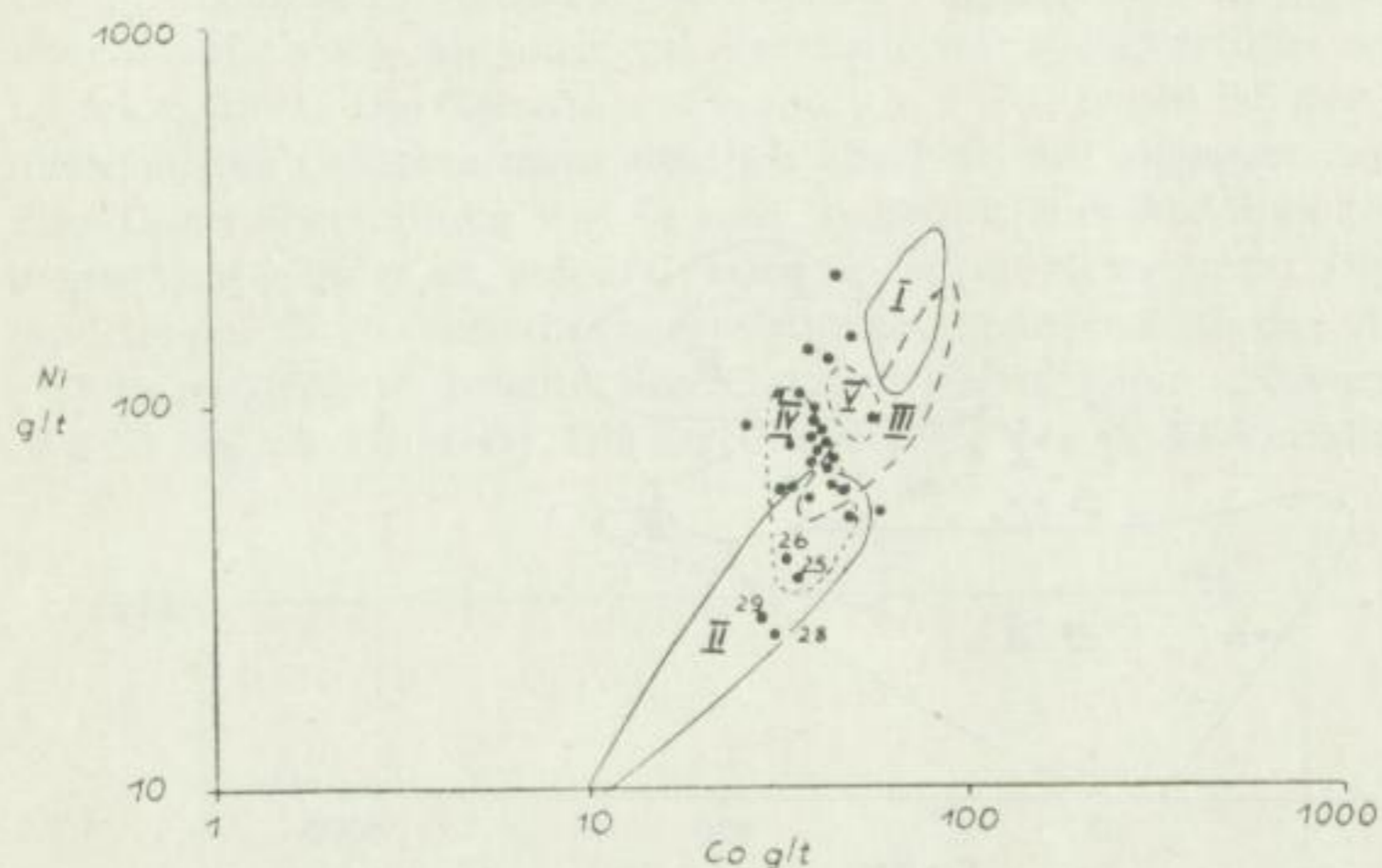


Bild 38. Ni in Abhängigkeit von Co in Metabasiten des Erzgebirges (logarithm. Maßstab). Einteilung der Felder nach K. K. Walker u. Mitarbeiter (1960): I Basische Eruptiva; II Para-Amphibolite, geringer bis mittlerer metamorpher und metasomatischer Beeinflussung; III metamorphosierte basische Eruptiva (Metadolerite und Metabasalte); IV Ortho-Amphibolite, intensiv metasomatisch beeinflusst; V Para-Amphibolite, intensiv metasomatisch beeinflusst.

gebirgischen Metabasite in den oberen Teil des Ortho-Amphibolit-Feldes (IV) bzw. in das Überschneidungsgebiet der Felder von Orthoamphiboliten und Metabasalten usw. (III). Entsprechend sind die Punkte CaO-reicher (Nr. 25) und metatektischer Amphibolite (Nr. 26, 28, 29) nach der Para-Amphibolit-Seite (II) verschoben.

Nach K. S. Heier (1962) können ebenfalls aus der Verteilung der Projektionspunkte gewisse Rückschlüsse gezogen werden. So spricht eine Konzentrierung der Punkte auf engem Raum (wie z. B. im Ni/Co-Diagramm, Bild 38) für die Orthonatur des Ausgangsmaterials, während bei Para-Amphiboliten — entsprechend den unterschiedlichen Einflüssen bei ihrer Bildung — die Spurenelementgehalte in sehr weiten Grenzen variieren (vgl. Makrochemismus).

Die von Walker aufgestellten Diagramme mit den Projektionen der Ni/Cu- und Cr/Cu-Verhältnis-Werte seien hier lediglich vollständigheitshalber mit angeführt, um zu zeigen, daß diese Darstellungen — auf Grund der unspezifischen Cu-Werte in höher metamorphen Gesteinen — keine Aussagekraft be-

sitzen. Während bei der Projektion der Ni/Cu-Werte (Bild 39) noch einige metatektische Amphibolite des Erzgebirges (Nr. 26, 28, 29) von dem relativ großen Bereich, in dem die übrigen Metabasitprojektionen streuen (bedingt durch Cu), deutlich entfernt liegen, befinden sich bei der Darstellung im Cr-Cu-Diagramm (Bild 40) nur die Proben 26 und 29 in der Nähe des Para-Amphibolitfeldes.

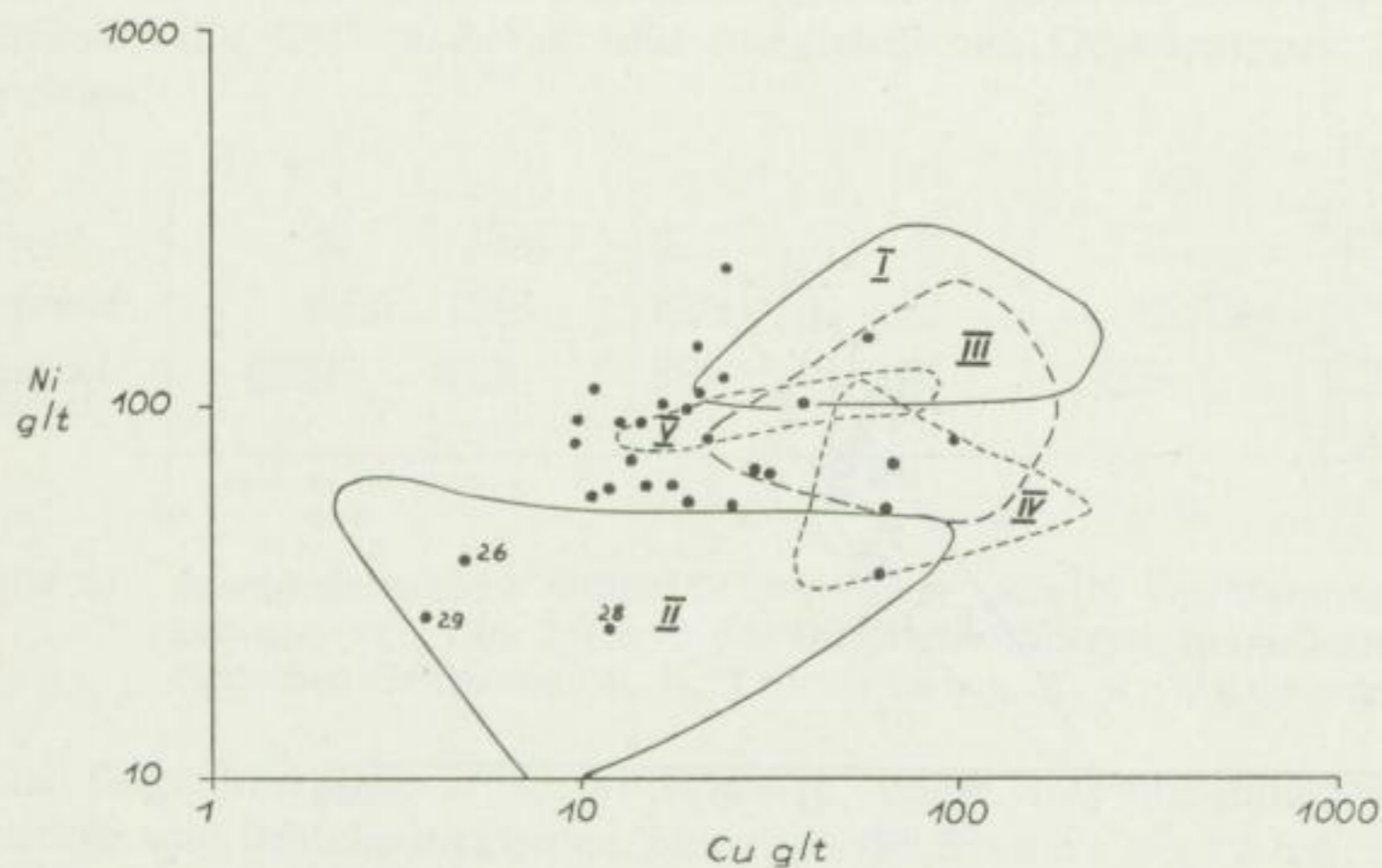


Bild 39. Ni in Abhängigkeit von Cu in Metabasiten des Erzgebirges (logarithm. Maßstab). Abgrenzung und Bezifferung der Felder nach K. R. Walker u. Mitarbeiter (1960), vgl. Bild 38.

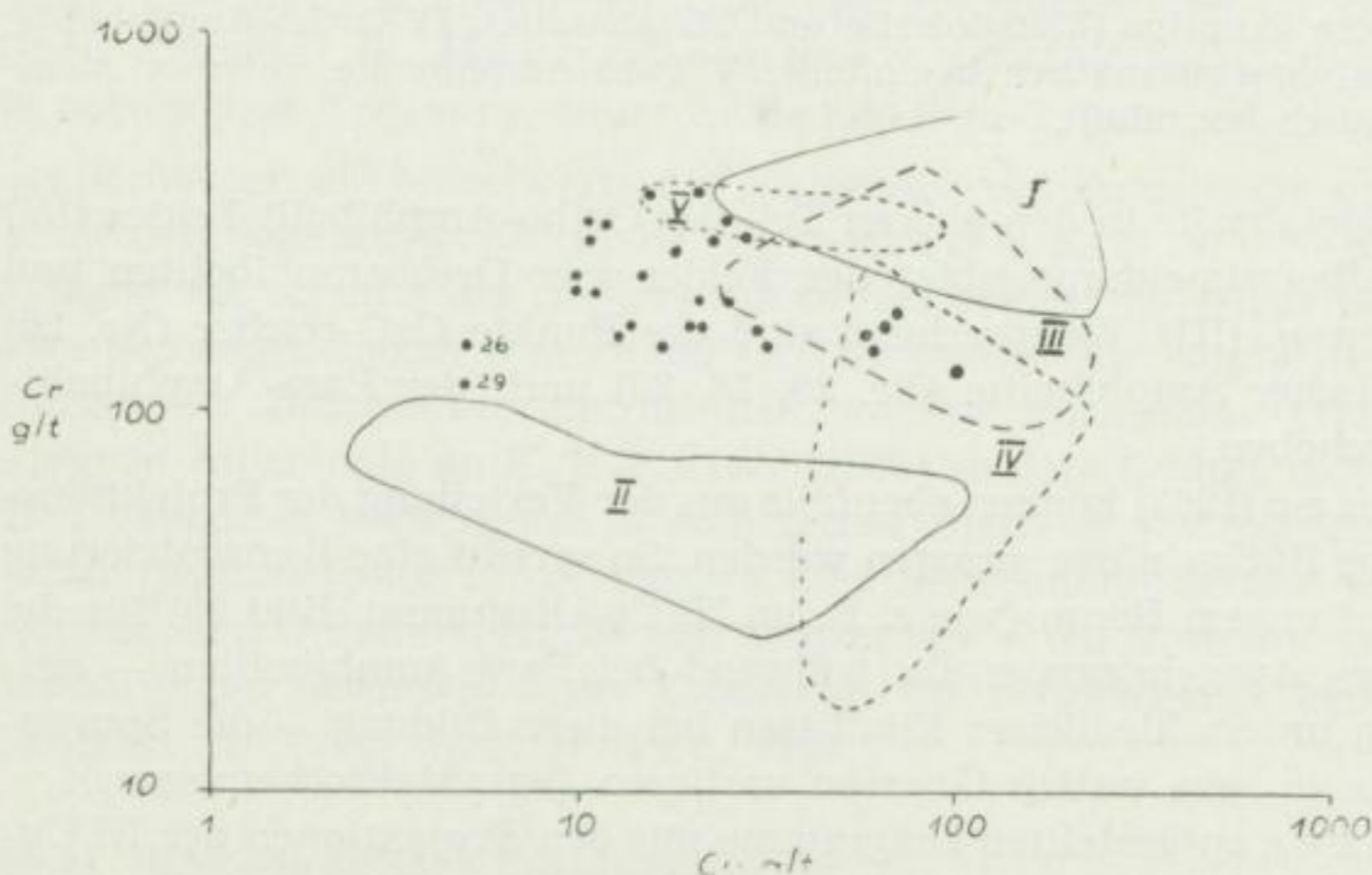


Bild 40. Cr in Abhängigkeit von Cu in Metabasiten des Erzgebirges (logarithm. Maßstab). Abgrenzung und Bezifferung der Felder nach K. R. Walker u. Mitarbeiter (1960), vgl. Bild 38.

Andererseits entspricht aber die Höhe der Ni- und Cr-Konzentrationen durchaus der basischer Orthogesteine bzw. Metadolerite und Metabasalte (Feld I und III in Bild 39 und 40). Auch nach J. de Wit (1957) enthalten Ortho-Metabasite über 170 g Cr/t, während tonig-kalkige Sedimente stets unter 170 g Cr/t aufweisen (s. ebenfalls K. K. Turekian u. M. H. Carr, 1960). Betrachtet man die Summe von Cr + Ni, dann zeigen Konzentrationen über 250 g/t orthokrates Ausgangsmaterial an, dagegen können geringere Gehalte sowohl auf Ortho- als auch auf Paramaterial zurückgeführt werden (B. E. Leake, 1963). Die Gehalte an Cr und (Cr + Ni) liegen bei der Mehrzahl der untersuchten Gesteine meist deutlich oberhalb der angegebenen Grenzwerte. Eine Gegenüberstellung von Cr und Ni deutet eine Abhängigkeit dieser Elemente voneinander an, indem Cr etwa linear mit Ni zunimmt. Die Verteilungstendenz der Cr/Ni-Verhältniswerte stimmt annähernd mit der von K. K. Turekian (1963) in basaltischen Gesteinen ermittelten „Kovarianz“ von Cr und Ni überein (Bild 41). Die Streubreite der Cr/Ni-Verhältniswerte von

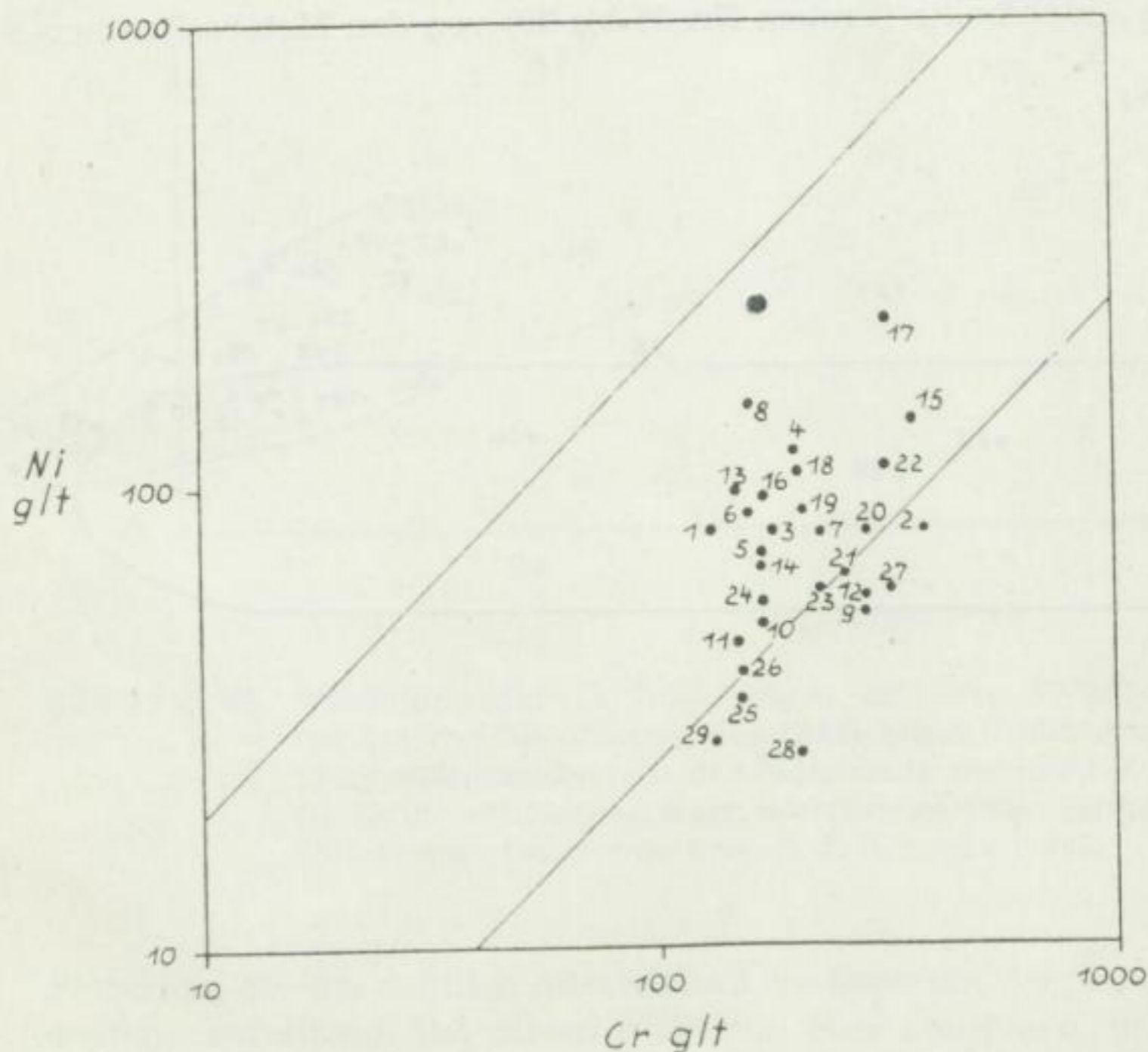


Bild 41. Die Kovarianz von Cr und Ni in basaltischen Gesteinen (Mittelstreifen als Streubereich der einzelnen Verhältniswerte nach K. K. Turekian, 1963) und in Metabasiten des Sächsischen Erzgebirges (Punkte mit Probe-Nr. vgl. Tab. 23)

1,1 bis 5,5 (Metabasitproben 1–19) gleicht fast der von 0,95 bis 4,25, die T u r e k i a n in Diabasen aus dem Ostteil der USA gefunden hat.

Ebenso wie die Konformität der Cr- und Ni-Verteilung weist die negative Korrelation von  $TiO_2$  mit Cr und Ni (Bild 42 und 43), wie sie typisch für basische Eruptiva ist (u. a. Karroo-Dolerit), auf Ortho-Metabasite hin (B. E. Leake, 1963). Eine positive Korrelation tritt dagegen in Pelit-Kalk (bzw. Dolomit) - Mischgesteinen auf. In einem bestimmten Bereich aber kreuzen und überlappen sich mehr oder weniger die Streifen bzw. Felder, in denen die einzelnen Verhältniswerte einmal der Ortho- und zum anderen der Paragesteine streuen. Mit B. E. Leake (1963) gestatten deshalb nur eine möglichst große Analysenzahl und vergleichende Betrachtungen der Verteilungen von Korrelationswerten der verschiedensten einander gegenübergestellten Makro- sowie Spurenelemente sicherere Aussagen über die Genese als dies – wenn überhaupt – einige wenige Analysen und Teilvergleiche vermögen.

In den Ni/Co-, Cr/ $TiO_2$ - und Ni/ $TiO_2$ -Diagrammen (Bild 38, 42 und 43) liegen die Projektionspunkte der zoisitreichereren (Proben Nr. 21 und 25) und der metatektischen Amphibolite (Proben Nr. 26 bis 29) von den Metabasiten nor-

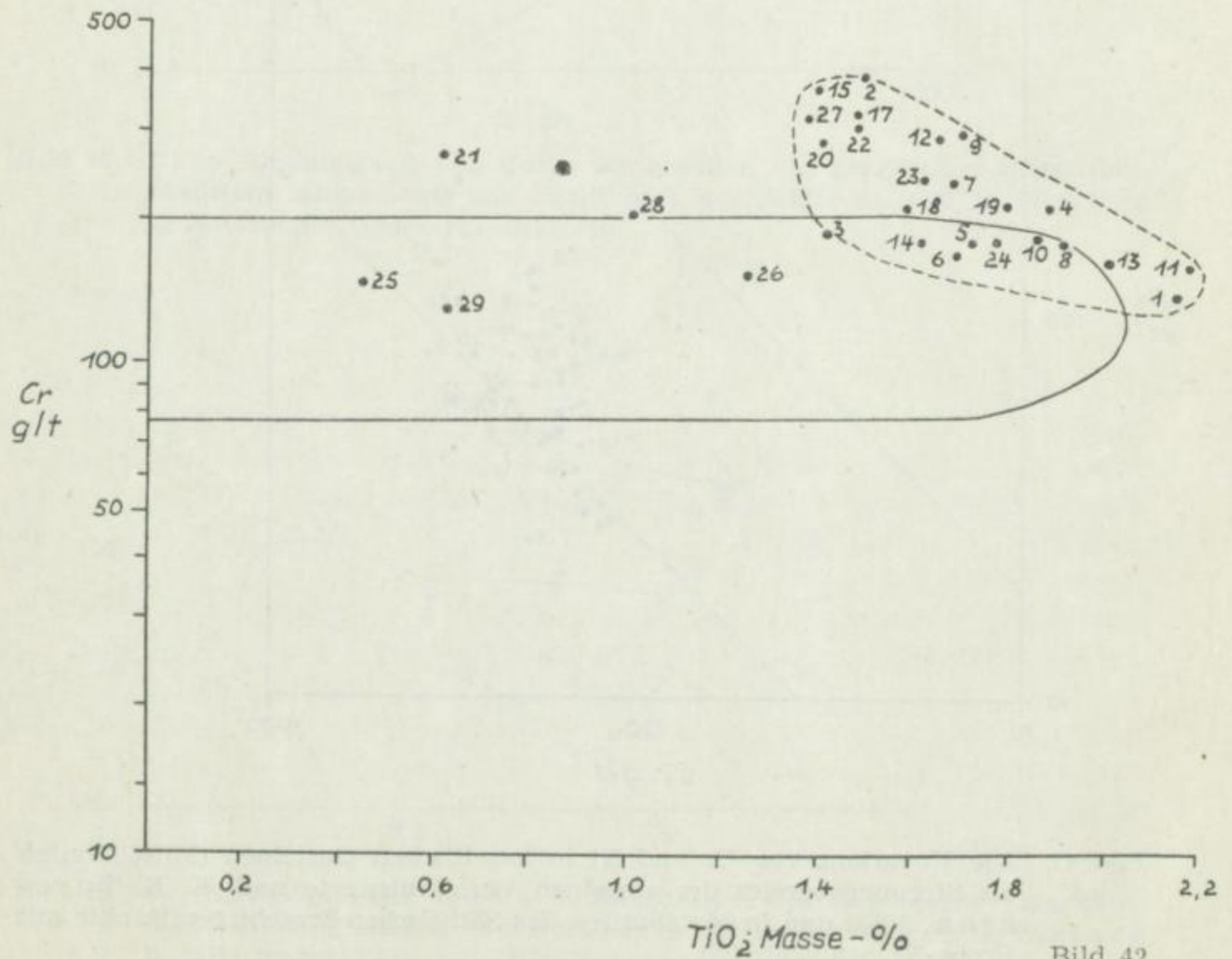


Bild 42



maler Zusammensetzung (unterbrochen umrandetes Feld in Bild 42 und 43) mehr oder weniger weit entfernt (im stark umrandeten sedimentären Bereich). Während diese Spurenelement-Verhältniswerte der Zoisit-Amphibolite wohl auf einen mehr oder weniger großen sedimentären Anteil im Ausgangsgestein oder auch auf reines Paramaterial hinweisen (vgl. Abschn. 4.2.2.5.), ist diese

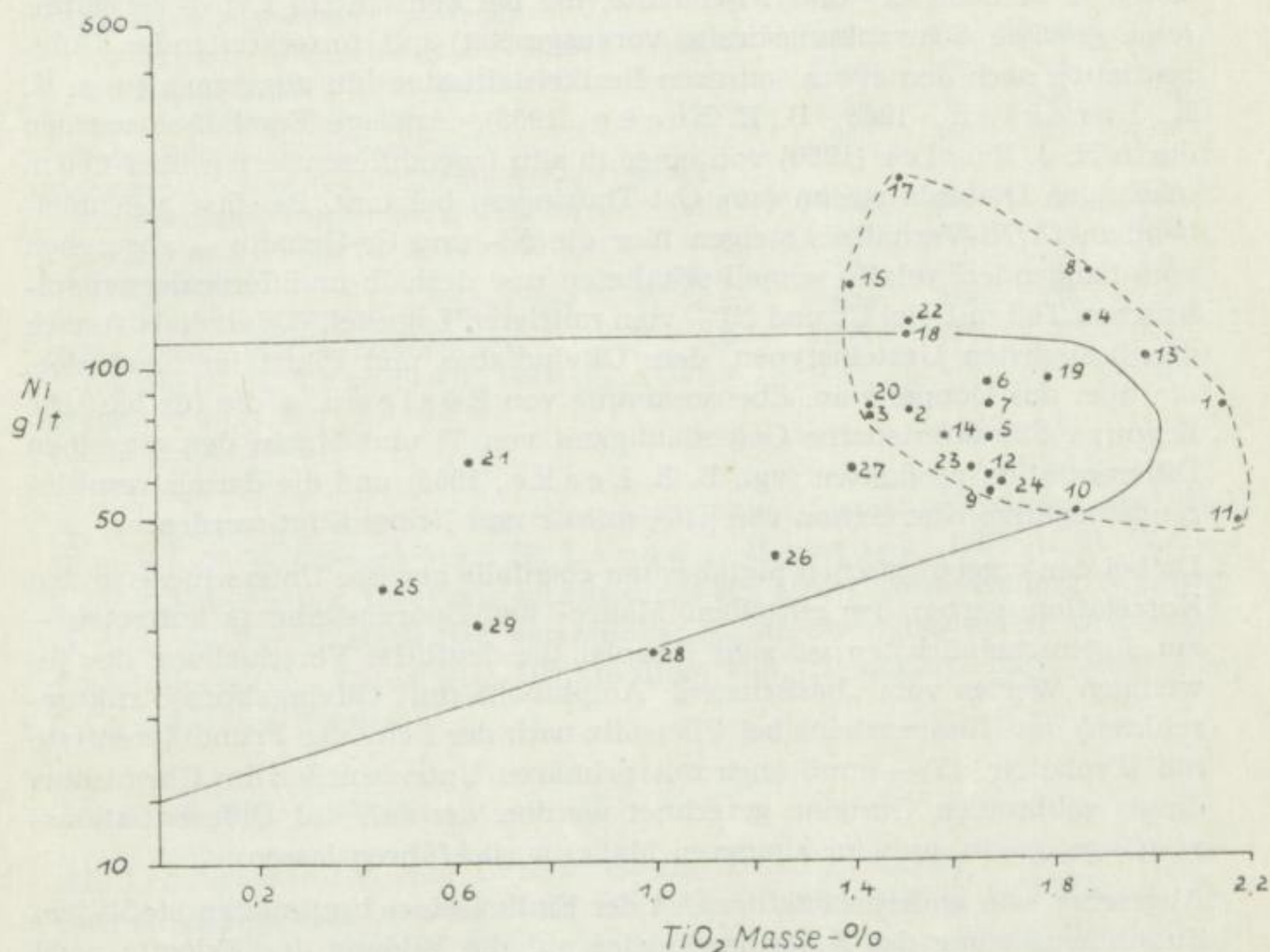


Bild 42 u. 43. Verteilung der Cr/TiO<sub>2</sub>- (oben) und der Ni/TiO-Verhältniswerte (unten) von Metabasiten des Erzgebirges. Unterbrochen umrandetes Feld: Streuungsbereich der Metabasite normaler Zusammensetzung ( $\approx$  Orthometabasite); stark umrandetes Feld: Streuungsbereich entsprechender Sedimente nach B. E. L e a k e (1963)

Folgerung für die deutlich metatektisch veränderten Amphibolite nicht ohne weiteres zutreffend. Bei diesen muß man eher annehmen, daß durch beginnende migmatistische Prozesse Stoffverschiebungen stattgefunden haben, wodurch eine ursprüngliche Elementverteilung verändert worden sein kann. Eine genetische Deutung derartiger Gesteinstypen auf Grund des Chemismus scheint daher nicht möglich zu sein (vgl. u. a. K. R. W a l k e r u. Mitarbeiter, 1960; B. E. L e a k e, 1963).

## 4.3.4.4. Veränderungen im Chemismus durch Differentiation

Obwohl die basischen Eruptiva unterschiedliche Spurenelementgehalte besitzen, treten Veränderungen in der Verteilung der Spurenelemente und ihren gegenseitigen Beziehungen im Verlauf der Differentiation eines basaltischen Magmas in nur sehr geringem Maße auf. So finden sich in den Frühdifferentiaten z. B. hohe Cr- und Ni-Gehalte, die bei konstantem Cr/Ni-Verhältnis (eine gewisse Schwankungsbreite vorausgesetzt) mit fortschreitender Differentiation nach den etwas saureren Restkristallisaten hin abnehmen (u. a. K. K. Turekian, 1963; B. E. Leake, 1963). Analoge Ergebnisse wurden durch H. J. Rösler (1960) von einer in situ lagendifferenzierten über 200 m mächtigen Diabasintrusion (aus Ost-Thüringen) bekannt. Bei fast gleichbleibendem Cr/Ni-Verhältnis steigen hier die Ni- und Cr-Gehalte — abgesehen vom hangenden, relativ schnell erkalteten und deshalb undifferenzierten splitischen Teil mit viel Cr und Ni — vom mittleren Lagerteil (Quarzdiabas) nach den basischsten Gesteinstypen, dem Olivindiabas und Pikrit im Liegenden, um über das Doppelte an. Ebenso konnte von Rösler u. a. die für basische Eruptiva charakteristische Gegenläufigkeit von Ti und Mg in den einzelnen Differentiationsprodukten (vgl. B. E. Leake, 1963) und die daraus resultierende negative Korrelation von  $TiO_2$  mit Cr und Ni bestätigt werden.

Da bei den erzgebirgischen Metabasiten ebenfalls gewisse Unterschiede in den Korrelationswerten der einzelnen Makro- und Spurenelemente auftreten — am augenscheinlichsten ist zum Beispiel die deutliche Verschiebung des jeweiligen Wertes vom „basischsten“ Amphibolit (mit Olivingabbro-Strukturrelikten) des Husarensteins bei Clausnitz nach der Seite der Frühdifferentiate hin (Probe Nr. 17) — muß auch mit primären Unterschieden im Chemismus dieser gabbroiden Gesteine gerechnet werden, die sich auf Differentiationsvorgänge (wenn auch im kleineren Maße) zurückführen lassen.

Abgesehen von anderen Faktoren ist der Einfluß einer bestimmten stofflichen Zusammensetzung des Ausgangsgesteins auf die Bildung der Eklogite wohl nicht zu leugnen. Das zeigt sich vor allem bei den Eklogiten, die mit Ultrabasiten verknüpft sind, aber chemisch gesehen kein entsprechendes Amphibolit-Äquivalent aufweisen. Diese Eklogite repräsentieren auf Grund ihrer höheren MgO- und geringeren  $TiO_2$ -Gehalte sowie einer höheren Cr- und Ni-Führung im Vergleich zu den Eklogiten des Gneis- und Glimmerschiefergebietes basischere Gesteinstypen (Tab. 27).

Inwieweit nun andererseits die Eklogite des Gneis- und Glimmerschiefergebietes gegenüber den mit ihnen mehr oder weniger eng verbundenen Amphiboliten u. a. ebenfalls auf etwas basischeres Ausgangsmaterial zurückzuführen sind (z. B. höhere MgO- und geringere Alkali-Werte!) kann vorläufig nicht entschieden werden.<sup>11)</sup>

<sup>11)</sup> Detaillierte chemische Untersuchungen an Eklogiten und Eklogitamphiboliten wurden vom Vf. bereits begonnen.

Tabelle 27. MgO- (in Masse-%), Ti-, Cr- und Ni-Gehalte (g/t) sowie die Cr/Ni-Verhältnisse einiger Eklogite, Amphibolite und Basalte

|   | Masse- g/t |       |     |     |       |
|---|------------|-------|-----|-----|-------|
|   | %<br>MgO   | Ti    | Cr  | Ni  | Cr/Ni |
| Eklogite aus Ultrabasiten                                     |            |       |     |     |       |
| Roberts Victoria Mine, S-Afrika<br>(P. Hahn-Weinheimer, 1959) | 14,75      | 2000  | 370 | 730 | 1,2   |
| New Lands Mine, Barkly West                                   | n. b.      | 1500  | 350 | 220 | 1,6   |
| Zöblitz, Sächs. Erzgebirge                                    | 14,00      | 2700  | 400 | 340 | 1,18  |
| Staré, Böhm. Mittelgeb., ČSSR                                 | n. b.      | 900   | 380 | 320 | 1,16  |
| Eklogite aus Gneis- bzw. Glimmerschiefergebiet                |            |       |     |     |       |
| Brückenmühle (Probe Nr. 2, Tab. 23)                           | 11,6       | 9000  | 380 | 80  | 4,75  |
| Wolkenstein (Probe Nr. 4, Tab. 23)                            | n. b.      | 11000 | 200 | 120 | 1,54  |
| Wolkenstein   | n. b.      | 7500  | 400 | 200 | 1,5   |
| Amphibolit Husarenstein (Tab. 23, 17)                         | 10,6       | 9000  | 320 | 230 | 1,4   |
| Ø Metabasite (Sächs. Erzgebirge)                              | 8,6        | 11200 | 230 | 95  | 2,4   |
| Ø Basalte (K. K. Turekian, 1963)                              | n. b.      | n. b. | 172 | 134 | 1,29  |
| Ø Basalte (S. R. Nockolds &<br>R. Allen, 1956)                | n. b.      | n. b. | 295 | 181 | 1,63  |

Außerdem ergibt sich aus der oben dargelegten Elementverteilung, daß die Höhe der  $TiO_2$ -Konzentration (P. Lapadu-Hargues, 1958; K. R. Walker u. Mitarbeiter, 1960) nur sehr bedingt für eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Para-Metabasiten verwendbar ist, da etwas basischere Ortho-Metabasittypen (vgl. Eklogite in Ultrabasiten, Tab. 27) auch Gehalte unter 1 %  $TiO_2$  aufweisen können.

#### 4.3.4.5. Zusammenfassung

Als Leitelemente für eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Para-Metabasiten eignen sich besonders die Elemente Chrom, Nickel und Kobalt, dagegen Titan nur bedingt. Kupfer und Blei sind als unspezifisch abzulehnen. Inwieweit Vanadium entsprechende Hinweise zu geben vermag, müssen weitere Untersuchungen erbringen.

Neben der Elementkonzentration lassen hauptsächlich die Verteilungstendenzen der Verhältniswerte bestimmter in Beziehung zueinander gesetzter Elemente (negative bzw. positive Korrelation) eine genetische Deutung zu (vgl. B. E. Leake, 1963).

Der Hauptteil der untersuchten Metabasite kann auf gabbroide Gesteine zurückgeführt werden. Die Übereinstimmung bzw. große Ähnlichkeit in der Elementverteilung – sowohl Konzentrationen der Einzelemente als auch Verteilungstendenzen der Korrelationswerte – dieser Metabasite mit basischen Eruptiva läßt weiterhin den Schluß zu, daß eine Entstehung der hier analysierten Eklogite und Amphibolite durch „metasomatische“ Vorgänge sehr unwahrscheinlich ist.

Der Mikrochemismus der Zoisit-(CaO)-reicheren Amphibolite läßt eine mehr oder weniger große Beteiligung von Paramaterial an ihrem Aufbau vermuten. Da einmal – wie bereits oben betont – in der Elementverteilung zwischen basischem Orthogestein und Metabasit und zum anderen auch zwischen Eklogit und diablatischem Amphibolit kaum Abweichungen festzustellen sind, scheinen während derartiger metamorpher Vorgänge bei den untersuchten Metabasiten keine oder nur sehr geringe Änderungen im Spurenelementhaushalt stattgefunden zu haben. Dagegen treten aber bei migmatischen Prozessen Stoffverschiebungen auf, wie es z. B. die metatektischen Amphibolite bereits andeuten. Eine genetische Zuordnung dieser Amphibolite war deshalb auf Grund der durchgeführten Untersuchungen nicht möglich.

Geringe Unterschiede im Chemismus zwischen den einzelnen Metabasiten lassen sich durch primär – u. U. als Folge von Differentiationsvorgängen – stofflich unterschiedliche gabbroide Gesteine erklären.

#### 4.3.5. Spurenelementgehalte in Einzelmineralen

##### 4.3.5.1. Granat

Die Spurenelementverteilung in dieser Mineralgruppe ist bisher nur wenig untersucht worden. Abgesehen von meist recht sporadischen und unvollständigen Angaben haben in letzter Zeit vor allem A. C. D u d i k i n a (1959) und H. L a n g e (1964) zusammenfassendere Arbeiten über die Spurenelementassoziationen der Granate aus verschiedenen Gesteinstypen durchgeführt. So stellte Vf. bereits die bei der Bearbeitung der Metabasite im Erzgebirge gewonnenen Ergebnisse über die Geochemie der Granate – unter Einbeziehung von Spurenbestimmungen an Gneis-, Serpentin- und Ultrabasitgranaten – zusammen<sup>12)</sup>. Dabei war es möglich, die von D u d i k i n a speziell für die Granate aus sauren Eruptiva und Skarnen als charakteristisch angegebenen Elemente durch die typischen Elementparagenesen von sauren und basischen bzw. ultrabasischen Metamorphiten zu ergänzen.

Von den bisher in der Granatgruppe nachgewiesenen Elementen (Tab. 28) konnten für die Granate aus Metabasiten zunächst folgende Spurenmehalle als Leitelemente erkannt werden: Ti, V, Cr und Co.

Tabelle 28. Bisher in Granaten nachgewiesene Spurenelemente

---

|                       |                                    |
|-----------------------|------------------------------------|
| Einwertige Elemente:  | Li, K, Na, Ag, Tl                  |
| Zweiwertige Elemente: | Be, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Sn, Ba, Pb |
| Dreiwertige Elemente: | B, Sc, V, Cr, Ga, Y, Mo, In, TR    |
| Vierwertige Elemente: | Ti, Ge, Zr                         |
| Fünfwertige Elemente: | (P), (As)                          |

---

<sup>12)</sup> Für die Anregung, diese Ergebnisse in einem kleinen Beitrag gesondert von der hier vorgelegten Arbeit zusammenzufassen und für die Genehmigung, ihn als Teil der Dissertation bereits vorzeitig veröffentlichen zu dürfen, möchte Verf. Herrn Prof. Dr. rer. nat. habil. H. J. R ö s l e r recht herzlich danken.

Farblich schwanken die untersuchten Granate zwischen bräunlich-roten Varietäten in Amphiboliten und schon teilweise etwas hellviolett-roten in Eklogiten. Die Gehalte der spektrographisch bestimmten Spurenmetalle sind in Bild 44 dargestellt (vgl. auch Tab. 23). Abgesehen von etwas geringeren Ti-Werten in den Eklogit-Granaten lassen sich zwischen denen aus Amphiboliten und Eklogiten keine größeren Unterschiede feststellen. Man erhält etwa folgende relativen Konzentrationsverhältnisse:

$$\text{Ni}(1) < \text{Cu}(2) < \text{Co}(6) < \text{Cr}(18) < \text{V}(20) < \text{Ti}(450)$$

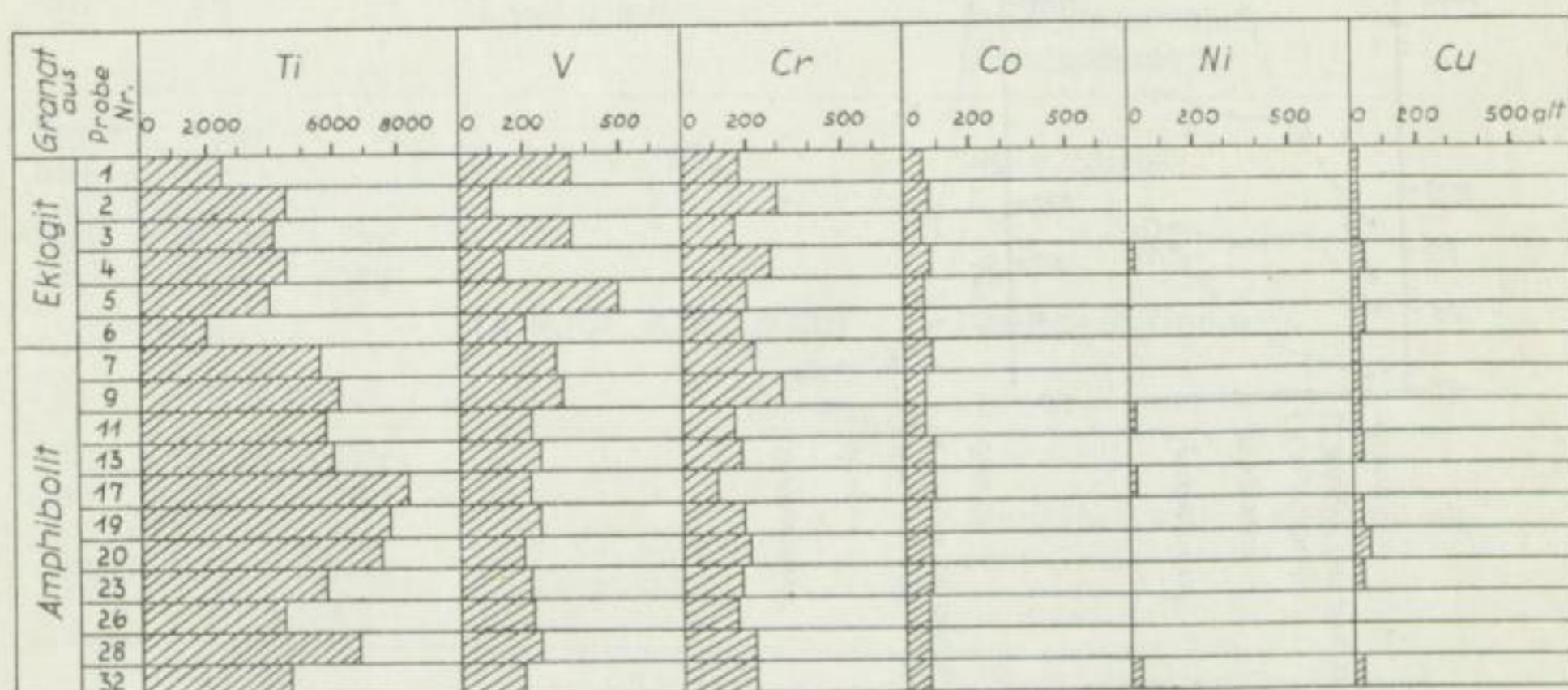


Bild 44. Spurenelementgehalte von Granaten aus Metabasiten des Erzgebirges (Probe-Nr. vgl. Tab. 23); leere Kästchen: < 10 g/t

Auf Tabelle 29 sind die Streuungsbereiche der betreffenden Elemente und ihre Mittelwerte angegeben:

Tabelle 29. Streuungsbereiche der Spurenelementgehalte und Durchschnittswerte von Granaten aus Metabasiten des Erzgebirges

| Element | Granat    | i. Durchschn. |
|---------|-----------|---------------|
| Ti      | 2500—8300 | 5400          |
| V       | 140— 500  | 255           |
| Cr      | 100— 310  | 205           |
| Co      | 55— 85    | 61            |
| Ni      | 10— 30    | 12            |
| Cu      | 11— 45    | 21            |

Die charakteristischen Spurenelementassoziationen der Granate aus den verschiedenen Gesteinen zeigt Tabelle 30. Die Darstellung der Konzentrationsänderungen einzelner Elemente von Granaten aus sauren bis zu denen aus basischen Metamorphiten erfolgt in Bild 45. Unter anderem geht daraus her-

vor, daß die Granate aus Ultrabazit-Eklogiten – entsprechend dem Chemismus und der Spurenelementführung des Gesamt-Gesteins (Abschn. 4.3.4.4.) andere Spurenelementgehalte aufweisen als die Gneis-Eklogitgranate.

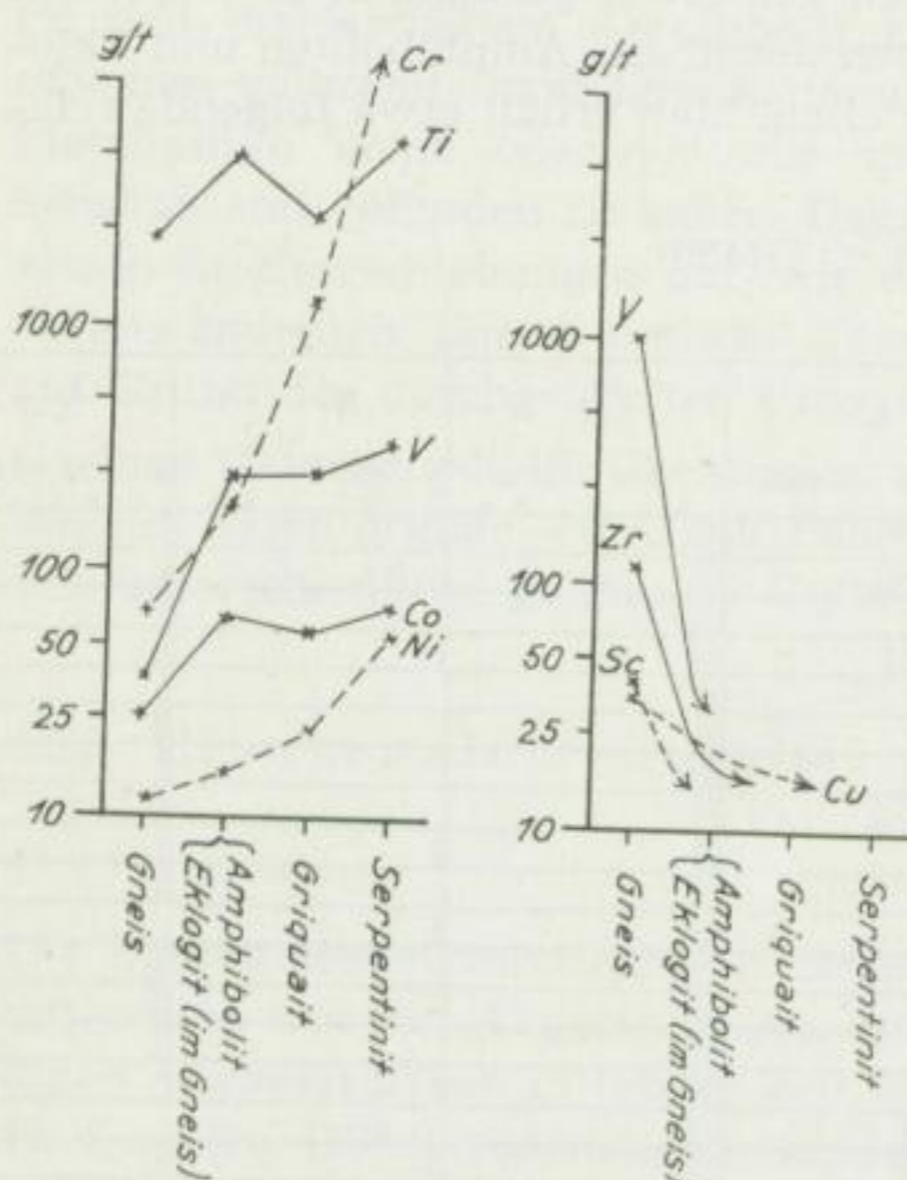


Bild 45. Tendenz der Spurenelemente in Granaten aus sauren bis ultrabasischen Metamorphiten (aus H. Lange, 1964)

#### 4.3.5.2. Omphacit und Hornblende

Wie allgemein bei den Silikatmineralen aus metamorphen Gesteinen, so liegen auch von den Omphaciten und Hornblenden sehr wenig Analysen vor. Die Schwierigkeit, reines Material zu gewinnen, mag auch hier die Hauptursache sein. Eine umfassendere Bearbeitung hat G. W. Devore (1955 b) über die Verteilung der Spurenelemente auf die verschiedenen Minerale aus unterschiedlicher Paragenese (Metamorphite) in Abhängigkeit von ihrem Makrochemismus durchgeführt, wobei besonders die Bindungsmöglichkeiten diskutiert werden. R. L. Moxham (1961) brachte einen weiteren ausführlichen Beitrag zu den Spurengehalten speziell in Pyroxenen und einigen wenigen Hornblenden aus der Skarn-Serie der Grenville-Provinz von Süd-Quebec. Von den bereits aus magmatisch gebildeten Pyroxenen und Hornblenden bekannten Spuren (etwa die gleichen, die auch in Granaten nachgewiesen worden sind; vgl. Tab. 28) untersuchten die genannten Autoren vor allem die Verteilung von Ag, B, Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ga, Li, Mn, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, Ti, V, Y, Zn und Zr in diesen Mineralen. Dabei zeigte sich u. a., daß die Pyroxene geringere Gehalte besitzen als die Hornblenden der gleichen Gesteine. Weiterhin

Tabelle 30. Schematische Übersicht über charakteristische Spurenelemente verschiedener Granattypen (in der Reihenfolge ihrer abnehmenden Bedeutung nach geordnet), aus H. L a n g e (1964)

| Granattyp                     | Spurenelementassoziation      | Wirtsgestein   |
|-------------------------------|-------------------------------|--|
| Alm > Spess<br>Fe Mn          | Y, Zr, Sc, Ti                 | Granit   |
| Spess > Alm<br>Mn Fe          | Y, Ge, Ti, (Ga)<br>+ Sn, + Sc | Granitpegmatite allgem.<br>junge (mesozoische)<br>Granitpegmatite                                    |
| Spess > Alm<br>Mn Fe          | Y, Zr, (Sc, Ti)               | saure Gneise   |
| Alm > Gross > Pyr<br>Fe Ca Mg | Ti, V, Cr, (Co, Ni, Cu)       | basischere Gneise  |
| Alm > Pyr<br>Fe Mg            |                               |  |
| Alm > Gross > Pyr<br>Fe Ca Mg | Ti, V, Cr, Co, (Cu)           | Amphibolite und Eklogite aus<br>dem Gneis  |
| Alm > Pyr > Gross<br>Fe Mg Ca |                               |  |
| Pyr > Alm > Gross<br>Mg Fe Ca | Ti, Cr, V, Co, Ni (Cu)        | rötlich-violetter Granat aus<br>Eklogiten im Serpentin, hell-<br>bräunliche Granate der<br>Griquaite |
| Pyr > Alm<br>Mg Fe            | Cr, Ti, V, Co, Ni             | Serpentin<br>Griquit (violetter Granat)<br>Kimberlit   |

nehmen wahrscheinlich die Spurengehalte mit steigender Farbintensität und demzufolge wohl hauptsächlich mit steigendem Eisengehalt zu (besonders bei Pyroxen). Allgemein gesehen haben die metamorphen Pyroxene niedrigere Spurenelementgehalte als die magmatischen (R. L. M o x h a m, 1961). Diese Feststellungen scheinen nach G. W. D e v o r e (1955 a) auch auf die Hornblende zuzutreffen (vgl. Abschn. 4.2.4.2.).

Im Gegensatz zu den Granaten, bei denen sich schon gewisse Leitelement-Assoziationen für bestimmte Granattypen angeben lassen, ist es bei Hornblenden und Pyroxenen zunächst einmal notwendig, die Elementgehalte dieser Minerale in den verschiedenen Metamorphiten zu ermitteln, um dann – in Verbindung mit dem Makrochemismus – die entsprechenden Verteilungsgesetze erkennen zu können, denen die einzelnen Elemente gehorchen.

Auf Bild 46 sind die Gehalte einiger Spurenmetalle von Omphaciten und Hornblenden aus Metabasiten des Erzgebirges dargestellt (vgl. Tab. 23).

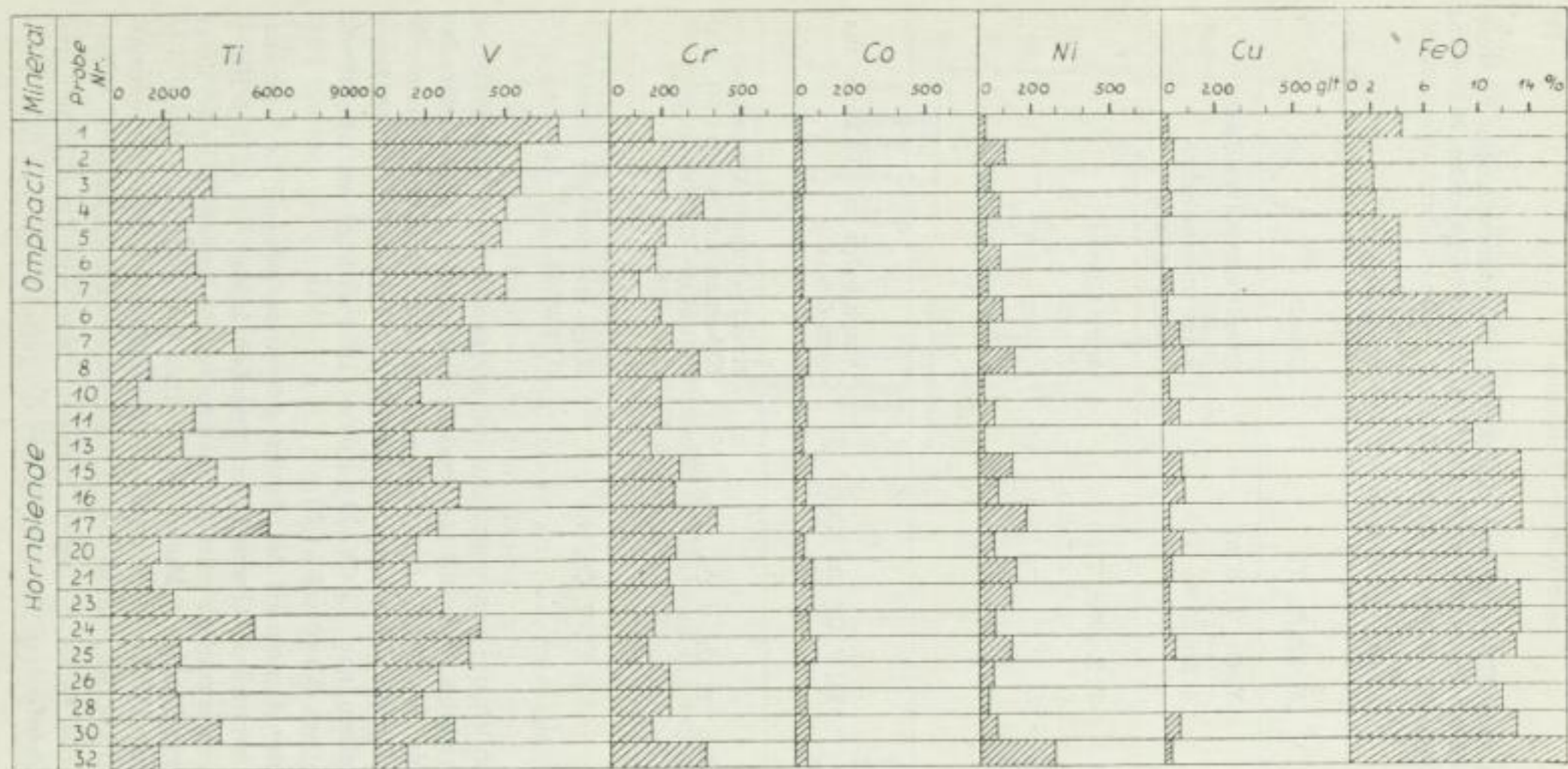


Bild 46. Spurenelement- und Eisengehalte von Omphaciten und Hornblenden aus Metabasiten des Erzgebirges (Proben-Nr. vgl. Tab. 23;  $\Sigma$  Fe als FeO dargestellt)



Während bei den Omphaciten keine Abhängigkeit der Spurenmetall-Menge vom Eisengehalt festzustellen ist (Analysen-Zahl!), scheinen in den Hornblenden mit höherem Eisengehalt auch größere Spurenkonzentrationen aufzutreten.

Für die untersuchten Elemente ergeben sich nachstehende mittlere relative Konzentrationsverhältnisse:

Omphacite:

$\text{Cu}(1) < \text{Co}(1,5) < \text{Ni}(3) < \text{Cr}(14) < \text{V}(26) < \text{Ti}(150)$

Hornblende:

$\text{Cu}(1) < \text{Co}(1,5) < \text{Ni}(2) < \text{Cr}(7) < \text{V}(7,5) < \text{Ti}(90)$

Das heißt also, daß in den Omphaciten vorwiegend Titan, aber auch Vanadium und Chrom im Vergleich zu den übrigen Elementen wesentlich angereichert sind. Die Spurenmetalle in den Hornblenden zeigen ähnliche, doch nicht ganz so ausgeprägte Verhältnisse. Abgesehen von Ti, V und Co in den Omphaciten schwanken die Gehalte in relativ weiten Grenzen (Tab. 31). Ob dafür allein der unterschiedliche Eisengehalt verantwortlich zu machen ist, bedarf noch der Klärung (besonders bei Ti könnten geringste Ilmenitverwachsungen in den Hornblenden sich störend bemerkbar machen).

Tabelle 31. Streuungsbereiche der Spurenelementgehalte und ihre Durchschnittswerte von Omphacit und Hornblende aus Metabasiten des Erzgebirges; zum Vergleich dazu zwei Eklogit-Omphacite aus dem Fichtelgebirge (G. W. Devore, 1955 b, Nr. 1143 u. 1142)

| Element | Omphacit  | i. Durchschn. | Omphacit (1143) | Omphacit (1142) | im Hornblende | Durchschn. |
|---------|-----------|---------------|-----------------|-----------------|---------------|------------|
| Ti      | 2200–3400 | 3000          | 1200            | 1800            | 1000–6000     | 3100       |
| V       | 410– 700  | 530           | 390             | 680             | 120– 400      | 255        |
| Cr      | 110– 490  | 280           | 230             | 230             | 140– 400      | 230        |
| Co      | 30– 40    | 32            | 22              | 18              | 25– 80        | 50         |
| Ni      | 26– 100   | 60            | 60              | 180             | 19– 180       | 77         |
| Cu      | 10– 35    | 20            | 14              | 100             | 10– 75        | 34         |
| Pb      | 10        | 10            | n. b.           | n. b.           | 10            | 10         |

Die Durchschnittswerte in den Hornblenden liegen allgemein höher als die der Omphacite, bis auf Vanadium und Chrom. Während die Cr-Gehalte in den Omphaciten nur unwesentlich größer sind, beträgt die Vanadium-Menge fast das Doppelte. Treten diese Minerale im gleichen Gestein auf, so enthält der Omphacit lediglich mehr Vanadium, während die anderen Elemente in der Hornblende konzentriert sind (Bild 46, Omphacit Nr. 6 und 7, Hornblende Nr. 6 und 7).

#### 4.3.6. Zur Lokalisierung der Spurenelemente

Von den 3 Möglichkeiten einer Placierung von Spurenelementen (außer in Fremdmineral-Beimengungen oder Einschlüssen bzw. Verwachsungen)

1. in der Kristallstruktur
2. auf Gitterleerstellen bzw. Zwischengitterplätzen und
3. durch Adsorption

besitzt die erstgenannte die größere Bedeutung. In der moderneren Literatur wird das Auftreten von Spurenmehallen in einem Mineral vor allem nach dem Diadochieprinzip (A. E. Ringwood, 1955) zu erklären versucht. Wenn auch gerade bei Amphibolen und Pyroxenen eine Besetzung von Gitterlücken angenommen werden kann, so scheint dies doch seltener der Fall zu sein (R. L. Moxham, 1961) bzw. fehlen eindeutige Angaben darüber. Eine Adsorption von „Fremdelementen“ — hauptsächlich von der Polarisierbarkeit bzw. Polarisationskraft der beteiligten Ionen abhängig — tritt nach G. W. Devore (1955 a, b) viel häufiger auf als der Einbau von Spurenelementen im Kristallgitter. Hierüber liegen aber zu wenig Untersuchungen vor, und es lassen sich die Wechselwirkungen der einzelnen Phasen noch nicht absehen.

#### 4.3.7. Das Verhalten einiger Spurenelemente

##### 4.3.7.1. Titan

Der Einbau von Titan in Silikate wird in der Literatur recht verschieden erklärt. So kann es wohl einmal 3wertig das  $Al^{3+}$  oder  $Fe^{3+}$  und zum anderen 4wertig das  $Si^{4+}$  ersetzen (W. Kunitz, 1936). J. E. Hiller (1952) spricht sogar von einer gekoppelten Substitution in Form von  $Na^{+}Ti^{4+} - - Ca^{2+}Fe^{3+}$ . Obwohl in einigen Fällen experimentell ein Ersatz des  $Si^{4+}$  durch  $Ti^{4+}$  bei hohen Temperaturen, z. B. in Pyroxenen, nachgewiesen werden konnte (in A. G. Betschlin, 1957), ist im großen und ganzen der  $Si^{4+}$ - $Ti^{4+}$ -Diadochie weniger Bedeutung beizumessen. Man muß vielmehr annehmen, daß Titan außer Aluminium und dreiwertigem Eisen auch  $Mg^{2+}$  vertreten kann (Lit. in K. Rankama u. Th. Saha, 1955).

Nach der Adsorptionshypothese (G. W. Devore, 1955 a) werden Spurenelemente mit hohem Ionisationspotential (dazu gehört neben  $Fe^{3+}$  und Cr u. a. auch Ti) bevorzugt von solchen Hauptelementen an Mineralen festgehalten, die ein geringes Ionisationspotential besitzen. Das wären also in diesem Falle Minerale mit den Hauptelementen K-Na-Ca-Mg (in der Reihenfolge ihres abnehmenden Einflusses).

Es sind sowohl Titan-Granate (Ti-haltige Andradite; C. Doelter, 1917) als auch Ti-Hornblenden (bis 5,09 % Ti; W. Kunitz, 1936) und Ti-Augite (mit 8,97 %  $TiO_2$ ; in Rankama u. Saha) bekannt geworden. Titan ist auch dasjenige von den untersuchten Spurenelementen, das — entsprechend dem

reichlichen Auftreten in den Metabasiten des Erzgebirges ( $\sim 1,09\%$  Ti) — in den Granaten, Omphaciten und Hornblenden dieser Gesteine relativ hohe Gehalte aufweist, die aber  $0,83\%$  Ti nicht übersteigen.

Mit durchschnittlich etwa 5000–6000 g/t (in Amphibolit-Granaten) und 3600 g/t (in Eklogit-Granaten) enthalten die Granate das meiste Titan. Die Omphacite und Hornblenden ergeben nur Werte um 3000 g Ti/t. Vergleicht man die Ti-Gehalte von Mineralen aus dem gleichen Gestein, so überwiegt gegenüber den Omphaciten das Titan in den mit ihnen zusammen auftretenden Granaten (aus Eklogiten und ähnlichen Gesteinen) nur um etwa  $30\%$ . Dagegen zeigt das Verhältnis Granat/Hornblende in den Amphiboliten eine Ti-Anreicherung in den ersteren meist über  $50\%$ . Nach Granat scheint also Omphacit in den Metabasiten Titan eher aufzunehmen als die zusammen mit ihnen auftretende Hornblende.

Während beim Granat mit steigendem Eisen auch die Ti-Gehalte zunehmen, bevorzugt das Titan von den beiden anderen Mineralen Hornblende und Omphacit das eisen-ärmere aber Natrium-reichere, nämlich den Omphacit. Eine Erklärung dafür ist sowohl durch Substitution (R a n k a m a u. S a h a m a, 1955; H i l l e r, 1952) als auch infolge adsorptiver Bindung (D e v o r e, 1955) möglich,

#### 4.3.7.2. Vanadium

Vanadium tritt vor allem in Fe-haltigen Silikaten, deren Al-Ionen eine 6er-Koordination besitzen, als  $V^{3+}$  an die Stelle von  $Fe^{3+}$  und/oder  $Al^{3+}$  (E. R i n g w o o d, 1955). In den Amphibolen liegt es nach K. R a n k a m a u. T h. G. S a h a m a (1955) hauptsächlich als  $V^4$  und  $V^5$  vor. In der Granatgruppe ist Vanadium ein verbreitetes Spurenmetall, und C. D o e l t e r (1917) machte bereits auf einen V-haltigen Granat aufmerksam. Die Hornblenden und Pyroxene (magmatische Bildungen) führen bis zu einigen Hundertstel Prozent dieses Element (A. N. S a w a r i t z k i j, 1954).

In den untersuchten Metabasiten ( $\sim 290$  g V/t) enthalten, außer den Titan-Mineralen Rutil, Ilmenit und Titanit, die Omphacite das meiste Vanadium ( $\sim 530$  g/t). Die mittleren Gehalte in den Hornblenden und Granaten entsprechen einander ( $\sim 255$  g/t). Treten die 3 Minerale in einer Paragenese auf, so liegen die V-Konzentrationen der Omphacite meist doppelt so hoch als die der Hornblenden, während wiederum diese bei der Mehrzahl der Proben etwas höhere V-Werte gegenüber dem Granat aufweisen.

Von den Pyroxenen scheinen also besonders für die Omphacite größere Vanadium-Gehalte charakteristisch zu sein (siehe auch G. W. D e v o r e, 1955 b). In Granaten ist dieses Element einmal an die Al-reichsten Komponenten, den Pyrop, und zum anderen an einen bestimmten Grossular- und Andradit-Anteil gebunden (H. L a n g e, 1964).

Der Vanadium-Gehalt des Gesamtgesteins kann, solange über das Verhalten dieses Elements bei metamorphen Prozessen nur wenig bekannt ist — entge-

gen den Angaben bei Rankama u. Sabama — nicht zur Klärung des ortho- oder paragenen Charakters der Metabasite herangezogen werden (u. a. P. Hahn-Weinheimer, 1959; B. E. Leake, 1963).

#### 4.3.7.3. Chrom

Während nach Rankama und Sabama das  $\text{Cr}^{3+}$  (0,63) auf Grund des ähnlichen Ionenradius sehr gut durch  $\text{Fe}^{3+}$  (0,64) und  $\text{Al}^{3+}$  (0,51, in 6-er Koordination) getarnt werden kann, will A. E. Ringwood (1955) das  $\text{Cr}^{3+}$  in Silikaten nur an die Stelle des  $\text{Fe}^{3+}$  eingebaut wissen, und E. N. Nickel (1954) ist der Meinung, daß dieses Element dem  $\text{Fe}^{2+}$  parallel geht (Elektronegativität:  $E_{\text{Fe}^{2+}} = 1,65$ ;  $E_{\text{Cr}^{3+}} = 1,6$ ). Während Cr im Chrom-Granat, dem sog. Uwarovit (CaCr-Granat), und im Chrom-Diopsid (hier bis etwa 2% Cr) besonders angereichert ist, betragen die höchsten Gehalte in den Hornblenden einige Zehntel Prozent.

Bei einer mittleren Cr-Konzentration von 225 g/t in den Metabasiten enthalten die Omphacite 280 g/t, die Hornblenden 230 g/t und die Granate 205 g/t. Treten diese Minerale zusammen im Gestein auf, so zeigen der Omphacit und die Hornblende etwa im gleichen Maße meist größere Chromgehalte als die Granate, abgesehen von einigen Eklogiten, in denen die Granate mehr Chrom führen als die Omphacite. In der Granatgruppe ist Cr als Leitelement vor allem für Pyrope aus Ultrabasiten anzusehen.

#### 4.3.7.4. Kobalt und Nickel

$\text{Co}^{2+}$  (0,72) und  $\text{Ni}^{2+}$  (0,69) können in Mg-Fe-Silikaten allgemeine  $\text{Fe}^{2+}$  (0,74) diadoch vertreten. Ein Einbau an Stelle des  $\text{Mg}^{2+}$  (0,66) ist nur von untergeordneter Bedeutung (A. R. Ringwood, 1955; E. Nickel, 1954). Die Werte für die Elektronegativität machen dies auch verständlich:  $E_{\text{Ni}} = 1,7$ ;  $E_{\text{Co}} = 1,7$ ;  $E_{\text{Mg}} = 1,2$ ;  $E_{\text{Fe}^{2+}} = 1,65$ . Die höchsten Co- und Ni-Konzentrationen finden sich in den basischen und ultrabasischen Gesteinen. Entsprechend den Gehalten im Gesamtgestein (Co/Ni  $\sim$  0,50) übertreffen die Ni-Werte in Pyroxenen und Hornblenden diejenigen von Co meist um ein Vielfaches. Im Granat verhalten sich diese Elemente gerade umgekehrt.

Tabelle 32. Durchschnittswerte (arithmet. Mittel) von Spurenelementen aus Metabasiten und den darin auftretenden Omphaciten, Hornblenden und Granaten (Sächs. Erzgebirge)

| Element | Metabasit | Omphacit | Hornblende | Granat |
|---------|-----------|----------|------------|--------|
| Ti      | 10900     | 3000     | 3100       | 5400   |
| V       | 290       | 530      | 255        | 255    |
| Cr      | 225       | 280      | 230        | 205    |
| Co      | 42        | 32       | 50         | 61     |
| Ni      | 93        | 60       | 77         | 12     |
| Cu      | 23        | 20       | 34         | 21     |

Bei den Metabasiten des Erzgebirges herrschen ähnliche Verhältnisse (Ni 93 g/t und Co 42 g/t). Auch hier überwiegen die Ni-Gehalte der Hornblenden (77 g/t) und Omphacite (60 g/t) die an Kobalt (Hornblende 50 g Co/t; Omphacit 32 g Co/t). Dagegen ist in den Granaten Co mit durchschnittlich 61 g/t gegenüber dem Ni mit etwa 12 g/t stark angereichert. Treten die oben genannten Minerale in Paragenese miteinander auf, so enthalten die Granate fast doppelt soviel Kobalt wie die Omphacite, während die Co-Gehalte der Hornblenden etwa dazwischen liegen. Auf der anderen Seite führen die Granate sehr wenig Nickel (vgl. auch K. K. Turekian u. W. C. Phinney, 1962), das zu gleichen Teilen im Omphacit und in der Hornblende zu finden ist.

In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von G. W. Devore (1955 b) kann also festgestellt werden, daß Co im Gegensatz zu Ni bei den üblichen gesteinsbildenden Mineralen der Metamorphite bevorzugt vom Granat aufgenommen wird. In pyropreichen Granattypen (z. B. aus Ultrabasiten) kann das Co/Ni-Verhältnis auf 1 ansteigen.

#### 4.3.7.5. Kupfer

Obwohl A. E. Ringwood (1955) und K. Rankama u. Th. G. Saha (1955) einen  $\text{Fe}^{2+}$ -Ersatz durch  $\text{Cu}^{2+}$  in Eisen-Magnesiumsilikaten auf Grund der ähnlichen Ionenradien ( $\text{Fe}^{2+}$  0,74,  $\text{Cu}^{2+}$  0,72) für möglich halten, liegt andererseits der Elektronegativitäts-Wert von  $\text{Cu}^{2+}$  mit  $E = 2,0$  wesentlich über dem des  $\text{Fe}^{2+}$  ( $E = 1,65$ ). Das Cu wird sich wegen des daraus resultierenden hohen kovalenten Bindungsanteiles nur schwer in Silikate einbauen lassen. Es erfährt somit eine Anreicherung in den Restlösungen und tritt dann vor allem in sulfidischer Bindung auf (vgl. u. a. H. J. Rösler, 1960, S. 136). Das erklärt auch seine große Beweglichkeit während metamorpher Prozesse (vgl. Abschn. 4.3.2.3.).

Die mittleren Kupfergehalte der untersuchten Metabasite liegen mit 23 g/t etwa auf gleicher Höhe wie die darin auftretenden Omphacite (20 g/t) und Granate (21 g/t). Lediglich die Hornblenden enthalten etwas mehr (34 g/t). Ähnliche Verhältnisse ergeben sich, wenn diese Minerale im gleichen Gestein auftreten. Nach H. Lange (1964) hat Cu als Leitelement in der Granatgruppe keinerlei Bedeutung.

#### 4.3.8. Zusammenfassung und Vergleich mit dem Gesamtgestein

In den untersuchten Metabasiten vermögen die Hauptminerale Hornblende, Omphacit und Granat in unterschiedlichem Maße Spurenelemente aufzunehmen. Die folgende Übersicht macht dies deutlich (Minerale nach ihrem relativen Aufnahmevermögen geordnet):

|    |                                  |
|----|----------------------------------|
| Ti | Granat > Omphacit > Hornblende   |
| Co | Granat > Hornblende > Omphacit   |
| V  | Omphacit > Hornblende > Granat   |
| Cr | Omphacit<br>Hornblende > Granat  |
| Ni | Omphacit<br>Hornblende >> Granat |
| Cu | Hornblende > Omphacit<br>Granat  |

So werden also Ti und Co bevorzugt vom Granat aufgenommen, V besonders vom Omphacit, Cr, Ni und Cu vor allem von den Hornblenden bzw. Omphaciten.

Die Verteilungskoeffizienten der einzelnen Elemente von Mineralen aus dem gleichen Gestein sind in Tabelle 33 zusammengestellt. Dabei zeigt sich – abgesehen von den oben bereits dargelegten Beziehungen –, daß die einzelnen Verhältniszahlen in gewissen Grenzen schwanken. Die Hauptursache dafür dürfte in dem unterschiedlichen Makrochemismus der einzelnen Minerale zu suchen sein (s. Abschn. 4.2.3. und 4.2.4.).

Tabelle 33. Verteilungskoeffizienten der einzelnen Elemente von jeweils zusammen vorkommenden Mineralen in Metabasiten des Erzgebirges (Proben-Nr. vgl. Tab. 23)

| Probe Nr. | Ti                | V    | Cr   | Co   | Ni   | Cu   |
|-----------|-------------------|------|------|------|------|------|
|           | Omphacit/Granat   |      |      |      |      |      |
| 1         | 0,88              | 2,0  | 0,88 | 0,5  | 2,6  | 1,4  |
| 2         | 0,60              | 5,6  | 1,64 | 0,43 | 10,0 | 1,7  |
| 3         | 0,93              | 1,6  | 1,24 | 0,72 | 4,8  | 0,75 |
| 4         | 0,70              | 3,55 | 1,24 | 0,41 | 5,0  | 0,92 |
| 5         | 0,70              | 0,96 | 1,0  | 0,53 | 3,2  | 0,06 |
| 6         | 1,60              | 2,05 | 0,95 | 0,46 | 9,5  | 0,03 |
| 7         | 0,60              | 1,65 | 0,5  | 0,38 | 3,5  | 1,4  |
|           | Hornblende/Granat |      |      |      |      |      |
| 6         | 1,6               | 1,7  | 1,0  | 0,93 | 9,5  | 0,33 |
| 7         | 0,84              | 1,2  | 1,04 | 0,40 | 4,0  | 2,7  |
| 11        | 0,55              | 1,3  | 1,2  | 0,77 | 2,7  | 2,2  |
| 13        | 0,45              | 0,56 | 0,84 | 0,37 | 1,5  | 0,6  |
| 17        | 0,74              | 1,1  | 4,0  | 0,94 | 8,2  | 1,2  |
| 20        | 0,24              | 0,68 | 1,22 | 0,48 | 4,1  | 1,3  |
| 23        | 0,40              | 1,2  | 1,2  | 0,93 | 10,0 | 0,7  |
| 26        | 0,53              | 1,05 | 1,23 | 0,68 | 5,5  | 0,09 |
| 28        | 0,37              | 0,72 | 1,0  | 0,66 | 2,5  | 0,7  |
| 32        | 0,38              | 0,6  | 1,56 | 0,65 | 9,3  | 0,8  |

## 5. Die Ausgangsgesteine der Metabasite

Die Vermutung, daß es sich bei den im Erzgebirge auftretenden Metabasiten um Orthogesteine, also ehemalige Gabbros, Diabase bzw. deren Tuffe handelt, wurde bereits übereinstimmend von verschiedener Seite geäußert (u. a. A. Sauer und F. Beck, 1891; C. Gäbert, 1907; R. Lepsius, 1910; W. Bergt, 1913 und 1923; W. R. Zartner, 1922; M. Rost, 1928; R. Reinisch, 1929; K. Beneš, 1954; W. Sattran, 1957; M. Maška und V. Zoubeck, 1960; K. Pietzsch, 1962). Ausgehend von den orthogenen Mineral- und Gefügerelikten in Amphiboliten der Phyllitformation, die wohl als einer der ersten I. Lehmann (1884) beschrieb, glaubte man, auch in einigen Amphiboliten des Gneis- und Glimmerschiefergebietes Hinweise auf gabbroides Ausgangsmaterial gefunden zu haben (z. B. W. Bergt, 1913 und 1923; W. R. Zartner, 1922; R. Reinisch, 1929).

Im allgemeinen hat sich jedoch der Mineralbestand der Metabasite den jeweiligen faziellen Bedingungen weitgehend angepaßt, so daß die Primärgefüge meist völlig ausgelöscht wurden. Nur vereinzelt sind noch genetisch deutbare Mineral- und Gefügerelikte zu finden, die aber alle für basische Eruptiva sprechen.

Während bei entsprechenden Gneisen und Schiefen psammitische Relikte verbreitet sind, lassen die darin befindlichen Metabasiteinschaltungen keinerlei Anzeichen ehemals sedimentärer Bildung erkennen.

Die in dieser Arbeit durchgeführten chemischen Untersuchungen erbrachten auch für die meisten Metabasite ohne deutbare Mineral- und Gefügerelikte sichere Anhaltspunkte für eine Ableitung von basischen Orthogesteinen. Nicht nur die Durchschnitts- und Einzelanalysenwerte der Haupt- und Spurenelemente (besonders Cr, Ni, Co und Ti), sondern vor allem die Verteilungstendenzen der Verhältniswerte verschiedener in Beziehung zueinander gesetzter Elemente und Elementgruppen entsprechen denen gabbroider Gesteine (vgl. Abschn. 4.2.2.4. und 4.3.4.3.).

Unter Auswertung einer großen Zahl von Analysen der verschiedensten Metabasitvorkommen anderer Kristallgebiete (Lit. u. a. in H. Lange, 1963) zeichnet sich ab, daß — entgegen den von einigen Autoren geäußerten Zweifeln (z. B. P. Hahn-Weinheimer, 1959) — der Chemismus doch als ein wichtiges Kriterium in der Frage Ortho- oder Para-Metabasit angesehen werden darf.

Sowohl der Mikro- als auch der Makrochemismus der Einzelminerale sind  
 1. vom Stoffbestand des Gesamtgesteines und  
 2. von der jeweiligen Mineralparagenese (Mineralfazies)  
 abhängig.

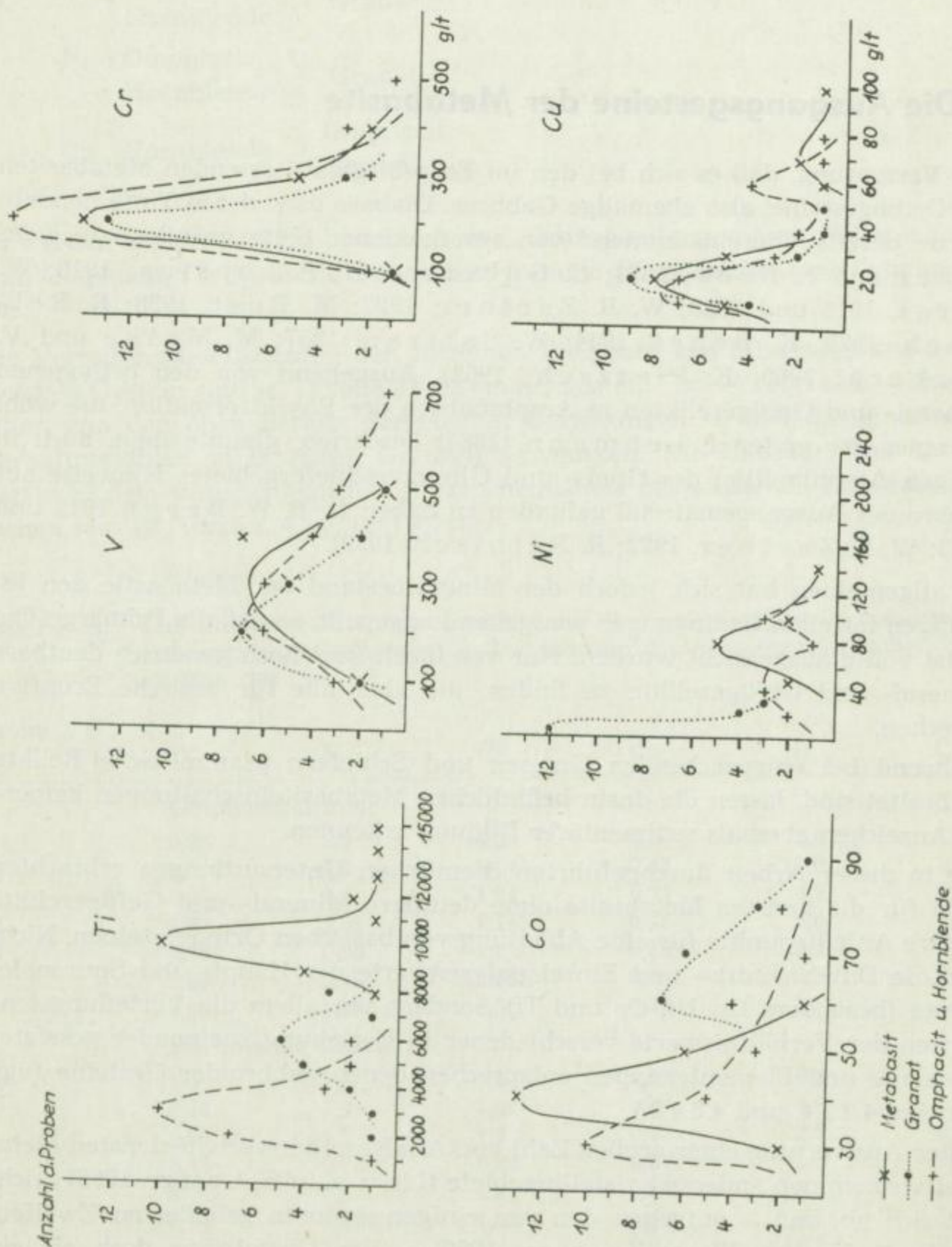


Bild 47. Häufigkeitsverteilung der Spurenelementgehalte in Metabasiten und den darin auftretenden Granaten und Hornblenden (+ Omphaciten)



Orthometabasite (Amphibolite und Eklogite) weisen eine chemische Zusammensetzung auf, die jener des gabbroiden Magmentyps (Niggli) gleichkommt bzw. von ihr nur geringfügig abweicht. Ob sich die Eklogite auf etwas basischeres Ausgangsmaterial als der Großteil der Amphibolite zurückführen lassen, kann vorläufig nicht bewiesen werden. Es scheinen für die Eklogitbildung — abgesehen von den speziellen p-t-Bedingungen, die zur Einstellung der Eklogitfazies erforderlich sind (vgl. Abschn. 8.) — Gesteine vom Chemismus der Olivingabbros prädestiniert zu sein.

Der Modalbestand der orthogenen Metabasite geht aus Abschnitt 2, Tab. 1 bzw. 2 hervor (Plagioklas-Amphibolit ausgenommen). Ihre qualitative Zusammensetzung ist unter Berücksichtigung der mineralfaziellen Entwicklung in Abschnitt 6 zusammenfassend dargestellt. So sind Ortho-Amphiboliten z. B. höhere Biotit- und Quarzgehalte fremd. Biotitgehalte beginnend bei etwa über 5 Vol.-% und Quarz-Gehalte über 10 Vol.-% (entsprechende  $K_2O$ -Werte vermutlich über 1,0 oder 1,5 Masse-% und  $SiO_2$ -Werte deutlich über 50 Masse-%) weisen auf parakrates Ausgangsmaterial hin. Im Untersuchungsgebiet fanden sich ähnliche Verhältnisse nur in den migmatisch beeinflussten Amphiboliten (u. a. Raum Schmiedeberg, Freiburger Kerngneis z. T.; vgl. Abschn. 7.). Da wir bei diesen Gesteinstypen mit Stoffaustauschvorgängen rechnen müssen, liegt es nahe, den teilweise erhöhten Biotit- und Quarzanteil auf Stoffeinwanderungen zurückzuführen. Jedoch ist andererseits nicht abzusehen, inwieweit besonders die im Kerngneis auftretenden Amphibolite bereits schon primär eine andere Zusammensetzung aufwiesen.

Ebenfalls eine von den gewöhnlichen Amphiboliten auffällig abweichende Mineralzusammensetzung besitzen die flaserigen Zoisit-Amphibolite bzw. Zoisit-Plagioklas-Amphibolite (vgl. Abschn. 3.3.3.), wie z. B. in den Vorkommen bei Ulberndorf/Obercarsdorf (Bl. 101), Rechenberg (Bl. 118) und eventuell Beierfeld (Bl. 137). Hierher gehören zum Teil auch die von M. Rost (1928) im Gebiet der Wirbelstein- und Kupferberg-Antiklinale (ČSSR) ausgehaltenen sog. „Leukotypen ehemaliger gabbroider Gesteine“ und die von W. Bergt (1913) behandelten Zoisit-Amphibolite verschiedener Fundpunkte. All diese Gesteine zeichnen sich durch Plagioklas- bzw. Zoisit-Vormacht bei meist starkem Zurücktreten von Hornblende aus.

Bergt sah z. B. in verschiedenen Zoisit-Amphiboliten den Flaseriggabbros ähnelnde Gesteine und stellte sie auf Grund chemischer Vergleiche, die heute leider nicht mehr anerkannt werden können (u. a. Pyroxen-Syenodiorit von Gröba bei Riesa, Meißener Massiv, noch unter Gabbro geführt) zu den Gabbros. Dagegen kann man aus einem Vergleich der chemischen Zusammensetzung dieser Zoisit- bzw. Plagioklas-reichen Amphibolite mit den normalen Metabasiten infolge des deutlichen Überwiegens von  $Al_2O_3$  und  $CaO$  in den ersteren (arithmetische Mittelwerte: 20,2:14,3 und 11,8:9,1 Masse-%), bei niedrigeren  $FeO$ - und  $MgO$ -Gehalten (6,7:10,8 und 4,8:8,6) eher eine Beteiligung von Para-Material an ihrem Aufbau vermuten (tuffogene Bildungen) oder teilweise auch an spilitähnliche Gesteinstypen denken (z. B. Beierfeld, Bl. 137;

Breitenbrunn, Bl. 146; vgl. auch R o s t). Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial der zoisit- und plagioklasreichen Amphibolite sind nach der chemischen Zusammensetzung noch nicht möglich.

Im großen und ganzen lassen sowohl die regionale Verteilung als auch die Veränderungsrichtung (trend) in der chemischen Zusammensetzung (Haupt- und Spurenelemente) der verschiedenen Metabasittypen Differentiationsvorgänge im Verlauf der basischen Magmenförderung vermuten. Olivingabbros und deren metamorphe Äquivalente sind z. B. nur aus dem Gneisgebiet des Osterzgebirges und, wenn man die Eklogite auf derartige, chemisch ähnliche Gesteinstypen zurückführt, aus den untersten Glimmerschieferhorizonten bekannt geworden. Die Zoisit- bzw. Plagioklasbetonen Amphibolite – im Chemismus etwa den CaO-Na<sub>2</sub>O-reicheren Diabasen entsprechend – treten dagegen in stratigraphisch jüngeren Gesteinsserien – und zwar seltener in den oberen Paragneis-Etagen, dafür aber hauptsächlich in der darüber liegenden Glimmerschiefer-Formation auf.

Abschließend wäre zu sagen, daß als Ausgangsgesteine der untersuchten Metabasite vorwiegend Gesteinstypen der Reihe Olivingabbro – Diabas in Frage kommen.

## 6. Zur mineralfaziellen Entwicklung der Metabasite im Erzgebirge

Während die Gneise und Glimmerschiefer infolge ihrer substantiell bedingten Reaktionsträgheit bei mineralfaziellen Umbildungen recht undeutlich die polymetamorphe Entwicklung im Erzgebirgskristallin widerspiegeln, verraten die reaktionsfreudigeren Metabasite meist etwas mehr über die im allgemeinen recht komplexe Petrogenese (vgl. M. R o s t, 1928; A. W a t z n a u e r, 1964). Ebenso, wie in vielen anderen kristallinen Gebieten, verliefen die metamorphen Vorgänge, die zur Ausbildung der eklogitischen und amphibolitischen Gesteine führten, auch im Erzgebirge chemisch „konservativ“ (K. R. M e h n e r t, 1961; H. S. Y o d e r, 1952).

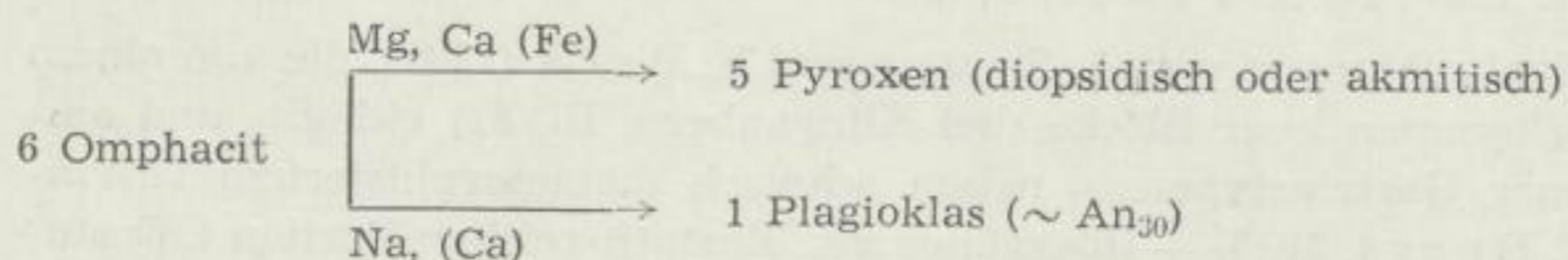
Nach den Beobachtungen von A. S a u e r und R. B e c k (1891), die von einem kleinen Vorkommen loser Blöcke (bei Klingenberg, Bl. 81) eklogit- und amphibolitogener Gesteinstypen – neben schwach metamorphisiertem Olivin-gabbro ( W. B e r g t, 1913) – Übergänge von Enstatit-reichen Partien („Enstatitfels“) in Omphacit-Granatgestein als „Bindeglied zwischen Enstatitfels und Eklogit“ beschreiben, sowie weiteren aus der Literatur bekannt gewordenen Beispielen (vgl. I. E i g e n f e l d - M e n d e, 1948), scheint ein unmittelbarer Übergang von basischen Orthogesteinen in die Eklogitfazies möglich zu sein. Jedoch können andererseits die basischen Ausgangsprodukte auch eine voreklogitische Grünschiefer- bzw. Amphibolitfazies durchlaufen haben. Darauf wiesen bereits verschiedene Autoren hin, so u. a. H. G. B a c k l u n d (1936), H. W i e s e n e d e r (1937) und Th. v. W o l f f (1942). Im Untersuchungsgebiet lassen die im Granat besonders der westerzgebirgischen Eklogite beobachteten Reliktminerale eine derartige voreklogitische Fazies vermuten (vgl. Abschn. 3.4.).

Der größte Teil der eklogitogenen Gesteine im Erzgebirge entspricht schon nicht mehr der Eklogitfazies, sondern befindet sich im Übergangsstadium zur Amphibolitfazies. Als Beweis einer regressiven Metamorphose sind sowohl die randlich beginnende bis zur völligen Aufzehrung fortschreitende Zersetzung („Kelyphitisierung“) der Granate in Hornblende-Plagioklas-Aggregate bei gleichzeitigem Zerfall des Omphacits in einen kryptodiablastischen Plagioklas-(Pyroxen) Hornblende-Filz (z. B. Schmalzgrube, Eisenberg) und auch die Pyroxen-Plagioklas-Symplektitbildungen aus Omphaciten unter Erhaltung der Omphacitgestalt (Großwaltersdorf-Lippersdorf, Voigtsdorf) zu werten.

Echte Eklogite bilden meist nur Restpartien in diablastischen Amphibolit-eklogiten und Eklogitamphiboliten. Als typische Gemengteile treten auf: Granate mit etwa  $\text{Pyr}_{40}\text{Alm}_{40}\text{Gross}_{20}$ , Na-Al-haltige, eisenarme Diopside, sogenannte Omphacite mit ca. 17 bis 25 Mol.-% Jadeit, untergeordnet karinthinhaltige Hornblende, Zoisit, Quarz und Rutil, dagegen Disthen nur akzessorisch. Bei der rückschreitenden Metamorphose zerfällt nun – wie es besonders bei den eklogitischen Gesteinen randlich der Saydaer Rotgneiskuppel (Großwaltersdorf, Voigtsdorf) deutlich wird – zunächst der Omphacit in grobdiablastische myrmekitähnliche Pyroxen-Plagioklas-Symplektite, wobei der Granat noch völlig erhalten bleibt. Der sich bildende Pyroxen wird deshalb nur ein sehr eisenarmer Ca-Mg-reicher Typ von etwa diopsidischer Zusammensetzung sein.

R. Forster (1947, S. 282) nimmt auf Grund von abstrahierten, stöchiometrischen Überlegungen einen etwas akmitischen Pyroxen (Ägirin-ähnlich) an, bei gleichzeitiger Bildung eines Oligoklas-Andesin-Feldspates. Das von ihm rechnerisch (aus der QLM-Projektion) ermittelte Plagioklas/Pyroxen-Verhältnis von 1 : 5,5 stimmt annähernd mit den vom Vf. auf Grund sehr weniger Messungen erhaltenen Werten von 1 : 4 bis 1 : 5 überein.

Der Omphacit-Zerfall kann schematisiert etwa folgendermaßen geschrieben werden



Aus dem diopsidischen Pyroxen entsteht lokal bei mehr oder weniger deutlich beginnender Rekristallisation und allmählicher Kornvergrößerung des Plagioklases Hornblende. Entsprechend dem Stoffangebot muß sie sehr alkali-, eisen- und aluminiumarm bzw. -frei sein, aber vorwiegend Calcium und Magnesium enthalten. Aktinolithische Hornblenden kämen dieser Zusammensetzung am nächsten.

Bei gleichzeitiger Umwandlung des symplektitischen Pyroxens (bzw. des gesamten Pyroxen-Plagioklas-Symplektits) und des Granats bilden sich neben Plagioklas Fe- und Al-reichere Amphibolglieder, die der gemeinen Hornblende zugeordnet werden dürfen.

Danach haben wir bei der Überführung von Eklogit in die Amphibolitfazies auch im Erzgebirge zwei Hauptumwandlungsstadien auseinanderzuhalten, die sich ebenfalls zeitlich unterscheiden:

1. Zerfall des Omphacits in einen Pyroxen-Plagioklas-Symplektit.
2. Kelyphitisierung und Zersetzung des Granats als Reaktion mit dem gleichzeitig zerfallenden Pyroxen-Plagioklas-Symplektit unter Bildung von Hornblende-Plagioklas-Diablastik, wobei jeweils  $\pm$  Quarz mit entsteht. Bei dieser Umwandlung, das heißt bei der eigentlichen Amphibolitisierung,

ist natürlich die Anwesenheit von  $H_2O$  Voraussetzung. Wie die häufig nur randlich von Eklogitkörpern zu beobachtenden Amphibolitisierungszonen andeuten, scheint Wasser in recht geringer Menge zur Verfügung gestanden zu haben. Demnach spricht vieles dafür, daß bereits die Gegenwart oder Anwesenheit geringer  $H_2O$ -Gehalte von entscheidender Bedeutung für diese diaphoritische Entwicklung ist (vgl. Diskussion von S. Matthes, 1961 bzw. K. R. Mehnert, 1961a zu H. S. Yoder, 1952 und 1955).

Ähnliche Beobachtungen aus anderen Gebieten sind z. B. von L. Hetzner (1903), zusammenfassend erstmalig von P. Eskola (1921, S. 78), weiterhin von R. Forster (1947), I. Eigenfeld-Mende (1948) und K. Smulikowski (1960, 1962) bekannt gemacht worden.

Diese einzelnen Stadien können besonders gut bei den Metabasiten im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes (Voigtsdorf, Großwaltersdorf) beobachtet werden. Dagegen scheinen sie bei den eklogitischen Gesteinen im West-Erzgebirge (Schmalzgrube, Eisenberg) unmittelbar ineinander überzugehen. In den kryptodiablastischen, bräunlich-filzigen, mikroskopisch unauflösbaren Zersetzungsprodukten wird demnach — wie man aus Vergleichen mit bereits röntgenographisch untersuchten Grundgewebefilzen schließen darf (I. Eigenfeld-Mende, 1948) — neben etwas Plagioklas und Pyroxen auch Hornblende mit auftreten. Bei fortschreitender Amphibolitisierung rekristallisiert die Hornblende zu größeren, dann deutlich mikroskopisch wahrnehmbaren Individuen.

Während dieser Vorgänge beginnt sich ebenfalls der Rutil — wahrscheinlich durch das aus dem Granit freiwerdende Eisen — in Ilmenit umzuwandeln.

Nach R. Forster (1947) besteht der Granatkelyphit vorwiegend aus gemeiner Hornblende und wenig Plagioklas, dessen Anorthitgehalt je nach der Menge des beteiligten Feldspates etwa zwischen An 20 und An 40 schwanken kann (Verhältnis Hornblende/Plagioklas i. Durchschn.  $\sim 8:1$ ).

Das diablastische Grundgewebe wird allmählich von zunehmend sich vergrößernden Hornblende- und Plagioklas-Individuen verdrängt, und lediglich diablastische Reste mit teilweise noch deutlichen Strukturen ehemaliger Granate weisen auf eine durchlaufene Eklogitfazies hin.

Während die diablastischen, mehr oder weniger Granat führenden Amphibolite vorwiegend mit eklogitogenen Gesteinen verknüpft sind, und eine Entwicklung aus ihnen schon nach den Verbandsverhältnissen recht offensichtlich ist, zeigt der größte Teil der Amphibolite keine eindeutigen Reliktstrukturen. Lediglich in einem Falle konnte der unmittelbare Übergang eines olivinführenden gabbroiden Gesteins in Amphibolit nachgewiesen werden (Husarenstein bei Clausnitz, Bl. 117). Verallgemeinernd darf man mit Recht eine Entstehung dieser gewöhnlichen, vorwiegend nemato- bis lepidoblastischen Amphibolite direkt aus basischen Ausgangsgesteinen annehmen.

Die normalen Amphibolite besitzen vor allem gemeine Hornblende und Pla-

gioklas (Albit bis Oligoklas), der daneben oft feinfilzige Interpositionen zeigt oder völlig in dichte Massen zerfallen ist (Serizitisierung und Kaolinitisierung als jüngste Umwandlungserscheinung). Untergeordnet treten almandinbetonte Granate ( $\text{Alm}_{50}\text{Pyr}_{20}\text{Gross}_{20}\text{Andr}_{10}$ ) mit deutlich geringerem Prop-Anteil als in den Eklogiten und in wechselnder Menge Zoisit auf, der sich wahrscheinlich vor allem aus der Umwandlung Ca-reicher Plagioklase gebildet hat.

Eine Albit-Oligoklas-Blastese ist hauptsächlich in zahlreichen Amphiboliten der Glimmerschieferzone festzustellen (vgl. Bild 10) und entspricht der im Erzgebirge allgemein beobachteten Plagioklas-Blastit-Entwicklung, die sich von den oberen Graugneisen über die Glimmerschiefer bis zu den Albitporphyroblasten-Schiefern der Phyllitzone erstreckt (K. R. Mehnert, 1939; A. Watznauer, 1954; K. Schmidt, 1959; K. Pietzsch, 1962; F. Wiedemann, in Vorbereitung). Vergleiche der Alkaligehalte dieser blastisch überholten Amphibolite mit den  $\text{K}_2\text{O}$ - und  $\text{Na}_2\text{O}$ -Werten von gewöhnlichen Amphiboliten lassen keine Unterschiede erkennen. Die Blastenbildung in den Metabasiten ist also möglicherweise auf Stoffmobilisationen aus kleinsten Bereichen des Gesteinsverbandes zurückzuführen (vgl. in anderen Gesteinen z. B. K. R. Mehnert, 1961) bzw. auf blastische Umkristallisation bei weitgehender Erhaltung des Na/Ca-Verhältnisses der ehemaligen Plagioklas-Substanz. Bei zunehmender Beteiligung von Albit, Epidot und strahlsteinartiger Hornblende leiten gewisse Amphibolite der äußersten Glimmerschieferzone (und teilweise der Phyllitformation), aber auch einige Vorkommen im Graugneis (z. B. bei Ulberndorf, Bl. 100) in die Albit-Epidot-Amphibolit-Fazies über. Steigt außerdem der Chloritanteil an, so müssen sie der Grünschieferfazies zugeordnet werden (besonders die Metabasiteinschaltungen im Phyllit).

## 7. Zur geologischen Situation der Metabasite im Erzgebirge

Aus der regionalen Verteilung der verschiedenen Metabasittypen lassen sich bestimmte Gesetzmäßigkeiten erkennen. Die von W. R. Zartner (1922), M. Rost (1928) und von R. Reinisch (1931) lokal festgestellte enge Verknüpfung der eklogiten Gesteine mit Orthogneisen ist – wie die vorliegenden Untersuchungen ergaben – für das gesamte Erzgebirge charakteristisch. Darüber hinaus zeichnet sich eine gewisse Horizontbeständigkeit ab.

So führen die lithofaziell und tektonisch sehr ähnlich aufgebauten Wirbelstein- und Wiesenthal-Antiklinalen (F. Kossmat, 1916; M. Rost, 1928) die in Rede stehenden Gesteine als Einlagerungen vor allem in den Granat-Glimmerfels- bzw. den sog. „Schiefergneis“-Einfaltungen.

Ähnliche Verhältnisse herrschen im Gebiet des Boden-Haßberg-Rotgneiszuges. Hier treten z. B. am Ostrand dieses Rotgneislagers unweit der Staatsgrenze bei Schmalzgrube oder auch im NW bei Mildenau (Brückenmühle) eklogitische Gesteine auf. Diese könnte man – ebenso wie es F. Kossmat (1916) für die im Rotgneis vorhandenen Schollen von Granat-Glimmerfelsen und ähnlichen Typen annimmt – als Reste des ehemaligen Schieferdaches ansehen.

Die gleiche Deutung wäre für die Eklogite bei Schmiedeberg (Osterzgebirge) zutreffend, wo neben Orthogneis-Schollen auch kleinere Linsen von Gesteinen der sog. Glimmerfelsgruppe bekannt geworden sind.

Weiterhin häufen sich eklogitogene Metabasite im Granat-Glimmerfels-Mantel der Saydaer Rotgneiskuppel. Aus dem „Metzdorfer Glimmertrapp“ (Bl. 97), einem präkinetometamorphen Kontaktgestein, in dem Knotenhornfelse mit Granat-Glimmerfelsen in enger Verbindung auftreten (vgl. K. Schmidt, 1959), beschreiben A. Sauer und F. Schalach (1884) ebenfalls ein Eklogitlager.

Die eklogitischen Gesteine sind also aufs engste an die Granat-Glimmerfelse gebunden. Die genetische Deutung dieser „Felse“ und somit ihre stratigraphische Stellung ist z. Z. noch unklar (K. Pietzsch, 1962).

In Anlehnung an C. Gäbert (1907) und K. H. Scheumann (1932) scheint jedoch die Annahme berechtigt, daß die Granat-Glimmerfelse Meta-Kontaktgesteine der Rotgneis-Granite darstellen und der Glimmerschieferformation zugehören (vgl. F. Kossmat, 1916; M. Rost, 1928).

Zur Glimmerschieferformation könnte wohl auch der schlechthin als Schiefergneis bezeichnete Gesteinskomplex bzw. -horizont gestellt werden, in dem

gelegentlich ebenfalls eklogitische Einschaltungen auftreten. Diese „Schiefergneise“ bilden nach K. Pietzsch (1962, S. 633) „gewissermaßen ein geologisches Bindeglied zwischen den Graugneisen und dem Glimmerschiefermantel des erzgebirgischen Gneisgebietes“. Bekanntlich zeichnen sie sich durch große Mannigfaltigkeit in ihrer petrographischen Zusammensetzung aus. „Bald repräsentieren sie nur einen feldspatreichen Glimmerschiefer, bald gewinnen sie durch Zurücktreten des Granats und Vorwalten des Biotits sowie infolge einer mehr körnig-schuppigen Ausbildung Ähnlichkeit mit dem grauen Gneis der oberen Gneisstufe (gn), endlich sind Lagerzüge normaler grauer Gneise mit diesen Gneisglimmerschiefern aufs innigste verknüpft“ (C. Gäbert, 1907, S. 363). Leider stehen die von C. Gäbert angeregten Untersuchungen über die Grenze oder besser Grenzzone zwischen Glimmerschiefer- und Gneisformation und die sog. „Übergänge“ zwischen Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer noch aus.

Einen Schritt zur Klärung dieser Problematik stellt die von V. Zoubek, K. Roth und W. Lorenz (1963) nach stratigraphisch-lithologischen Kriterien vorgenommene Untergliederung der Glimmerschieferformation (einschließlich der „Schiefergneisgruppe“) in die ältere Keilberg- und jüngere Joachimsthaler-Serie und deren verschiedene Schichten dar (vgl. auch M. Maska und V. Zoubek, 1960). Eklogitische Gesteine gehören dabei der älteren Serie an und sind meist mit granatführenden Glimmerschiefern oder zumindest Glimmerschiefer ähnlichen Gesteinstypen verknüpft.

Somit kann man feststellen: Die eklogitogenen Metabasite, d. h. Gesteine der Reihe Eklogit bis diablaster Granat-Amphibolit, als weitestgehend amphibolitisierte Eklogit, treten im Erzgebirge vorwiegend in unmittelbarer Umgebung von Orthogneisen auf. Sie können stratigraphisch den durch die Rotgneismagmatite kontaktmetamorph veränderten, jetzt meist als Granat-Glimmerfelse vorliegenden wahrscheinlich untersten Horizonten der Glimmerschieferformation zugeordnet werden, in denen sie in der Regel als Einlagerungen vorkommen. Davon abweichende Verbandsverhältnisse sind vermutlich tektonisch bedingt (z. B. Vorkommen am Friedhof Wolkenstein, Bl. 128).

Neben den eklogitischen Gesteinstypen finden sich Amphibolite nur in geringem Maße in den untersten Horizonten der „Glimmerschieferformation“ (z. B. im Karbonatgesteinshorizont von Hammerunterwiesenthal und dessen Äquivalenten). Sie zeigen hauptsächlich in den mittleren und hangenden Partien des Glimmerschiefers eine gewisse Verbreitung.

Intensive tektonische Vorgänge haben meist die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse derart verwischt, daß eine sichere Horizontierung der einzelnen Gesteinsglieder oft recht schwierig ist.

In den oberen Zonen des Glimmerschiefers und den daran sich durch allmählichen Übergang anschließenden Phyllit treten Amphibolite auf, die durch ihre Mineralkombination Albit-Zoisit mit  $\pm$  Epidot von Zoisit-Amphiboliten zu Albi-Epidot-Amphiboliten überleiten. Viele Amphiboliteinlagerungen der



Phyllitformation lassen noch Diabas-Gefügerelikte erkennen (H. Gruhl, 1924).

Auf die generelle Häufung der Metabasite im Glimmerschiefergebiet des südwestlichen Erzgebirges sowie auf die genetischen Beziehungen dieser Gesteine zu den oft im gleichen Horizont mit auftretenden kristallinen Kalken bzw. Dolomiten und/oder  $\pm$  vererzten Kalksilikatgesteinslagern („Skarnen“) wies Vf. bereits in einem kleinen Beitrag hin (H. Lange, 1962).

Die Amphibolite im Paragneis (vermutlich vorwiegend der oberen Graugneis- etage zugehörig) unterscheiden sich mineralfaziell kaum von denen der unteren Glimmerschieferformation. Die vielfach nur als kleinere Linsen anzutreffenden Einzelkörper gehen auf die Zerschierung ehemals größerer zusammenhängender Lager zurück. Derartige Zerstückelungen, Abquetschungen usw. sind – bedingt durch die relativen Festigkeitsunterschiede zwischen Einlagerung und Wirtsgestein – im Gneis häufiger zu beobachten (mitunter auch eine stärkere Verschieferung) als in den Glimmerschiefern oder den Phylliten. So wird man also auch Gefügerelikte am ehesten in solchen Amphiboliten finden, die noch im ursprünglichen Gesteinsverband liegen und keinen allzugroßen tektonischen Deformationen ausgesetzt waren.

Metatektisch durchblutete Amphibolite fallen besonders im Osterzgebirge in der Umgebung von Schmiedeberg (Bl. 100, 101) auf. Sie können bei zunehmender diatektischer Homogenisierung in amphibolitogene Anatexite übergehen. Mit solchen Amphibolittypen haben wir im Freiburger Kerngneis zu rechnen.

Die migmatische Beeinflussung der Metabasite im Erzgebirge nimmt im großen gesehen von SW nach NE, d. h. – wenn man, wie A. Watznauer (1962) präziserte, den erzgebirgischen Sattel „mit seinem Ansteigen der varistischen Sattel- bzw. Muldenachsen gegen NE als einen von SW nach NE ausstreichenden stratigraphischen Tunnel betrachtet“ – von stratigraphisch höheren Bereichen gegen die tieferen zu.

Dabei wäre von Fall zu Fall noch zu klären, in welchem Maße die Rotgneismagmatite oder die varistischen Granite (vgl. A. Watznauer, 1954) bzw. die oberkarbonen Porphyrextusionen derartige Stoffmobilisationen bewirkt haben könnten.

## 8. Zur Altersstellung und Eklogitbildung

Nach den derzeitigen Vorstellungen über die Altersverhältnisse im Erzgebirge-kristallin läßt sich wohl der Hauptteil der erzgebirgischen Metabasite auf einen prävaristischen ophiolitischen Magmatismus zurückführen (analog den Verhältnissen im Schwarzbürger Sattel, H. R. v. Gaertner, 1950), der mit der jungalgonkischen Spilitstufe Böhmens parallelisiert werden kann (u. a. K. Pietzsch, 1914; K. H. Scheumann, 1924; M. Rost, 1928; A. Watznauer, 1962). Zumindest gilt dies für die Ausgangsgesteine der Amphibolite im Gneisgebiet und für die Eklogite und Amphibolite der untersten Horizonte der Glimmerschieferformation. Ob sich unter den letztgenannten bereits etwas jüngere basische Intrusionen verbergen, mit denen wir vor allem in den oberen Zonen des Glimmerschiefers rechnen müssen, und die in den darüberlagernden ordovizischen Phylliten zum Gotlandium bzw. Devon (u. a. K. Pietzsch, 1962) gestellt werden, ist zur Zeit nicht zu sagen. Die Umbildung zu Metabasiten mit ihrem heutigen Mineralbestand erfolgte im wesentlichen gleichzeitig mit der durchgreifenden Gefügeprüfung im gesamten Erzgebirgskristallin.

Auffällig ist die enge Bindung der eklogitogenen Gesteine an die Rotgneise, die sich von nachjungalgonkischen aber noch prävaristischen, vermutlich sardischen (z. B. A. Watznauer, 1962) granitoiden Magmatiten ableiten. Daraus geht hervor, daß die Eklogitbildung kein regionaler Vorgang war, zumal auch in etwa gleichem Tiefenniveau – jedoch rotgneisfern – Amphibolite beobachtet werden.

Von den verschiedenen Möglichkeiten der Eklogitentstehung (u. a. H. S. Yoder, 1950; A. P. Subramaniam, 1956; K. Smulikowski, 1960 und 1962) scheinen im Erzgebirge, abgesehen von einer bestimmten chemischen Zusammensetzung des Ausgangsmaterials, entsprechende lokale p-t-Bedingungen die entscheidende Rolle gespielt zu haben. Wie das Gefüge und das Auftreten der Eklogite zusammen mit stark verschieferten Rotgneisen (besonders im Westerzgebirge) und mit bis zu Granuliten deformierten Gesteinstypen (z. B. im mittleren Erzgebirge) offenbaren, muß die Eklogitbildung zur gleichen Zeit und unter gleichen p-t-Verhältnissen erfolgt sein wie die erwähnte Überprägung des Rotgneisgranits. Stärkere Deformationen und eine

relativ kurze Wirksamkeit der entsprechenden faziellen Bedingungen erklärten die Feinkörnigkeit der eklogitogenen Gesteine im Westerzgebirge gegenüber denen im mittleren Gebirgstiel. Wirksame Differentialbewegungen können mechanische Stoffsonderungen verursacht haben, die dann bei der Kristalloblastese zu einer gelegentlich zu beobachtenden lagenweisen Anordnung unter anderem auch der Eklogit-Gemengteile führten.

Für eine gleichzeitige Bildung von Eklogit und Granulit im Zöblitzer Gebiet bzw. der Tendenz dazu sprachen sich bereits L. Mansfeld (1961) und A. Watznauer (1962) aus. Verfasser möchte eine derartige Deutung auf die gesamten im Erzgebirge auftretenden Eklogite erweitert wissen. In diesem Falle erscheint es sinnvoll, dem Vorschlag A. Watznauers (1964) folgend, nicht mehr zwischen Granulit- und Eklogitfazies zu unterscheiden, sondern beide entsprechend der gleichen Lage ihrer  $p$ - $T$ -Felder zusammenzufassen und nur von einer eklogitischen Fazies zu sprechen (vgl. F. Becke, 1921).

Diese besonderen  $p$ - $T$ -Bedingungen waren vermutlich während oder kurz nach der Platznahme der Rotgneisgranite sowohl in den Randteilen der Magmatite selbst (Granulitbildung z. T. als auch in deren unmittelbaren Mantelbereichen (Eklogitisierung der basischen Einschaltungen) gegeben. (Lit. in K. Schmidt, 1958 und K. Pietzsch, 1962).

Zum anderen ist es nicht ausgeschlossen, daß der Zerfall des Omphacits in einen Diopsid-Albit (Oligoklas)-Symplektit (vgl. S. 111), wie er besonders in den eklogitogenen Gesteinen randlich der Saydaer Rotgneiskuppel augenscheinlich wird, auf die Kontaktwirkung der Rotgneis-Magmatite zurückgeht und somit ein Relikt einer ehemaligen Hornfelsfazies darstellt. Eine analoge Symplektitentstehung vermutet zum Beispiel I. Eigenfeld-Mende (1948) in den von ihr untersuchten Eklogiten des Südschwarzwaldes. Obwohl die Untersuchungen darüber noch nicht abgeschlossen sind, liegt auch im Erzgebirge die Möglichkeit einer von den Eklogiten durchlaufenen Hornfelsfazies auf der Hand; und dies um so mehr, da in deren Wirtsgesteinen, den als Metakontaktgesteinen anzusehenden Granatglimmerfelsen (vgl. Abschn. 7), Hornfelsstrukturen beobachtet worden sind (u. a. K. H. Scheumann, 1932). Die Bedingungen der Eklogitfazies müssen demnach von den hauptsächlich thermischen Einwirkungen der langsam erkaltenden größeren Rotgneis-Granitmassen überdauert worden sein, wodurch es dann örtlich mehr oder weniger deutlich zur Ausbildung der Hornfelsfazies kam. Hand in Hand damit bzw. unmittelbar daran anschließend ging die Amphibolitisierung der Eklogite vonstatten, die – entsprechende Temperaturen vorausgesetzt – bei weiterhin abnehmendem Druck vor allem auf den Einfluß des wahrscheinlich bei der Kinetometamorphose mobilisierten Wassers zurückzuführen ist.

Für die Annahme eines größeren zeitlichen Hiatus zwischen Eklogitbildung und anschließender Amphibolitisierung ergibt sich kein zwingender Grund. Die Eklogite scheinen also nur geringfügig jünger zu sein als der Hauptteil der Rotgneisgranite. Der Bildungsbereich der Eklogite und Granulite im Erzgebir-

ge ist im Sockel der varistischen Geosynklinale zu suchen (A. W a t z n a u e r , 1962). Die erzgebirgischen Eklogite stellen „Durchläufer“ dar, das heißt, sie waren nur relativ kurze Zeit den Bedingungen der Eklogitfazies ausgesetzt. Verbreitet ist ihre diaphthorische Tendenz zu Amphiboliten.

## 9. Zusammenfassung

Zahlreiche eklogitische und amphibolitische Gesteine aus dem Gneis- und Glimmerschiefergebiet des Sächsischen Erzgebirges wurden petrographisch und geochemisch in Hinblick auf ihre Genese untersucht.

Zu den eklogitischen Gesteinen gehören neben den nur sehr untergeordnet vorhandenen eigentlichen Eklogiten und Hornblende-Eklogiten auch deren bereits mehr oder weniger amphibolitisierten Äquivalente, wie die Amphiboliteklogite, Eklogitamphibolite und diablatischen Granat-Amphibolite, die weitaus häufiger auftreten. Dabei sind die feinkörnigen bzw. kryptodiablastischen Typen im Westerzgebirge und die mittelkörnigen, symplektitischen Arten im mittleren Teil des Gebirges verbreitet. Die Eklogite und eklogitogenen Metabasite können vorwiegend den untersten Horizonten der Glimmerschiefer-Formation zugeordnet werden. Sie kommen in der Regel in den paragenen Kontaktgesteinen der Rotgneise vor.

Bei den Amphiboliten lassen sich ebenfalls verschiedene Varietäten unterscheiden, so z. B. die Granat-Amphibolite ohne diablatische Gefügerelikte, die gewöhnlichen Amphibolite und die Zoisit-Amphibolite, die teilweise in flaserige Zoisit-Plagioklas-Amphibolite übergehen. All diese Typen müssen, wie vereinzelte gabbroide Mineral- und Strukturelikte beweisen, unmittelbar aus basischem Orthogestein entstanden sein, ohne jemals eine Eklogitfazies durchlaufen zu haben. Während in den Wirtsgesteinen paragene Relikte relativ häufig nachgewiesen wurden, sind eindeutige Strukturen, die für parakrates Ausgangsmaterial sprechen, in den Metabasiteinschaltungen nicht festzustellen.

Die migmatische Beeinflussung der Metabasite nimmt generell von stratigraphisch höheren nach den tieferen, besonders im NE angeschnittenen Bereichen zu.

Sowohl in ihrer chemischen Zusammensetzung als auch in der Veränderungstendenz der Elemente gleichen die untersuchten Gesteine basischen Eruptiva, etwa der Reihe Olivingabbro-Diabas. Die Diaphtorese der Eklogite zu Amphiboliten bzw. die Tendenz dazu ist, chemisch gesehen, als konservativ zu bezeichnen.

Von den geprüften Spurenmetallen eignen sich für die Unterscheidung von Ortho- und Parametabasiten besonders die Elemente Chrom, Nickel und Kobalt, dagegen Titan nur bedingt. Von den hauptgesteinsbildenden Silikatmine-

ralen der Metabasite werden Titan und Kobalt vom Granat bevorzugt aufgenommen, Vanadium besonders vom Omphacit und Chrom, Nickel und Kupfer vorwiegend von der Hornblende oder auch vom Omphacit.

Die Untersuchungen bestätigen, daß der Chemismus durchaus sichere Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial erlaubt. Nachträgliche Änderungen im Stoffbestand (z. B. migmatische Beeinflussungen) erschweren naturgemäß genetische Aussagen bzw. machen sie unmöglich.

Aus der regionalen Verteilung und der Veränderungsrichtung in der chemischen Zusammensetzung der verschiedenen Metabasittypen deuten sich Differentiationsvorgänge im Verlauf der basischen Magmenförderung an. So treten die basischeren Gesteinsvarietäten im Paragneis und den untersten Horizonten der Glimmerschieferformation auf, dagegen sind die CaO-Na<sub>2</sub>O-reicheren Diabasen entsprechenden Typen vorwiegend in den oberen Glimmerschieferhorizonten und schließlich dem darüberlagernden Phyllit zu finden.

Auf Grund von Analogieschlüssen (Schwarzburger Sattel, Spilitstufe Böhmens) führt man den größten Teil der Metabasite, einschließlich der Granat-Ultrabasite, im erzgebirgischen Gneis- und Glimmerschiefergebiet auf einen jungalgonkischen ophiolitischen Magmatismus zurück.

Die Bedingungen der Eklogitfazies waren im varistischen Geosynklinalsockel, und zwar lediglich im Mantelbereich der nachjungalgonkischen (sardischen?) Rotgneis-Granite, gegeben.

## Literatur

- A h r e n s, L. H.: Spectrochemical Analysis. 2. Aufl. London 1961
- A l k e r, A.: Die Diablastik im Eklogit-Amphibolit von Wernersdorf bei Wies-/Steiermark. Joann. Min. Mitt. Blatt (1952), H. 2, S. 110–113
- A l k e r, A. und Mitarbeiter: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. N. Jb. Miner., (1962) Mh. 7/8, S. 163–172
- B a c k l u n d, H.: Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rundsch., 27 (1936) S. 47–61
- B a r t h, T. F. W.: Presentation of Rock Analyses. J. Geol., 63 (1955) S. 348–363
- B a r t h, T. F. W.: Drucke und ihre Auswirkungen (ein Diskussionsbeitrag zu „Faziesprobleme der metamorphen Gesteine“). N. Jb. Miner. Abh., 96 (1961) S. 224–225
- B a u t s c h, H.-J.: Über die p-t-x-Bedingungen der Eklogitfazies. Ber. Geol. Ges. DDR, 6 (1962) S. 33–36
- B a u t s c h, H.-J.: Über den H<sub>2</sub>O-Haushalt in Metabasiten. Ber. Geol. Ges. DDR, Sonderheft 1, (1963) S. 103–114
- B e a r t h, P.: Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 39 (1959) S. 267–286
- B e c k - M a n n a g e t t a, P.: Zur Deutung der Eklogite im Korralpenkristallin (Zentralalpen). Tscherm. Min. Petr. Mitt., Dritte Folge, 7 (1961) H. 4, S. 437–450
- B e c k e, F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 4 (1882) S. 189, 285
- B e c k e, F.: Zur Facies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 35 (1921) S. 215–230
- B e c k e, F.: Stoffwanderungen bei der Metamorphose. Min. Petr. Mitt., 36 (1925) S. 26–41
- B e n e š, K.: Geologicko-petrografické pomery v sirsim okolí Hory sv. Sebastiana v Krušných horách (Geolog.-Petrogr. Untersuchungen im Gebiet von St. Sebastian im Erzgebirge). Sbornik UUG, 23 (1956) S. 59–109
- B e r g t, W.: Sitzungsber. u. Abh. d. naturf. Ges. Isis zu Dresden. (1902) S. 37
- B e r g t, W.: Über Gabbro im sächsischen Erzgebirge. N. Jb. Min. Geol. Paläont., 1 (1913) S. 56–77
- B e r g t, W.: Neue Analysen erzgebirgischer Gabbrogesteine. Centralbl. Miner. Geol. Paläont., (1923) S. 588–593
- B e t e c h t i n, A. G.: Lehrbuch der speziellen Mineralogie. Berlin-München 1957
- C a n n o n, R. T.: Classification of Amphibolites. Geol. Soc. Am. Bull., 74 (1963) H. 8, S. 1087–1088
- D a l m e r, K. Erläuterungen z. Geolog. Spezialkarte des Königreiches Sachsen. Sektion Löbnitz-Zwönitz, Bl. 126, 1. Aufl., Leipzig 1880, (2., 1913)

- Devore, G. W.: The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements. *Jour. Geology*, **63** (1955 a) S. 159–190
- Devore, G. W.: Crystal growth and the distribution of elements. *Jour. Geology*, **63** (1955 b) S. 471–494
- Dietrich, R. V., u. Mehnert, K. R.: Nomenclature of Migmatites and Related Rocks. *Rep. XXI, Intern. Geol. Congr., Suppl. Vol.* (1960) S. 56–67
- Doelter, C.: *Handbuch der Mineralchemie*, **2** (1917)
- v. Drasche, R.: Über die mineralogische Zusammensetzung der Eklogite. *Tscherm. Min. Mitt.*, (1871) H. 1, S. 85–91
- Dudikina, A. C.: Parageneticeskie asociacii elementow primesej w granatch raznolicnowo genezisa. *Akad. Nauk. SSSR, Trudy inst. geol., rudnich mestor., petr., min., geochim.*, **28** (1959) S. 90–100
- Düll, E.: Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. *Geognost. Jahresh.* 1901
- Eigenfeld-Mende, J.: Metamorphe Umwandlungserscheinungen an Metabasiten des Südschwarzwaldes. *Mitt. Bad. Geolog. LA, Neue Folge*, (1948) H. 1
- Engel, A. E. J.; Engel, C. E.: Origin and evolution of hornbleideandesine amphibolites and kindred facies. *Bull. geol. Soc. Amer.*, **62** (1951) S. 1435–1436 (Zusammenfassung)
- Engel, A. E. J.: Apropos the Grenville (in: *The Grenville Problem*) *Spec. Pub. roy. Soc. Can.*, (1956) H. 1, S. 74–96
- Eskola, P.: On the eclogites of Norway. *Vidensk. skrifter. I., Math. nat. Kl.*, (1921) Nr. 8, S. 1–118
- Fiedler, A.: Über Verflößungserscheinungen von Amphiboliten mit diatektischen Lösungen im östlichen Erzgebirge. *Min. Petr. Mitt.*, **47** (1936) S. 470–516
- Forster, R.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiet nördlich Locarno. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **27** (1947) S. 249–471
- Franchi, S.: Über Feldspaturalisation der Natron-Tonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Geb. von Biella (Graische Alpen). *N. J. f. M. G. P.* (1902)
- Freiesleben, J. C.: *Magazin für die Oryktographie von Sachsen.* Freiberg 1. H. 1828 und 5. H. 1831
- Fyfe, W. S., Turner, F. J., Verhoogen, J.: Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Am., Mem.* **73** (1959)
- Gäbert, C.: Erläut. geolog. Spezialkarte des Königr. Sachsen. Section Johanngeorgenstadt, Bl. 146, 2. Aufl., Leipzig 1901
- Gäbert, C.: Erläuterungen zu Bl. 139, Annaberg, 2. Aufl., 1904
- Gäbert, C.: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. *Z. dtsh. Geol. Ges.* **59** (1907) S. 308–376
- v. Gärtner, H.-R. Probleme des Saxothuringikums. *Geol. Jb.* **65** (1950) S. 409–450
- Geinitz, E.: Über einige Grünschiefer des sächsischen Erzgebirges. *Tscherm. Min. Mitt.*, (1876) H. 4, S. 201
- Goguel, J.: A propos de la composition des amphibolites. *Bull. Soc. Géol. France.* 6 Ser., *Compt. Rend. som séances*, **4** (1954) N. 1–2, S. 71–75
- Goldschmidt, V. M.: *Geochemische Leitelemente.* *Naturw.* **20** (1932)
- Gruhl, H.: Die Löbnitz-Zwönitzer Zwischenmulde. *Diss. (unveröffentl.)*, Leipzig 1924
- Hahn-Weinheimer, P.: Geochemische Untersuchungen an den ultrabasischen und basischen Gesteinen der Münchberger Gneismasse (Fichtelgebirge). *N. Jb. Miner. Abh.* **92** (1959) H. 3, S. 203–278



- Hauy, P.: *Traité de minéralogie* T. II, Paris 1822
- Heier, K. S.: Petrology and geochemistry of high grade metamorphic and igneous rocks on Langoy, Northern Norway. *Norg. Geol. Unders.*, (1960) S. 207
- Heier, K. S.: The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 42 (1962) S. 157–165
- Hejtmán, B.: Několik poznámek ke klasifikaci a nomenklatuře metamorfovaných hornin (Einige Bemerkungen zur Klassifikation und Nomenklatur metamorpher Gesteine). *Geol. práce, zoš.* 62 (1962) S. 59–72
- Hejtmán, B.: *Petrografie metamorfovaných hornin*. Praha 1962
- Hezner, L.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztals. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 22 (1903) S. 437–471, S. 505–580
- Holland, T. H.: Ursprung und Entwicklung von Granaten. *Records Geol. Surv. India*, 29 (1896) S. 20 (davon Referat in *Z. Krist.* 30 (1899) S. 90
- Jacob, J.: *Chemische Analysen der Gesteine und silikatischen Mineralien*, Basel 1952
- Jokély, J.: I. Das Erzgebirge zwischen Joachimstal und Niklasberg; II. Die geologische Beschaffenheit des Erzgebirges im Saazer Kreis in Böhmen. *Jb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt* 1857
- Kieslinger, A.: Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. Abh. I*, 136 (1927)
- Knop, A.: Programm der Kgl. Gewerbeschule Chemnitz, 1856 (in *Erläut. Geol. Spezialkarte Bl. 114, 2. Aufl.*, Leipzig 1914)
- Koch, W.: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. *Min. Petr. Mitt.* 51 (1939) S. 1–101
- Kossmat, F.: Über die Tektonik des Gneisgebietes im westlichen Erzgebirge. *Centralbl. Min. usw.* (1916) S. 135–144, 158–165
- Kümel, Fr.: Über basische Tiefengesteine der Zentralalpen und ihre Metamorphose. *Min. Petr. Mitt.* 49 (1937) S. 415–441
- Kunitz, W.: Die Rolle des Titans und Zirkons in den gesteinsbildenden Silikaten. *N. Jb. Miner., A* 70 (1936) S. 385
- Lacroix, A.: Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives non feldspatiques qui les accompagnent. *C. R. Akad. Sci.*, 165 (1917)
- Lange, H.: Genetische Probleme der Skarnlagerstätten im Erzgebirge. *Bergakademie*, 14 (1962) S. 65–68
- Lange, H.: Zur petrographischen Gliederung amphibolitischer und eklogitischer Gesteine. *Bergakademie*, 15 (1963) H. 2, S. 92–96
- Lange, H.: Die chemische Zusammensetzung von Granaten aus Metabasiten des Erzgebirges. *Geologie* (1964) H. 3, 325–352
- Lange, H., u. Wiedemann, F.: Zur Gewinnung reiner Mineralfraktionen aus Gesteinen und den dabei möglichen Aussagen über die quantitative Zusammensetzung einzelner Gesteinstypen. *Bergakademie*, 14 (1962) H. 6/7, S. 431–439, 511–518
- Lapadu-Hargues, P.: Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *Bull. Soc. Geol. France, Paris, Ser. 6, t. 3, fasc. 1–3*, S. 153–173, 1953
- Lapadu-Hargues, P.: *Compt. rend. somm. Soc. Géol. France*, S. 132, 1958
- Laube, G. G.: *Geologie des böhmischen Erzgebirges*. *Archiv d. Naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen* 3 (1876) H. 3, und 4 (1887) H. 4 (Geolog. Abt.)

- Leake, B. E.: Origin of amphibolites from Northwest Adirondacks, New York. Geol. Soc. Amer. Bull., **74** (1963) H. 9, S. 1193–1202
- Lehmann, J.: Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge, Erzgebirge, Fichtelgebirge und bayrisch-böhmische Grenzgebirge. Bonn 1884; bzw. Referat in: N. Jb. Min. Geol. Paläont. **2** (1884) S. 49–53
- Leinz, V.: Die Amphibolite des südl. Odenwaldes. Min. Petr. Mitt. **42** (1932) S. 81–135
- Lepsius, R.: Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. 1. Teil 1910
- Lohmann, P.: Neue Beiträge zur Kenntnis des Eklogits vom mikroskopisch-mineralogischen und archäologischen Standpunkt. N. Jb. (1884) I. Bd., S. 83–115
- Machatschki, K.; Walitzi, E. M.: Hornblenden aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Dritte Folge, **8** (1961) H. 1, S. 141–151
- Mansfeld, L.: Petrographische Untersuchungen an Granulitgneisen des Erzgebirges. — Unveröffentl. Dipl.-Arbeit, Geol. Inst. d. BA Freiberg, 1961
- Maška, M.; Zoubek, V.: The Krušné Hory — Thüringen Region in: Tectonic Development of Czechoslovakia, Praha, 1960
- Matthes, S.; Krämer, H.: Die Amphibolite und Hornblendegneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre petrogenetische Stellung. N. Jb. Miner., Abh. **88** (1955) H. 2, S. 225–272
- Matthes, S.: Zerfalls- und Umwandlungsvorgänge an Pyralspitgranaten. N. Jb. Miner., Abh. **96** (1961) S. 184–206
- Matthes, S.: Zur Rolle des Wassergehaltes bei metamorphen Reaktionen. N. Jb. Miner., Abh. **96** (1961) S. 209–211
- Mehnert, K. R.: Die Meta-Konglomerate des Wiesenthaler Gneiszuges im Sächs. Erzgebirge. M. P. M., **50** (1939) H. 1, S. 194–272
- Mehnert, K. R.: Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tieferen Grundgebirge (ohne Zufuhr), Geolog. Rdsch. **42** (1953) S. 4–11
- Mehnert, K. R.: Das Problem des Alkalihaushaltes im Orogen. Geol. Rdsch. **50** (1960) S. 124–131
- Mehnert, K. R.: Neue Ergebnisse zur Geochemie der Metamorphose. Geolog. Rdsch., **51** (1961) S. 384–394
- Mehnert, K. R.: Bemerkungen zur Mineralfazies-Diskussion. N. Jb. Miner. Abh. **96** (1961a) S. 212
- Mehnert, K. R.: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald III. N. Jb. Miner., Abh. **98** (1962) H. 2, S. 208–249
- Mehnert, K. R.: Zur Systematik der Migmatite. Krystalinikum (1962) S. 95–110 Prag
- Miyashiro, A.: Progressive metamorphism of the calciumrich rocks of the Gōsaiyo-Takanuki District, Abukuma Plateau, Japan. Japan. Jour. Geol. Geogr. **23** (1953) S. 81–107
- Moxham, R. L.: Minor element distribution in some metamorphic pyroxens. Can. Mineral. **7** (1961) S. 522–545
- Mrha, J.: IV. Beiträge zur Kenntnis des Kelyphit. Tscherm. Min. Petr. Mitt., **19** (1900) S. 111–141
- Müller, H.: Geognostische Skizze der Greifendorfer Serpentin-Partie. Jb. f. Min., (1846) S. 262

- Naumann, C. F.: Erläuterung zur geognostischen Karte von Sachsen. Geognost. Beschreibg. d. Königreichs Sachsen **1** (1845) H. 2, S. 100–102
- Nickel, E.: Die Verteilung von Haupt- und Nebenelementen bei einigen zusammen vorkommenden Fe-Mg-Silikaten. Am. Min. **39** (1954) S. 486–493
- Niggli, P.: Gesteine und Minerallagerstätten. Basel 1948
- Nockolds, S. R., u. Allen, R.: The geochemistry of some igneous rock Series – III. Geochim. et Cosmochim. Acta, **9** (1956) S. 34–77
- v. Philipsborn, H.: Beziehungen zwischen Lichtbrechung, Dichte und chemischer Zusammensetzung der Granatgruppe. Sächs. Akad. Wiss. Math.-phys. Kl. **40** (1928) H. 3
- Pietzsch, K.: Amphibolitisierte Diabase von Sektion Löbnitz-Zwönitz in: Erläut. z. geol. Spez.-Karte, Bl. Nr. 126, S. 32–37, II. Aufl., Leipzig 1913
- Pietzsch, K.: Über das geolog. Alter der dichten Gneise des sächs. Erzgebirges. Centr. Bl. Min. Geol. Paläont. N. 7 (1914) S. 202–211 und N. 8, S. 225–241 (235/236)
- Pietzsch, K.: Erläuterungen zu Bl. 102, Berggießhübel. Leipzig 1919 (1915)
- Pietzsch, K.: Die Gneise des Sächs. Erzgebirges. Geologie, **3** (1954), S. 391–412
- Pietzsch, K.: Die geolog. Literatur über den Freistaat Sachsen aus der Zeit 1870–1920. Geolog. Landesuntersuchung Sachsen, Leipzig 1922
- Pietzsch, K.: Die geolog. Literatur über Sachsen 1921–1950. Geologie, Beih., (1953) (5/6)
- Pietzsch, K.: Geologie von Sachsen. Berlin 1962
- Rankama, K.: Isotope Geology, London, 1954, 1963
- Rankama, K., u. Sahama, Th. G.: Geochemistry. Univ. Chicago Press 1955
- Reinisch, R.: Erläuterungen zu Blatt 99 (Lichtenberg–Mulda), 2. Aufl., 1927
- Reinisch, R.: Erläuterungen zur geolog. Spez.-Karte Bl. Zöblitz, Nr. 129 **2** (1929)
- Reinisch, R.: Erläuterungen zu Blatt 116 (Lengefeld), 2. Auflage, 1931
- Ringwood, A. E.: The principles governing the trace element distribution during magmatic crystallisation. Geochim. cosmochim. Acta, **7** (1955) S. 189–202 und 242–254
- Rösler, H. J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. Freib. Forsch.-H. C 92, Berlin 1960
- Rosenbusch, H.: Mikroskop. Physiographie der petrograph. wichtigsten Mineralien. **2** (1905) S. 24–27
- Rost, F.: Zur Stellung der Granat-ultrabasite des Sächsischen Grundgebirges. Freib. Forsch.-H. C 119, S. 119–134, 1961
- Rost, F.: Ultrabasite der Kruste und ihr Mineralbestand. N. Jb. Miner. Mh. (1963) 9/10, S. 263–272
- Rost, M.: Geologie des kristallinen Grundgebirges am Erzgebirgsrand zwischen Keilberg und Klösterle. Abh. sächs. Geol. LA, **7** (1928) S. 1–112
- Rühlicke, D.: Zur flammenphotometrischen Bestimmung von Natrium und Kalium in Silikaten. Akten des Inst. f. Mineralogie und Lagerstättenlehre d. Bergakademie Freiberg (unveröffentlicht), 1962
- Sahlstein, Th. G.: Petrographie der Eklogiteinschlüsse in den Gneisen des südwestlichen Liverpool-Landes in Ost-Grönland. Medd. om Gronland, Komm. f. Vidensk. undersog. i Gronland, **95** (1935) H. 5, S. 1–43
- Sattran, V.: K petrogenesi některých krušnohorských amfibolitů a eklogit-amfibolitů (Zur Petrogenese einiger Amphibolite und Eklogit-Amphibolite im Erzgebirge). Sbornik UUG, **24** (1957) S. 129–154.

- Sauer, A., u. Beck, R.: Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte, Bl. 81 (Tharandt). 1. Aufl. 1891
- Sauer, A.: Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Bs. 148 (Kupferberg), Leipzig 1882
- Sauer, A., u. Schalch, F.: Über die Verbreitung des Eklogits im südwestl. Teil des Erzgebirges. N. Jb. Miner. Geol. Paläont., 2 (1884) S. 27–32
- Sawaritzkij, A. N.: Einführung in die Petrochemie der Eruptivgesteine. Berlin 1954
- Scheumann, K. H.: Prävaristische Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen Kristallinen Schiefer; I. Die magmatisch orogenetische Stellung der Frankenberg Gneisgesteine. Abh. math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., 39 (1924) H. 1, S. 1–61
- Scheumann, K. H.: Über die petrogenetische Ableitung der roten Erzgebirgs-gneise. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 42 (1932) S. 413–454
- Scheumann, K. H.: Boudinagen und Mikroboudinagen im metagabbrischen Plagioklas-Amphibolit von Roßwein. Abh. Sächs. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl. 45 (1956) H. 1, S. 1–18
- Scheumann, K. H., Huckenholz, G.: Die Cordieritgneise und Granatgneise des sächsischen Granulitgebirges. N. Jb. Miner. Abh. 96 (1961) H. 2 u. 3, S. 131–161 und 149–150
- Schmidt, K.: Zum Altersverhältnis der Rot- und Graugneisgruppe des Erzgebirgischen Gneiskerns. Geologie 7 (1958) S. 586–596
- Schmidt, K.: Zur tektonischen Analyse des sächsischen Erzgebirges. Abh. d. DAW, Berlin 1959, Kl. Chemie, Geol., Biol., Nr. 2, Abh. z. Geotektonik Nr. 18, Jg. 1958
- Schrauf, A.: XXIII. Beiträge zur Kenntnis des Associationskreises der Magnesiumsilikate. Z. Krist. 6 (1882) S. 321–388
- Schreiter, R., und Oelsner, O.: Über einen Pentlandit reichen Diallagamphibolit aus dem Krautgrundbach an der Geiersburg (3 km südöstl. vom Mückentürmchen) Centralbl. Min. etc. Abt. A/1 (1929) S. 18–24
- Schumann, H.: Zur Bestimmung des Brechungsquotienten von nichtopaken Mineralsubstanzen mit Hilfe des Polarisationswinkels. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, 8 (1960) S. 167–172
- Sederholm, J.: On synantetic minerals and related phenomena. Bull. Comm. Géol. Finlande, Nr. 48 (1916) S. 46
- Smulikowski, K.: Petrographical notes on some eclogites of the East Sudetes. Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. sci. geol. geogr. 8 (1960) S. 11–19
- Smulikowski, K.: Comments on eclogite facies in regional metamorphism. Rep. of. Int. Geol. Congr. XXI. Sess. Teil XIII (1960) S. 372–382
- Smulikowski, K.: Les éclogites et leur genèse au cours du métamorphisme régional. Acad. Polon. Sc., (centre scient. Paris), Warszawa, confér. fasc. 30 (1962) S. 1–27 (vorgelegt in d. Konf. am 26. 10. 1961)
- Sobolev, S. V.: Paragenetičeskije tipy granatov ultra-osnovnych porod i eklogitov (Paragenetische Typen von Granaten aus ultrabasischen Gesteinen und Eklogiten). Doklady Akad. Nauk SSR, T. 143 (1962) H. 5, S. 1190–1193
- Stammburger, F.: Über Ungenauigkeiten und erlaubte Fehlergrenzen bei Vorratsberechnungen. Z. angew. Geologie, 2, S. 180–189, Berlin 1956
- Starke, R., Rühlicke, D.: Eine Methode zur flammenphotometrischen und röntgenographischen Bestimmung von Strontium und Kalzium im Baryt. Bergakademie, 7/8 (1961) S. 505–511

- Stevens, R. E., und Mitarb.: Second report on a cooperative investigation of the composition of two silicate rocks. US Geol. Surv. Bull., Nr. 1113 (1960) S. 1-126, Washington
- Strunz, H.: Mineralogische Tabellen (3. Aufl.), Leipzig 1957
- Sturt, B. A.: The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of metamorphism. *J. Petr.* 3 (1962) S. 181-191
- Subramaniam, A. P.: Mineralogy and petrology of the Sittampundi complexe, Salem District, Madras State, India. *Bull. Geol. Soc. America*, 67 (1956), S. 317-390
- Thompson, J. B.: Role of aluminium in rock-forming minerals. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 58 (1947) S. 1232
- Thompson, J. B.: The thermodynamic basis for the mineral facies concept. *Amer. Jour. Sci.* 253 (1955) S. 65-103
- Tilley, C.: The paragenesis of Kyanite-amphibolites. *Min. Mag.* 24 (1937) S. 555-568
- Tilley, C.: The paragenesis of Kyanite-eclogites. *Min. Mag.* 24 (1937) S. 422-432
- Tröger, E.: Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. *N. Jb. Miner., Abh.* 93 (1959) H. 1, S. 1-44.
- Turekian, K. K.: The chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogites *Geochim. Acta* 27 (1936) S. 835-846
- Turekian, K. K., Carr, M. H.: The Geochemistries of Chromium, Cobalt and Nickel. Rep. XXI. Sess. Norden, I. P. (Geochem. cycl.), (1960) S. 14-26
- Turekian, K. K., Wedepohl, K. H.: Distribution of the Elements in some major units of the Earth's Crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 72 (1961) S. 175-192.
- Turekian, K. K., und Phinney, W. C.: The distribution of Ni, Co, Cr, Cu, Ba and Sr between biotit-garnet pairs in a metamorphic sequence. *Amer. Min.* 47 (1962) S. 1434-1441
- Voll, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. *Beih. z. Geol. Jb.*, 42 (1960)
- Walker, K. R., Joplin, G. A., Lovering, J. F., Green, R.: Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of North-Western Queensland. *Jour. Geol. Soc. Australia*, 6 (1960) S. 149-178
- Warren, B. E., u. Biscoe, J.: The crystal structure of the monoclinic pyroxenes. *Z. Krist.* 80 (1931) S. 391
- Watznauer, A.: Die erzgebirgischen Granitintrusionen. *Geologie* 3 (1954) S. 688-706
- Watznauer, A.: Saxothuringikum-Lugikum, ein regional-tektonischer Vergleich. *Freib. Forsch.-H. C* 17, S. 30-53, Berlin, 1955
- Watznauer, A.: Gneise und Granulite des sächsischen Erzgebirges. *Ber. dtsh. Geol. Ges.*, 7 (Berlin) H. 4, S. 552-556
- Watznauer, A.: Der Begriff der petrographischen Facies. *Ber. Geol. Ges. DDR*, 9 (1964) 1, S. 109-122
- Wickmann, F. E.: Some aspects of the geochemistry of igneous rocks and of differentiation by crystallization. *Geol. Foer. Stockholm Foerh.* 65 (1943) S. 371-396

- De Widt, J.: Einige Betrachtungen zur Geochemie des Chroms (in H. Lange: Symposium der Geochemie vom 22. bis 28. Juli 1957 in Paris) Bergakademie, 9 (1957) S. 636
- Wiedemann, F.: Zum Stoffhaushalt kristalliner Schiefer im Erzgebirge. (unveröffentl. Dissertat., Bergakademie Freiberg)
- Wieseneder, H.: Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. Min. petr. Mitt. 46 (1935) S. 174–209
- Wieseneder, H.: Eklogite und „Eklogitschale“ der Erde. Zbl. Min. Geol. Paläont., Abt. A (1937) S. 149–152
- Wilcox, R. E., u. Poldervaart, A.: Metadolerite Dike Swarm in Bakersville-Roan Mountain Area, North Carolina. Bull. Geol. Soc. Amer. 69 (1958) S. 1323–1368
- Wolff, T. von: Methodisches zur quantitativen Gesteins- und Mineraluntersuchung mit Hilfe der Phasenanalyse (ausgeführt am Beispiel der mafischen Komponenten des Eklogits von Silberbach). Min. Petr. Mitt., 54 (1942) S. 1–120
- Wright, E.: The composition and occurrence of garnets. Amer. Mineral. 23 (1938) S. 436–449
- Yoder, H. S., JR.: The Jadeite problem. Amer. J. Science (1950) S. 225–248 und 312–334
- Yoder, H. S., JR.: The MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system and the related metamorphic facies. Am. Jour. Sci., Bowen Vol., (1952) S. 569–627
- Yoder, H. S., JR.: Role of water in metamorphism. Geol. Soc. Am., Spes. Paper 62, (1955) S. 505–524.
- Zartner, W. R.: Beitrag zur Kenntnis der Amphibolgesteine und Eklogite im Erzgebirge. Lotos, 70 (1922) S. 191–220
- Zartner, W. R.: Weiterer Beitrag und Überblick über die Amphibolgesteine und Eklogite im böhmischen Erzgebirge. Lotos, 75 (1927) S. 13–29
- Zoubek, V., Hoth, K., Lorenz, W.: Geologische Karte der ČSSR im Maßstab 1 : 200 000, Bl. M-33-XIII, Karlovy-Vary–Plauen; ÚÚG Prag und StGK Berlin, 1963

# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

## C 162 Lagerstättenlehre

Vorträge des XIV. Berg- und Hüttenmännischen Tages  
vom 13. bis 16. Juni 1962 in Freiberg

71 Seiten mit 19 Bildern und 3 Tabellen · Format 16,7×24 cm  
Kartonierte 17,25 MDN

SAUKOV/OZEROVA: Das Aufsuchen verborgener Sulfidvorkommen mittels primärer Aureolen der Quecksilberstreuung — EKIERT: Die Methoden der Prospektion auf Blei-Zink-Erzlagerstätten in Gorny Slask (Volksrepublik Polen) — PANTO: Die Cu-As-Vererzung von Reesk (Ungarische Volksrepublik) — MORVAI: Die Gesetzmäßigkeiten in der räumlichen Verteilung der ungarischen Buntmetallerzvorkommen und die Methoden ihrer Erkundung — RÖSLER: Die jüngste Entwicklung und der Stand der geochemischen Prospektionsarbeiten auf Buntmetalle.

## C 163 Lagerstättenlehre

Vorträge des XIV. Berg- und Hüttenmännischen Tages  
vom 13. bis 16. Juni 1962 in Freiberg

124 Seiten mit 68 Bildern und 2 Tabellen · Format 16,7×24 cm  
Kartonierte 28,50 MDN

POPOV/DOKOV: Die geologischen Besonderheiten der Blei-Zink-Lagerstätten im Gebiet von Madan (Volksrepublik Bulgarien) — BAUMANN: Neue tektonische und paragenetische Erkundungsergebnisse im Freiburger Lagerstättenbezirk — GOTTE: Das Blei-Zink-Vorkommen von Hermsdorf im Erzgebirge — VANDENBERGHE: Theoretische Bemerkungen und praktische Beobachtungen an Karstwässern — REICHENBACH: Probleme bei der Kalisalzerkundungen auf der Scholle von Calvörde — AUBERT/LOUGNON: Ein konkretes Beispiel für das Aufsuchen und die Entdeckung einer verdeckten schichtenförmigen Vererzung (Villevagnan) — SKACEL: Epigenetische Buntmetall-Imprägnationslagerstätten im Devon der Ostsudeten — POP: Geologische Forschungen im Becken von Petrosani.

# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

## C 137 Geologie

WERNER STRIEGLER

### **Die Stabilitätsgrundlagen des Hydratons**

178 Seiten mit 64 Bildern und 26 Tabellen · Format 16,7×24 cm  
Kartoniert 40,50 MDN

In der Arbeit werden die Stabilitätsgrundlagen des Hydratons in Abhängigkeit von den Ausgangsstoffen eindeutig ermittelt. Damit wurde die wissenschaftliche Grundlage für die praktische Anwendung von Hydraton als Dichtungsmaterial für die verschiedenartigen wasserbaulichen Objekte als Böschungs- und Kerndichtung an Erdstaudämmen sowie als Dichtung an Kanälen, Flußläufen und Becken geschaffen.

## C 142 Mineralogie

KLAUS STEINIKE

### **Quantitativ-mineralogische Untersuchungen an den Eisenerzen vom Typus Lahn-Dill aus Pörmitz bei Schleiz (Ostthüringen)**

123 Seiten mit 35 Bildern, 30 Tabellen und 13 Anlagen  
Format 16,7×24 cm · Kartoniert 24,80 MDN

Die Arbeit stellt einen weiteren Beitrag zu den Forschungen auf dem Gebiet der Eisenerzlagerstätten vom Lahn-Dill-Typ dar. Der Autor legt die Ergebnisse seiner Untersuchungen vor, die den Nachweis bringen, daß die Pörmitzer Lagerstätte neben dem sekundären und nach Hämatit pseudomorphen Magnetit auch primäre Magnetite aufweist. Deren Verwachsungen mit Ilmenit, Hämatit und Spinell werden beschrieben. 34 Schliffbilder und 19 Röntgendiagramme bereichern die Arbeit und erleichtern die Vergleichsmöglichkeiten.



# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

## C 145 Mineralogie

KARL-HEINZ ELERT

**Mineralogische und geochemische Untersuchungen  
der drei Faziesbezirke des Staßfurt-Kalilagers auf der Grube  
Neusollstedt des Kaliwerkes „Karl Marx“**

92 Seiten mit 43 Bildern und 44 Tabellen · Format 16,7×24 cm  
Kartoniert 16,10 MDN

Das Staßfurt-Kalilager auf der Schachanlage Neusollstedt wurde unter spezieller Berücksichtigung seiner Ausbildungsdifferenzierung in Carnalilit, Hartsalz und Verstaubung mineralogisch und geochemisch untersucht. Nach der Beschreibung der wesentlichsten Grubenaufschlüsse werden die mikroskopischen Erscheinungen — Mineralgehalte und -verwachsungen — abgehandelt. Wie  $\beta$ -Strahlung und die Gehalte an Br, Fe, K, Na, Mg sowie der Spurenmetalle Pb, Cu, Zn, Cd, Al und Mn werden in ihrem Zusammenhang mit der Flözausbildung erörtert. Aus allen Untersuchungsergebnissen geht hervor, daß die genannte Flözdifferenzierung auf sekundäre Umbildungsprozesse zurückzuführen ist.

# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

## C 135 Geophysik

LOTHAR HIERSEMANN

**Fortlaufende Aufzeichnung von Bodenbewegungen  
durch ein Strainseismometer**

82 Seiten mit 35 Bildern und 8 Tabellen · Format 16,7×24 cm  
Kartoniert 10,— MDN

Der erstmalige Bau eines Strainseismometers in Deutschland und Europa eröffnet neue Perspektiven für das Studium der rezenten Erdkrustenbewegungen. Neben der Erweiterung der Angaben über die innere Struktur der Erde verspricht das Instrument auch neue Erkenntnisse über die Ursachen sowie den Mechanismus von Gebirgsschlägen und Erdbeben und birgt somit in sich die Möglichkeit der Prognose und damit der Verhütung von Katastrophen. Theorie, Konstruktion und Bau des Freiburger Strainseismometers werden eingehend dargestellt, und es werden die ersten, stark von meteorologischen Störeinflüssen überlagerten Meßergebnisse der Proberegistrierungen an der Erdoberfläche unterbreitet. Die harmonische Analyse einer Monatsregistrierung gestattete mit der halbtägigen Hauptmond tide  $M_2$  erstmalig in Europa die direkte Bestimmung der Shidaschen Zahl 1, die das Verhältnis der horizontalen Verrückung der elastisch nachgebenden Erde zur theoretischen Gleichgewichtsflut angibt.

# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

## C 160 Geophysik

HEINZ MILITZER

**Entwicklung und Erprobung eines amplituden- und frequenzvariablen Bodenvibrators für nahseismische Untersuchungen**

90 Seiten mit 63 Bildern und 2 Tabellen · Format 16,7×24 cm  
Kartoniert 17,30 MDN

Die Arbeit stellt den Abschluß einer jahrelangen Entwicklung am Institut für Angewandte Geophysik dar. Für ingenieur-seismische Arbeiten wurde mit der Entwicklung eines elektro-dynamischen Vibrators apparativ und methodisch ein völlig neuer Weg in der Baugrund- und Baustoffuntersuchung beschritten. Der Vibrator arbeitet im Frequenzbereich von 20...500 Hz wahlweise permanent-periodisch und impulsförmig. Anregungsfrequenzen und Amplituden sind kontinuierlich regelbar und können durch ein eingebautes Ba-Ti-System kontrolliert werden. Die Aufnahme der erzwungenen Bodenbewegung erfolgt durch ein Drei-Komponenten-Geophon mit Ba-Ti-Dickenschwingern und eingebautem Röhrenverstärker. Theoretische Schlußfolgerungen bezüglich der Abstrahlcharakteristik von Vibratoren konnten durch Modellversuche eingehend begründet werden, die zugleich das gesamte Verfahren illustrieren.

Im gleichen Verlag erscheint:

## Taschenbuch für den Bergmann

Herausgegeben von der Kammer der Technik, Fachverband Bergbau

Band I Technisches Grundwissen für den Bergmann  
432 Seiten mit 245 Bildern und 84 Tabellen  
Format 12×19 cm · Kunstleder 16,— MDN

Band II Allgemeines bergmännisches Fachwissen  
341 Seiten mit 99 Bildern und 23 Tabellen  
Format 12×19 cm · Kunstleder 12,— MDN

Band III Tiefbau  
498 Seiten mit 229 Bildern und 105 Tabellen  
Format 12×19 cm · Kunstleder 18,— MDN

Band IV Tagebau  
811 Seiten mit 406 Bildern und 120 Tabellen  
Format 12×19 cm · Kunstleder 34,— MDN

Mit dem Taschenbuch für den Bergmann soll dem Praktiker des Bergbaus ein umfassendes Nachschlagewerk in die Hand gegeben werden.

Band I behandelt das technische und das naturwissenschaftliche Grundwissen für alle Bergbauzweige und schafft die Grundlagen für das Verständnis der folgenden speziellen Bände.

Band II befaßt sich u. a. mit Geologie, Mineralogie, Bergbaubetriebs-Ökonomie, Arbeitsschutz und Grubensicherheit, Markscheidekunde, Verschleißwirtschaft im Bergbau, Standardisierung und den wichtigsten bergbaulichen Gesetzen.

Band III bringt die wichtigsten technologischen und ökonomischen Prozesse des bergmännischen Tiefbaus. Lagerstätten, Schachtanlagen, Gewinnungsarbeiten, Grubenförderung, Arbeitsschutz, Grubenbewetterung, Wasserhaltung und Laugenwirtschaft werden besonders ausführlich geschildert.

Band IV behandelt die wichtigsten Fragen des Braunkohlenbergbaus wie Geologie, Technologie und Ökonomie dieses Industriezweiges. Insbesondere vermittelt dieses Buch eine Vielzahl von Tabellenwerten, Formeln und Kenngrößen, die dem Praktiker bei der täglichen Arbeit große Unterstützung geben.

*Bestellungen nimmt jede Buchhandlung, das Buchhaus Leipzig,  
701 Leipzig 1, Postfach 140, oder der Verlag entgegen*

VEB DEUTSCHER VERLAG FÜR GRUNDSTOFFINDUSTRIE · LEIPZIG