

# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

C179 Mineralogie - Lagerstättenlehre

1964

FFH  
C 179  
b



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK  
FREIBERG

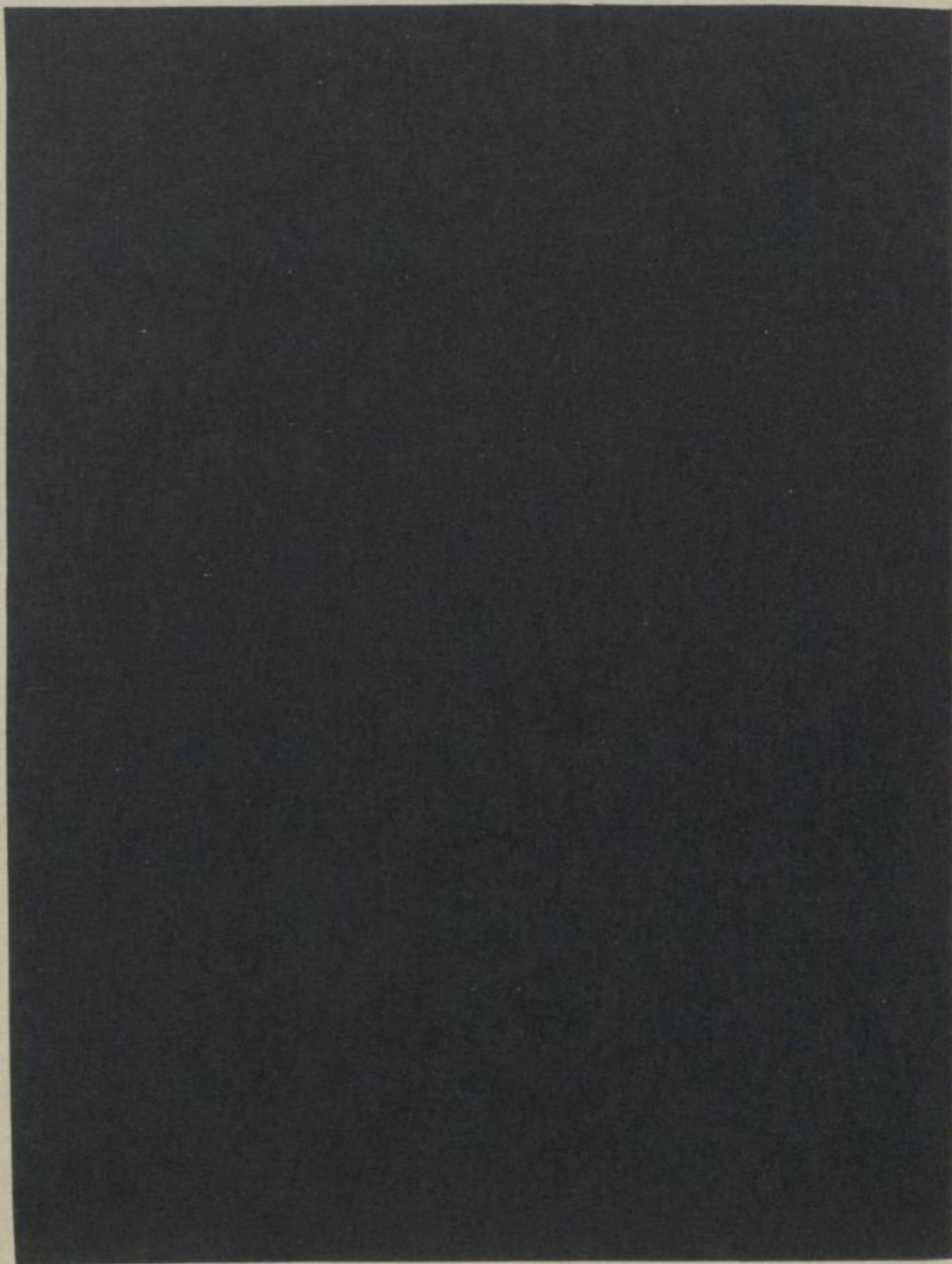




TU BERGAKADEMIE FREIBERG



XVI 1142 . C179B 3 b





# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 179

MINERALOGIE

## Beiträge zur Petrologie des Meißener Massivs

Von

LUDWIG PFEIFFER



VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie · Leipzig

Freib. Forsch.-H.	C 179	S. 1—222	120 Bilder	32 Tabellen	Leipzig, November 1964
-------------------	-------	----------	------------	-------------	------------------------

36

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

Referent: Prof. Dr. rer. nat. habil. *Hans Jürgen Rösler*

Korreferent: Prof. Dr. rer. nat. *Adolf Watznauer*

Mitteilung Nr. 172 aus dem Institut für Mineralogie und  
Lagerstättenlehre der Bergakademie Freiberg

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



XII 1142 b

FFH C 179 &

FBF

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

Eingang des Manuskriptes: 22. 1. 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, Leipzig W 31, Karl-Heine-Straße 27  
(Fernruf 44441). – Die Freiberger Forschungshefte erscheinen in zwangloser Folge in den Rei-  
hen A, B, C und D. Ausführliches Verzeichnis aller lieferbaren Hefte von der Bergakademie  
Freiberg und vom VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. – Vertrieb: In der Deut-  
schen 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, Leipzig C 1, Postschließfach 276, oder den Verlag.  
Gesamtherstellung: Druckwerkstätten Stollberg VOB, Stollberg (Erzgeb.), A.-Bebel-Str. 16 -  
VOB UNION - III/6/50 0,375 1164 (650). – VLN 152-915/180/64. – Printed in Germany. – Alle  
Rechte vorbehalten. – Karten: Mdi der DDR 305/64. – ES 18 F 4.

*Dem Andenken meiner Mutter gewidmet*





## I N H A L T

1. Vorwort . . . . .	9
2. Einführung in das Untersuchungsgebiet . . . . .	11
3. Petrographie der Intrusivgesteine . . . . .	15
3.1. Vorbemerkungen . . . . .	15
3.2. Der Hornblendesyenodiorit . . . . .	17
3.3. Der Biotitgranodiorit . . . . .	47
3.4. Der Biotit-Hornblendegranodiorit . . . . .	60
3.5. Der Riesensteingranit . . . . .	69
3.6. Die Gesteinstypen des Südteils . . . . .	79
3.7. Die Gesteinstypen des Nordteils . . . . .	89
3.8. Auswertungen . . . . .	121
4. Bemerkungen zu den Ganggesteinen . . . . .	151
4.1. Aplite und Pegmatite . . . . .	151
4.2. Ganggranite . . . . .	158
4.3. Granophyre . . . . .	160
4.4. Lamprophyre . . . . .	163
5. Die Kontaktverhältnisse des Meißener Massivs . . . . .	165
5.1. Nebengesteine des Südteils . . . . .	165
5.2. Nebengesteine des Zentralteils . . . . .	166
5.3. Nebengesteine des Nordteils . . . . .	171
6. Petrologische Folgerungen . . . . .	174
6.1. Zur Genese des Zentralteils . . . . .	174
6.2. Zur Genese des Südteils . . . . .	185
6.3. Zur Genese des Nordteils . . . . .	188
7. Schlußbetrachtungen . . . . .	195
7.1. Zur Petrogenese des Meißener Massivs . . . . .	195
7.2. Zur geologischen Stellung des Meißener Massivs . . . . .	199
7.3. Zur Frage hydrothermalen Lagerstättenbildungen . . . . .	202
8. Zusammenfassung . . . . .	204
Literatur . . . . .	206

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

## I. Vorwort

Nachdem Gesteine des Meißener Massivs zu Prototypen petrographischer Systeme geworden sind, fehlten bislang eingehende petrographische Untersuchungen sowie eine zusammenfassende Darstellung des gesamten Massivs. Unter Verzicht auf tektonische und geochemische Untersuchungen wurde deshalb versucht, sichere petrographische Grundlagen zunächst für die Intrusivgesteine zu erarbeiten. Einige Teilergebnisse konnten veröffentlicht werden [237] [238] [239].

Die petrographischen Untersuchungsergebnisse führten zu dem Versuch, sämtliche Fakten zu einem petrogenetischen Gesamtbild zu verknüpfen, das sich widerspruchslos der geologischen Situation einfügt. Dabei blieb dem Verfasser durchaus bewußt, daß eine abschließende Klärung nur nach weiteren tektonischen und geochemischen Untersuchungen nicht zuletzt im Nebengestein des Meißener Massivs möglich ist. Der Versuch erschien durch die in letzter Zeit gewonnenen Erkenntnisse zum „Granitproblem“ gerechtfertigt, in das der Verfasser in dankenswerter Weise auf verschiedenen Exkursionen unter Leitung der Herren Professoren Dr. *Jung*, Dr. *Mehnert*, Dr. *Michot*, Dr. *Millot*, Dr. *Tröger*, Dr. *Watznauer*, Dr. *Wimmenauer* und Dr. *Zoubek* eingeführt wurde.

Der Verfasser hofft, einerseits zur Kenntnis des Meißener Massivs als eines wesentlichen Teiles der Elbtalzone und andererseits zur Beurteilung „magmatischer“ Erscheinungen beitragen zu können.

Zu herzlichem Dank fühle ich mich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.-Ing. *O. W. Oelsner*, verpflichtet. Seine ständige Hilfsbereitschaft trug wesentlich zu den erforderlichen Untersuchungen bei. Gleichermaßen möchte ich sehr herzlich Herrn Prof. Dr. *H. J. Rösler* für zahlreiche fördernde Diskussionen und für die großzügige Unterstützung der Arbeiten durch die Entbindung von Institutsverpflichtungen danken. Sehr dankbar bin ich Herrn Prof. Dr. *A. Watznauer* für einige kritische Hinweise und Hilfen.

Die Herren Professoren Dr. *K. Pietzsch*, Dr. *K. H. Mehnert*, Dr. *E. Tröger*, Dr. *A. Schüller*, Dr. *W. S. Koptew-Dwornikow*, Dr. *K. Smulikowski*, Dr. *D. S. Korshinski* und Dr. *F. Leutwein* zeigten reges Interesse an den Untersuchungen. Für ihre Ratschläge und Hilfen möchte ich ihnen auch an dieser Stelle herzlich danken.

Herrn Dr. *H. Prescher* und seinen Mitarbeitern danke ich dafür, daß mir Sammlungsmaterial des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden zugänglich gemacht werden konnte.

Mitarbeiter verschiedener geologischer Dienststellen der Deutschen Demokratischen Republik stellten mir Unterlagen und Materialien zur Verfügung. Ich habe vor allen den Herren Dipl.-Min. *H. Bolduan* (Freiberg), Geol.-Ing. *H. Scheumann* (Freiberg), Dr. *Th. Kaemmel* (Berlin) und Dipl.-Min. *W. Gottesmann* (Berlin) zu danken.

Mein Dank gilt weiterhin den Angehörigen der Bergakademie Freiberg, die in der Hochschulbildstelle und im Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre zahlreiche Aufträge sorgfältig ausführten. Nicht zuletzt gedenke ich dankbar mancher Hilfe und Hinweise meiner Kollegen, unter ihnen besonders der Herren Diplom-Mineralogen *H. Lange* und *F. Wiedemann*.

*Ludwig Pfeiffer*

## 2. Einführung in das Untersuchungsgebiet

Die Stellung des Meißener Massivs in der Elbtalzone ist wiederholt beschrieben worden, zuletzt von K. Pietzsch [253] [254], so daß hier nur in kurzen Zügen die für die folgenden Ausführungen wichtigen Gegebenheiten geschildert werden.

Die Begrenzung des Meißener Massivs läßt sich grob durch eine Linie zwischen Maxen, Pirna, Dresden, Radeburg, Grossenhain, Belgern, Oschatz, Wilsdruff und Kreischa skizzieren (Bild 1). Innerhalb dieser Grenze liegt die 3 bis 6 km breite und bis zu 40 km lange Elbtalwanne zwischen Pirna und Meißen mit

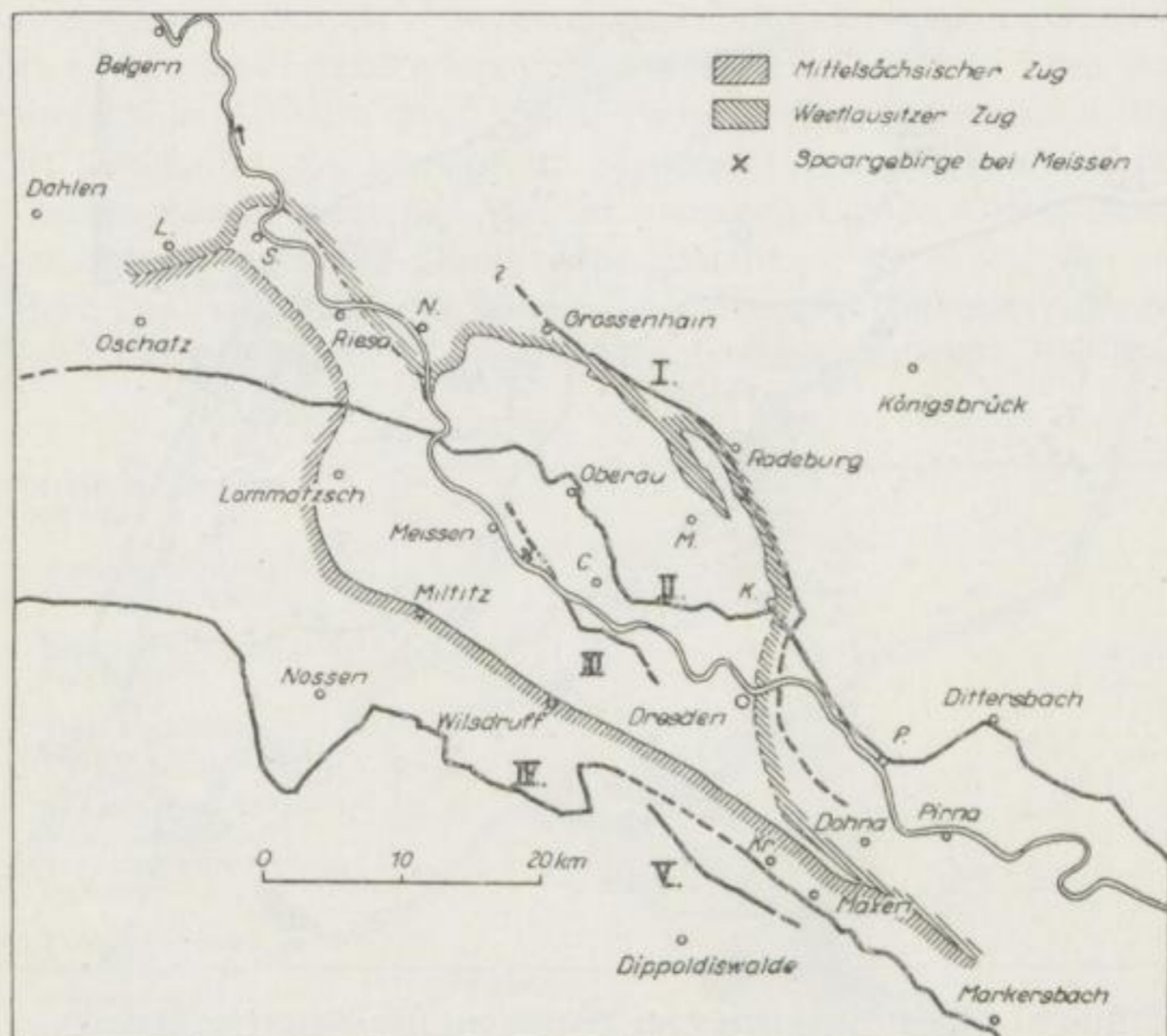


Bild 1. Übersichtsskizze vom Meißener Massiv  
(nach K. Pietzsch [254])

- I. = Westlausitzer Störung
- II. = Lausitzer Überschiebung
- III. = Weißtrops-Cossebauder Verwerfung
- IV. = Mittelsächsische Störung
- V. = Wendischkarsdorfer Störung

(Kr. = Kreischa, P. = Pillnitz, K. = Klotzsche, C. = Coswig,  
M. = Moritzburg, N. = Nünchritz, S. = Strehla, L. = Laas)

ihrer nördlichen Erweiterung nach Oberau hin. Sie deckt sich mit dem tektonischen Elbtalgraben. Weiterhin finden wir in dem umrissenen Gebiet Teile des Elbsandsteingebirges, des Elbtalgebirges, des Nossen–Meißener Hügellandes (einschließlich des Spaargebirges von Meißen!), der sogenannten Lommatzcher Pflege, der Riesaer Tieflandbucht und der Lausitzer Hochfläche. Zentrale, generell NW-gerichtete Achse ist die Elbe, die zwischen Meißen und Nünchritz die Lausitzer Hochfläche vom Nossen–Meißener Hügelland und von der Lommatzcher Pflege trennt. Im Süden verzeichnen wir Höhen um 250 m über NN; im Norden liegt die Riesaer Tieflandbucht mit 90 bis 130 m über NN nur wenig tiefer als die Elbtalwanne – von einzelnen Erhebungen abgesehen.

Die Gesteine des Meißener Massivs sind demnach in unterschiedlichen geographischen Einheiten aufgeschlossen. Die gesamte Anschnittsfläche erweckt den Eindruck einer NW-gerichteten Linse, die den Mittelsächsischen Zug

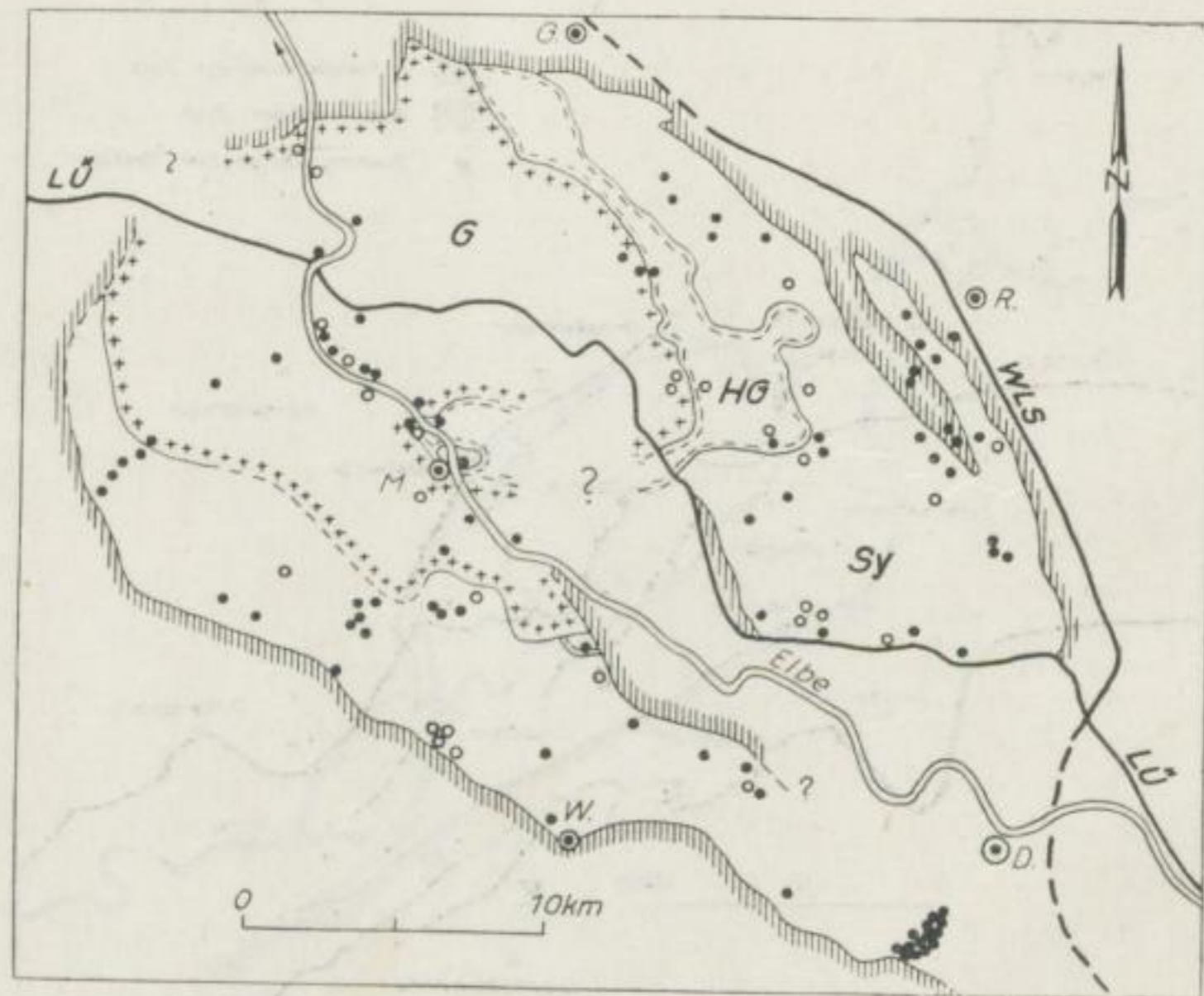


Bild 2. Übersichtsskizze vom Zentralteil des Meißener Massivs  
(nach K. Pietzsch, H. Reichert u. a.)

- O = qualitativ untersuchte Aufschlüsse
- = quantitativ untersuchte Aufschlüsse
- WLS = Westlausitzer Störung
- LÜ = Lausitzer Überschiebung
- Sy = Hornblendesyenodiorit
- HG = Biotit-Hornblendegranodiorit
- G = Granodiorit

(D. = Dresden, W. = Wilsdruff, M. = Meißen, R. = Radeburg,  
G. = Großenhain)

der Elbtalzone vom Westlausitzer Zug zu trennen scheint und etwa 700 km<sup>2</sup> groß ist. Im Vergleich dazu umfassen zwischen dem Elbelauf bei Tetschen (Dečín), der Mittelsächsischen Störung, der Westlausitzer Störung und einer in NS-Richtung durch Oschatz verlaufenden Linie der Mittelsächsische Zug rund 780 und der Westlausitzer Zug ungefähr 420 km<sup>2</sup> große Anschnittsflächen.

Im Meißener Massiv selbst lassen sich Zentral-, Süd- und Nordteil unterscheiden. Die Verbindung zwischen Zentral- und Südteil unter den permischen Ablagerungen des Döhlener Beckens hindurch steht außer Zweifel; problematisch hingegen sind die Beziehungen zwischen Zentral- und Nordteil. Hier fehlen jegliche Aufschlüsse.

Der Anschnitt des Zentralteils ist 635 km<sup>2</sup> groß; davon entfallen rund 100 km<sup>2</sup> auf die Elbtalwanne und die in ihren Hangbereichen aufgeschlossenen kristallinen Schiefer. Mit einer Fläche von 265 km<sup>2</sup> ist der Hornblendesyenodiorit (Typ „Plauenscher Grund“) überwiegend in den Außenbezirken angeschnitten. Ihm folgt gewissermaßen als „Übergangsfazies“ zum Biotitgranodiorit (Typ „Zadel“) hin ein Biotit-Hornblendegranodiorit (Typ „Gasern“). Ihre Anschnittsflächen sind 220 bzw. 50 km<sup>2</sup> groß. Die Verbreitung des sogenannten Riesensteingranits ist unbekannt; Aufschlüsse im Stadtgebiet von Meißen und bei Coswig (Kötitz) lassen darauf schließen, daß er zwischen beiden Orten unter geringmächtigen Ablagerungen der Elbtalwanne ansteht.

Zum Südteil des Meißener Massivs gehören die Gesteinstypen vom Röhrsdorfer Teich (Augitsyenodiorit, Biotit-Hornblendegranodiorit), der Hornblende-

- |   |  |
|---|--|
|  | = Granodiorit bzw. Granit                                      |
|  | = Weesensteiner Grauwackenformation                            |
|  | = Gesteine des Meißener Massivs                                |
|  | = Ton- und Kiesel-schiefer des Silurs                          |
|  | = Tonschiefer, Kalkstein, Diabastuff u. a. Gesteine des Devons |
|  | = Hornstein des Devons   |
| cu  | = Unterkarbon  |
| ru  | = Rotliegendes   |
| kr  | = Kreide   |
|  | = Phyllite   |
|  | = Chloritgneis   |
|  | = Quarzitschiefer  |
| gn  | = Gneis  |

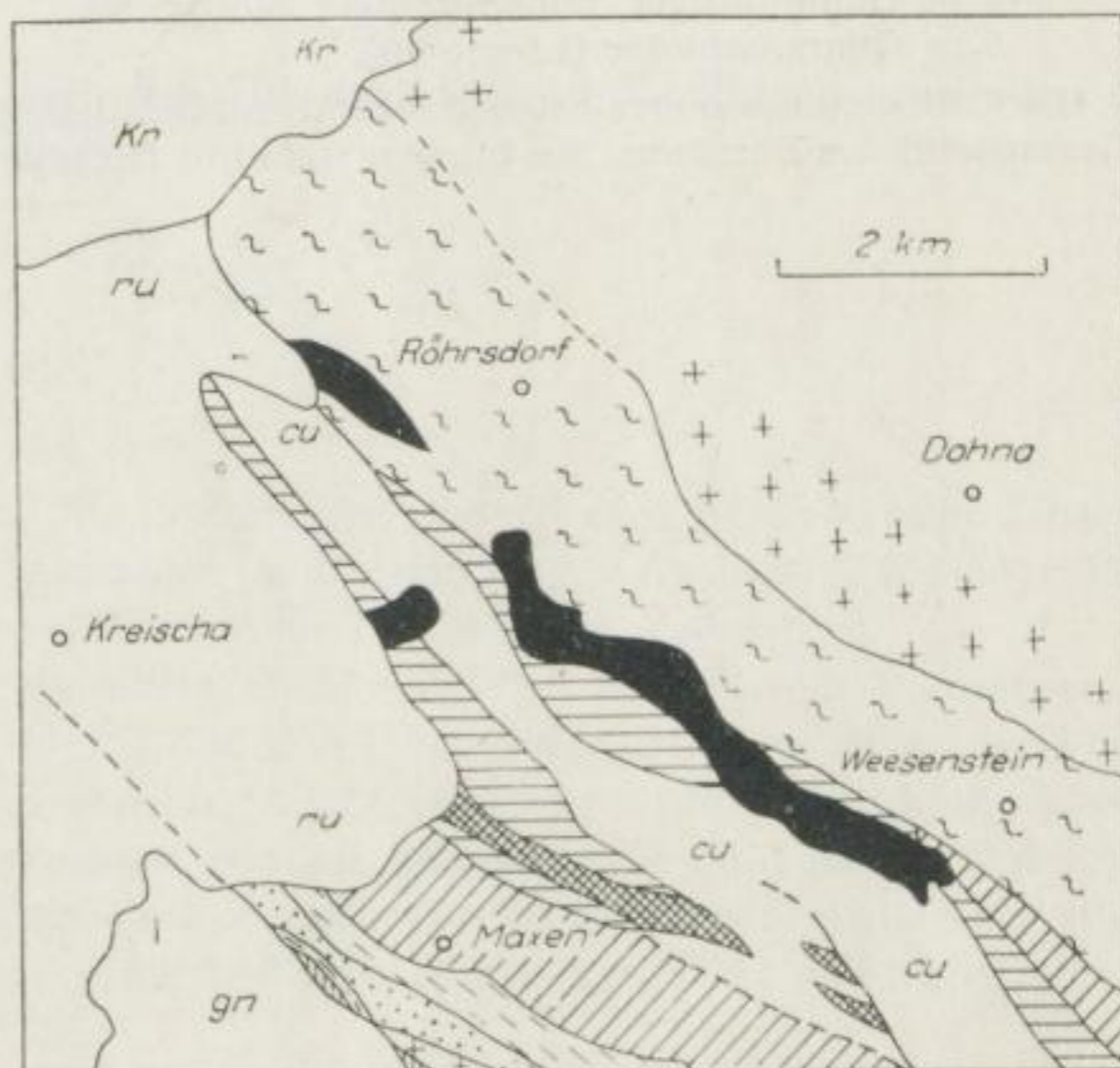


Bild 3. Übersichtsskizze vom Südteil des Meißener Massivs (nach K. Pietzsch [254])

syenodiorit (Typ „Plauenscher Grund“) zwischen Burgstädtel und Tronitz, der Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein und die Gesteinstypen von Sobri-gau und Gombsen.

Im Nordteil schließlich werden der Augitsyenodiorit von Gröba, die Biotit-Hornblendegranodiorite zwischen Strehla und Görzig sowie Gesteinstypen dem Meißener Massiv zugeordnet, die an den Grünen Bergen, am Steinberg und am Forsthaus Reudnitz südlich von Belgern aufgeschlossen worden sind.

Bereits diese knappe Übersicht wirft Fragen nach den gegenseitigen Beziehungen einzelner Gesteinstypen auf. Das gilt gleichermaßen für Einschaltungen älterer Gesteine (vorwiegend kristalline Schiefer) im Meißener Massiv. Dabei handelt es sich einmal um die nordöstlich der Weißtrops-Cossebauder Verwerfung in einem schmalen Streifen zwischen Cossebaude und Gauernitz auftretenden und in einzelnen Typen bis in den rechts der Elbe gelegenen Stadtteil von Meißen zu verfolgenden Gneise mit ihren Parallelen in einem Zug entlang der Lausitzer Überschiebung zwischen Kötzschenbroda und Weinböhma. Dazu kommt die Gneisscholle vom Oberauer Tunnel. Zum anderen kennen wir im östlichen Zentralteil vorwiegend im Bereich des Hornblende-syenodiorits zahlreiche Einschaltungen, die teils aus Augen- (östlich des Auerhauses), teils aus Biotit- und Muskovitgneisen bestehen. Die Gneisschollen östlich von Moritzburg leiten nach K. Schmidt [296] zu den Granodioritgneisen des Westlausitzer Zuges und damit zu Nebengesteinen des Massivs über. Die hier zu beobachtenden Amphibolite verdienen besondere Beachtung, ebenso folgende im vorigen Jahrhundert verzeichnete Schichtenfolge im Gneiszug rechts der Elbe bei Zitzschewig [221]:

- 3 m Hornblendeschiefer mit bis zu 1 m langen und 0,3 m dicken Linsen von weißem Kalkstein (Hangendes).
- 1–2 m Hornblendeschiefer mit 0,2 bis 0,7 m langen und 0,05 bis 0,15 m mächtigen Linsen aus grobkörnigem „Granitgneis“.
- 0,5–1 m Dünnpaltiger, feinschuppiger Biotitgneis.
- 5 m Quarzitschiefer (Liegendes).

Die Kalksteinlinsen erreichten gelegentlich Mächtigkeiten bis zu 2 m und waren dann Gegenstand des Bergbaus. Sie blieben stets mit Hornblendeschiefen vergesellschaftet.



### 3. Petrographie der Intrusivgesteine

#### 3.1. Vorbemerkungen

Chemische Gesteinsanalysen basieren auf größeren, repräsentativen Probenmengen – etwa 120 bis 150 kg für einen Aufschluß –, die unter ständiger Zerkleinerung und Viertelung verjüngt wurden.

Besonders sorgfältig mußten die Gesteinsproben entnommen werden, von denen Dünn- und Anschliffe quantitativ auszuwerten waren. Zur Bestimmung durchschnittlicher Modalbestände einzelner Gesteinstypen wurden Mittelwerte von Integrationsreihen (Punktzählverfahren, Einsatz der „Eltinor“ vom VEB Rathenower Optische Werke) gebildet und deren Zuverlässigkeit nach statistischen Regeln überprüft [156] [197].

Ein Endergebnis ( $Em$ ) setzt sich aus dem Mittelwert ( $M$ ) der Analysenreihe und seinem mittleren Fehler ( $Fm$ ) zusammen:

$$Em = M \pm Fm .$$

$Fm$  ergibt sich aus dem mittleren Fehler der Einzelmessung ( $fm$ ) und aus der Zahl der Einzelmessungen ( $n$ ) nach folgender Beziehung:

$$Fm = fm / \sqrt{n} .$$

$fm$  wiederum läßt sich mittels der Abweichungen ( $f$ ) der Einzelwerte ( $m$ ) vom Mittelwert ( $M$ ) und  $n$  berechnen:

$$fm = \sqrt{\frac{\sum (f)^2}{(n-1)}} .$$

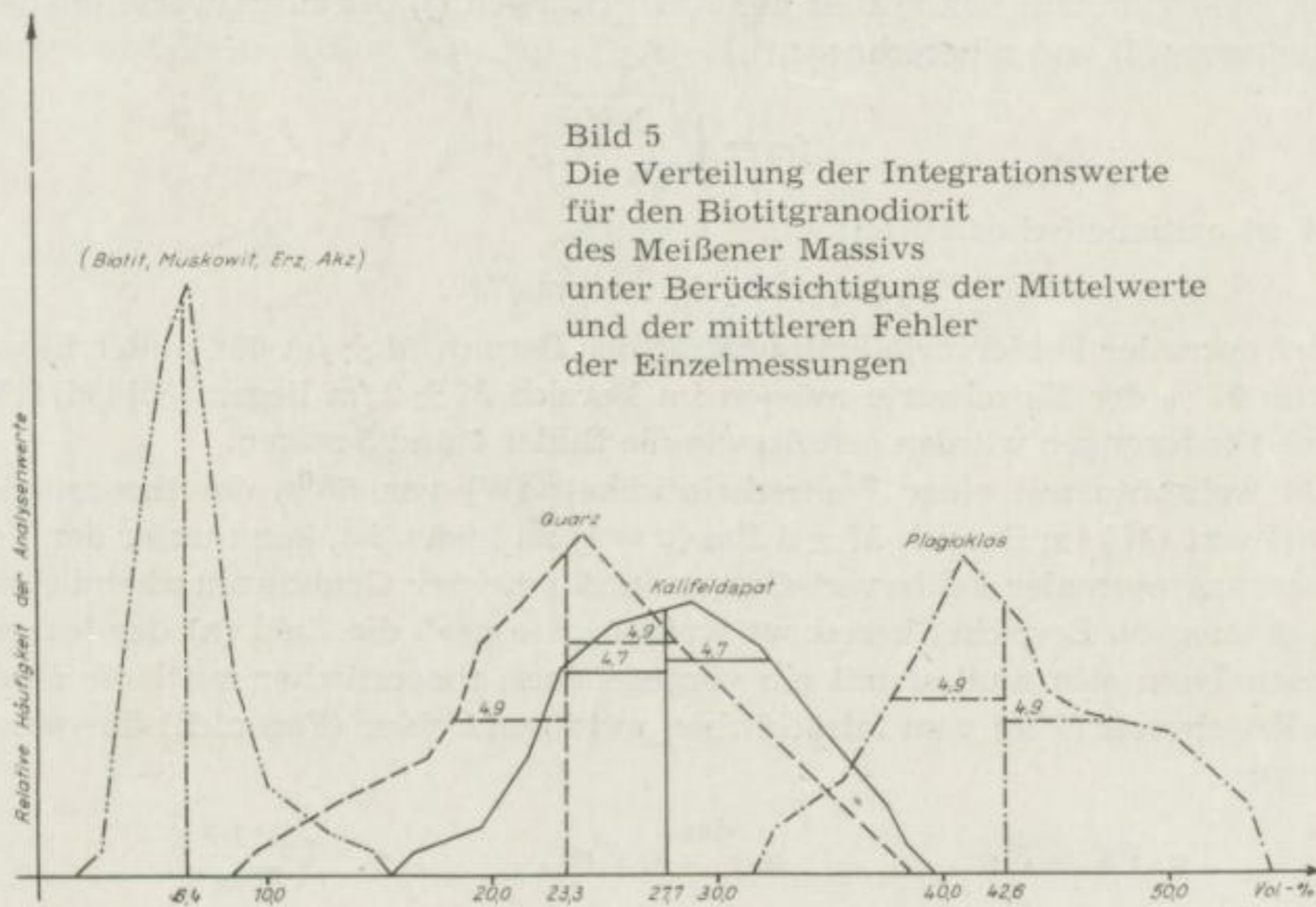
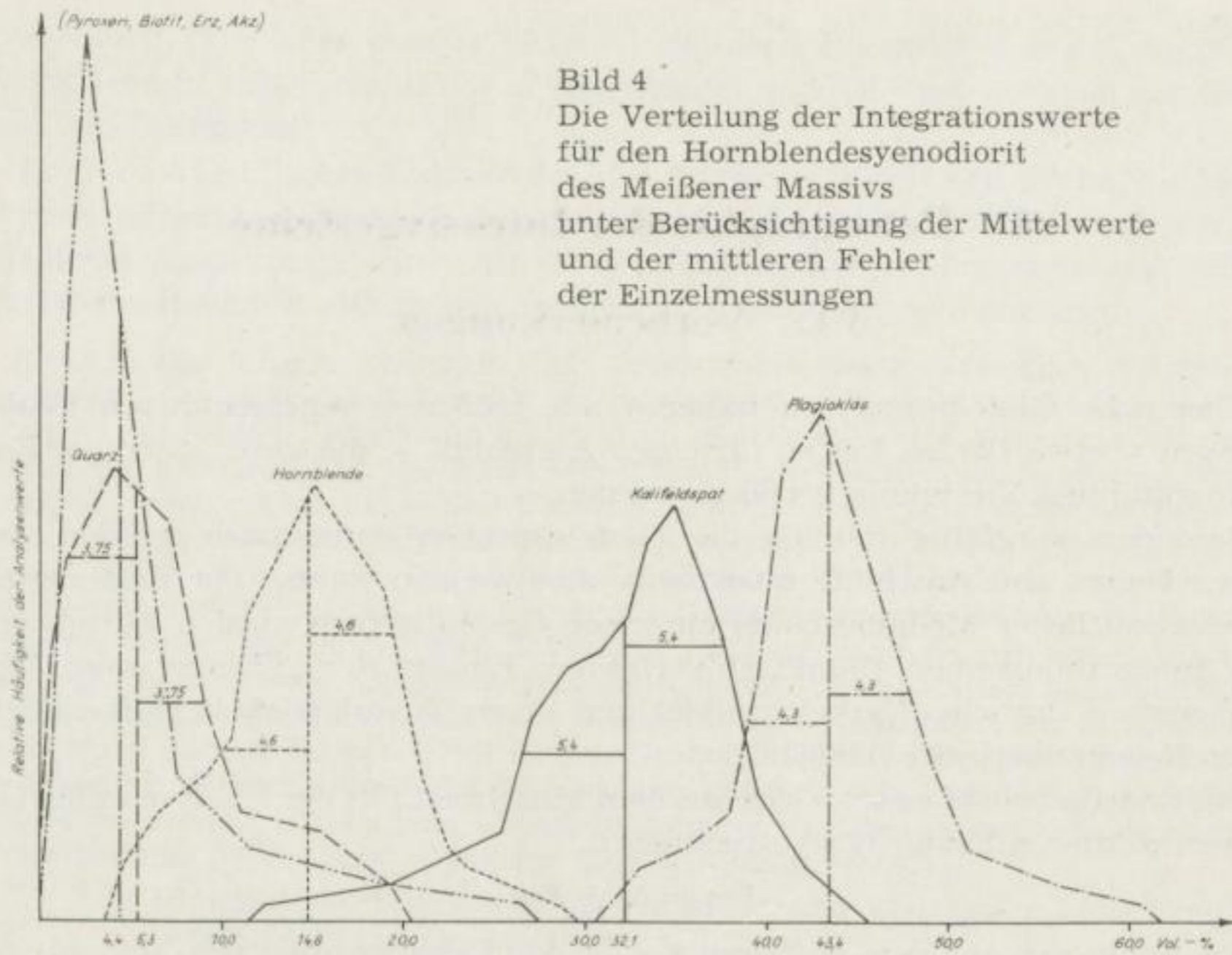
$M$  ist arithmetisches Mittel:

$$(m_1 + m_2 + \dots + m_n) / n .$$

Bei normaler Fehlerverteilung umfaßt der Bereich  $M \pm fm$  68% aller Einzelwerte; 95% der Einzelwerte müssen im Bereich  $M \pm 2 fm$  liegen [55] [56] [156]. Diese Forderungen wurden erfüllt, wie die Bilder 4 und 5 zeigen.

Da weiterhin mit einer Wahrscheinlichkeit ( $W$ ) von 68% ein theoretischer Mittelwert ( $M'$ ) im Bereich  $M \pm 1 Fm$  ( $y = 1$ ) zu finden ist, kann unter der Voraussetzung normaler Fehlerverteilungen und gewisser Grundwahrscheinlichkeiten (homogene Bereiche) berechnet werden, wie groß die Zahl ( $n$ ) der Integrationsanalysen sein muß, damit ein vorgegebener, theoretischer mittlerer Fehler des Mittelwerts ( $F'm$ ) vom tatsächlichen mittleren Fehler ( $Fm$ ) nicht überschritten wird:

$$y \cdot Fm = F'm , \quad y \cdot \frac{fm}{\sqrt{n}} = F'm , \quad n = \left( \frac{y \cdot fm}{F'm} \right)^2 .$$



Mittels  $F'm$ ,  $n$  und  $Fm$  läßt sich andererseits die Größe  $y$  bestimmen, der unter den genannten Voraussetzungen gewisse Wahrscheinlichkeiten ( $W$ ) zugeordnet sind (z. B. für  $y = 1 \dots W = 68\%$ ,  $y = 2 \dots W = 95\%$ ):

$$y = \frac{F'm \cdot \sqrt{n}}{fm}$$

$$y = \frac{F'm}{Fm}$$

Der Ansatz von  $F'm$  und in diesem Zusammenhang die Überprüfung von  $Em$  sind sinnvoll, sofern  $F'm$  in vertretbarer Relation zum Mittelwert ( $M$ ) steht. Darauf ist besonders bei den Gemengteilen zu achten, nach denen die Klassifikation der Gesteine erfolgt.

## 3.2. Der Hornblendesyenodiorit

(Typ „Plauenscher Grund“)

### 3.2.1. Makroskopische Beobachtungen

Normal weist das Gestein graue Farben auf, die ins Rötliche tendieren und gelegentlich mehr oder weniger kräftigen rotbraunen oder braunen Farbtönen weichen (z. B. im Plauenschen Grund). Sein Gefüge erscheint gleichkörnig bis serial-porphyrisch, dabei grob- bis mittelkörnig mit seltenen Abweichungen zu

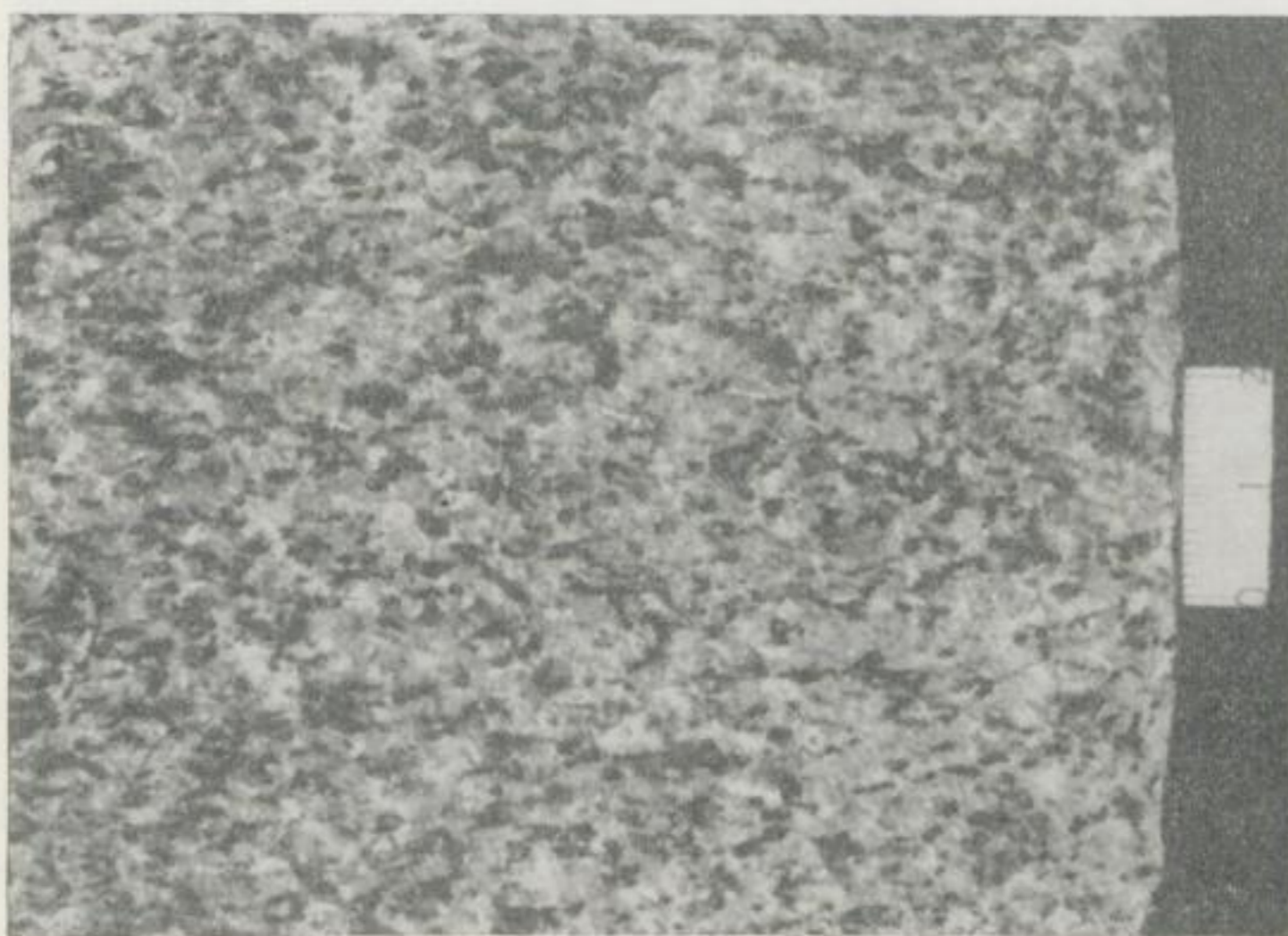


Bild 6. Hornblendesyenodiorit aus dem Plauenschen Grund bei Dresden (Ratssteinbruch) mit ausgeprägter Paralleltexur (Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

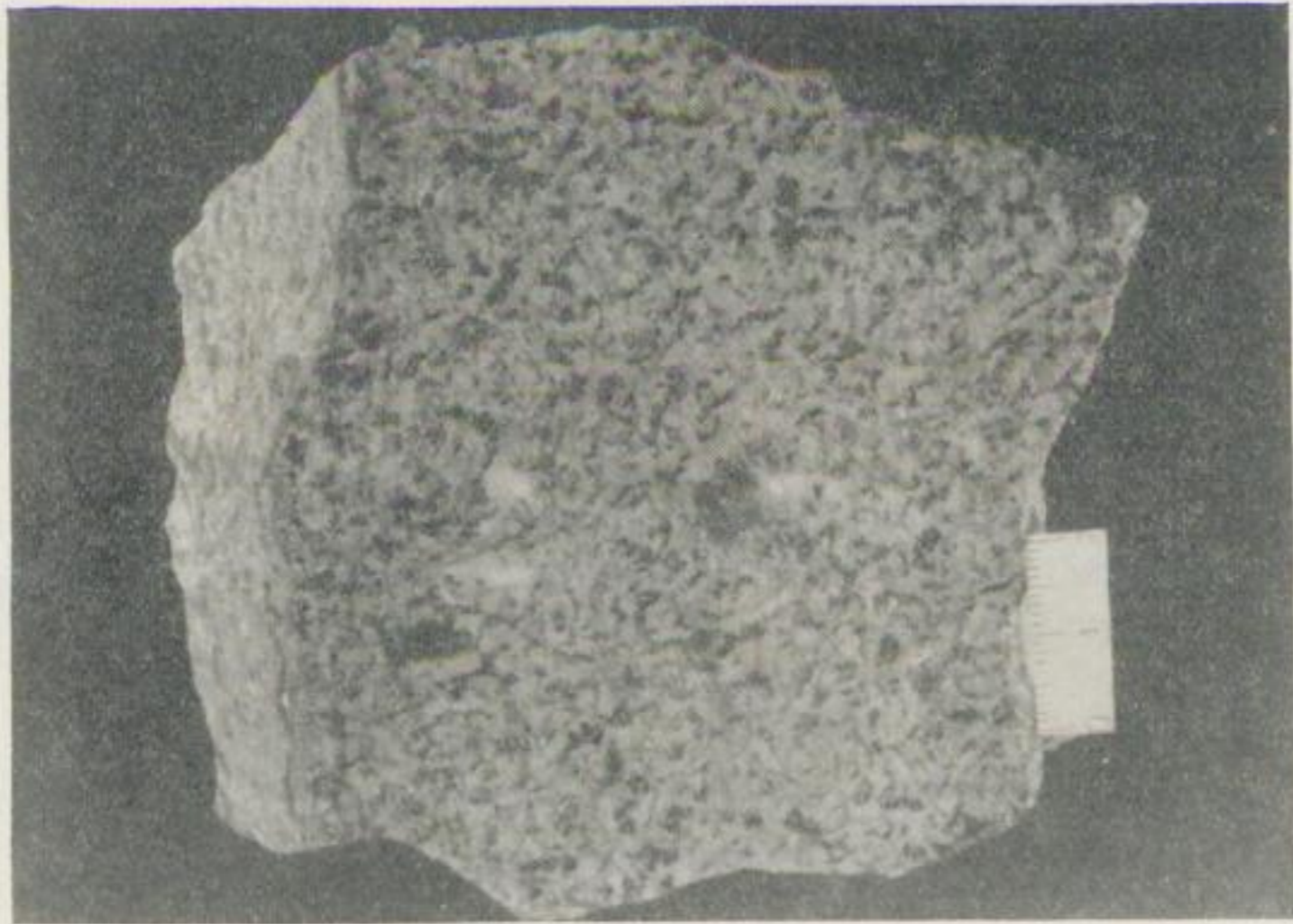


Bild 7. Hornblendesyenodiorit aus dem Plauenschen Grund bei Dresden (Ratssteinbruch) mit schlieriger Anreicherung leistenförmiger Kalifeldspäte  
(Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

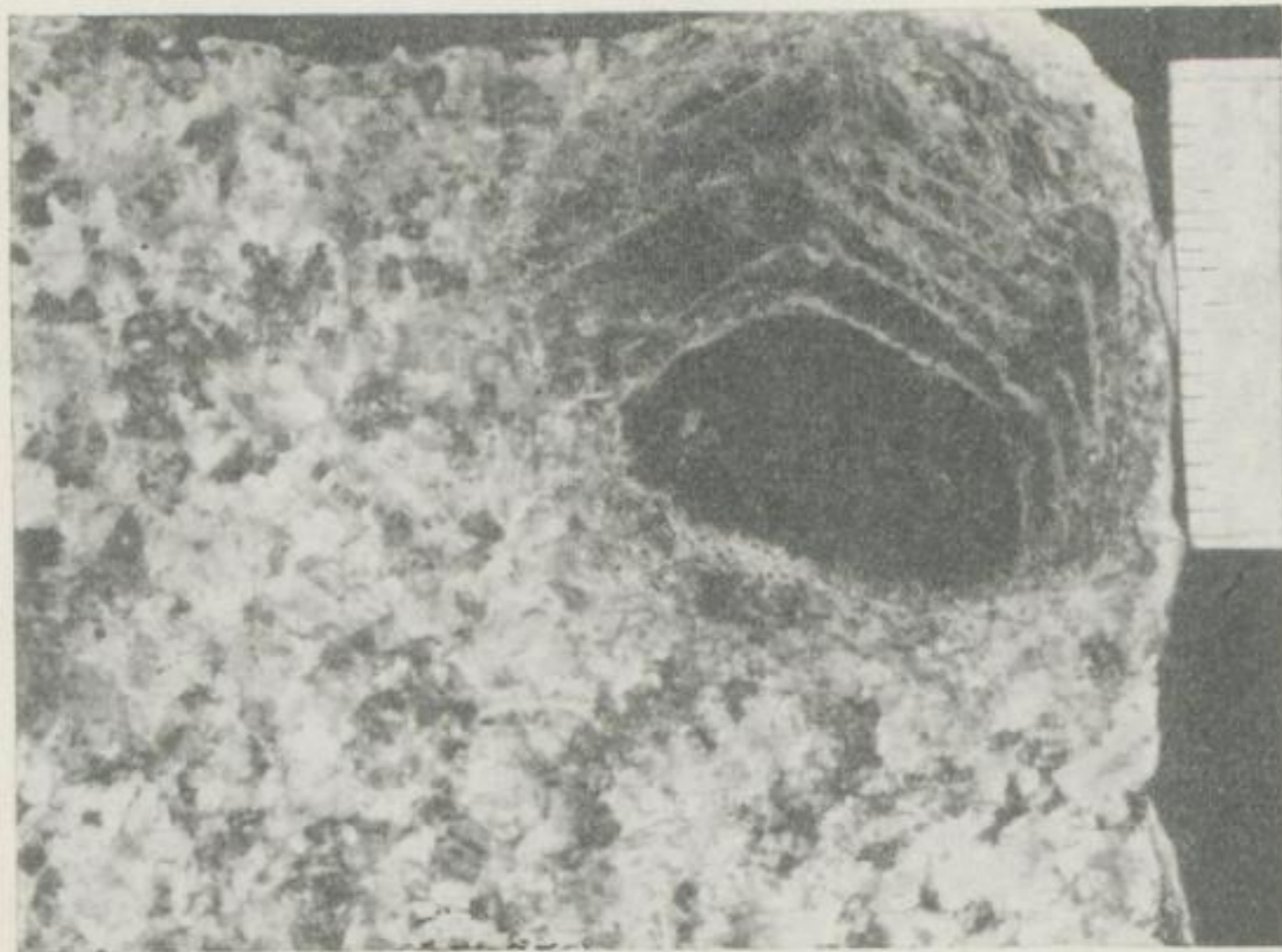


Bild 8. Biotiteinsprengling im Hornblendesyenodiorit des Plauenschen Grundes (Stbr. unterhalb der Begerburg, Hdst. Nr. 108 des VEB Geol. Erkundung Süd; Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

sehr grob- oder feinkörnigen Bereichen (Nomenklatur nach *E. O. Teuscher* [330]). Kalifeldspäte erreichen maximal 5 cm Durchmesser; vereinzelt wurden im Plauenschen Grund Biotiteinsprenglinge bis zu 4,4 cm Durchmesser gefunden.

Als wesentliches, unterschiedlich ausgeprägtes Merkmal tritt allenthalben ein Parallelgefüge (*s*) in Erscheinung.

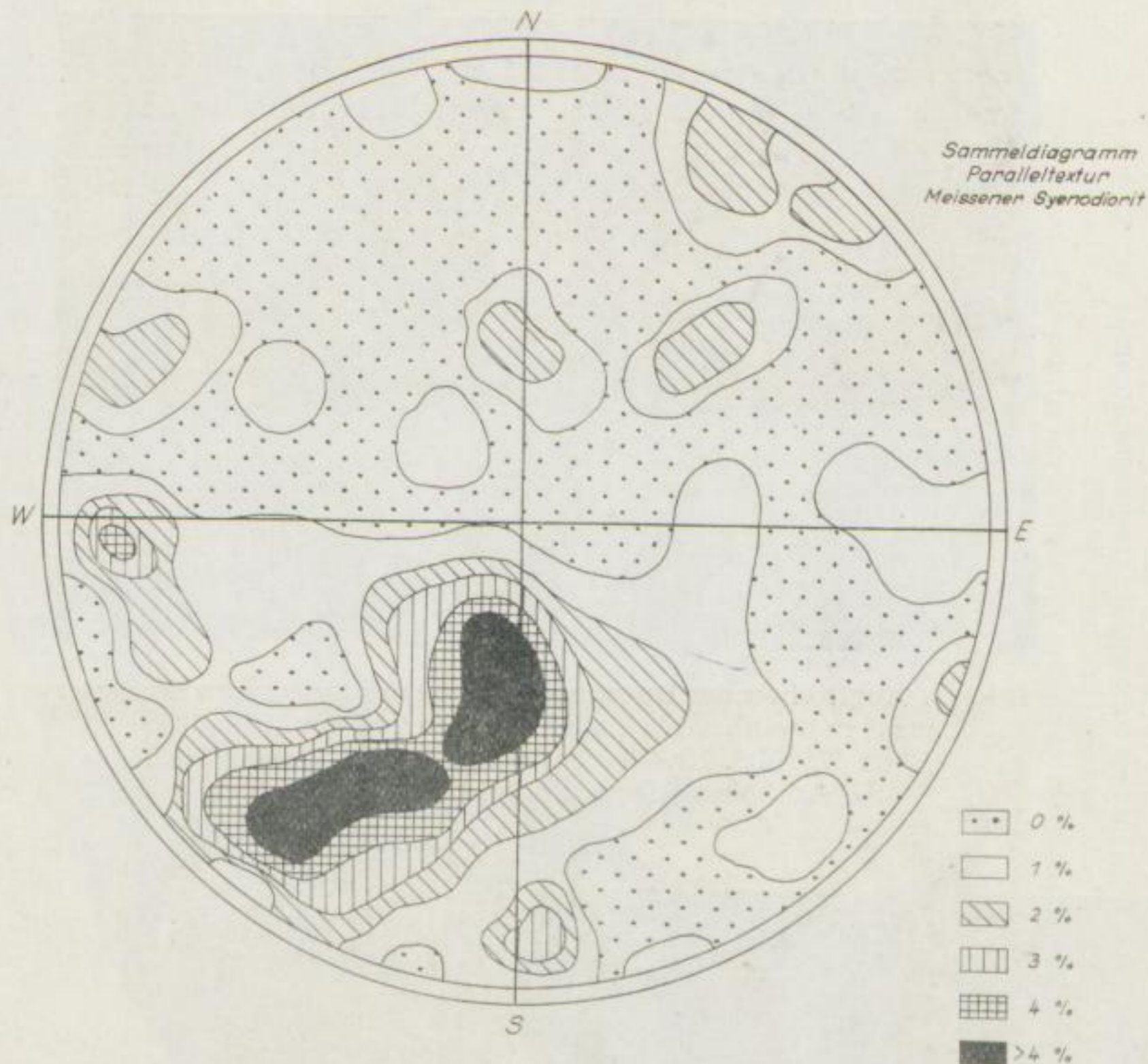


Bild 9. Sammeldiagramm von 1163 Messungen der Paralleltextur (*s*) des Hornblendesyenodiorits

Bereits makroskopisch ist die Einregelung kurz- bis langprismatischer Hornblenden, tafelförmig nach (010) ausgebildeter Feldspäte (Kalifeldspäte deutlich als Karlsbader Zwillinge!) sowie von Schlieren und Einschlüssen zu beobachten. Nur wenige Kalifeldspäte sind mit (010) senkrecht oder schief zu *s* orientiert. An einigen Stellen (z. B. Leuben) entwickelt sich das Parallelgefüge zu einer Wechsellagerung heller und dunkler Bänder, wobei erstere aplitischen bis pegmatitischen Bildungen und letztere fahnenförmig ausgezogenen dunklen Einschlüssen (z. B. Wilsdruff) oder normalem Hornblendesyenodiorit ähneln. Derartige saure

und basische Schlieren kommen nicht so häufig wie scharf begrenzte Einschlüsse vor, die bei deutlichem Parallelgefüge linsenförmig, als Schmitzen oder als Bänke ausgebildet sind und gelegentlich mit verminderter Regelung der Gefügebestandteile des Hornblendesyenodiorits gedrungene, ellipsoidische und schließlich eckig (!) begrenzte Formen annehmen können.

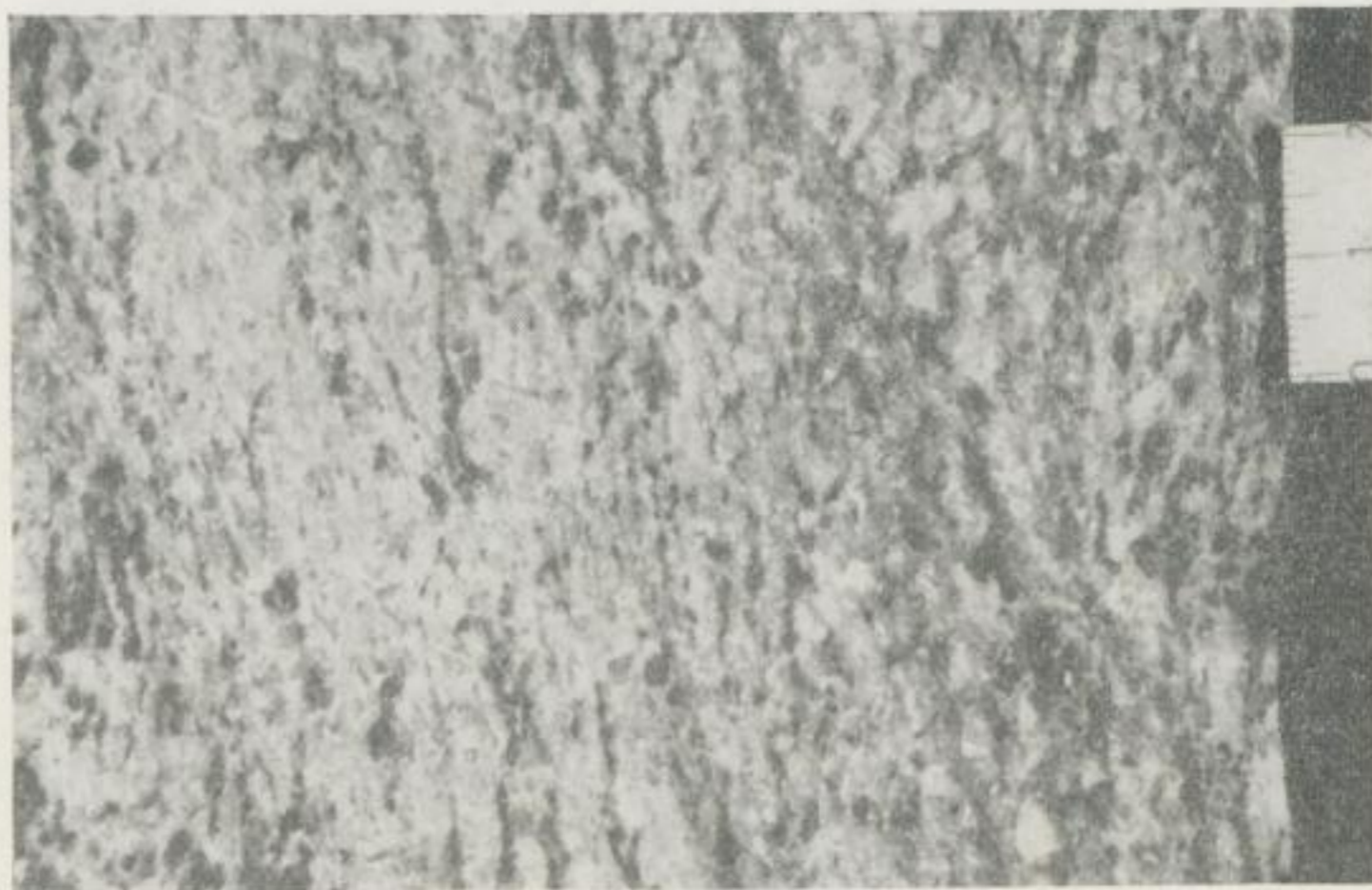


Bild 10. Augitführender Hornblendesyenodiorit mit sauren Schlieren aus dem Steinbruch zwischen Leuben und der Neumühle (Blatt 47, Hdst. Nr. 238 des VEB Geol. Erkundung Süd; Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

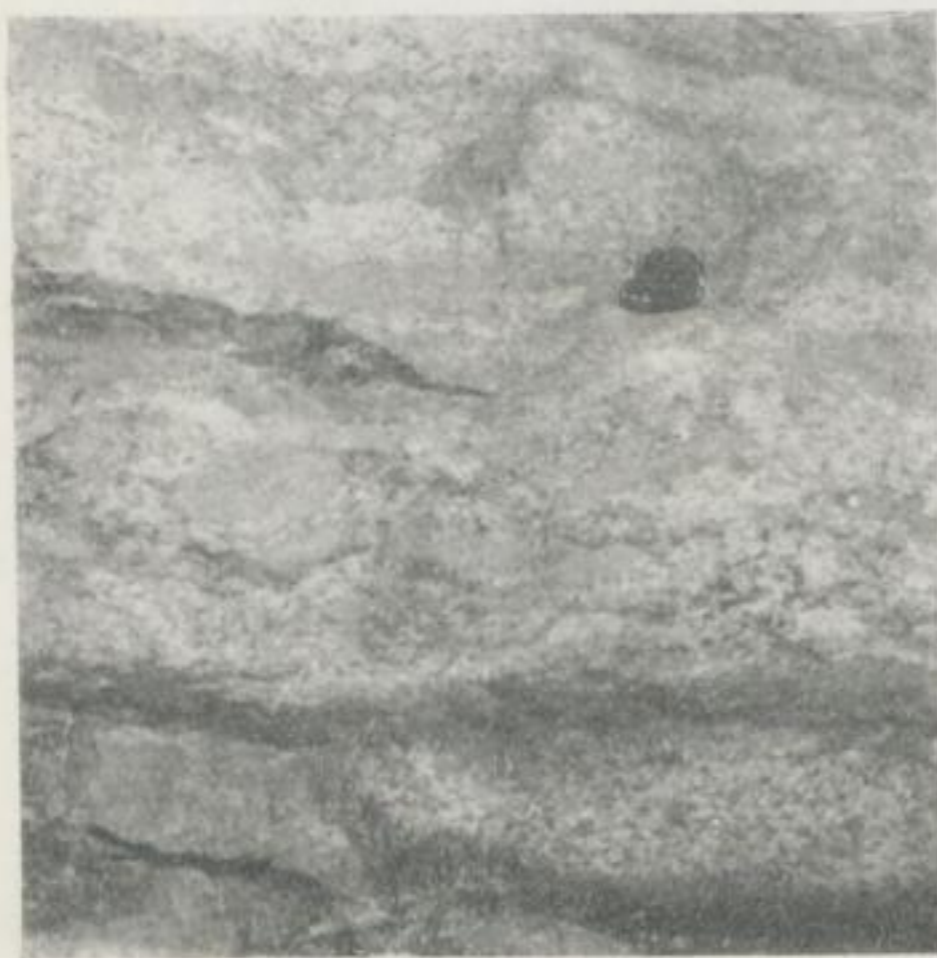


Bild 11  
Einschlußreicher Hornblendesyenodiorit von der Autobahnbrücke Wilsdruff (Blatt 65, Maßstab 1 : 7,3; Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

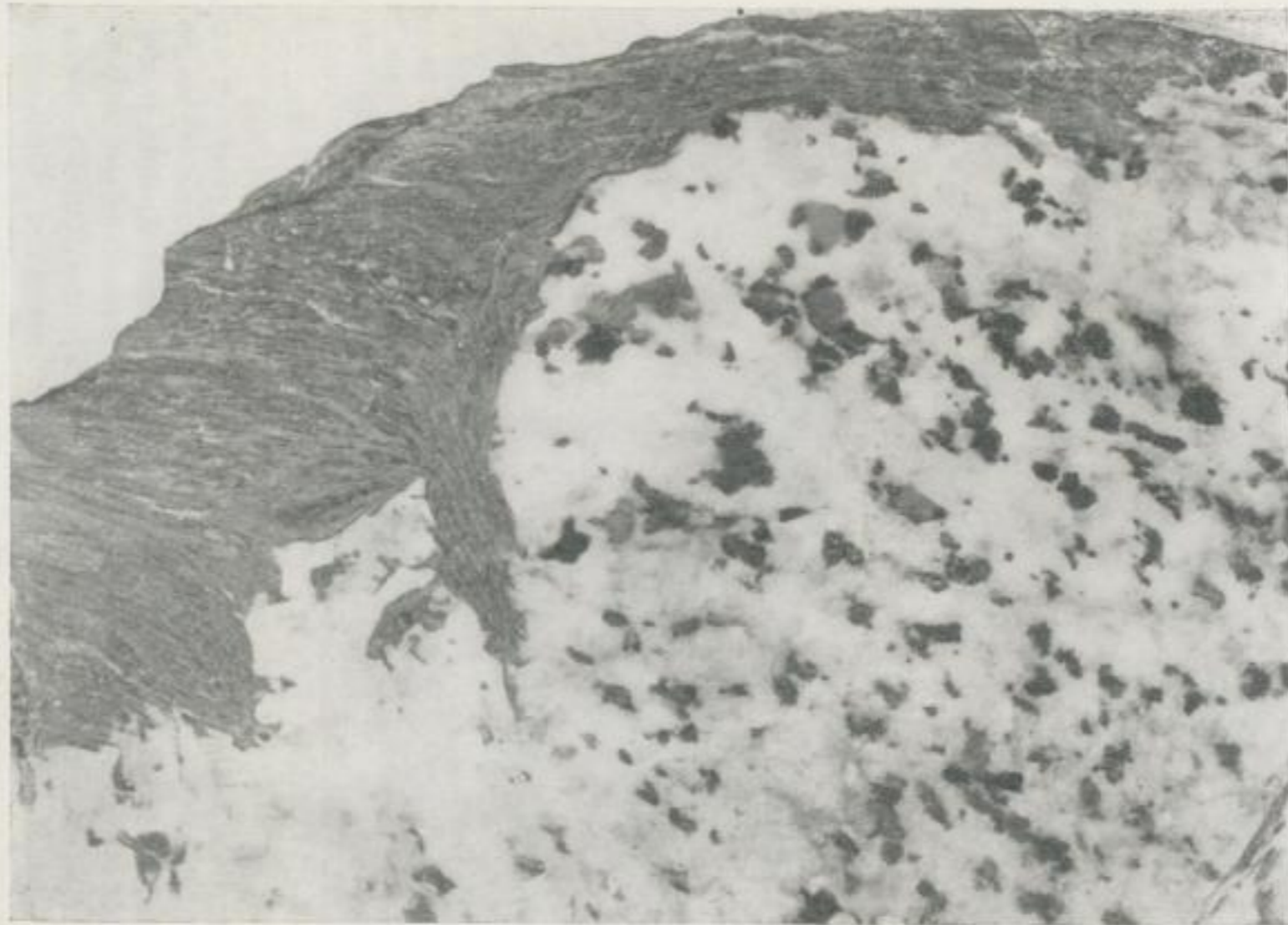


Bild 12. Biotit- und hornblendereicher Einschluß im Hornblendesyenodiorit  
nordöstlich von Leuben  
(Blatt 47, Maßstab 1,8 : 1; Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

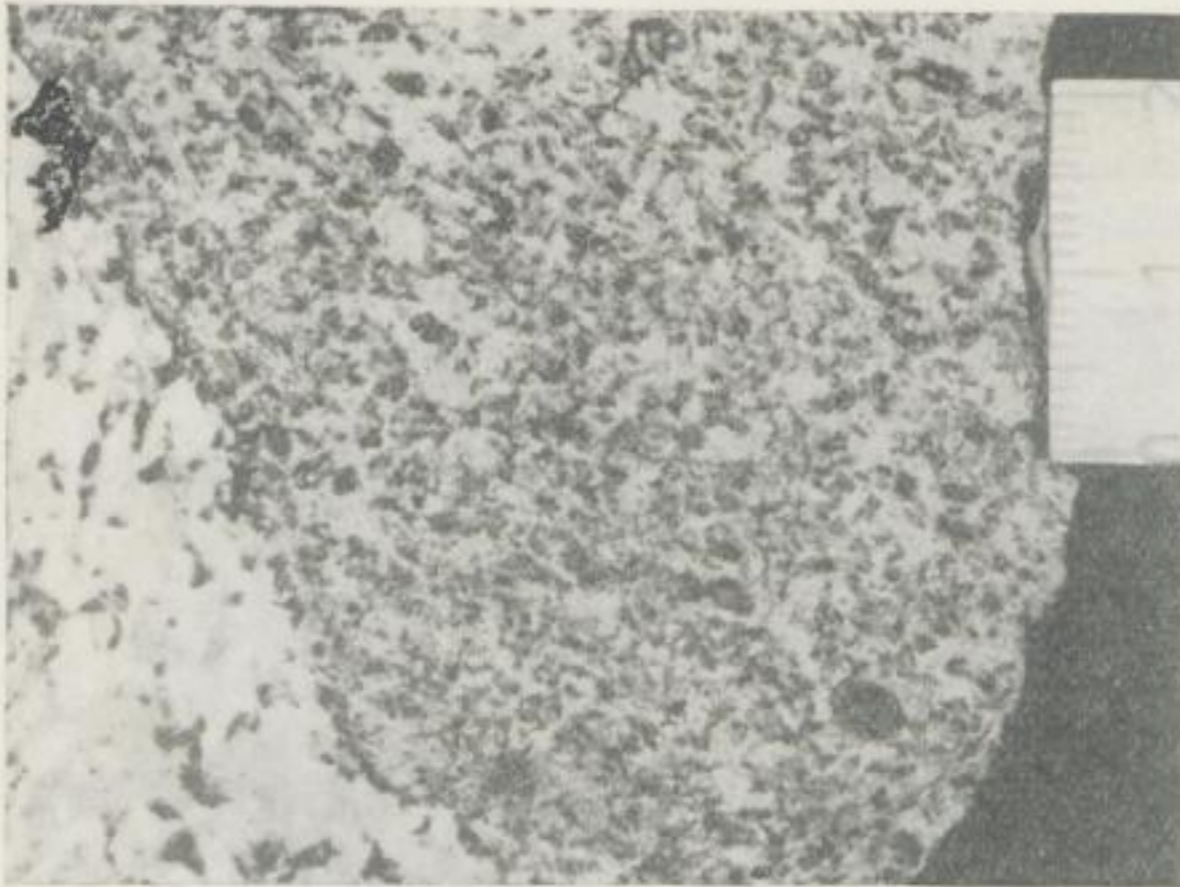


Bild 13  
Amphibolitisierte  
Einschluß mit Biotitbutzen  
im Hornblendesyenodiorit  
an der Prinzenmühle  
im Prinzbachtal  
(Blatt 65; Aufnahme:  
Hochschulbildstelle der BA)



Bild 14  
Hornblendereicher  
Einschluß aus dem  
Hornblendesyenodiorit  
des Plauenschen Grundes  
(Stbr. unterhalb der  
Begerburg, Hdst. Nr. 175  
des VEB Geol. Erkdg. Süd;  
Aufnahme: Hochschulbild-  
stelle der BA)

Im allgemeinen besitzen die Einschlüsse in s Durchmesser zwischen 5 und 50, senkrecht dazu zwischen 0,5 und 25 cm. Extreme Abmessungen bis zu 100 und mehr Metern weisen stockförmige Massen im Plauenschen Grund auf [76]. Die Verteilung der Einschlüsse ist unregelmäßig, ihre Farbe zumeist dunkelgrau; Korngrößen liegen in klein- bis sehr feinkörnigen Bereichen. Oftmals gleichen sie kristallinen Schiefen (Amphiboliten) mit deutlich geregelten „Feldspatäugen“, grüngrauen und schwarzgrünen Lagen sowie einer teilweise flaserigen Entwicklung, kenntlich an einer Vielzahl schwarzgrüner, etwa 0,5 cm großer, untereinander paralleler „Linsen“ in einer graugrünen „Grundmasse“. Randlich oder in unmittelbarer Nähe syenodioritischer Trümer fallen Kornvergrößerungen auf (idiomorphe Hornblenden), die ansonsten wachsenden Feldspatgehalten parallel



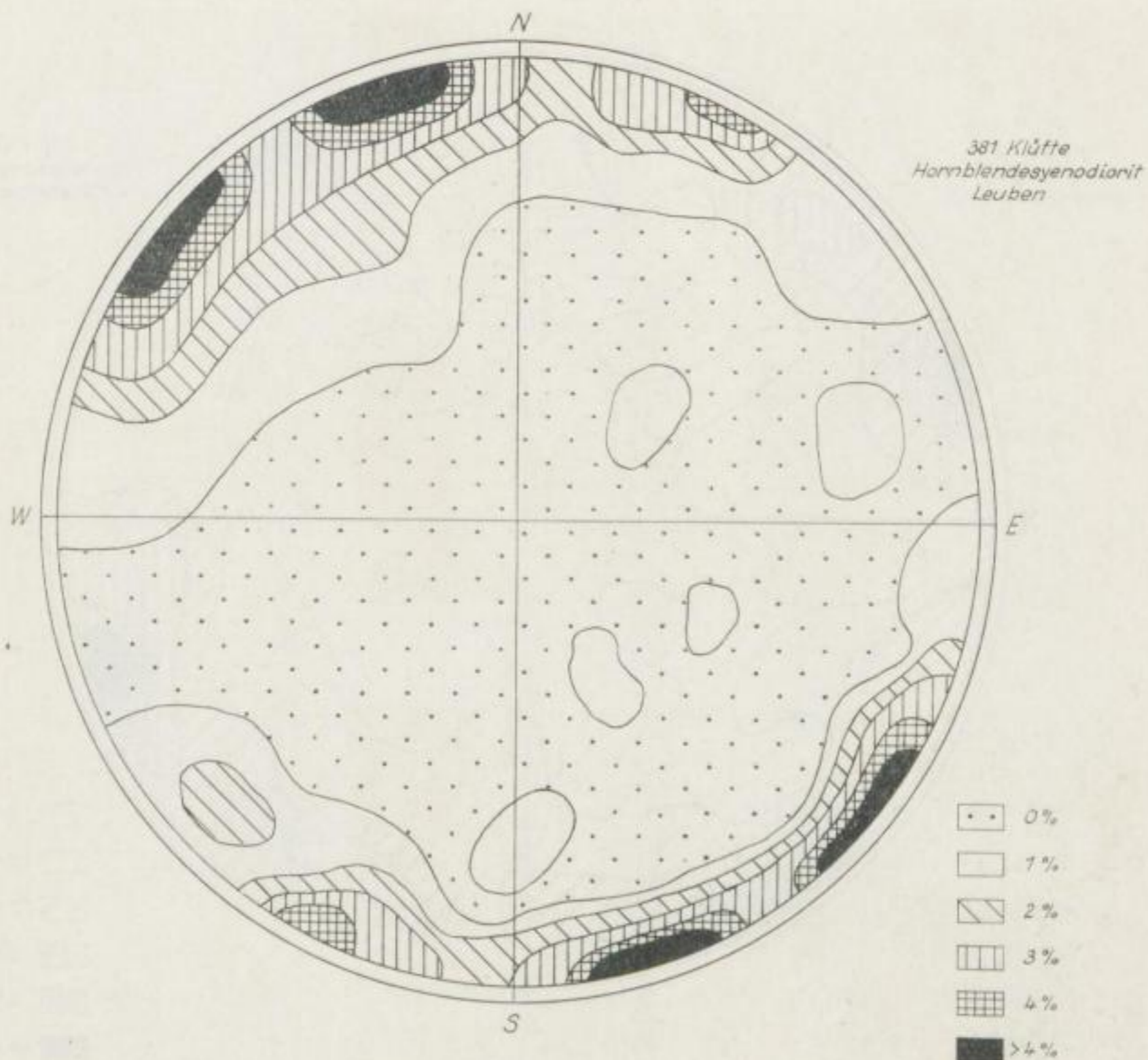


Bild 15. Kluftdiagramm des Hornblendesyenodiorits bei Leuben  
(381 Klüfte)

zu gehen scheinen. Selten sind gneis-, schiefer-, grauwacken- und skarnartige Einschlüsse.

Durch reiche Funde im vorigen Jahrhundert wurden aus dem Plauenschen Grund (besonders aus dem Begerbruch) sogenannte Titanitspiegel bekannt, die trotz intensiver Suche vom Verfasser nirgends anstehend beobachtet werden konnten. Diese „Titanitspiegel“ stellen Flächen guter Teilbarkeit meist parallel zu *s* dar, auf denen pro Quadratdezimeter hunderte Titanitkristalle zu finden sind, die in Tracht, Habitus und Farbe den Titanitkristallen im normalen Mineralverband vollkommen gleichen und zum überwiegenden Teil mit ihren größten Querschnitten (Schnitte parallel zu *c* und *b*) in der „Spiegelfläche“ und damit in *s* liegen.

In allen Aufschlüssen weist der Hornblendesyenodiorit mehr oder weniger unregelmäßige Absonderungen bzw. Klüftungen auf, wodurch im Verein mit Verruschelungen, Mylonit- und Harnischbildungen eine Pflastersteingewinnung

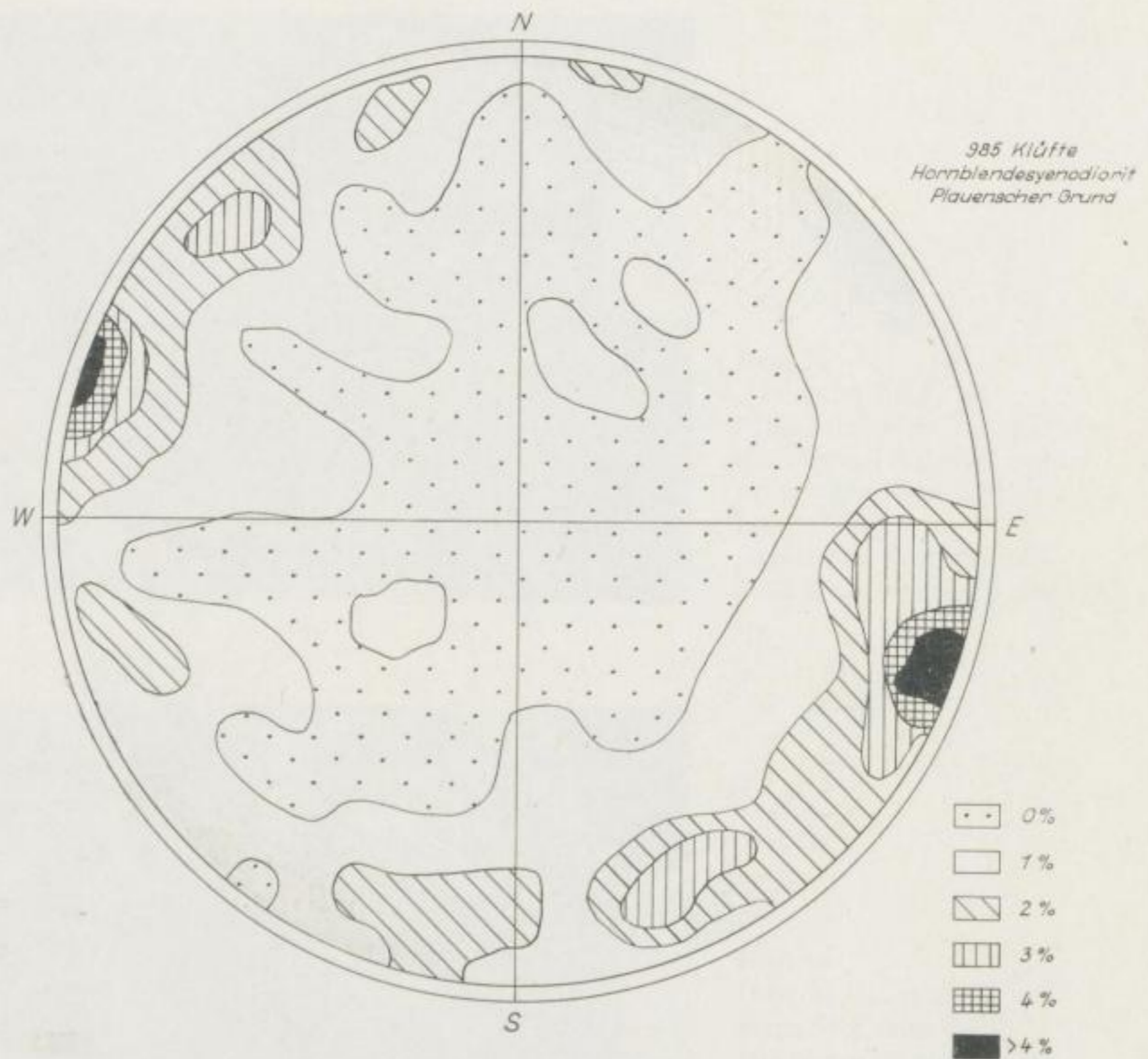


Bild 16. Kluftdiagramm des Hornblendesyenodiorits im Plauenschen Grund bei Dresden (985 Klüfte)

großen Umfangs verhindert ist. Obwohl *H. Reichert* [268] und *H. Ebert* [76] die tektonischen Verhältnisse im Meißener Massiv z. T. weitgehend registrierten, erschien es angebracht, an einzelnen Stellen erneut Kluftmessungen vorzunehmen. Die Ergebnisse sind zunächst als Bestandsaufnahmen zu werten.

Von den sekundären Veränderungen des Hornblendesyenodiorits fällt makroskopisch eine Zersetzung der Titanite zu hellgelben, erdigen Produkten besonders auf, der eine Brauneisenbildung parallel geht. Gelegentlich findet sich das Gestein zu braunem Grus zerfallen; an anderen Stellen entstand Ton (südlich Radeburg). Die Hornblenden „vergrünen“ im allgemeinen, doch fanden sich auch Proben, in denen entweder die Hornblenden frisch und die Titanite zersetzt oder umgekehrte Verhältnisse zu beobachten waren. Die intensiven Rot- und Rotbraunfärbungen müssen zum großen Teil auf subtropische Verwitterungsbedingungen vor der Cenoman-Transgression zurückgeführt werden; darauf verweisen nicht zuletzt die engen geologischen Beziehungen intensiv gefärbter

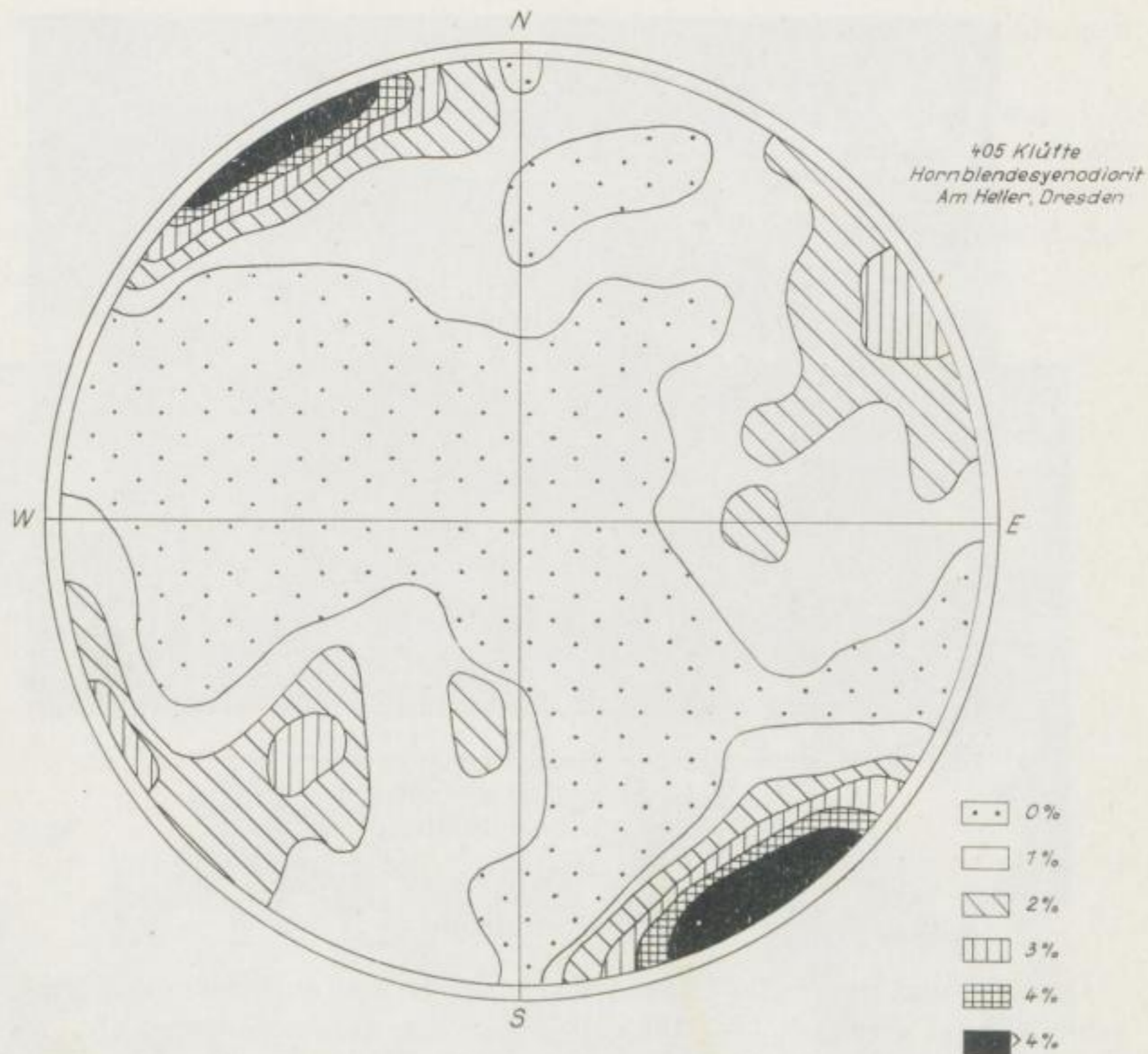


Bild 17. Kluftdiagramm des Hornblendesyenodiorits am Heller bei Dresden (405 Klüfte)

Gesteinsbereiche zu ehemaligen oder noch vorhandenen Kreidebedeckungen. An einigen Stellen – besonders in Ruschelzonen – führten hydrothermale Lösungen unter anderem zur Roteisen- und Quarzbildung.

### 3.2.2. Mikroskopie

Hauptgemengteile des Hornblendesyenodiorits sind Hornblende, Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat.

An Neben- und Übergemengteilen wurden Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Titanit, Diopsid, Biotit, Orthit, Pyrit, Chalkopyrit, Monazit und Xenotim gefunden.

Sekundärbildungen sind Rutil, Anatas, Brookit, Epidot, Zoisit, Serizit, Chlorit, Roteisen, Brauneisen, Calcit, Kaolinit.

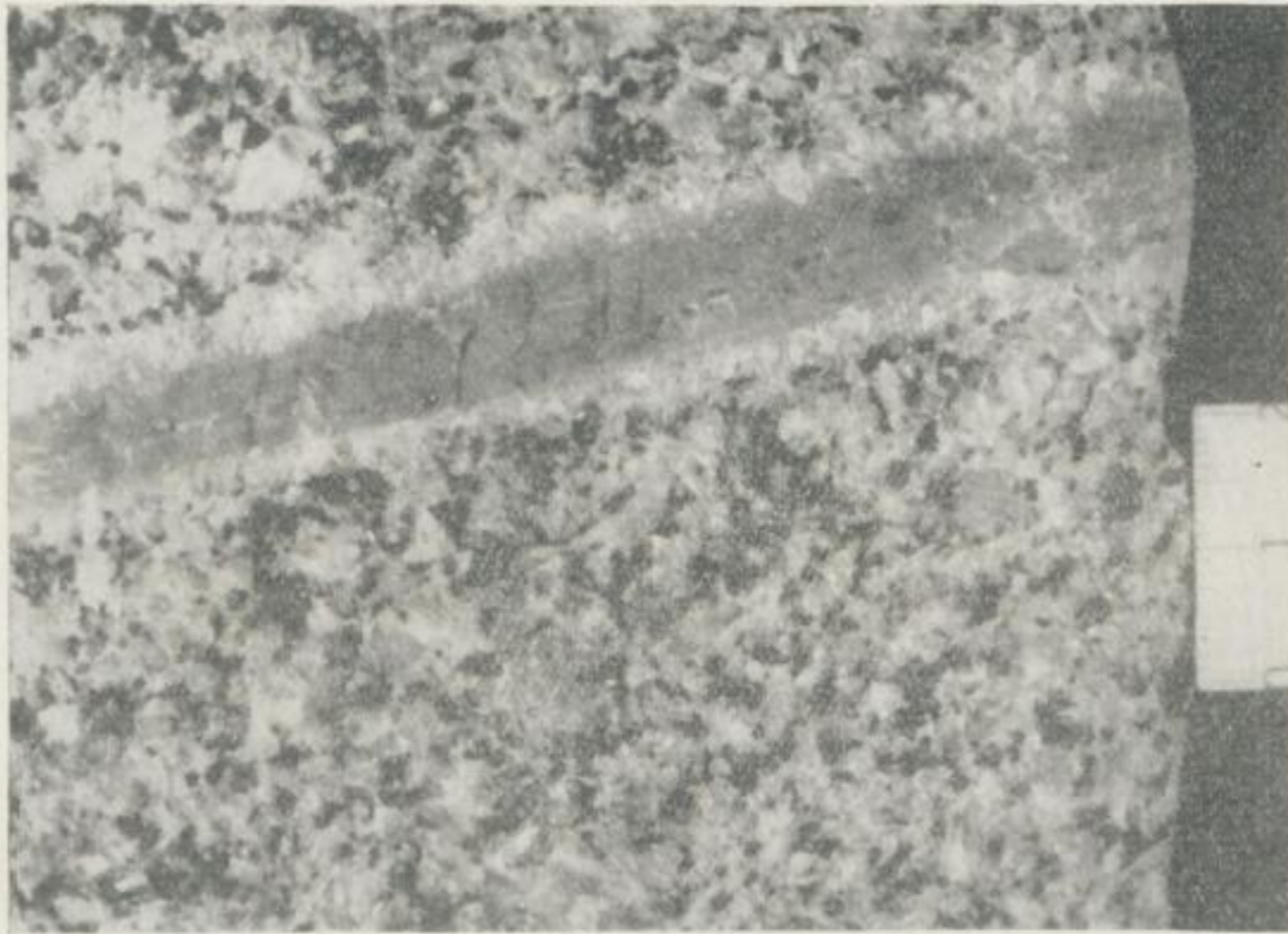


Bild 18. Hornsteingang im Hornblendesyenodiorit des Plauenschen Grundes (Ratssteinbruch)  
(Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

### Hornblende

Optische und chemische Daten wurden wiederholt an Proben aus dem Plauenschen Grund ermittelt [74] [158] [186]. Für den gesamten Anschnitt des Hornblendesyenodiorits liegen nur spärliche Angaben vor, so daß umfangreiche optische Vergleichsmessungen vorgenommen werden mußten. Dabei ergaben sich keine wesentlichen Unterschiede zwischen einzelnen Vorkommen; Achsenwinkel und Auslöschungsschiefen erreichten bisweilen im Bereich nur eines Handstücks folgende Maximal- und Minimalwerte:

$$\begin{aligned}
 2 V_X &= 56 \text{ bis } 68 \text{ Grad, } \phi = 62 \text{ Grad,} \\
 Z \wedge c &= 15 \text{ bis } 21 \text{ Grad, } \phi = 18 \text{ Grad,} \\
 \text{Spaltbarkeit (110), seltener (010),} \\
 X &= \text{ hellgrün bis gelbgrün } (\pm \text{ braun}), \\
 Y &= \text{ grasgrün bis smaragdgrün } (\pm \text{ olivgrün}), \\
 Z &= \text{ dunkelgrün } (\pm \text{ blaugrün}). \\
 X &< Z < Y.
 \end{aligned}$$

Eindeutige Zuordnungen nach den von *W. E. Tröger* [342] angegebenen Diagrammen sind nicht möglich. Die optischen Daten verweisen auf eine gemeine Hornblende mit Tendenzen zu hastingsitischen und aktinolithischen Typen.

Im allgemeinen ist die Hornblende kurz-, selten langprismatisch mit (110) und (010) ausgebildet. In Kalifeldspäten eingeschlossen, weist sie vereinzelt Endflächen

auf, während sie sonst von (011) und  $(10\bar{1})$  begrenzt wird. Zwillingsbildungen nach (100) sind verbreitet.

Trotz weitgehender Idiomorphiebestrebungen finden sich alle Übergänge von relativ großen idiomorphen bis zu xenomorphen, in „Feinkornzügen“ regelrecht „zerkrümelten“ Individuen. Die Korngrößen unterliegen demnach ziemlichen Schwankungen; maximale Werte erreichen 4,6 mal 2,0 mm, der Durchschnitt beträgt 1,5 mal 0,8 mm.



Bild 19. Wechselkörnige Partie aus dem Hornblendesyenodiorit südwestlich von Reinersdorf (Blatt 33) mit „Feinkornzug“ (D 33/36, schräge Nicols, Maßstab 32 : 1)

Typisch sind Agglomerate von Hornblenden und weiteren Mafiten, wobei gelegentlich Hornblenden auffallen, die zu fleckiger Färbung, in Kernpartien zu Aufhellungen oder zu einem vermehrten Braunanteil neigen. Einzelne Hornblenden besitzen helle Kerne mit einer Anzahl von Magnetitkriställchen, denen breite, dicht mit poikiloblastischen Quarzen ( $\phi$  0,08 bis 0,01 mm) besetzte Übergangszonen zu normalgefärbten Randbereichen hin folgen. Mitunter schließen diese Quarze ihrerseits gerundete Diopside ( $\phi$  unter 0,005 mm) ein.

Hornblenden mit „Diopsidresten“ im Kern sind sehr verbreitet. Solche Diopsidreste weisen unterschiedliche Größen, kaum idiomorphe Begrenzungen und zuweilen parallel zu (100) eingelagerte, um 0,01 mm große Ilmenitförmchen auf. Die Hornblende durchsetzt verschiedentlich den Diopsid in unregelmäßigen Partien,

zehrt ihn auf und übernimmt neben Ilmenitförmchen hin und wieder Quarze, deren stengelförmige Ausbildung an Myrmekitquarze erinnert und die nach Sammel- und Rekristallisationen Poikiloblasten in normalen Hornblenden bilden können. Gelegentlich umschließen solche Hornblenden hellgrüne, faserige Aktinolithe.

Die Beziehungen zum Biotit sind nicht eindeutig. Etwa 0,2 mm große Einschlüsse von chloritisierten Biotiten fallen relativ oft auf. Teilweise korrodiert Hornblende eindeutig den Biotit. Ferner lassen sich bei engen Verwachsungen der beiden Minerale feine, in den Biotit eindringende Hornblendenadeln beobachten. Zugleich treten Titanitneubildungen („Insekteneier“) auf.

Einschlüsse von Zirkon, Orthit und Titanit können pleochroitische Höfe mit Radien um 0,02 mm bewirken. Titanit gegenüber verlaufen die Grenzen oft buchtig und narbig; zumeist jedoch setzen sich idiomorphe Formen des Titanits – auch bei Neubildungen – durch. Plagioklas kann entweder in relativ kleinen, idiomorphen Kristallen in der Hornblende eingeschlossen sein oder ebenso wie Kalifeldspat korrosiv wirken. In feinkörnigen Gefügebereichen werden „Hornblendefetzen“ auch vom Quarz angegriffen, obwohl dort in den meisten Fällen Quarz und Kalifeldspat lediglich Bruchstellen verheilen.

#### Plagioklas

Umfangreichen Vermessungen zufolge hat der Plagioklas des Hornblende-syenodiorits einen durchschnittlichen An-Gehalt von 26,3%; Maximalwerte erreichen 30 bis 34%, Minimalwerte 20%, vereinzelt unter 20%. Die Daten wurden zumeist nach der Bestimmungsmethode von *M. Reinhard* [271] unter Benutzung der von *W. E. Tröger* [342] seinem Tabellenwerk beigegebenen Stereogramme gewonnen. Kontrollbestimmungen erfolgten nach der *Rittmannschen* Zonenmethode [342] [343] oder nach *A. Köhler* [342].

Zahlreiche Achsenwinkelvermessungen ergaben einen Durchschnittswert von 83 Grad bei Schwankungen zwischen 72 und 88 Grad. Die Untersuchungen gestalteten sich teilweise außerordentlich schwierig wegen undulöser Auslöschungen, Verbiegungen und diffuser Zonenfolgen mit um 4 bis 8% differierenden An-Gehalten. Stets sind die Kerne am An-reichsten; niedrigste Werte finden sich in myrmekitisierten Randbereichen.

Feinlamellare Albitzwillinge dominieren, untergeordnet treten Verzwilligungen nach dem Periklingesetz auf, verbreitet Komplexzwillinge nach dem Albit-Karlsbad-Gesetz. Reine Karlsbader Zwillinge fehlen.

Die Korngrößen variieren in weiten Grenzen. Abgesehen von Einschlüssen in Hornblenden und Kalifeldspäten, fallen in jedem Dünnschliff relativ große, mehr oder weniger idiomorphe, blastisch erscheinende und tafelförmig nach (010) ausgebildete Plagioklase auf, die deutlich geregelt und oftmals ebenso wie größere Kalifeldspäte von „Feinkornzügen“ umgeben und dann unregelmäßig begrenzt sind. In diesen „Feinkornzügen“ bildet xenomorpher, meist isometrischer Plagioklas einen wesentlichen Bestandteil mit durchschnittlich gleichen An-Gehalten wie im übrigen Mineralverband. Teilweise sind sehr kleine Kristalle weitgehend

myrmekitisiert worden, andere zeigen „Auslaugungserscheinungen“ (An-Gehalte unter 20<sup>0/0</sup>, mitunter um 15<sup>0/0</sup>). Daneben finden sich Plagioklase mit relativ hohen An-Werten um 30<sup>0/0</sup>, wie sie für Einschlüsse in Hornblenden typisch sind. Zwischen allen Plagioklasen bestehen Übergänge, so daß nur unter Vorbehalt die Korngröße mit einem Durchschnittswert von 1,0 mal 0,5 mm angegeben werden kann. Extremwerte liegen bei 5,3 mal 2,0 mm und 0,01 bis 0,005 mm.

Gelegentlich umschließt Titanit kleine, idiomorphe Plagioklase. Größere Plagioklase schließen ihrerseits vielfach Hornblende, Titanit, Apatit und andere Mafite ein; oftmals werden diese Minerale korrodiert. Kalifeldspat und Quarz gegenüber sind häufig eigene Flächen entwickelt.

Einschlüsse kleiner, idiomorpher Plagioklase mit An-Gehalten um 30<sup>0/0</sup> in größeren, An-ärmeren kommen in jedem Handstück vor, ebenso unregelmäßige Verwachsungen ungefähr gleichgroßer Kristalle.

Die Beziehungen zwischen Plagioklas und Kalifeldspat sind eindeutig. In Feinkornbereichen umschließt Kalifeldspat – z. T. auf Intergranularen – xenomorphe Plagioklase unter verschieden intensiven Korrosionserscheinungen (Auslaugungen, Homogenisierungen der Zwillingslamellen, Quarzstengelbildungen). Größere Plagioklase führen mitunter konkav begrenzte Kalifeldspatflecken, die längliche Formen parallel zu den Zwillingslamellen des Wirtes annehmen, in Spaltrisse eindringen und den Plagioklas unter Einregelung seiner „Reste“ überwältigen können. Druckbeanspruchungen begünstigten offensichtlich solchen Prozeß, indem sie Verbiegungen, Knickungen und Aufblätterungen der Zwillingslamellen und schließlich Zertrümmerungen der Plagioklaskristalle bewirkten. Auch hierbei begegnet man Auslaugungserscheinungen und Myrmekiten gleicher Art, wie sie *F. K. Drescher-Kaden* [72] als „prämikroklin“ beschrieben hat.

Kleinste Serizitschüppchen – unter 0,005 mm groß und unregelmäßig verteilt – sind verbreitet, ebenso Pigmentflecken u. a. aus feinsten Roteisenpartikeln. Wiederholt bildet Roteisen hexagonale Täfelchen und kann dann mit Biotiteinschlüssen verwechselt werden ( $\phi$  etwa 0,005 mm). Ganz vereinzelt finden sich Plagioklase, deren Kernpartie reichlich gerundete Mikrolithen von Hornblende, Magnetit, Titanit, Apatit, Diopsid und Biotit enthält, letztere trotz ihres Fehlens im sonstigen Mineralverband. Im Bereich der „Feinkornzüge“ übernehmen größere Plagioklase gelegentlich Hornblenden mit Abmessungen unter 0,1 mm und reichern sie in ihren Randzonen an.

### Quarz

Quarz tritt in mehreren Generationen, mengenmäßig jedoch untergeordnet auf; seine Zuordnung zu den Hauptgemengteilen ist lediglich unter systematischem Aspekt zu rechtfertigen. Zur ältesten Generation gehören die Quarzeinschlüsse in Hornblenden (Diopsiden). Myrmekitquarze stellen die zweite dar, und die dritte bilden undulöse Quarze unterschiedlicher Größe und Verteilung. Zuweilen kommt Quarz einer vierten Generation hinzu, der in stark deformierten Gesteinspartien oder im Bereich jüngerer Gangbildungen (Aplite, Pegmatite) Rupturen verheilt.

Wesentliche Bedeutung haben nur xenomorphe Quarze der dritten Generation mit Korngrößen von 0,05 mal 0,02 mm bis zu 2,0 mal 1,0 mm; durchschnittliche Werte liegen bei 0,8 mal 0,4 mm. Diese Quarze finden sich in beträchtlichen Anteilen in den „Feinkornzügen“, dort mehr oder weniger isometrisch, um 0,05 mm groß und von Kalifeldspatsubstanz umgeben. Im übrigen Mineralverband – auch bei fehlenden „Feinkornzügen“ – übernehmen sie die Rolle eines Lückenfüllers zwischen Plagioklasen und älteren Mineralen. Kalifeldspat ist eindeutig jünger. Vielfach sind Polygonfelder und verzahnte Quarzkornverbände ausgebildet, in denen die einzelnen Kristalle durchweg in der *c*-Richtung gelängt und mit ihrer *c*-Achse parallel zu *s* orientiert erscheinen.

Neben Einschlüssen älterer Gemengteile („Augitreste“!) verdienen seltene, äußerst dünne und bis zu 0,01 mm lange Nadeln Beachtung (Rutil?). Flüssigkeitseinschlüsse sind klein und demzufolge ohne beobachtbare Libellenbewegungen.

#### Kalifeldspat

Das Dünnschliffbild bestätigt die makroskopischen Beobachtungen und läßt relativ große, zonare, tafelförmig nach (010) und überwiegend als Karlsbader Zwillinge ausgebildete Kalifeldspatkristalle (zumeist geregelt) mit Übergängen (z. T. typischen Interstitialformen) bis zu Intergranularfilmen in „Feinkornzügen“ erkennen. Die Korngrößen erreichen Werte von 50,0 mal 20,0 mm und unter 0,01 mm ( $\phi$  etwa 5,0 mal 2,2 mm). Relativ große Kristalle erscheinen in Schnitten parallel zu (010) isometrisch, senkrecht dazu leistenförmig. Dem Zonarbau



Bild 20. Als Karlsbader Zwilling ausgebildeter Kalifeldspat mit Anwachszonen aus dem Hornblendesyenodiorit nördlich von Pennrich (Blatt 65, D 65/23, gekreuzte Nicols, Maßstab 30 : 1)



zufolge fehlt die  $x$ -Fläche ( $\bar{1}01$ ), dagegen ist  $y$  ( $\bar{2}01$ ) entwickelt. Mit wenigen Ausnahmen sind alle Kalifeldspäte xenomorph begrenzt.

Der Zonarbau ist vorwiegend an glatten Lagen unterschiedlich dichter Perthitbildungen kenntlich, seltener durch wechselnde Auslöschungsschiefen, die zu meist von undulösen Auslöschungen überlagert werden. Die Existenz solcher Lagen scheint an bestimmte Mindestgrößen der Kalifeldspäte gebunden zu sein, da in Kornbereichen unter 2,0 mm nur unregelmäßige Perthitbildungen, verbreitet hingegen Gitterverzwilligungen vorkommen. Mitunter folgen bis zu 6 perthitreiche Lagen aufeinander, deren Mächtigkeiten durchschnittlich 0,05 mm betragen. Ihre Abstände erreichen in der Zone  $[010]$  – und damit fast stets in  $s$  – Werte um 0,7, senkrecht dazu teilweise nur 0,05 mm. Einander entsprechende Lagen können an den Zwillingsgrenzen (Karlsbader Zwillinge) einspringende Winkel bilden.

Bei stärkeren Vergrößerungen erkennt man in den perthitreichen Lagen zahlreiche Albitspindeln (Albit bis saurer Oligoklas) in Größenordnungen um 0,02 mal 0,004, z. T. unter 0,001 mm. Besonders dicht treten diese parallel zueinander orientierten Spindeln an den Kernseiten mancher Lagen auf und bilden dort gelegentlich regelrechte Albitsäume mit Kalifeldspatresten. Zwischen den perthitischen Lagen sind spärliche, vielfach fleckenweise konzentrierte Spindelvorkommen zu beobachten, die bei gleichbleibender Orientierung größtmäßig bis in submikroskopische Bereiche gehen, so daß dann nur noch ein feiner, einfacher Lamellenbau zu erkennen ist. Andererseits konnten sich einzelne Spindeln in ihren Längsrichtungen zu „Spindelzügen“ vereinen und im Extremfall in Faserperthite übergehen.

In entsprechenden Kalifeldspäten verblieben entweder optisch homogene oder gegitterte Partien. Bei deutlicher Gitterung ist festzustellen, daß die Albitspindeln einzelner Lagen oder Flecken – unabhängig vom generellen Lagenverlauf parallel zu Wachstumsflächen – einer Gitterrichtung parallel gestellt sind. Die Spindelorientierung folgt entweder dem Periklingesetz – die Längsachsen stehen dabei senkrecht auf der Zwillingssebene Karlsbader Zwillinge – oder richtet sich nach dem Albitgesetz, wobei die Längsachsen der einzelnen Spindeln mit der Spur der Fläche (001) Winkel von  $-76$  bis zu  $-81$  Grad bilden. Nirgends konnten Kalifeldspäte gefunden werden, in denen Albitspindeln nach beiden Gesetzen angeordnet waren! Sowie derartige Tendenzen auftraten, „zerflossen“ die Albitspindeln, ihre Begrenzungen wurden undeutlich und gingen ineinander über bis schließlich Kreuzgitter entstanden. Mit dieser Gitterung erfolgte eine teilweise Mobilisation von Albitsubstanz, wie die Ausbildung von Faser- und Bandperthiten und vor allem die Entwicklung von Albitsäumen um Einschlußplagioklase zeigen.

Letztere besitzen durchschnittliche Abmessungen von 0,25 mal 0,15 mm, maximale von 1,0 mal 0,3 mm, minimale von 0,02 mm und darunter. Ihre An-Gehalte weisen keine Besonderheiten auf, ebenso die sonstigen Erscheinungen. Mit ihren größten Durchmessern (parallel  $M$ ) folgen sie dem Zonarbau bzw. den ehemaligen Wachstumsflächen der Wirtskristalle und bilden somit „Anlagerungsgefüge mit Regelungen nach der Korngestalt“ im Sinne von *B. Sander* [288].

A. Köhler [172] und G. Frasl [105] sahen bei Kalifeldspäten im Verlauf der Zwillingsgrenze von Karlsbader Zwillingen ein wichtiges genetisches Indiz. Alle diesbezüglichen Beobachtungen ergaben unregelmäßige, mehr oder weniger gekrümmte und teilweise winklig versetzte Zwillingsgrenzen.

Umfangreiche Indikatrixvermessungen deuteten auf Kalifeldspäte mit allen Übergängen zwischen Anorthoklas und Mikroklin hin. Die Auswertungen erfolgten nach den Stereogrammen von W. E. Tröger [342]. Achsenwinkelvermessungen führten zu Werten von 56 bis 38 Grad; der Durchschnitt betrug 68 Grad. Mit zunehmender Gitterung ergab sich stets eine ausgeprägtere Mikroklinoptik. Zugleich wuchs  $2 V_X$ . Regionale Abhängigkeiten, wie sie beispielsweise für die Lausitzer Masse zur Diskussion stehen [213], waren nicht festzustellen.

Untergeordnete Bedeutung haben Einschlüsse mehr oder weniger gerundeter, teilweise auch idiomorpher Quarze. Die verbreitete Rotfärbung beruht auf feinsten Roteisenteilchen; in jedem größeren Kalifeldspat kommen daneben idiomorphe Kriställchen ( $\phi$  etwa 0,015 mm) vor. Hin und wieder treten Biotite hinzu, oftmals auch feine, dunkle Nadeln (Rutil?) mit maximalen Abmessungen von 0,22 mal 0,0001 mm. Serizit ist selten und unregelmäßig entwickelt.

#### Neben- und Übergemengteile

Die Korngrößen des Zirkons betragen nach den Untersuchungen des Verfassers im Mittel 0,14 mal 0,07 mm (Extremwerte: 0,74 mal 0,48 und 0,07 mal 0,03 mm). Das Längen- und Breitenverhältnis liegt durchschnittlich bei 2,3, maximal um 6,5 und minimal um 1,3.  $L/B$ -Werte unter 2,0 sind selten. Bei zumeist idiomorpher, zonarer und kurzprismatischer Ausbildung finden sich vor allem die Flächen (110), (111), (101), (221), seltener (100) und bei vereinzelt langprismatischen, kaum zonaren sowie fast farblosen Kristallen (311). Die Farbe variiert zwischen braun und hellgelb. Risse werden oft von  $Fe_2O_3$  ausgefüllt. Der Zonarbau beruht auf verschiedenen Anwachsschalen um gerundete oder idiomorphe, zuweilen getrübe oder auch isotropisierte Kerne, die etwas exzentrisch liegen können. Hohlräume, Flüssigkeitseinschlüsse und opake Einlagerungen sind oft zu beobachten; gestreckte, stäbchenförmige Gebilde folgen dem Zonarbau (vgl. dazu G. Sansoni [289] und G. Hoppe [160]). Zirkon wird von allen Mineralen des Hornblendesyenodiorits eingeschlossen.

Apatit findet sich in jedem Dünnschliff in relativ großen, farblosen und zumindest kantengerundeten Kristallen. Scharf begrenzte Apatite sind selten und nur in kleineren Abmessungen vertreten. Die Durchschnittsgröße beträgt 0,50 mal 0,24 mm; Maximalwerte erreichen 1,5 mm.

In Hornblenden eingeschlossene Apatite bleiben mit Werten um 0,25 mm relativ klein. Stellenweise finden sich reichlich Kristalle mit Flüssigkeitseinschlüssen und vor allem mit dunklen Zonen bzw. Kernen („Seelen“), deren Ursache unzählige opake, vorwiegend parallel zur  $c$ -Achse des Wirtes (untergeordnet auch senkrecht dazu) orientierte „Stäbchen“ darstellen. In Dünnschliffen senkrecht zur Paralleltexur ( $s$ ) des Gesteins fällt weiterhin eine gewisse Regelung auch großer Apatite ( $c$  parallel  $s$ ) auf. In „Feinkornzügen“ können einzelne Kristalle zerbrochen und bei nur geringfügiger Versetzung der Bruchstücke von Kalifeldspat-Substanz verkittet sein. Fast alle Apatite löschen undulös aus. Eingeschlossen fehlt Apatit lediglich in Zirkonen (?). Die Beziehungen zum Magnetit sind nicht eindeutig.

Erze treten in unterschiedlichen Korngrößen von 0,9 mal 0,7 bis zu 0,01 mm auf ( $\phi$  etwa 0,3 mal 0,2 mm). Vorwiegend handelt es sich um Magnetite, die im Anschliff mehr oder weniger braunstichig, meist oktaedrisch und oftmals mit schwachen An-

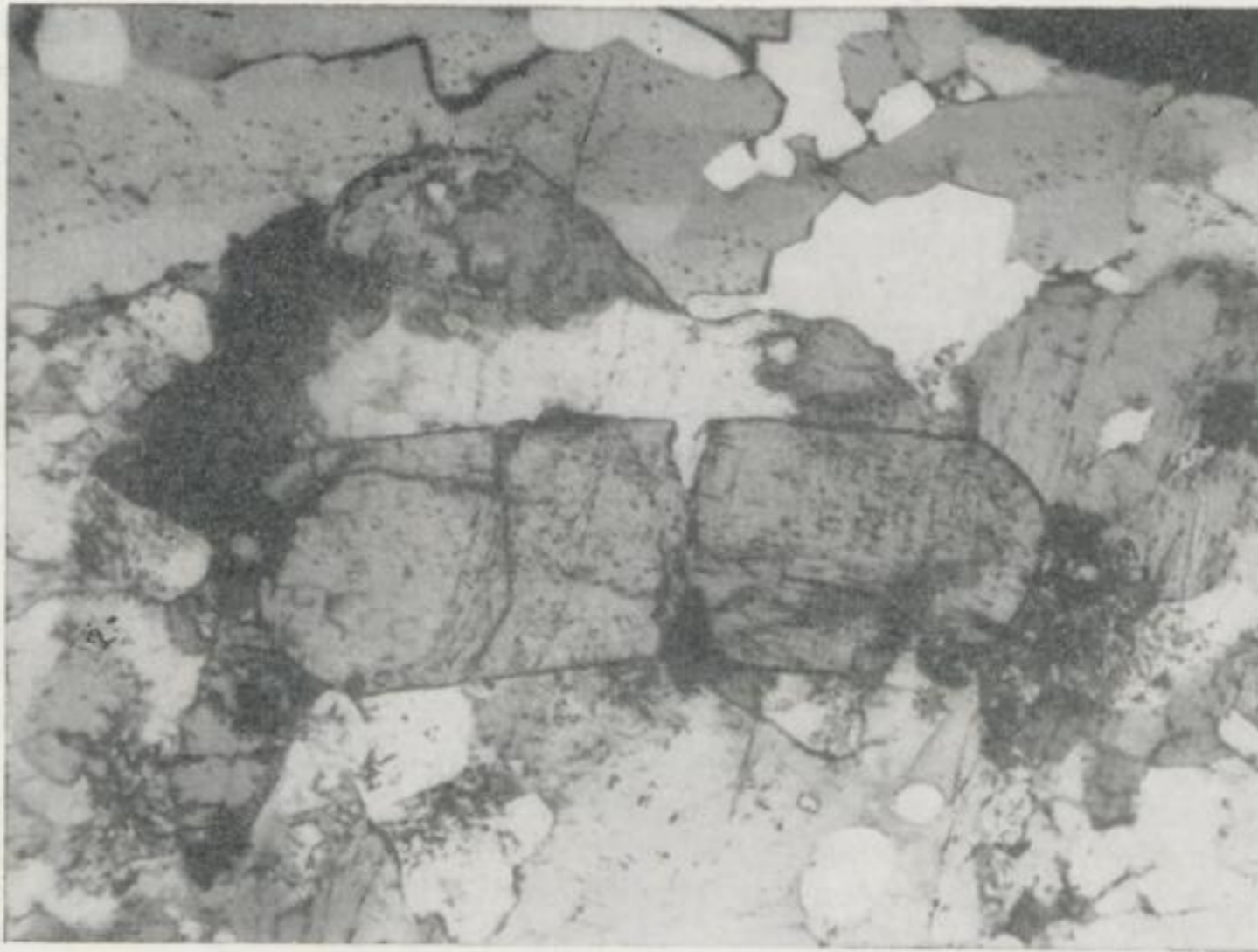


Bild 21. Zerbrochener und von Kalifeldspat verheilter Apatit aus dem Hornblendesyenodiorit westlich von Reinersdorf (Blatt 33, D 33/35, schräge Nicols, Maßstab 55 : 1)

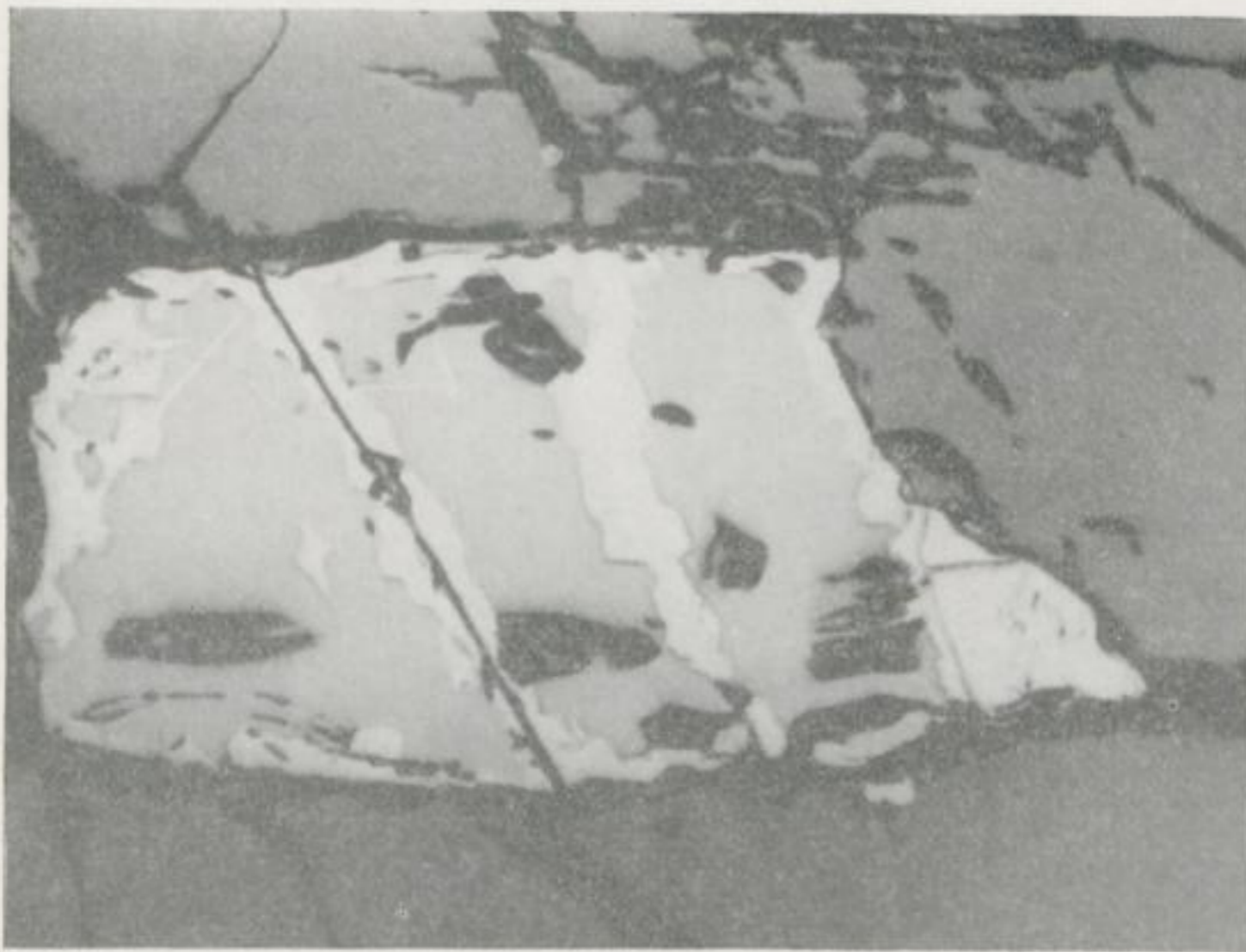


Bild 22. Magnetit mit beginnender Martitisierung aus dem Hornblendesyenodiorit des oberen Tännichtgrundes (Blatt 65, A 4, ein Nicol, Maßstab 110 : 1)

isotropieeffekten zu beobachten sind. Ilmenitverwachsungen (Entmischungen?) parallel zu (111) finden sich relativ selten und ausnahmslos in Form grober Lamellen. Verbreitet sind – teilweise als kleine, gerundete Mikrolithen zonar eingeregelt – Magnetiteinschlüsse in Titaniten. Magnetit selbst führt sehr oft idiomorphe Zirkon- und Apatiteinschlüsse. Im gesamten Aufschlußbereich des Hornblendesyenodiorits ist eine Martitisierung des Magnetits zu verfolgen, die von Rissen parallel zu (111) ausging und auf den ganzen Kristall übergriff, bis schließlich nur noch einzelne Reste verblieben bzw. auch diese umgewandelt waren.

Dieser Vorgang erfaßte gleichermaßen Einlagerungen in Hornblenden und Titaniten; kleinere Magnetiteinschlüsse blieben verschont. „Primärer“ Hämatit – teilweise mit Ilmenitentmischungen in zwei Generationen – kommt demgegenüber nur untergeordnet und verschiedentlich in Titaniten eingeschlossen vor ( $\phi$  etwa 0,2 mm). Außerordentlich selten finden sich Pyrit und Chalkopyrit in Abmessungen unter 0,01 mm.

Die Korngrößen des Titanits besitzen Abmessungen um 0,9 mal 0,4 mm; größte Längen wurden mit 1,8 mm gemessen. Bekannt wurden die Braunfärbungen in Abhängigkeit von der Schnittlage (X = hellbraun, Z = dunkelbraun) sowie die „Briefkuvertformen“ der größtenteils idiomorphen, flachen Kristalle mit den Flächen (100), (110), (111), (001) und (102). Außer Zirkon, Apatit, Diopsid und Biotit können Erze, Plagioklas, gerundete Hornblende und Orthit eingeschlossen sein. Viele Hornblenden – neben der Mehrzahl der Plagioklase – sind wahrscheinlich jünger. Offensichtlich bestehen gewisse Abhängigkeiten der Titanit- und Hornblendegehalte von denen der Diopside und Biotite; nehmen letztere zu, dann verschwinden größere Titanite zugunsten kleiner, bereits erwähnter „Insekteneier“. In „Feinkornzügen“ behält Titanit trotz der Einregelung mit dem größten Durchmesser parallel zu s weitgehend idiomorphe und intakte Formen. Rupturen können von Kalifeldspat oder von Plagioklas verheilt sein. Feinlamellare Verzwilligungen etwa parallel zu (211), leichte Flächenkrümmungen und -verschiebungen sind nicht selten. In Anschliffen finden sich häufig

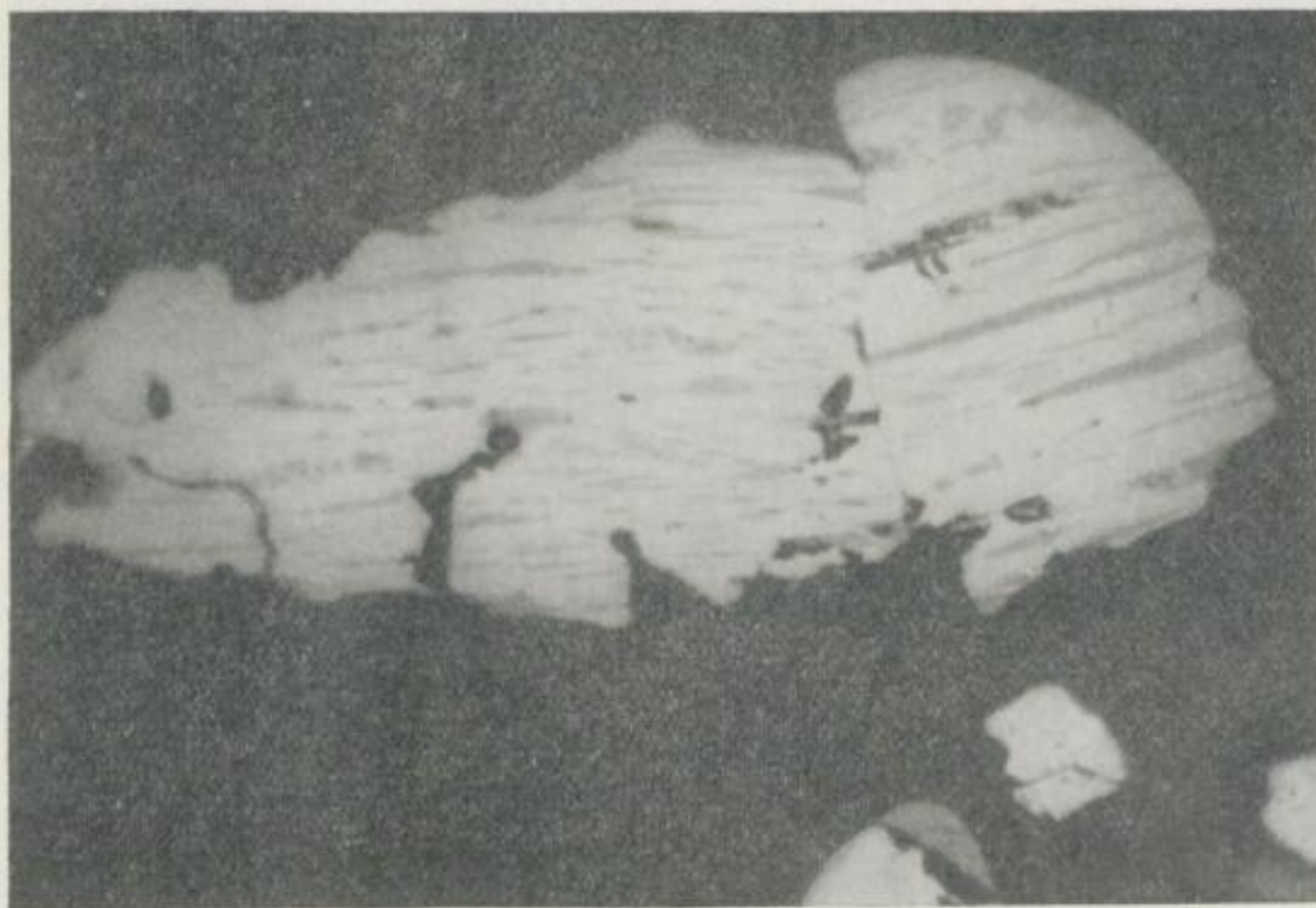


Bild 23. Hämatit mit Ilmenitentmischungen aus dem Hornblendesyenodiorit bei Klipphausen  
(Blatt 65, A 54, ohne Nicols, Maßstab 110 : 1)

z. T. nur sehr schmale Titanitsäume um Magnetit und Eisenglanz, aus denen sich idiomorphe Titanit-Kristalle entwickeln können.

Die optischen Eigenschaften des Diopsids ( $Z \wedge c = 41$  bis  $59$  Grad,  $2 V_Z = 58$  bis  $67$  Grad, Doppelbrechung etwa  $0,030$ ) verweisen auf Mischkristalle zwischen Diopsid und Hedenbergit mit geringer Beteiligung von Ägirin. Deutliche Teilbarkeiten nach (100), dünne Ilmeniteinlagerungen parallel zu (100) und – durch unterschiedliche Doppelbrechungen kenntlich – gelegentliche feinfaserige Ausbildungen parallel zu  $c$  zeigen enge Beziehungen zu Diallagen und damit Übergänge zu eigentlichen Augiten an. Die Farbe variiert im Dünnschliff bei schwachem Pleochroismus zwischen blaßgrün und hellolivgrün (hellgelbgrün). Neben unregelmäßig begrenzten, meist gerundeten Körnern verschiedener Größenabstufungen kommt Diopsid vereinzelt in langprismatischen, idiomorphen Kristallen vor – besonders in Kalifeldspat und Quarz eingeschlossen – und ist dann von (100), (010), (110), (001) sowie untergeordnet von (111) begrenzt; die Korngrößen erreichen Werte von  $1,00$  mal  $0,25$  mm. Bemerkenswert sind Einschlüsse von Zirkon, Apatit und Quarzstengeln oder -xenoblasten. Magnetit und Ilmenit sind zumeist jünger als Diopsid.

Unveränderte Biotite zeigen einen kräftigen Pleochroismus mit  $X =$  hellbraun-gelb,  $Y = Z =$  dunkelbraun bis dunkelrotbraun ( $X \ll Z = Y$ ). Diese Farben und das Auftreten von Sagenitgittern oder Titanitneubildungen bei Reaktionen mit Hornblenden und Plagioklasen weisen auf einen beträchtlichen Titangehalt hin. Vielfach hellen die Biotite auf; der Pleochroismus änderte sich zu  $X =$  hellgelb bis farblos  $Y = Z =$  braun bis olivfarben. Andere Biotite „vergrüneten“ (z. B. die vereinzelt Biotiteinsprenglinge im Plauenschen Grund) mit Farbtönen zwischen hellolivgrün und dunkelgrüngrau; allmählich konnten unter Roteisenbildung Chlorite (Pennine) entstehen, wobei (001) des Chlorits parallel zur Basis des ehemaligen Biotits liegt.

Idiomorphe Biotite kommen selten vor; zumeist sind die Kristalle korrodiert worden und bilden feinschuppige, zum Teil fetzenförmige Aggregate. Verbreitet finden sich



Bild 24. Idiomorphe Diopsidkristalle im Kalifeldspat des Hornblendesyenodiorits (Stbr. am Forsthaus im Plauenschen Grund, D 66/27, schräge Nicols, Maßstab 45 : 1)

Zirkon- und Apatiteinschlüsse mit pleochroitischen Höfen, gelegentlich Titanit- und Erzeinschlüsse. Die Korngrößen betragen normalerweise 0,14 mal 0,05 bis 1,25 mal 0,70 mm; Durchschnittswerte liegen um 0,6 mal 0,3 mm.

Orthit läßt sich in jedem Aufschluß des Hornblendesyenodiorits nachweisen. Das Mineral besitzt oft idiomorphe Formen mit den Flächen (100), (001), (101), (011), (210) und (111). Von den Endflächen (h11) her ist eine besonders intensive Korrosion zu beobachten. Die Farbe der nach der *b*-Achse gestreckten und tafelig nach (100) entwickelten Orthite variiert zwischen hellbraun (Y, X) und dunkelrotbraun (Z). Gelegentlich treten zonare Farbunterschiede in Erscheinung.  $2 V_X$  liegt nahe 90 Grad. Isotropisierungen sind häufig, ebenso Verwachsungen mit Epidot (mitunter allmähliche Übergänge von Orthit zu Epidot). Manche Orthite sind in Form xenomorpher, mehr oder weniger isometrischer Körner eng mit Titanit verwachsen. Die durchschnittliche Korngröße beträgt 0,5 mal 0,2 mm; ein extrem großer Orthit besaß Abmessungen von 2,07 mal 0,62 mm.

Monazit und Xenotim kommen nur selten vor. In Schwermineralkonzentrationen aus dem Plauenschen Grund fand P. Müller [218] wenige Xenotimkristalle mit deutlichen Rhombenformen, opaken Einschlüssen und Verzerrungen nach (111).

### Sekundärbildungen

Außer den bereits genannten Neubildungen (s. S. 24) finden sich als Sekundärprodukte infolge der Titanitzersetzung Anatas, Calcit, Brauneisen und Brookit (sehr selten). Aus Biotit und Hornblende entstand Chlorit; Epidot und Zoisit bildeten sich aus Plagioklas und Hornblende, Serizit und Kaolinit aus Feldspäten. Die wiederholt festzustellende Vergesellschaftung von gelbgrünen Epidoten, z. T. in größeren Schuppen und strahligen Aggregaten, mit farblosen, kleineren epidotähnlichen Mineralen ( $\phi$  unter 0,01 mm) macht das Vorkommen von Klinozoisit wahrscheinlich.

Tabelle 1. Durchschnittlicher Modalbestand (Vol.-%) des Hornblendesyenodiorits im Bereich einzelner Blätter der Geologischen Karte von Sachsen im Maßstab 1 : 25 000 [399]

	66	65	50	49	48	47	34	33	
Plagioklas	42,2	41,1	45,4	44,0	46,0	42,9	43,4	44,5	43,63
Kalifeldspat	33,4	35,4	30,3	31,9	29,5	28,5	27,7	31,4	31,09
Quarz	5,1	6,8	6,7	4,9	4,8	2,5	7,5	6,8	5,64
Hornblende	15,2	13,5	14,6	16,1	14,7	13,3	18,0	14,2	14,35
Diopsid	0,6	0,4	—	0,5	0,6	3,3	—	0,5	
Biotit	0,6	0,4	0,7	0,2	1,8	7,0	—	0,2	
Akzessorien	1,6	1,4	1,7	1,8	1,6	1,6	2,3	1,7	
Erz	1,3	1,0	0,6	0,7	1,0	0,9	1,1	0,7	

66 = Dresden	Punktzahlen:	66	48 769
65 = Wilsdruff		65	118 643
50 = Moritzburg		50	61 543
49 = Kötzschenbroda		49	36 712
48 = Meißen		48	72 685
47 = Lommatzsch		47	35 038
34 = Radeburg		34	4 000
33 = Großenhain		33	18 014
		Summe	395 404

## 3.2.3. Modus

Die umfangreichen Integrationsanalysen, die sich auf die gesamte Anschnittsfläche des Hornblendesyenodiorits erstreckten, beweisen die Homogenität des Hauptgesteins zumindest im derzeitigen Anschnittsniveau (Tabelle 1).

Für den Hornblendesyenodiorit des Meißener Massivs ergibt sich mit einer Indikatrixlänge von 66 051 mm (Punktabstände: 0,1 bis 0,4 mm) folgender statistisch gesicherter Modus:

43,4 ± 0,4	Vol.-%	Plagioklas
32,1 ± 0,5	Vol.-%	Kalifeldspat
5,3 ± 0,4	Vol.-%	Quarz
14,8 ± 0,5	Vol.-%	Hornblende
0,6 ± 0,2	Vol.-%	Diopsid
1,2 ± 0,2(5)	Vol.-%	Biotit
1,7 ± 0,0(6)	Vol.-%	Akzessorien
0,9 ± 0,0(5)	Vol.-%	Erz

Soweit Titanit und Apatit gesondert erfaßt werden konnten, fanden sich Durchschnittswerte von 0,8 und 0,6 Vol.-Prozent.

## 3.2.4. Chemische Analysen

Von den insgesamt zwölf chemischen Analysen des Hornblendesyenodiorits scheidet wegen der unsicheren Alkalibestimmungen die beiden ältesten von *F. Zirkel* [377] und *A. B. Griffith* [135] aus; es verbleiben (Tabellen 2a bis 2c):

1. Plauenscher Grund, linkes Weißeritzufer, südlich der Gasanstalt.  
Analytiker: *H. S. Washington* 1906 [353].
2. Wie Nr. 1.
3. Plauenscher Grund, Ratssteinbruch.  
Analytiker: *R. Nacken* 1914 [220].
4. Wie Nr. 3.
5. Rechtes Triebischufer, gegenüber Bahnhof Miltitz.  
Analytiker: *R. Reinisch* 1928 [274].
6. Steinbruch südwestlich Riemsdorf bei Meißen.  
Analytiker: *R. Reinisch* 1928 [274].
7. Steinbruch östlich Volkersdorf (Blatt 50)  
Analytiker: *E. Wohlmann* 1938 [294].
8. Steinbruch westlich Beiersdorf (Blatt 50).  
Analytiker: *E. Wohlmann* 1938 [294].
9. Wie Nr. 8.
10. Plauenscher Grund, Ratssteinbruch.  
Analytiker: *F. Hofmann* 1962 [158].

Tabelle 2a. Chemische Analysen des Hornblendesyenodiorits

Masse-%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO <sub>2</sub>	62,49	58,70	60,53	60,44	56,43	61,37	55,16	58,43	61,08	60,15
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,95	0,85	0,90	0,92	0,81	0,72	0,80	0,38	0,84
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,23	0,31	0,28	0,38	0,21	0,36	0,54	0,29	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,49	17,09	16,54	16,61	17,79	17,54	17,94	15,97	18,83	16,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,36	3,17	3,05	3,10	3,65	2,32	2,86	4,14	2,47	2,68
FeO	2,04	2,29	2,20	2,08	2,68	2,06	3,56	2,25	1,50	1,97
MnO	—	—	Sp.	Sp.	—	—	0,11	0,14	0,09	0,17
MgO	1,87	2,41	2,44	2,37	3,14	1,88	3,15	2,29	0,86	2,43
CaO	4,23	4,71	4,92	4,82	5,54	4,48	6,29	5,21	4,11	5,61
Na <sub>2</sub> O	4,38	4,38	4,32	4,58	4,62	4,01	4,38	4,45	4,73	4,17
K <sub>2</sub> O	4,65	4,35	4,29	4,31	3,95	4,29	4,01	4,20	4,73	4,49
BaO	0,15	—	Sp.	Sp.	—	—	—	—	—	0,04
SrO	Sp.	—	Sp.	Sp.	—	—	—	—	—	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,32	0,89	0,66	0,65	1,00	0,80	1,65	1,00	0,81	0,29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	0,23	0,26	0,30	—	—	—	0,06	0,14	0,41
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,13
S	—	—	—	—	—	—	—	0,13	0,13	—
Summen	100,43	99,40	100,37	100,44	100,10	99,77	100,19	99,61	100,15	100,39

Tabelle 2b. Niggli-Werte des Hornblendesyenodiorits

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
si	225,0	195,0	201,5	203,0	171,0	220,0	162,0	186,0	221,7	200,4
al	35,0	33,5	32,5	33,0	32,0	37,0	31,0	30,0	40,2	32,2
fm	22,5	26,0	27,0	25,5	29,0	22,5	29,0	30,0	16,2	24,8
c	16,5	17,0	17,5	17,5	18,0	17,0	20,0	18,0	16,0	20,0
alk	26,0	23,5	23,0	24,0	21,0	23,5	20,0	22,0	27,6	23,0
p	0,5	0,3	0,4	0,4	0,5	0,3	0,4	0,7	0,4	0,8
ti	2,6	2,4	2,1	2,3	2,6	2,2	1,6	1,9	1,0	2,1
k	0,41	0,40	0,40	0,39	0,36	0,41	0,38	0,38	0,40	0,41
mg	0,44	0,45	0,40	0,46	0,48	0,46	0,47	0,46	0,28	0,49
qz	+21,0	+ 1,0	+9,5	+7,0	-13,0	+26,0	-18,0	- 2,0	+11,3	+ 8,4
al — alk	+ 9,0	+10,0	+9,5	+9,0	+11,0	+13,5	+11,0	+ 8,0	+12,6	+ 9,2
alk	+ 2,9	+ 2,4	+2,4	+2,7	+ 1,9	+ 1,7	+ 1,8	+ 2,8	+ 2,2	+ 2,5
al — alk	— 7,5	— 7,0	—8,0	—8,5	— 7,0	— 3,5	— 9,0	—10,0	— 3,4	—10,8



Tabelle 2c. Kationenprozentage des Hornblendesyenodiorits

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
Si	57,9	55,0	56,1	56,1	52,2	57,3	51,2	54,5	56,4	55,8
Ti	0,6	0,7	0,6	0,6	0,8	0,6	0,5	0,5	0,3	0,6
P	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4	0,2	0,4
Al	18,0	18,9	18,0	18,0	19,4	19,3	19,7	17,5	20,4	17,9
Fe <sup>3+</sup>	1,6	2,2	2,4	2,1	2,5	1,6	2,0	2,9	1,7	1,9
Fe <sup>2+</sup>	1,6	1,8	1,7	1,6	2,1	1,6	2,8	1,7	1,2	1,5
Mn	—	—	—	—	—	—	0,1	0,1	—	0,1
Mg	2,6	3,4	3,4	3,3	4,3	2,6	4,4	4,0	1,7	3,4
Ca	4,2	4,7	4,9	4,8	5,5	4,5	6,3	5,2	4,0	5,6
Na	7,8	7,9	7,7	8,2	8,3	7,2	7,9	8,1	8,4	7,5
K	5,5	5,2	5,0	5,1	4,6	5,1	4,8	5,1	5,5	5,3
S	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—

Zusätzliche Alkali-, Eisen- und Titanbestimmungen erfolgten durch *H. S. Washington* 1906 (Plauenscher Grund) und *I. Lohse* 1959 (übrige Fundorte); die Ergebnisse finden sich in Tabelle 3.

Tabelle 3. Teilanalysen des Hornblendesyenodiorits (Masse-%)

	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Fe	Ti
Plauenscher Grund	4,34	4,33	—	—
Plauenscher Grund	4,49	4,93	—	—
Ilschenteich	4,10	3,90	3,63	0,50
Reichenbach	4,55	4,93	2,59	0,21
Obermühle Kobitzsch	4,50	4,60	4,28	0,54
Ratssteinbruch	4,53	4,77	4,96	0,48
Brücke Wilsdruff	4,15	4,84	6,31	0,60
Klipphausen	4,27	4,52	4,12	0,33
Kobitzsch	4,63	5,17	3,62	0,34
Neidmühle	4,30	—	5,52	0,70
Kobitzsch	—	—	2,91	0,61
Boxdorf	—	—	4,74	0,51

Unter Berücksichtigung der Teilanalysen (Alkalien, Titan) und von Mittelwerten für einzelne Aufschlußbereiche (Plauenscher Grund, Beiersdorf) ergibt sich für den Hornblendesyenodiorit des Meißener Massivs nachstehende durchschnittliche Zusammensetzung:

Masse-%		Kat.-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	58,7	Si	54,2	Q (Quarz)	2,1
TiO <sub>2</sub>	0,8	Ti	0,6	Ru (Rutil)	0,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3	P	0,2	Cp (Ca-Phosphat)	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,4	Al	19,0	Or (Orthoklas)	27,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,0	Fe <sup>3+</sup>	2,1	Ab (Albit)	39,5
FeO	2,5	Fe <sup>2+</sup>	1,9	An (Anorthit)	14,2
MnO	0,1	Mn	0,1	Wo (Wollastonit)	4,2
MgO	2,5	Mg	3,4	Hy (Hypersthen)	2,0
CaO	5,2	Ca	5,2	En (Enstatit)	6,8
Na <sub>2</sub> O	4,4	Na	7,9	Mt (Magnetit)	3,1
K <sub>2</sub> O	4,5	K	5,4		
BaO	0,1				
H <sub>2</sub> O	1,0				
Summe	100,5				

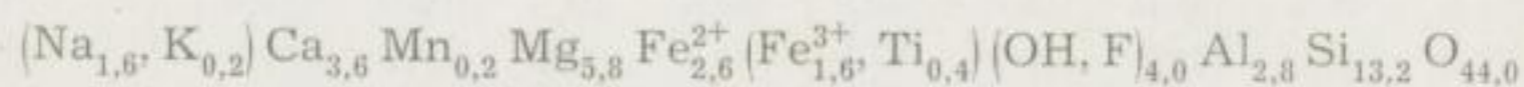
Normativer An-Gehalt des Plagioklases: 26,4 %. Mittlere Dichte des Hornblendesyenodiorits: 2,718 ± 0,006.

Spektralanalytisch fand *H. Moenke* [216] im Hornblendesyenodiorit des Plauenschen Grundes durchschnittlich 18,6 g/t Li, 114 g/t Rb, 3 g/t Be, 150 g/t V, über 20 g/t Co, 10 bis 15 g/t Pb, relativ wenig Cs und kein Sn. In Proben aus einem auflässigen Steinbruch bei Zitzschewig ermittelte *F. Fröhlich* [106] im Mittel 40 g/t Cr.

Für die Hornblende ergeben sich nach Tabelle 4 folgende Durchschnittswerte in Kationenprozenten:

Si	41,1
Ti	1,1
Al	8,5
Fe <sup>3+</sup>	4,7
Fe <sup>2+</sup>	8,1
Mn	0,8
Mg	18,4
Ca	11,2
Na	5,2
K	0,9
(H <sub>2</sub> O)	(2,8)
(F)	(1,8)

Die chemische Formel



entspricht weitgehend der einer „gemeinen Hornblende“ (*H. Strunz* [317]). In den von *W. E. Tröger* [342] nach *Sundius* angegebenen Diagrammen liegt ihr Projektionspunkt (Al, Fe<sup>3+</sup> – Na, K – Ca) im Feld der gemeinen Hornblende zwischen Pargasit und Edenit.

Tabelle 4. Chemische Analysen von Hornblenden aus dem Hornblendesyenodiorit (Plauenscher Grund)

Masse-%	L. Duparc und T. Hornung [74]	L. Duparc und T. Hornung [74]	W. Kunitz [185]	F. Hofmann [158]
SiO <sub>2</sub>	45,06	44,80	43,08	44,53
TiO <sub>2</sub>	1,88	2,22	0,90	1,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,68	6,48	11,41	6,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,18	7,04	4,74	8,88
FeO	11,53	9,80	11,42	8,91
MnO	1,02	1,24	—	0,83
MgO	13,84	13,95	12,41	12,90
CaO	10,81	11,14	11,61	11,78
Na <sub>2</sub> O	3,99	4,07	1,98	1,59
K <sub>2</sub> O	0,60	0,64	1,23	0,69
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	1,64	0,90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,06
F	—	—	—	0,65
Summen	101,58	101,38	100,42	99,91

Dichte: 3,16—3,27

Eine Kalifeldspatanalyse (Plauenscher Grund) stammt von D. S. Beljankin und S. Tomkejev [33]:

Masse-%		Kationen-%	
SiO <sub>2</sub>	61,65	Si	56,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,40	Al	23,0
CaO	1,51	Ca	1,5
Na <sub>2</sub> O	2,39	Na	4,3
K <sub>2</sub> O	12,76	K	14,9
Glühverlust	0,39		
Summe	100,01	Formel: Or <sub>72</sub> Ab <sub>21</sub> An <sub>7</sub>	

H. G. Tempel [328] analysierte den Orthit aus dem Hornblendesyenodiorit des Plauenschen Grundes (Tabelle 5a).

Weiterhin liegen chemische Analysen vom Titanit vor (Plauenscher Grund). Nach Tabelle 5b lassen sich folgende Kationenprozentage angeben:

Si	34,5
Ti	25,6
Al	2,2
Fe <sup>3+</sup>	3,9
Fe <sup>2+</sup>	0,4
Mn	0,5
Seltene Erden	0,8
Ca	32,1

Masse-%		Kationen-%	
SiO <sub>2</sub>	31,09	Si	36,1
TiO <sub>2</sub>	0,63	Ti	0,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,47	Al	22,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,50	Fe <sup>3+</sup>	3,9
FeO	9,30	Fe <sup>2+</sup>	9,0
MnO	0,92	Mn	0,9
(Ce...) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,14	Ce	8,2
(Y...) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,46	Y	2,1
CaO	10,10	Ca	12,6
MgO	1,74	Mg	3,0
K <sub>2</sub> O	0,38	K	0,5
Na <sub>2</sub> O	0,23	Na	0,5
H <sub>2</sub> O	2,21		
Summe	100,17		

Tabelle 5a  
Chemische Analyse  
des Orthites aus dem  
Hornblendesyenodiorit  
(Plauenscher Grund)

Dichte: 3,638

Tabelle 5b. Chemische Analysen von Titaniten aus dem  
Hornblendesyenodiorit (Plauenscher Grund)

Masse-%	P. Groth * [137]	A. Rosiwal [285]	W. Kunitz [188]
SiO <sub>2</sub>	30,51	34,4	31,46
TiO <sub>2</sub>	31,16	31,2	32,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,44**	2,4**	1,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,82	5,8	4,75
FeO	—	—	0,47
MnO	1,02	—	0,28
Seltene Erden	—	—	1,37
CaO	31,34	26,0	26,26
H <sub>2</sub> O	—	—	0,38
Summen	102,29	99,8	99,54

Dichte: 3,48—3,60

\* Mittelwerte zweier Analysen

\*\* Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> usw.

Weitere in der Literatur verzeichnete Mineralanalysen bedürfen der Überprüfung. Von Interesse sind die beachtlichen La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte (2,14 Masse-%), die *F. Hofmann* [158] neben Spuren von Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in Apatiten aus dem Hornblendesyenodiorit des Plauenschen Grundes fand.

### 3.2.5. Einschlüsse (Schlieren)

*H. Ebert* [76] wies 1934 nachdrücklich auf die Mannigfaltigkeit der Einschlüsse im Hornblendesyenodiorit des Plauenschen Grundes hin, indem er u. a. schrieb:

„Die von über 60 Einschlüssen angefertigten Dünnschliffe sind in Korngröße, Mengenverhältnissen und Struktur alle voneinander völlig verschieden, obwohl sie – mit ganz wenigen Ausnahmen – keine anderen Hauptgemengteile enthalten als Pyroxen, Amphibol, Biotit und Feldspat“ (Seite 36).

Es ist auch im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, sämtliche Varianten eingehend zu beschreiben. Im wesentlichen fand sich *Eberts* Feststellung bestätigt, wie die modale Zusammensetzung verschiedener Einschlüsse zeigt (Tabelle 6). Von Bedeutung sind gewisse Extremwerte (Bild 25):

63,5 bis 11,0 Vol.-%	Plagioklas
43,5 bis 0,0 Vol.-%	Kalifeldspat
23,4 bis 0,0 Vol.-%	Quarz
59,9 bis 0,0 Vol.-%	Hornblende
25,5 bis 0,0 Vol.-%	Diopsid
35,1 bis 0,0 Vol.-%	Biotit
6,3 bis 0,1 Vol.-%	Akzessorien
7,3 bis 0,0 Vol.-%	Erz

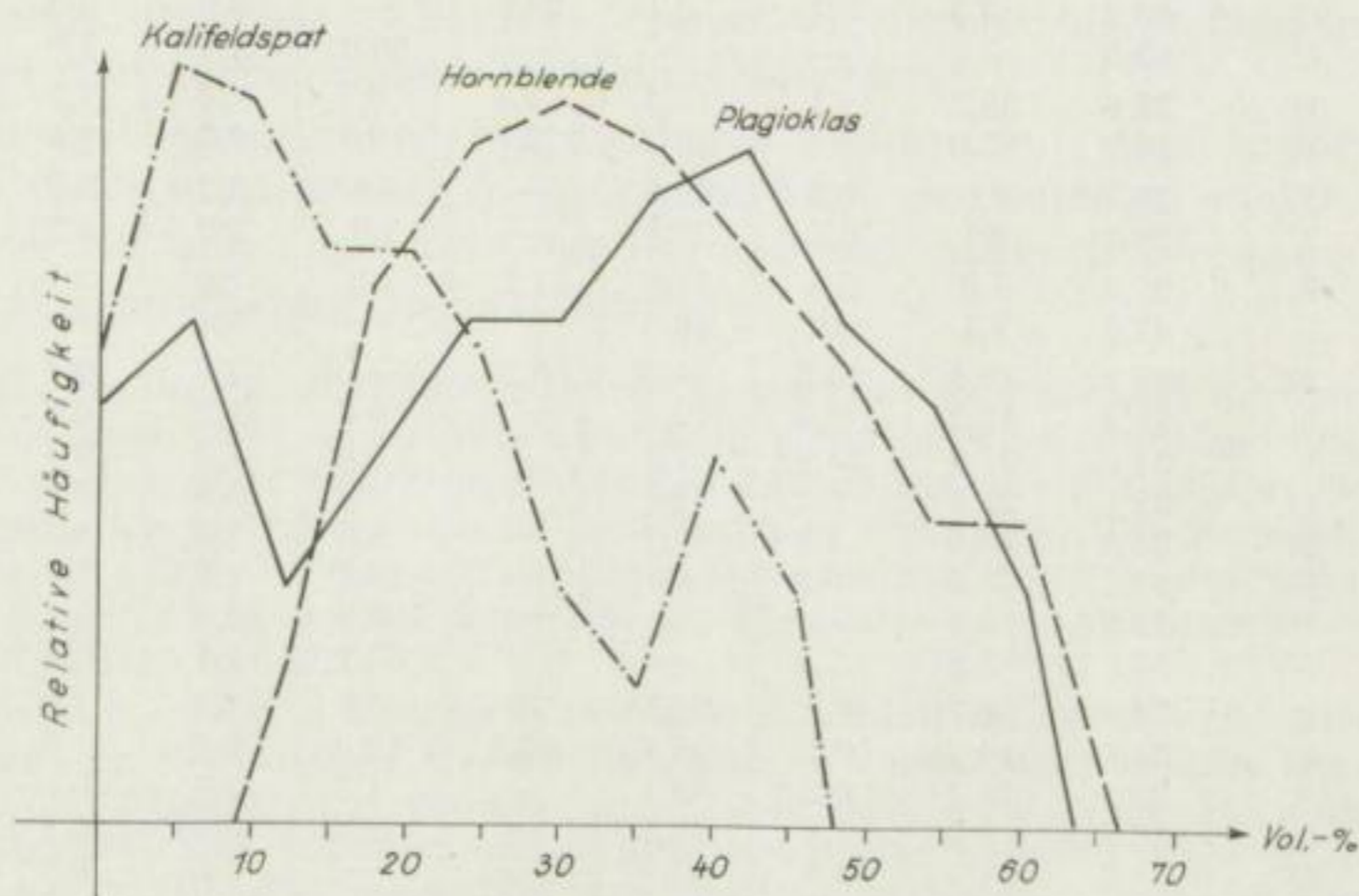


Bild 25. Relative Häufigkeit einiger Integrationswerte von Einschlüssen des Hornblendesyenodiorits

Die Maximalwerte wurden nur ausnahmsweise übertroffen.

Plagioklas kommt mit Werten um 60 Vol.-% sowohl mit reichlich Hornblende (26,6 Vol.-%, Ratssteinbruch) als auch mit bedeutenden Diopsid- (24,0 Vol.-%, Plauenscher Grund) oder Biotitmengen (30,0 Vol.-%, Ratssteinbruch) vor.

Diopsid findet sich oft in gleichen Gehalten wie der begleitende Biotit, gelegentlich jedoch treten Abweichungen auf.

Tabelle 6. Modale Zusammensetzung verschiedener Einschlüsse im Hornblendesyenodiorit (Vol.-%)

	Ort	Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Dp.	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
Blatt 66	A	11,0	16,4	0,1	16,0	22,1	32,3	2,1	Sp.	1033
	B	14,1	39,5	1,0	28,8	0,4	11,6	4,4	0,2	1021
	C	14,4	18,5	0,2	47,4	3,8	9,5	5,4	0,8	3581
	D	18,3	2,9	—	42,0	—	34,7	1,4	0,7	3086
	D	20,2	23,6	3,8	38,6	4,0	—	4,6	5,2	3517
	B	20,5	12,4	6,9	46,8	2,0	0,2	5,8	5,4	1384
	D	21,8	0,1	—	18,2	25,5	32,1	1,3	1,0	4530
	E	23,7	10,5	8,6	44,3	—	—	5,6	7,3	1182
	F	26,0	20,2	0,4	25,1	1,5	24,1	2,1	0,6	2226
	E	31,6	11,7	9,9	33,0	7,4	—	1,6	4,8	5384
	D	32,1	2,2	0,3	49,5	4,8	9,1	1,9	0,1	5357
	B	33,7	27,5	Sp.	28,4	0,4	3,7	3,5	2,8	2052
	A	37,1	40,5	—	—	—	21,6	0,8	—	1069
	F	38,0	11,7	—	41,5	2,0	3,2	2,6	1,0	2373
	F	39,4	27,9	—	—	—	32,1	0,1	0,5	2105
	F	42,2	18,4	—	33,5	—	4,1	1,5	0,3	1041
	A	44,1	7,9	0,3	37,1	4,5	3,0	2,3	0,8	5723
	C	46,7	6,1	—	40,9	1,3	1,0	2,6	1,4	8440
	D	47,5	5,7	1,4	36,1	—	5,9	2,2	1,2	7100
	C	59,0	6,0	1,9	26,6	0,2	2,2	2,3	1,8	7331
G	63,2	3,3	3,1	0,1	24,0	—	3,0	3,3	2930	
C	63,5	3,8	—	—	—	30,0	1,7	1,0	16327	
Blatt 65	H	25,6	35,3	1,1	18,4	9,8	6,7	1,6	1,5	1647
	H	26,7	22,0	0,4	9,2	20,6	16,8	2,5	1,8	10102
Blatt 50	I	20,5	9,0	0,5	59,9	—	4,6	3,2	2,3	2861
	J	28,4	9,1	0,1	57,5	—	1,9	2,8	0,2	1153
Blatt 49	K	27,2	7,8	Sp.	57,6	1,7	1,0	2,6	2,1	2077
	L	47,0	1,1	0,2	48,3	—	—	3,4	—	3036
Blatt 48	M	27,7	19,4	0,3	44,3	5,3	—	2,6	0,4	3411
	N	28,4	41,5	8,0	19,7	—	0,8	1,2	0,4	2926
	N	31,0	31,9	23,4	7,5	—	4,6	1,3	0,3	5413
	O	32,1	22,3	0,2	37,5	—	4,2	3,3	0,4	2647
	N	34,6	25,1	4,8	30,7	—	1,5	2,6	0,8	3540
	P	35,2	43,5	0,2	—	—	18,1	1,0	2,0	5584
	P	53,8	15,8	—	—	—	29,3	0,4	0,7	2498
	N	57,9	2,9	1,7	—	—	35,1	1,5	0,9	3505
Blatt 47	Q	34,0	6,7	0,2	52,7	—	1,7	3,7	1,0	4045
	Q	34,6	14,1	0,7	25,4	10,2	10,0	3,3	1,7	3037
	R	38,4	13,4	0,2	43,1	—	1,2	3,4	0,3	3100
	Q	38,7	9,2	1,3	40,1	—	7,5	3,1	0,1	3004
	Q	48,8	21,9	3,6	22,7	—	—	2,2	0,8	4217
Blatt 34	S	30,2	21,6	1,3	38,4	1,2	5,0	2,1	0,2	3100
Blatt 33	T	19,6	42,2	0,1	35,1	—	—	3,0	—	3079
	U	20,3	—	—	59,2	2,9	11,2	6,3	0,1	3083
	U	42,4	8,0	—	42,9	—	1,8	4,0	0,9	3097
	V	57,4	9,3	—	15,1	—	13,7	3,2	1,3	3955

A = Begerbruch  
 B = Israelbruch  
 C = Ratssteinbruch  
 D = Andrichs Bruch  
 E = Mühle Plauen  
 F = Heidenschanze  
 G = Plauen  
 H = Brücke Wilsdruff

I = Am Heller  
 J = Volkersdorf  
 K = Spitzgrund  
 L = Lindenau  
 M = Riemsdorf  
 N = Neidmühle  
 O = Kleine Triebisch-  
 mündung

P = Robschütz  
 Q = Leuben  
 R = Wahnitz  
 S = Neuer Anbau  
 T = Beiersdorf  
 U = Oberebersbach  
 V = Naulis

Besonders hohe Kalifeldspatgehalte sind fast ausnahmslos auf Schlieren beschränkt, die in seltenen Fällen mit über 20 Vol.-% Quarz granitische Zusammensetzung annehmen (Neidmühle, Blatt 48).

In mineralfazieller Hinsicht ist die weitgehende Übereinstimmung der Einschlüsse mit dem Normalgestein bemerkenswert. Außer Monazit und Xenotim sind sämtliche für den Hornblendesyenodiorit charakteristischen Minerale nachzuweisen; hinzu kommt Titangranat (Plauenscher Grund). Die optischen Daten der einzelnen Minerale, insbesondere der Hornblenden und Diopside, entsprechen denen des Hornblendesyenodiorits, nur Plagioklas erreicht etwas höhere Anwerte (28 bis 37%).

Vielfach zeichnen sich in den Einschlüssen gleiche Reaktionsbeziehungen wie im Normalgestein ab.

Zahlreiche Einschlüsse sind durch granoblastische Strukturen deutlich vom hypidiomorphkörnigen Gefüge des Hornblendesyenodiorits unterschieden. Idioblastisch können Titanit, Magnetit, Plagioklas, seltener Hornblende und Diopsid ausgebildet sein. Biotit und Quarz – auch Hornblende – bilden zumeist Xenoblasten, doch finden sich Ausnahmen. In diesem Zusammenhang verdienen Implikationsgefüge – intragranular vor allem zwischen Diopsid–Plagioklas, Diopsid–Hornblende, Hornblende–Biotit – ebenso wie heterogene Gefüge in lagiger, streifiger oder augenförmiger Ausbildung Beachtung.

Kornvergrößerungen und Entregelungen beruhen auf metablastischen Vorgängen. Gelegentlich können metatektische Bildungen (zumeist entektischer Art) mit einer für alle Einschlüsse des Hornblendesyenodiorits typischen jüngsten Kalifeldspatentwicklung verfolgt werden.

Weitaus die meisten Einschlüsse führen in beträchtlichen Mengen Hornblende. Ihre Gefüge erinnern vielfach an Amphibolite. In einem dieser Einschlüsse traten neben granoblastischen auch hypidiomorphkörnige Partien auf, die mit zunehmenden Kalifeldspatgehalten in syenodioritische Gesteinstypen übergingen. Die Korngrößen lagen normalerweise unter 0,5 mm und erreichten metablastisch Werte wie im Normalgestein, z. T. noch darüber. So wiesen Magnetite mit Plagioklas- und Quarzeinschlüssen Korngrößen bis zu 2,0 mm auf.

Ein gestreckter und in s geregelter dunkler Einschluß aus dem Bruch unterhalb der Heidenschanze (Plauenscher Grund) ließ u. d. M. neben xenomorphen Hornblenden, Biotiten und Feldspäten – vornehmlich Plagioklasen – zahlreiche Hornblende- und Plagioklasidioblasten erkennen, denen sich vereinzelt Kalifeldspäte – leistenförmig, Karlsbader Zwillinge – zugesellten. Die Hornblendeblasten führten im Kern Augitreste, die Plagioklase in mittleren Zonen oft Mikrolithen aus der „Grundmasse“. Alle Neubildungen waren geregelt und folgten mit ihren Längsrichtungen letztlich der Paralleltexur des Hornblendesyenodiorits.

Diopsid kommt in sehr unterschiedlichen Mengen vor. Einige Einschlüsse bestanden aus diopsidreichen Lagen (Korngrößen um 0,1 mm), denen Lagen mit 0,15 mm großen Plagioklasen ( $An_{20-32}$ ) folgten. Eine weitere Lage konnte extrem feinkörnig ausgebildet sein (Korngrößen unter 0,05 mm) und neben xenomorphen Plagioklasen wechselnde Mengen an Magnetit führen. In einem solchen Einschluß aus dem Begerbruch (Plauenscher Grund) folgten erneut größere Plagioklase ( $\varnothing$  etwa 0,15 mm) mit mehr oder weniger idiomorphen, stets isometrischen Diopsiden. Hier fanden sich ferner außer xenomorphen Kalifeldspäten gemeine Hornblenden mit Abmessungen um 1,5 mm, die zahlreiche Diopside und Plagioklase – letztere z. T. unter Korrosionserscheinun-

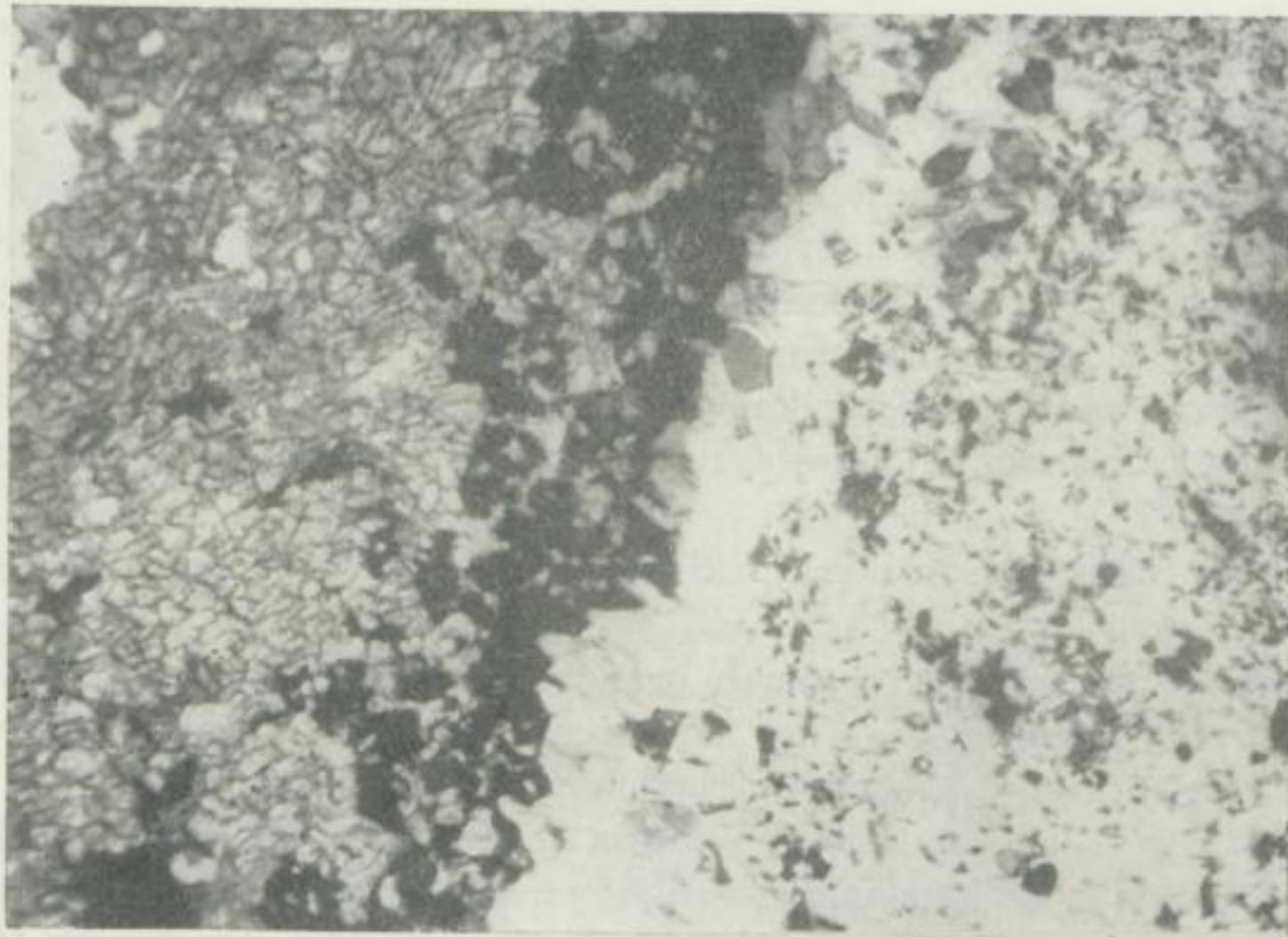


Bild 26. Einschluß aus dem Hornblendesyenodiorit des Plauenschen Grundes mit Diopsid (grau, links im Bild), Hornblende (schwarz, Bildmitte), grobkörnigem (Bildmitte) und feinkörnigem Plagioklas sowie Erzen und wenigen anderen Mafiten im rechten Bildteil (Begerbruch, D 66/49, schräge Nicols, Maßstab 28 : 1)

gen – eingeschlossen hatten. In einigen wenigen Hornblende-Biotit-Agglomeraten war der Biotit weitgehend chloritisiert worden (Bild 26).

In anderen Einschlüssen deuten lediglich Erzanreicherungen, Quarzpoikiloblasten, hellere Kernpartien und einige Diopsidreste in Hornblenden, ferner Mikrolithen in Plagioklasen auf eine ursprüngliche Ausbildung des Diopsids hin.

Die Korngrößen des Diopsids liegen durchweg unter 0,2 mm; nur im Bereich neugebildeter Kalifeldspäte erreicht er größere Abmessungen und zugleich prismatischen Habitus. Im allgemeinen sind zwischen diopsid- und hornblendereichen Einschlüssen mit oder ohne Biotit, Plagioklas, Titanit, Erz, Apatit usw. alle Übergänge zu beobachten, die durch unterschiedliche Texturen, Strukturen sowie Quarz- und Kalifeldspatgehalte modifiziert sein können.

Einige wenige Einschlüsse bestehen fast vollständig aus Diopsid (Dölzchen, Plauenscher Grund) in gut gerundeter isometrischer Ausbildung mit Korngrößen von 0,15 bis 0,05 mm. Gelegentlich treten xenomorphe Plagioklase hinzu, ferner einzelne Hornblendeblasten mit Abmessungen von 0,6 mal 0,3 mm. Die Hornblendeblasten sind oft zu zwei Dritteln und mehr poikiloblastisch vom Diopsid durchsetzt und kennzeichnen den Angleichungsprozeß an das Normalgestein.

1863 fand *E. Zschau* im Begerbruch des Plauenschen Grundes einen Einschluß, der neben Plagioklas, Quarz und Hornblende vorwiegend aus gerundeten Magnetiten bestand (Korngrößen von 0,1 bis 0,2 mm). Die Magnetite glichen denen des Normalgesteins und unterlagen ebenso einer Martitisierung. In Randbereichen erfuhr der Einschluß eine Auflockerung und wurde zunehmend von syenodioritischem Material durchsetzt (Bild 27).

Andere Einschlüsse führten Titangranat mit Abmessungen um 20 mm und typischen fleckenartigen Braunfärbungen. Auch der Titangranat wurde randlich aufgelockert,



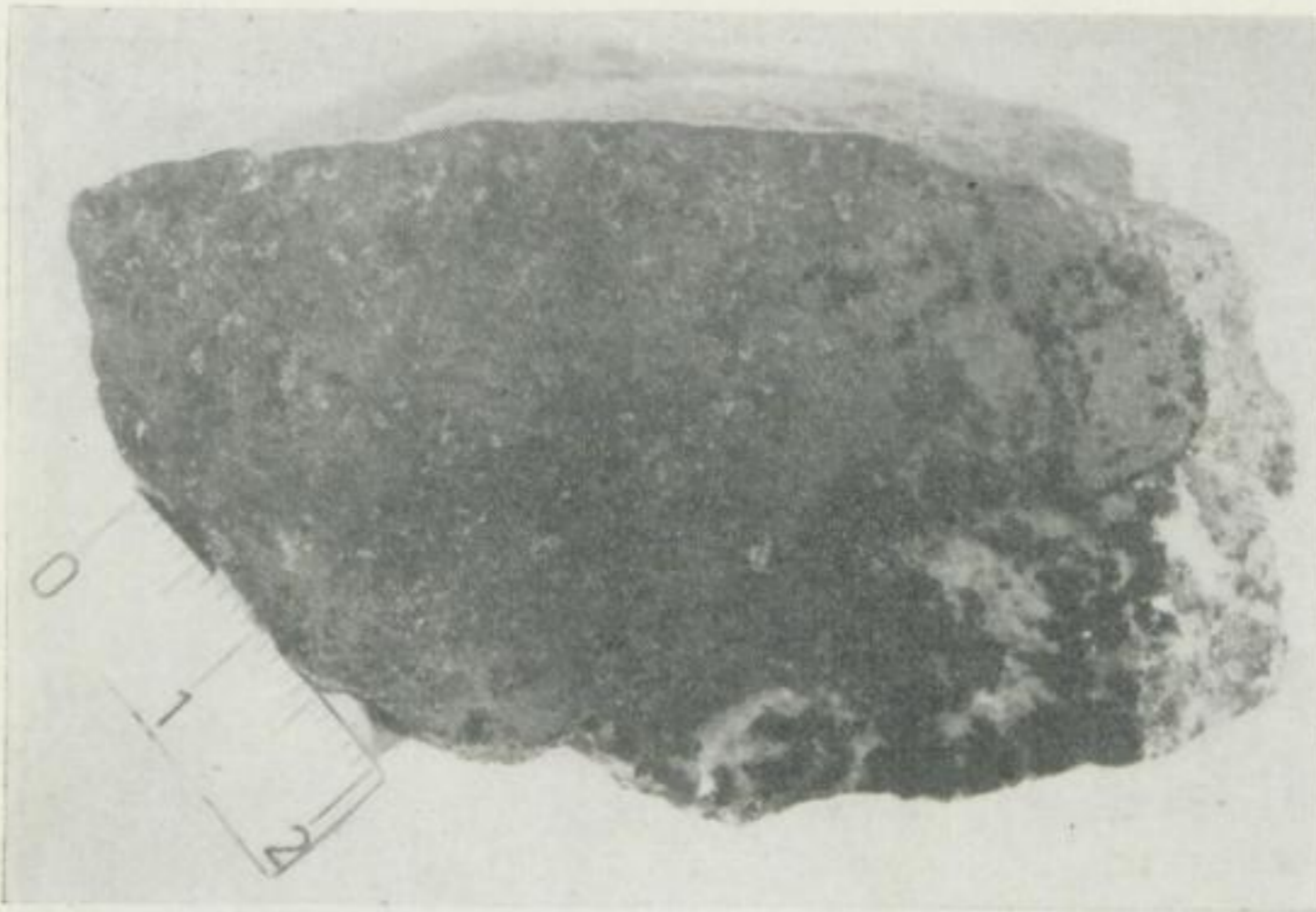


Bild 27. Magnetitreicher Einschluß mit wenig Hornblende und Plagioklas im rechten Teil des Bildes; aus dem Plauenschen Grund (Hdst. Nr. 15948/5259 des Staatl. Museums f. Min. u. Geol. Dresden; Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

wobei sich zwischen den Bruchstücken vornehmlich Quarz, Hornblende und Plagioklas ansiedelten. Auf solche „Bruchzonen“ folgte ein relativ magnetit-, diopsid- und titanitreicher Bereich mit einzelnen größeren Plagioklasen und Kalifeldspäten; einige der dem Titangranat am nächsten gelegenen Magnetite erreichten unter Einlagerung von Quarz und Plagioklas Korngrößen bis zu 1,5 mm.

Wichtig ist, daß sich im normalen Hornblendesyenodiorit vermehrt Biotite und Diopside nachweisen lassen, sofern im Aufschlußbereich entsprechende Einschlüsse in größerer Zahl auftreten. Hier muß mit der Bildung sogenannter „Streuzonen“ gerechnet werden, worauf auch die Eiformung der Einschlüsse hindeutet.

### 3.3. Der Biotitgranodiorit

(Typ „Zadel“)

#### 3.3.1. Makroskopische Beobachtungen

Der Biotitgranodiorit ist richtungslos gleichkörnig und meist hellgrau ausgebildet; die Abstufungen liegen zwischen mittel- und feinkörnigen Bereichen sowie hellbläulich- bis hellrötlichgrauen Farben. Niemals werden die beim Hornblendesyenodiorit möglichen Rotbraun- und Brauntöne erreicht. Einzelne Plagioklasen besitzen hellrote Kerne und weiße Randzonen. Zum überwiegenden Teil sind die Feldspäte farblos, weiß, schwach rötlich oder auch gelblich, die Quarze

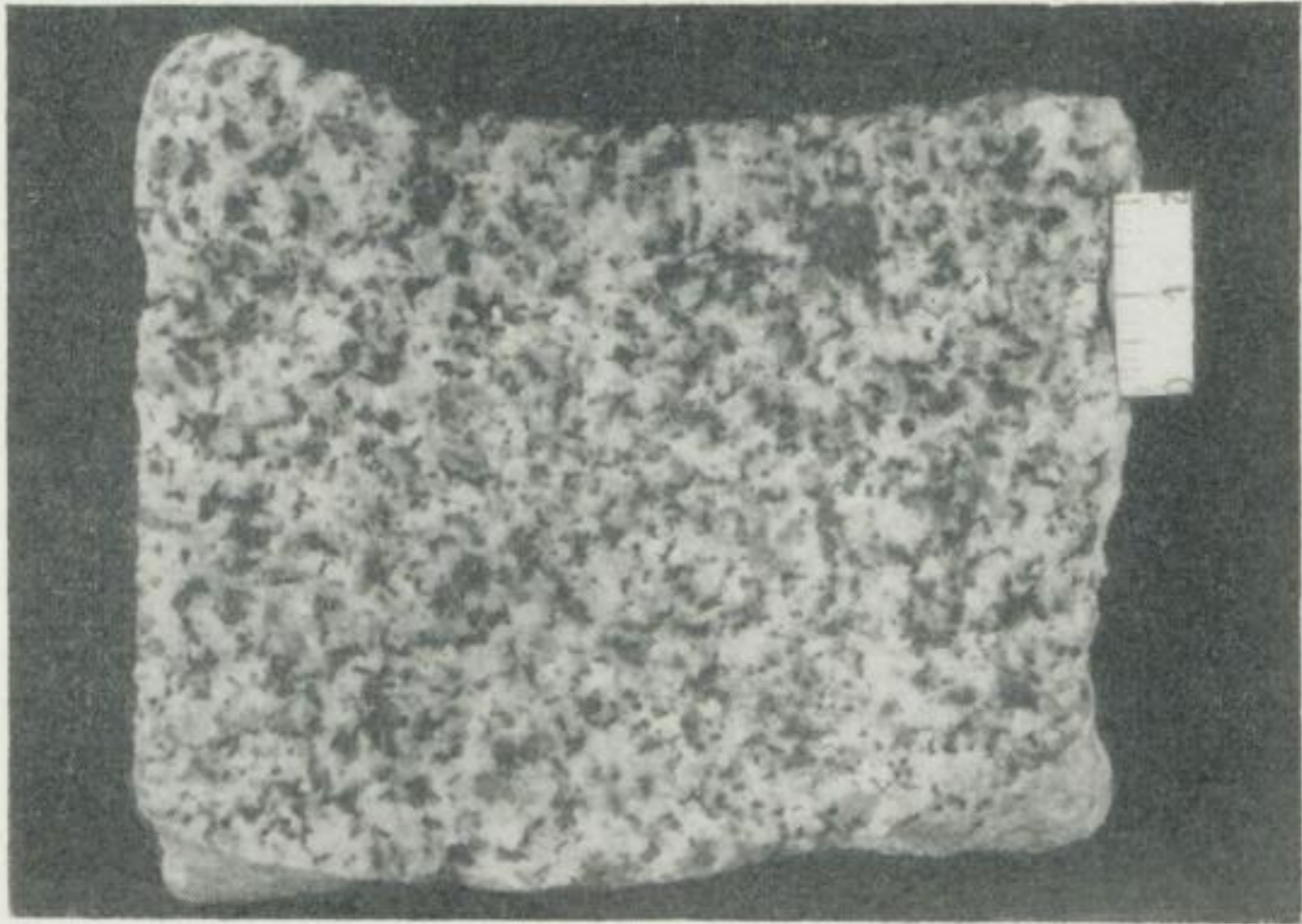


Bild 28. Biotitgranodiorit von der Neumühle bei Zadel  
(Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

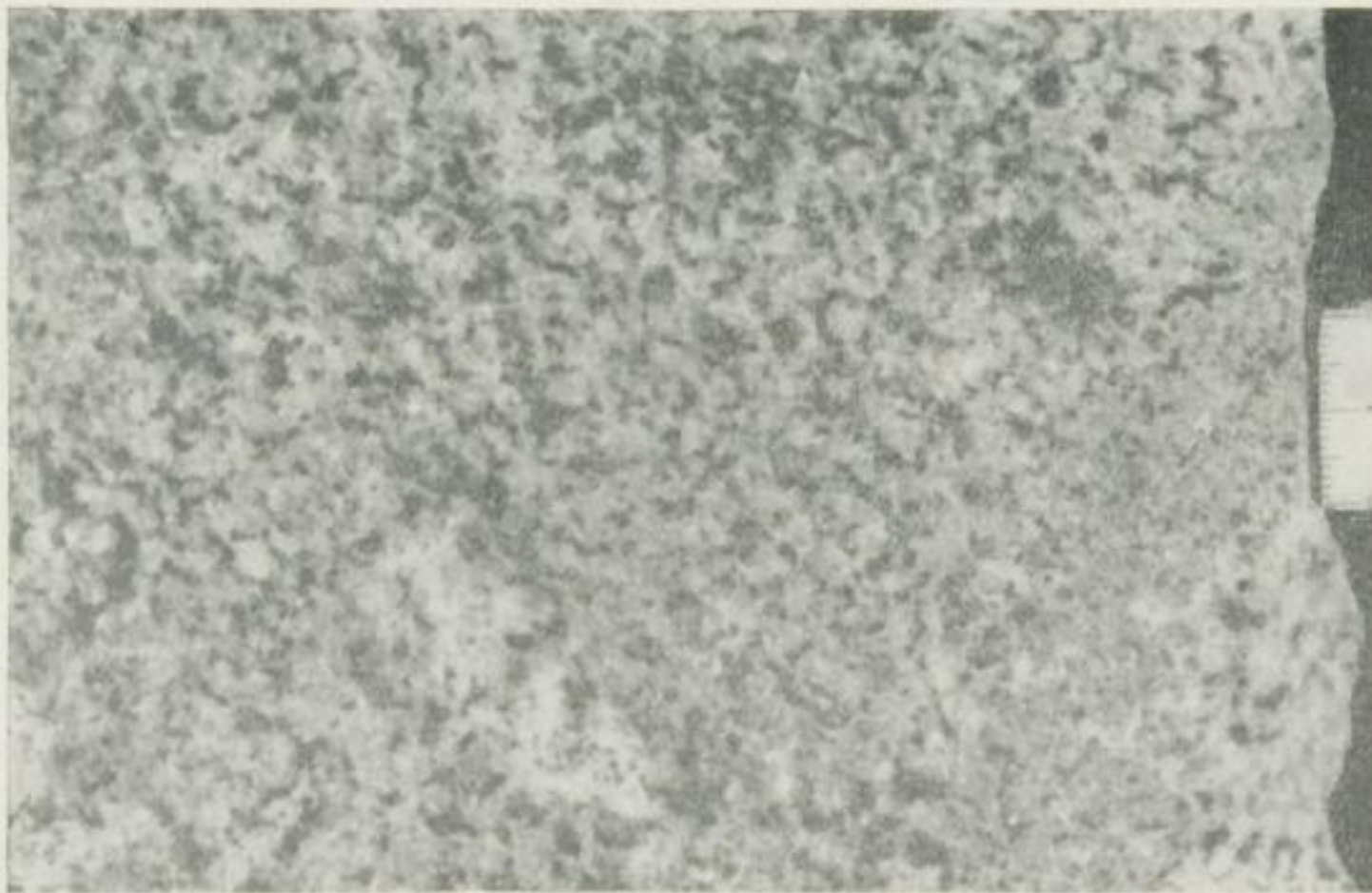


Bild 29. Biotitgranodiorit vom „Bösen Bruder“ bei Seußnitz  
mit aplitischem Trüm im rechten Bildteil  
(Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

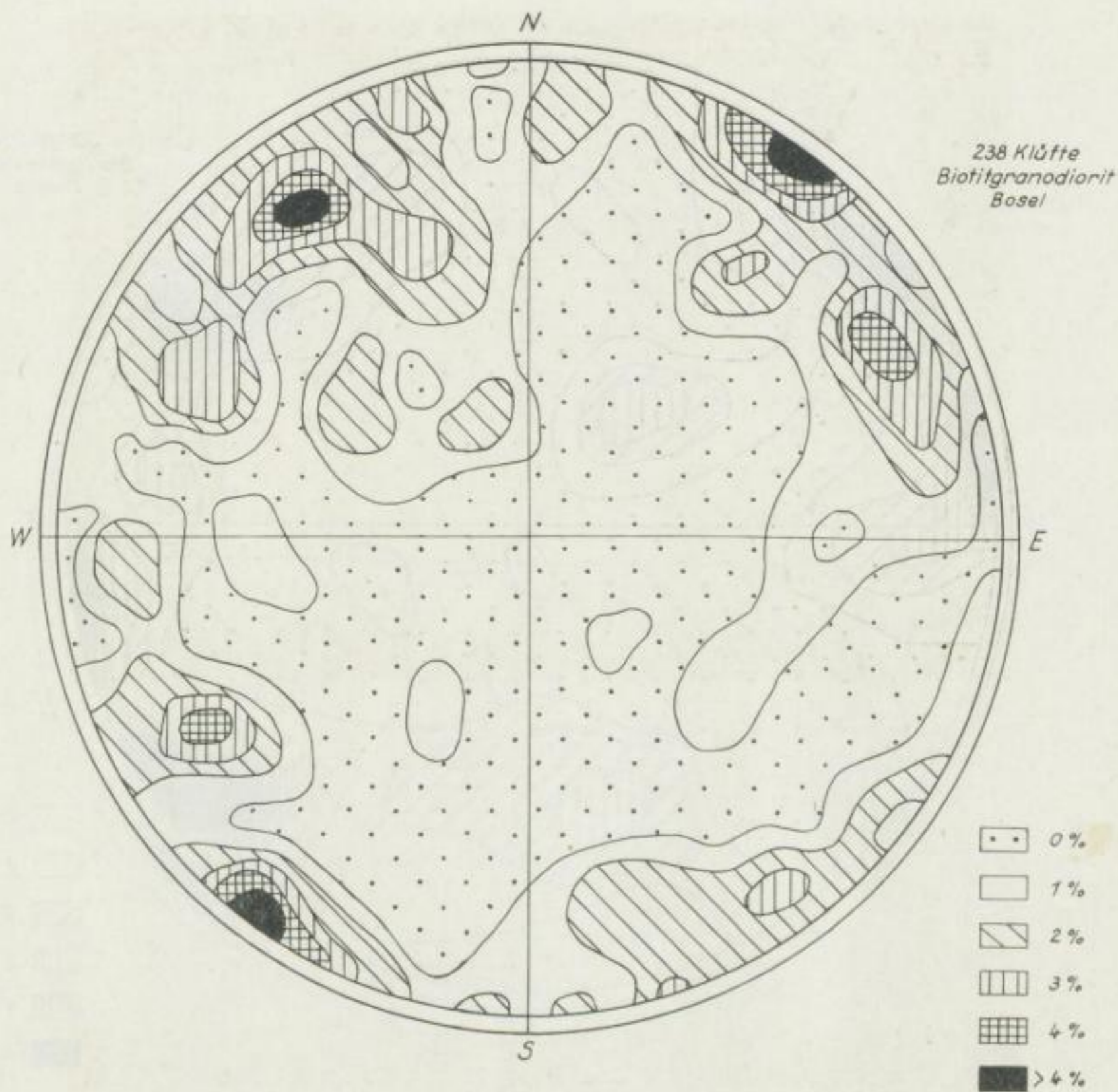


Bild 30. Kluftdiagramm des Biotitgranodiorits von der Bosel  
(Späargebirge; 238 Klüfte)

farblos bis schwach grau und die Glimmer schwarzbraun gefärbt (Bilder 28 und 29).

Vielfach lassen Einschlüsse eine gewisse Regelung erkennen, besonders linsen- oder scheibenförmige und relativ dunkle Typen mit zentimeter- bis dezimetergroßen Abmessungen. In der Nachbarschaft solcher Einschlüsse sind häufig die Glimmer parallel zueinander angeordnet und unterstreichen somit eine Regelung. Die Auswertung der bislang gewonnenen Meßdaten ergibt ein Maximum mit 100 Grad Streichen und 60 bis 70 Grad Einfallen nach NE.

Meist finden sich klein- bis feinkörnige Einschlüsse mit Übergängen zwischen extrem glimmerreichen und demzufolge sehr dunklen und hellen, weitgehend „granitisierten“ Typen. In letzteren werden primäre Parallelt Texturen gelegentlich noch durch zentimetergroße, linsenförmige und untereinander parallel gestellte Biotitbutzen angedeutet.

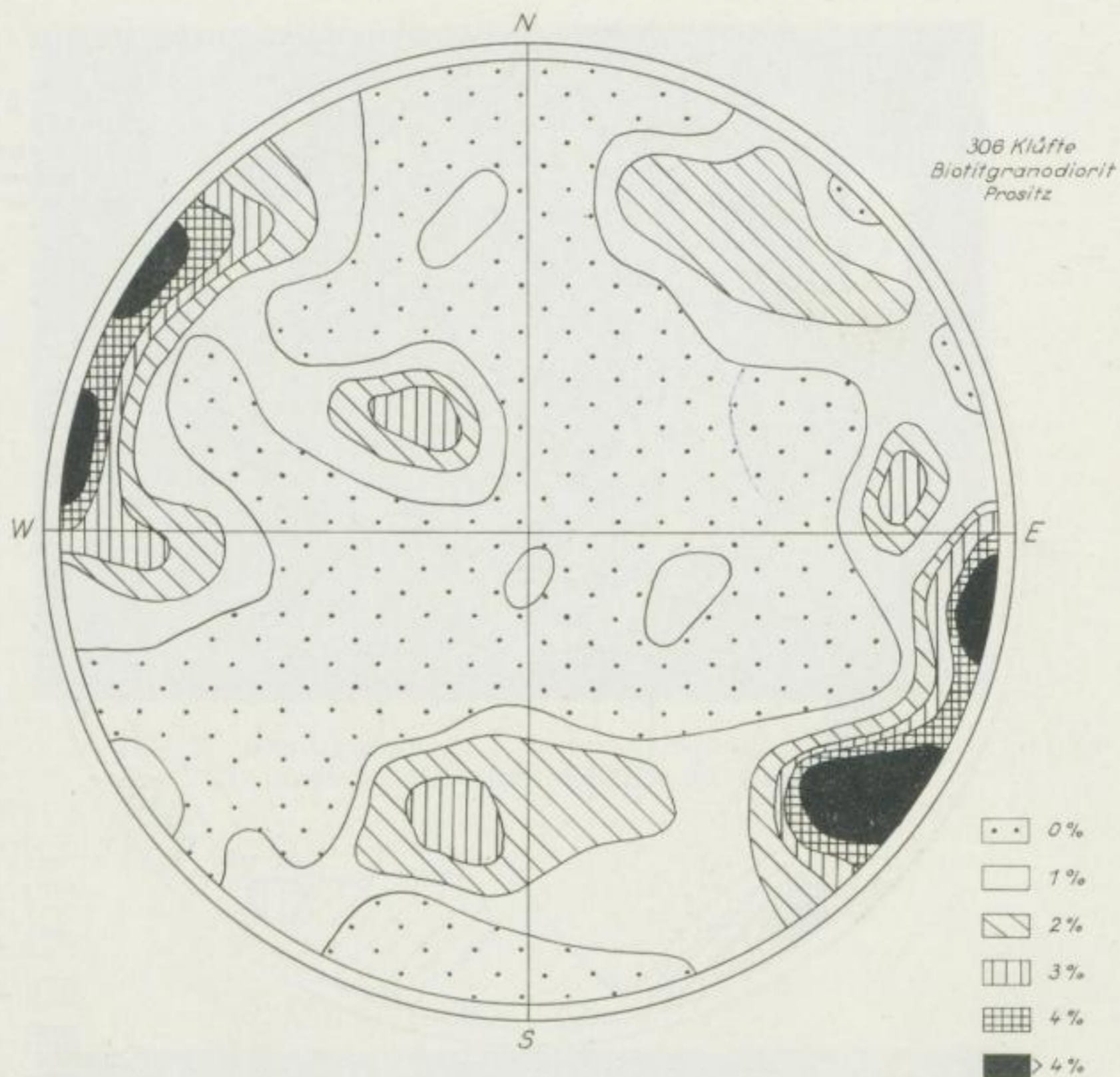


Bild 31. Kluftdiagramm des Biotitgranodiorits bei Prositz  
(Tanzberg; 306 Klüfte)

T. Siegert [306] fand zwischen Alt- und Neuhirschstein (Karte 32) im Biotitgranodiorit mehrere faust- bis kopfgroße, eckige und von Granodioritapophysen durchsetzte Bruchstücke eines Gneises, in deren unmittelbarer Umgebung der Biotitgranodiorit grobkörnig ausgebildet war.

Die Absonderungen des Biotitgranodiorits ermöglichen eine Gewinnung von Pflastersteinen; die Klüfte sind jedoch nur selten regelmäßig ausgebildet. Ergebnisse neuer Kluftmessungen veranschaulichen die Bilder 30, 31, 32 und 33.

Verwitterungseinflüsse führen auch hier zu einer zunehmenden Braunfärbung des Gesteins; es entsteht Grus. Der Biotit bleicht aus. Kalifeldspäte können sehr lange relativ frisch erhalten bleiben.

### 3.3.2. Mikroskopie

Die Hauptgemengteile des Biotitgranodiorits sind Biotit, Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat.

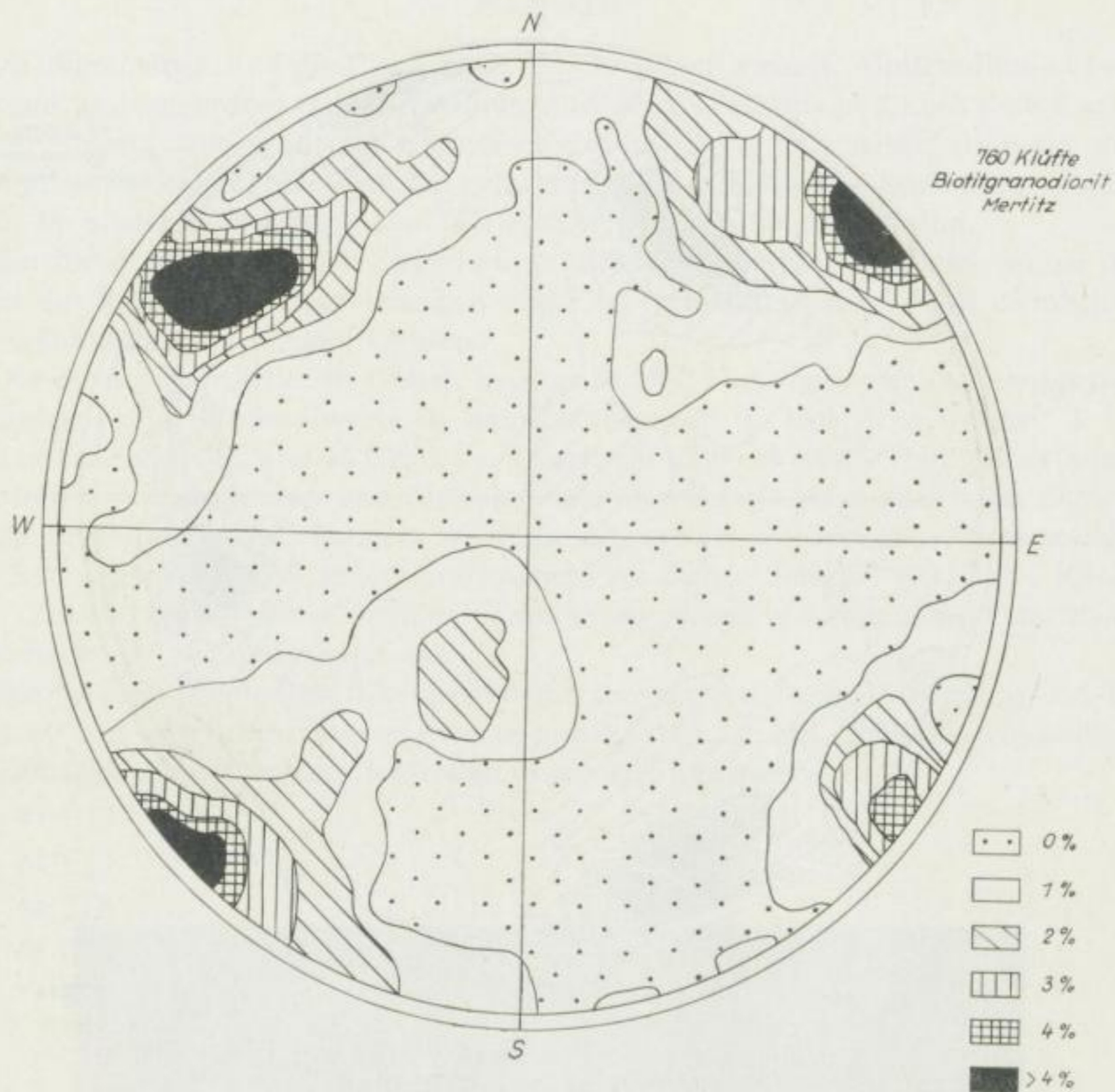


Bild 32. Kluftdiagramm des Biotitgranodiorits bei Mertitz  
(Nähe Leuben; 760 Klüfte)

An Neben- und Übergemengteilen wurden gefunden: Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, (Titanit), Pyrit, Monazit, Xenotim.

Sekundärbildungen sind Titanit, Rutil, Anatas, Epidot, Zoisit, Serizit, (Muskovit), Chlorit, Roteisen, Brauneisen, Calcit, Kaolinit.

#### Biotit

Der nach der Basis tafelig ausgebildete Biotit weist selten hexagonale Umrisse auf; am häufigsten noch sind kleinere, in Plagioklas, Quarz oder Kalifeldspat eingeschlossene Biotite idiomorph entwickelt. Zumeist ist der Biotit in Form rechteckiger Leisten oder unregelmäßiger, buchtig begrenzter „Fetzen“ – oft butzenartig angereichert und miteinander verflochten – zu beobachten. Die durchschnittlichen Korngrößen liegen bei 0,9 mal 0,4 mm, Maximalwerte um 2,8 mal 0,7 mm, Minimalwerte um 0,2 mal 0,1 mm.

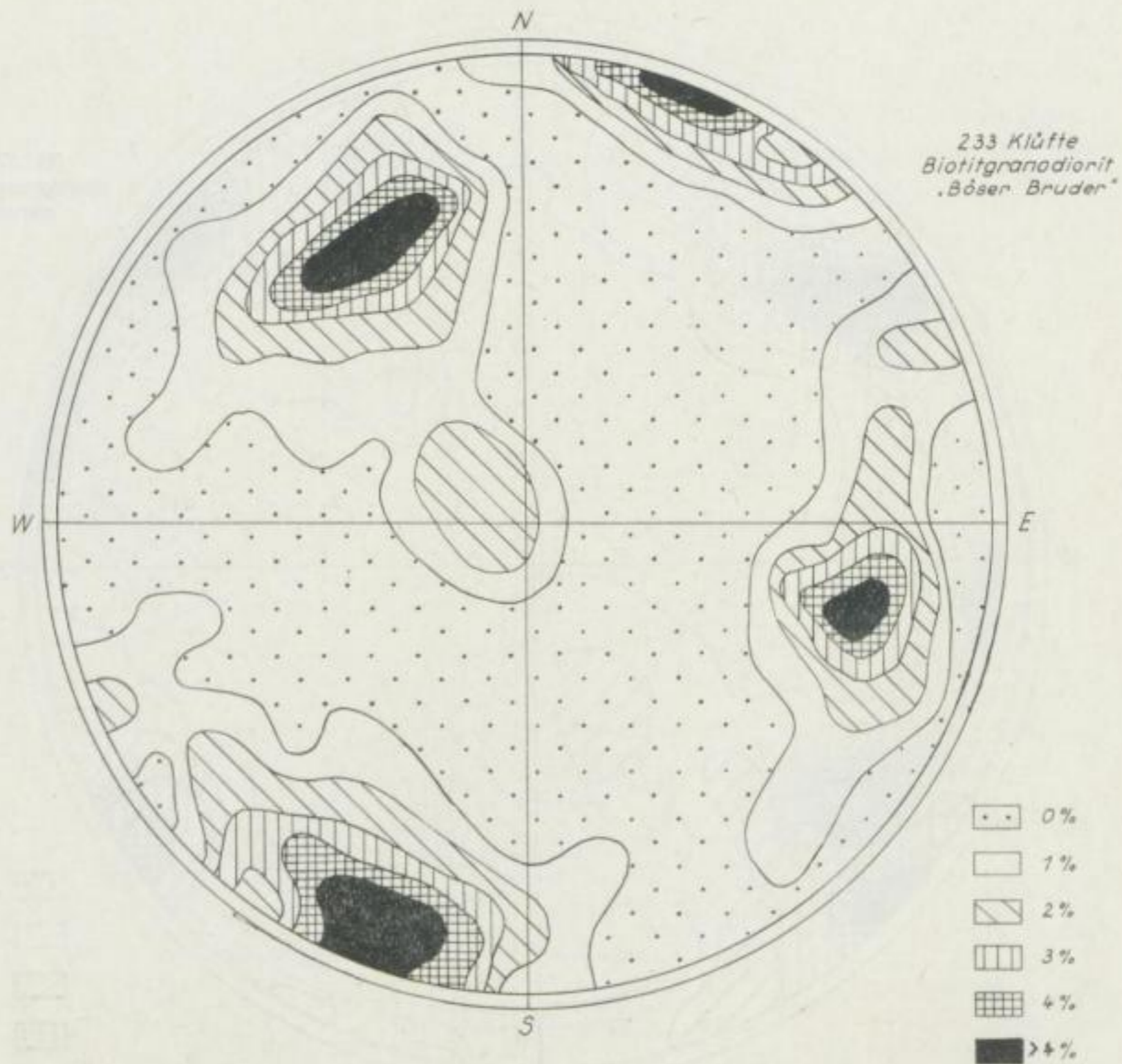


Bild 33. Kluftdiagramm des Biotitgranodiorits am „Bösen Bruder“  
(Nähe Seußlitz; 233 Klüfte)

Zirkon- und Apatiteinschlüsse sind häufig zu finden, erstere mit pleochroitischen Höfen.

Die Farben des Biotits weisen folgende Abstufungen auf:

X = graugelb bis bräunlichgelb,

Y = Z = dunkelbraun bis dunkelolivfarben.

Bei der allenthalben zu beobachtenden Chloritisierung unter Roteisenbildung hellen diese Farben auf; der sonst kräftige Pleochroismus schwindet, bis schließlich die gesamte Biotitsubstanz in Chlorit (Pennin) umgewandelt worden ist. Baueritisierungen begegnet man nur in weitgehend zersetzten Proben.

Der Achsenwinkel  $2V_X$  beträgt 0 bis 6 Grad. Nach R. Reinisch [273] ist der Biotit ein Meroxen (Glimmer zweiter Art).

Vom Plagioklas wurde Biotit zuweilen verdrängt. Größeren Plagioklaskristallen schmiegen sich die älteren Biotite sehr oft an, wenn sie nicht – wie von Quarz und Kalifeldspat – eingeschlossen worden sind.

## Plagioklas

Im allgemeinen sind die Plagioklase idiomorph entwickelt. Albitzwillinge überwiegen; untergeordnet treten Zwillinge nach dem Periklin- und nach dem Karlsbader Gesetz auf. Während normalerweise neben reinen Albitzwillingen nur komplexe vorkommen, finden sich gelegentlich Plagioklase mit deutlichem Zonarbau, die ausschließlich nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind.

Ein meist nur schwacher Zonarbau ist allen Plagioklasen zu eigen, wobei die Zahl der Zonen, ihre Begrenzungen und Unterschiede im An-Gehalt ziemlichen Schwankungen unterliegen können.

Der durchschnittliche An-Gehalt beträgt 24,9<sup>0/0</sup>; Maximalwerte in Kernpartien erreichen 31<sup>0/0</sup>, Minimalwerte in Randbereichen 21<sup>0/0</sup>. Der Achsenwinkel  $2 V_X$  variiert zwischen 72 und 94 Grad, der Durchschnittswert ist 82 Grad. Gitterdeformationen, Verbiegungen und Versetzungen der Zwillinglamellen und demzufolge undulöse Auslöschungen wirkten sich neben verbreiteten Zersetzungserscheinungen in Kernpartien (feinkörnige bis dichte Serizit-, Roteisen-, Kaolinit-, Zoisit-, Epidot- und Calcitaggregate) erschwerend auf genaue und statistisch gesicherte U-Tischmessungen aus.

Nur wenige Plagioklase übertreffen die durchschnittliche Abmessung von 1,6 mal 1,0 mm wesentlich; Maximalwerte sind 4,0 mal 3,0 mm. Plagioklaseinschlüsse in Kalifeldspäten kommen in Größen unter 0,01 mm vor.

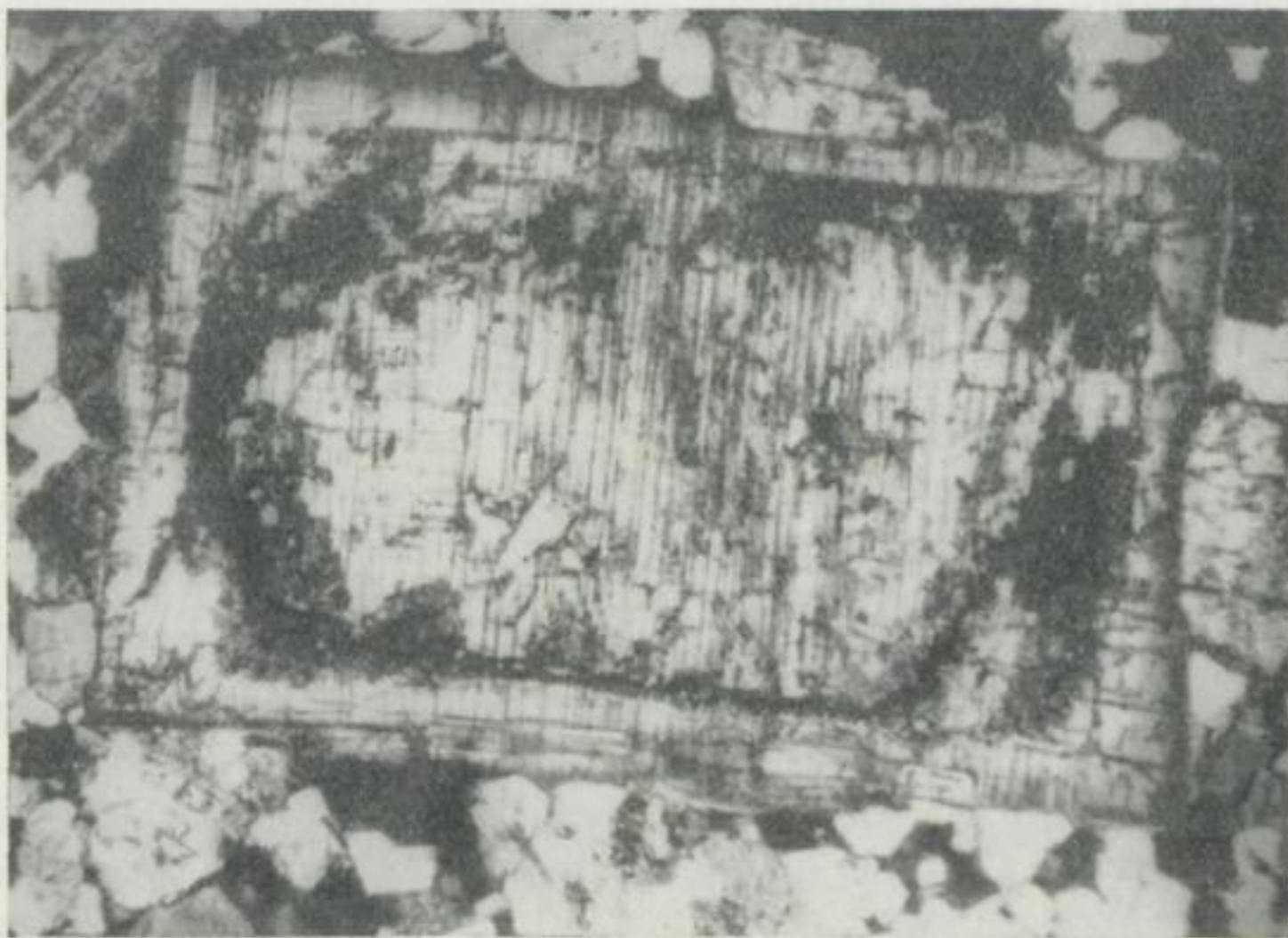


Bild 34. Idiomorpher Plagioklas mit serizitisierter Zone aus dem Biotitgranodiorit unterhalb der Knorre bei Meißen (D 48/195, schräge Nicols, Maßstab 26 : 1)

Auf Rupturen siedelten sich oftmals Kalifeldspat und Quarz an und verdrängten benachbarte Plagioklasteile. Hin und wieder finden sich gerundete Quarz- und Kalifeldspateinschlüsse.

Myrmekitbildungen (Auslaugungen) sind verbreitet. Die Plagioklase des Biotitgranodiorits wurden auffallend intensiv vom Kalifeldspat korrodiert. Wenig gitterte, anorthoklasähnliche Kalifeldspäte schlossen bevorzugt Plagioklas ein, wobei es nur selten zu einer solchen Regelung der Plagioklaseinschlüsse kam, wie sie im Hornblendesyenodiorit zu verzeichnen ist. Manche Plagioklase weisen Kalifeldspatsäume auf.

#### Quarz

Die meisten Quarze sind xenomorph und jünger als Plagioklas und Biotit, auf die sie korrosiv einwirkten. Schwierig ist das Altersverhältnis dem Kalifeldspat gegenüber zu bestimmen. Die nahezu idiomorphen Quarzeinschlüsse im Kalifeldspat – hexagonale Bipyramiden und kurze Prismen sind dafür bezeichnend – sowie gelegentlich eindeutige Verwachsungsverhältnisse sprechen für ein höheres Alter des Quarzes.

Die Korngrößen betragen durchschnittlich 1,6 mal 1,1 mm; maximale Werte wurden mit 4,8 mal 3,8 mm, minimale mit 0,2 mm gemessen.

Undulöse Auslöschungen deuten auf Druckbeanspruchungen hin. Quarze mit untereinander verzahnten Korngrenzen finden sich oftmals zu größeren Aggregaten vereint.

Fast jeder Kristall wird von Flüssigkeitseinschlüssen in Form kristallographisch unabhängiger Züge oder Flächen durchsetzt; bewegliche Libellen sind nicht zu beobachten.

#### Kalifeldspat

Die Korngrößen der Kalifeldspäte betragen im Durchschnitt 1,9 mal 1,3 mm, maximal 6,6 mal 4,3 mm und minimal 0,3 mal 0,2 mm. Sehr selten kommen Zwillinge nach dem Karlsbader und dem Bavenoer Gesetz vor. Die Mehrzahl der Kalifeldspäte ist durch verschieden kräftig ausgeprägte Gitterverzwilligungen gekennzeichnet; im allgemeinen kommen sowohl das Albit- als auch das Periklingesetz zur Wirkung. Manchmal ist das eine oder das andere Zwillingssystem unterdrückt worden, andere Kristalle weisen schwächer werdende und bis in submikroskopische Größenordnungen führende Gitterungen auf.

Von besonderem Interesse sind größere, einheitlich auslöschende Kalifeldspäte ohne wesentliche Gitterung mit Einschlüssen gerundeter und sehr scharf gegitterter Kalifeldspäte.

Die Achsenwinkel  $2 V_X$  schwanken zwischen 53 und 84 Grad; Schwerpunkte liegen bei 62 und 76 Grad. Je deutlicher die Mikroklingitterung entwickelt ist, um so größere Werte finden sich für den Achsenwinkel  $2 V_X$ . Zwischen Mikroklinen und Anorthoklasen bestehen alle Übergänge. Früher als „Orthoklas“ bezeichnete, wenig verbreitete und zumeist in relativ großen Abmessungen ausgebildete Kalifeldspäte – offensichtlich jünger als die meisten „Mikrokline“ –



besitzen die optischen Kennzeichen eines Anorthoklases mit Tendenzen zum Orthoklas.

Undulöse Auslöschungen, eine durch submikroskopische Verzwilligungen bedingte Schummerung sowie gewisse Zonaritäten finden sich häufig, nur selten jedoch Lagen kleinster Albitspindeln. Anzeichen albitreicher Lagen besitzen keine Strukturen, sind getrübt und gehen oft in Flecken über, auch in unregelmäßige, schmale Züge, die als Reste übernommener Plagioklase angesehen werden müssen. Unruhig verlaufende Faserperthite entwickeln sich einerseits zu Aderperthiten und andererseits zu relativ großen Spindeln.



Bild 35. Kalifeldspat mit Plagioklaseinschlüssen aus dem Biotitgranodiorit von der Bosel (Spaargebirge, D 49/35, gekreuzte Nicols, Maßstab 28 : 1)

#### Neben- und Übergemengteile

Zirkon, Apatit und Magnetit unterscheiden sich kaum von gleichen Mineralen des Hornblendesyenodiorits. Das trifft hinsichtlich Tracht und Habitus vor allem auf den Zirkon zu. Die Apatite sind durchschnittlich etwas kleiner (max. 0,9 mal 0,5 mm), doch auch im Biotitgranodiorit zumeist gerundet und im L/B-Verhältnis durch Werte um 2 gekennzeichnet. Besonders in Kalifeldspäten und Quarzen weisen sie Längen um 0,1 mm und idiomorphe Formen auf. Verwachsungen zwischen den genannten Akzessorien sind nur selten zu beobachten; mitunter finden sich im Apatit Zirkoneinschlüsse.

Der Magnetit besitzt durchschnittliche Korngrößen von 0,20 mal 0,15 mm (max. 0,45 mal 0,34 mm) und ist in den meisten Gesteinsproben weitgehend martitisiert. Ilmenitverwachsungen kommen nicht vor. Primär gebildete Hämatitkristalle ( $\phi$  um 0,1 mm) lassen keine Ilmenitentmischungen erkennen.

Seltene Titanite und Orthite sind unter 0,5 mm groß. Ihr Vorkommen ist an hornblendeführende Einschlüsse gebunden (Karpfenschänke, Blatt 48). Pyrit findet sich in Kristallen unter 0,1 mm Größe. Monazit und Xenotim waren in einem Körnerpräparat aus dem Gestein des Steinbruchs Seußlitz („Böser Bruder“, Blatt 32) nachzuweisen.

### Sekundärbildungen

Die eingangs erwähnten Sekundärbildungen entstanden zum größten Teil aus Biotiten, Plagioklasen und Magnetiten. Gelegentlich erreichten Serizitneubildungen beträchtliche Korngrößen, so daß sie nicht eindeutig von eventuell primär gebildeten Muskoviten zu unterscheiden sind. Titanit, Rutil und Anatas kommen nur sporadisch vor, ebenso Zoisit und Epidot (Zoisitspindeln auf Spaltrissen mancher Biotite). Auffällig ist die Roteisenanreicherung im Kern vieler Plagioklase im Verein mit anderen Sekundärprodukten. Calcit entstand zu einem gewissen Teil aus zersetzten Plagioklasen, zum anderen durch Stoffverschiebungen aus überlagernden Gesteinen. Im Deckgebirge vieler Granodioritaufschlüsse (Elbtal unterhalb Meißen) finden sich Lößlehme, deren primärer  $\text{CaCO}_3$ -Anteil in Spaltrisse und Klüfte des darunter liegenden, mehr oder weniger verwitterten Gesteins verlagert wurde.

Tabelle 7. Durchschnittlicher Modalbestand (Vol.-%) des Biotitgranodiorits im Bereich einzelner Aufschlüsse

	Ort	Plag.	Kf.	Qu.	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
Blatt 49	A	44,8	24,6	23,6	5,9	0,6	0,5	29799
Blatt 48	B	40,1	26,9	28,0	4,2	0,4	0,4	9563
	C	49,5	26,4	16,5	6,4	0,7	0,5	7922
	D	38,5	30,1	24,2	6,5	0,4	0,3	6061
	E	38,2	26,4	30,6	3,4	1,0	0,4	7511
	F	47,0	19,8	26,4	4,9	1,3	0,6	6083
	G	46,7	26,2	17,2	8,0	1,5	0,4	24811
	H	49,0	24,5	19,6	5,4	0,3	1,2	4127
	Blatt 47	I	44,8	29,6	20,2	4,6	0,4	0,4
Blatt 33	K	40,5	31,1	22,3	5,6	0,3	0,2	14927
	L	39,0	31,1	24,8	4,6	0,2	0,3	3155
Blatt 32	M	41,9	28,8	23,5	4,2	1,6	Sp.	28597
	N	39,3	32,7	22,5	4,9	0,6	Sp.	15688
	O	41,2	27,2	28,5	2,7	0,4	Sp.	3549
	P	43,4	29,4	21,1	5,1	0,3	0,7	4400
	Q	40,8	28,2	25,4	4,7	0,6	0,3	33001

A = Bosel (Spaargebirge)  
 B = östlich vom Zuckerhut  
 C = südlich Zadel  
 D = Schieritz  
 E = Prositz  
 F = Neudörfchen  
 G = Karpfenschänke  
 H = Rottewitz  
 I = östlich Wahnitz

K = südöstlich von Großdobritz (Sandberge)  
 L = südwestlich von Großdobritz  
 M = Zadel  
 N = Schanze von Göhrisch  
 O = Neuseußlitz  
 P = nordwestlich Diera  
 Q = Seußlitz („Böser Bruder“)

## 3.3.3. Modus

Die Integrationsergebnisse bestätigen die Gleichförmigkeit des Biotitgranodiorits im gesamten Aufschlußbereich (Tabelle 7).

Bei einer Indikatrixlänge von 39 575 mm (Punktabstände: 0,1 bis 0,2 mm) ergeben sich nachstehende Durchschnittswerte ( $M \pm F_m$ ):

$42,6 \pm 0,6$	Vol.-%	Plagioklas
$27,7 \pm 0,6$	Vol.-%	Kalifeldspat
$23,3 \pm 0,7$	Vol.-%	Quarz
$5,3 \pm 0,2$	Vol.-%	Biotit
$0,5 \pm 0,0(8)$	Vol.-%	Akzessorien
$0,4 \pm 0,0(3)$	Vol.-%	Erz
$0,2 \pm 0,0(5)$	Vol.-%	Muskovit

80 % der Akzessorien sind Apatite.

## 3.3.4 Chemische Analysen

Von den Gesteinsanalysen fand Analyse Nr. 2 bislang keine Berücksichtigung (Tabellen 8a bis 8c).

Neue Alkali-, Titan- und Eisenbestimmungen erfolgten durch *I. Lohse* 1959 (Tabelle 9).

Tabelle 8a. Chemische Analysen des Biotitgranodiorits

Masse-%	1. Zadel <i>E. Worm</i> [373]	2. Seußlitz <i>E. Wohlmann</i> [397]	3. Seußlitz <i>E. Wohlmann</i> [237]	4. Bosel <i>E. Wohlmann</i> [237]
SiO <sub>2</sub>	67,51	68,95	70,1	67,5
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,20	0,3	0,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,27	0,0	0,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,65	15,25	16,4	17,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,42	1,40	1,2	1,8
FeO	1,29	1,35	0,4	0,2
MnO	—	0,07	0,1	0,1
MgO	0,80	1,25	1,6	1,6
CaO	2,29	1,92	2,1	2,3
Na <sub>2</sub> O	4,61	4,54	3,4	3,4
K <sub>2</sub> O	4,20	4,07	3,3	3,4
SrO	—	—	<del>0,1</del>	<del>0,1</del>
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,99	0,85	0,2	0,7
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,13	0,4	0,2
F	—	—	0,1	0,1
S	—	—	0,1	0,1
CO <sub>2</sub>	—	—	0,1	0,3
Summen	100,20	100,23	99,7	99,7

Tabelle 8b. Niggli-Werte des Biotitgranodiorits

Niggli-Werte	1.	2.	3.	4.
si	290,0	311,4	333,6	302,0
al	34,5	40,6	46,0	46,5
fm	24,0	18,4	17,6	18,0
c	10,5	9,3	10,9	11,0
al	31,0	31,7	25,5	24,5
p	0,3	0,9	—	—
ti	0,9	0,8	1,1	1,3
k	0,37	0,37	0,39	0,40
mg	0,21	0,46	0,64	0,60
qz	+66,0	+84,6	+131,6	+16,0
al — alk	+3,5	+8,9	+20,5	+22,0
alk				
al — alk	+8,8	+3,6	+1,2	+1,1
t	—7,0	—0,4	+9,6	+11,0

Tabelle 8c. Kationenprozentage des Biotitgranodiorits

Kationen-%	1.	2.	3.	4.
Si	63,6	64,2	65,9	63,6
Ti	0,2	0,2	0,2	0,3
P	0,1	0,2	—	—
Al	15,2	16,7	18,2	19,7
Fe <sup>3+</sup>	3,1	1,0	0,8	1,3
Fe <sup>2+</sup>	1,0	1,0	0,3	0,2
Mn	—	—	0,1	0,1
Mg	1,1	1,7	2,2	2,2
Ca	2,3	1,9	2,1	2,3
Na	8,4	8,2	6,2	6,2
K	5,0	4,9	4,0	4,1

Aus den Analysenwerten der Tabellen 8 und 9 ergibt sich nachstehende mittlere Zusammensetzung des Biotitgranodiorits (Tabelle 9a).

Tabelle 9. Teilanalysen des Biotitgranodiorits

Masse-%	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ti	Fe
Neuseußnitz	4,12	3,50	0,25	2,05
Zadel	4,29	4,09	0,24	1,85
Schieritz	4,16	3,89	0,36	2,12
Seußnitz	4,32	4,12	0,24	1,55
Siebeneichen	4,39	4,27	0,30	2,27
Zuckerhut	4,57	3,97	0,24	2,11
Prositz	3,76	—	0,32	1,48
Bosel	4,73	—	0,62	2,54

Tabelle 9a

Masse-%		Kationen-%		Standard-Katanorm		
SiO <sub>2</sub>	68,5	Si	64,1	Q	(Quarz)	21,35
TiO <sub>2</sub>	0,4	Ti	0,3	Ru	(Rutil)	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	P	0,1	Cp	(Ca-Phosphat)	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	Al	17,3	Or	(Orthoklas)	23,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,2	Fe <sup>3+</sup>	1,6	Ab	(Albit)	37,00
FeO	0,8	Fe <sup>2+</sup>	0,6	An	(Anorthit)	9,75
MnO	0,1	Mn	0,1	En	(Enstatit)	2,20
MgO	1,3	Mg	1,8	Mt	(Magnetit)	2,10
CaO	2,2	Ca	2,1	Hm	(Hämatit)	0,20
Na <sub>2</sub> O	4,2	Na	7,4	Cord	(Cordierit)	3,85
K <sub>2</sub> O	3,9	K	4,6			
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	0,9					
Summe	100,2					

Normativer An-Gehalt des Plagioklases: 20,8 %.  
Mittlere Dichte: 2,631 ± 0,001.

### 3.3.5. Einschlüsse

Einige fein- bis mittelkörnige Einschlüsse des Biotitgranodiorits wiesen folgende Zusammensetzung auf (Vol.-%):

Ort	Plag.	Kf.	Qu.	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
A	33,2	19,9	18,4	26,7	1,6	0,2	7879
B	29,9	25,9	27,8	13,9	2,1	0,4	3629
C	41,4	21,8	24,3	12,0	0,5	Sp.	7685

A = Proszitz  
B = südlich Zadel  
C = Zadel (Gutshof)

Die Gemengteile der Einschlüsse sind zumeist xenomorph ausgebildet; lediglich Akzessorien, Erze und Plagioklas tendieren zu idiomorphen Formen. Granoblastische „Hornfelsgefüge“ sind fast ausnahmslos durch blastische Neuspaltungen von Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz dem Gefüge des Biotitgranodiorits angeglichen.

Wiederum treten gleiche Minerale wie im Normalgestein auf. Unter den Erzen ist eine gewisse Anreicherung kleinster Pyrite ( $\phi$  unter 0,02 mm) festzustellen. Die Magnetite besitzen oft schmale Titanitsäume besonders in solchen Einschlüssen, in denen grüne Hornblende, Titanit und Orthit vorkommen. Biotit findet sich bei Farbabstufungen zwischen dunkelbraun und helloliv stets leistenförmig ausgebildet und geregelt; im Durchschnitt liegen seine Korngrößen um 0,5 mal 0,1, maximale Abmessungen bei 2,0 mal 0,2 mm. Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz sind isometrisch und deuten selten Paralleltexturen an. Plagioklas erweist sich etwas An-reicher als im Biotitgranodiorit; der Durchschnittswert beträgt 27,0, ein gelegentlicher Extremwert 34% An. Der Kalifeldspat ist in unterschiedlicher Menge an der Zusammensetzung der Einschlüsse beteiligt und läßt oft seine spätere Zufuhr erkennen. In Einschlüssen mit größeren Kali-

feldspatmengen dominiert gegitterter Kalifeldspat mit weitgehender Mikroklinoptik. Quarz findet sich in 2 Generationen (abgesehen von myrmekitischen Quarzbildungen), einmal gerundet, einheitlich auslöschend und vorwiegend in Mikroklinen eingeschlossen, zum anderen in Aggregaten mit verzahnten Korngrenzen sowie undulösen Auslöschungen der Einzelindividuen.

Einige wenige Einschlüsse führen reichlich dunkle Flecken von etwa 1,5 mal 1,0 mm Größe, die aus vielen ( $\pm 50$ ), mehr oder weniger idiomorphen Magnetitkristallen mit Abmessungen von 0,15 bis zu 0,02 mm bestehen. Als „Bindemittel“ fungieren Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat, deren Entwicklung über die Grenzen der Flecke hinausging und keine Besonderheiten zeigt. Die Magnetite finden sich somit in verschiedenen Gemengteilen ohne Anzeichen „nachträglicher Verlagerungen“.

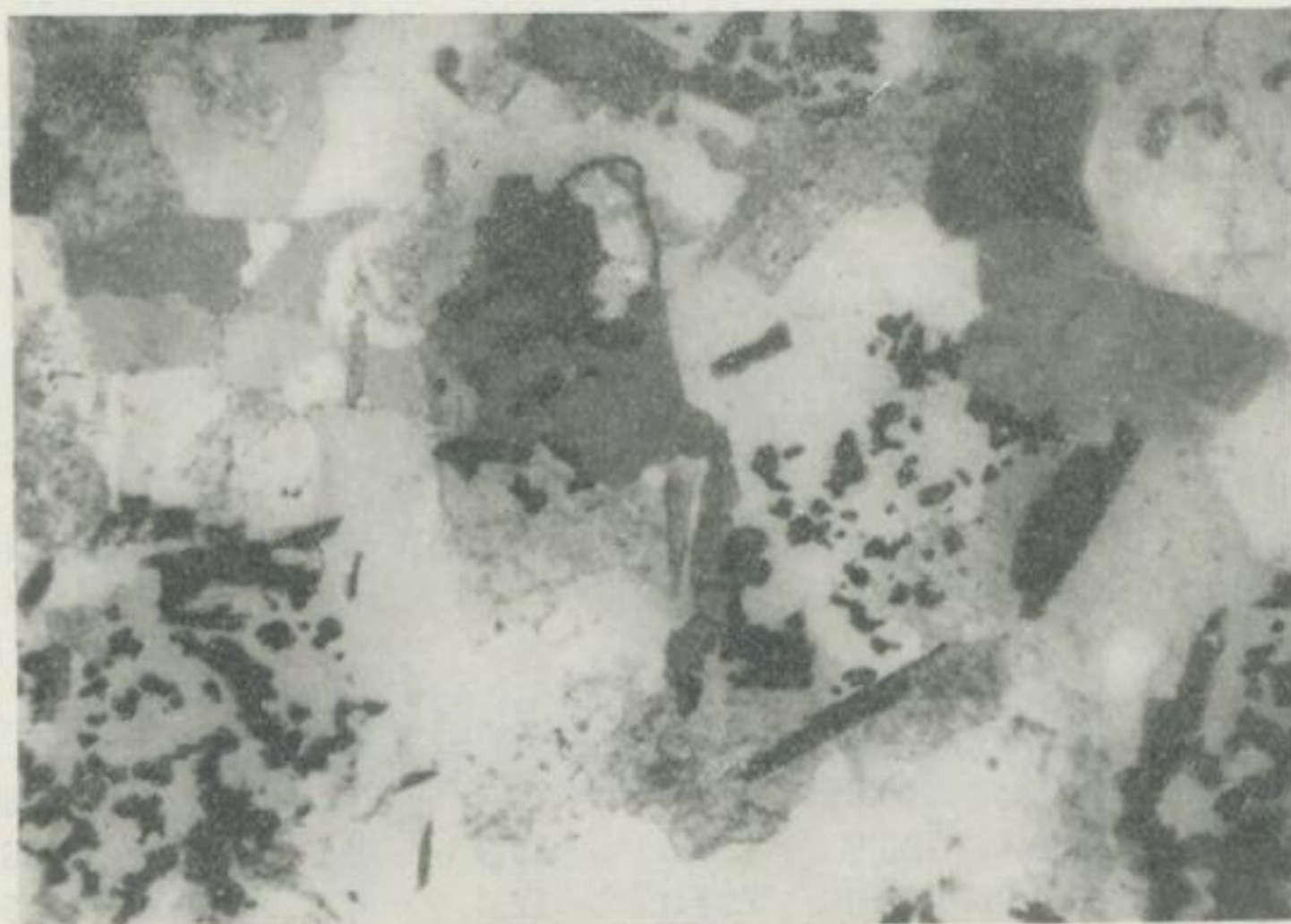


Bild 36. Einschluß im Biotitgranodiorit mit fleckenhaften Anreicherungen von Magnetit (schwarz) aus dem Steinbruch an der Karpfenschänke unterhalb von Meißen (D 48 158, schräge Nicols, Maßstab 32 : 1)

### 3.4. Der Biotit-Hornblendegranodiorit

(Typ „Gasern“)

#### 3.4.1. Makroskopische Beobachtungen

Der Gesteinstyp kommt im Randbereich des kleinen Hornblendesyenodioritanschnitts im Stadtgebiet von Meißen sowie im östlichen Zentralteil – dort teilweise mit Übergängen zu einem Biotitsyenodiorit hin –, nur untergeordnet dagegen im westlichen Zentralteil vor. Hier wird zunächst das nördlich von Meißen beiderseits der Elbe bei Gasern und an der Knorre sowie südlich von Meißen bei Gauernitz anstehende Gestein beschrieben.

Während bei Gauernitz das Gestein weitgehend zersetzt ist und braunrote Farbtöne aufweist, erscheint es vor allem bei Gasern relativ frisch und grau gefärbt. An der Knorre und in einzelnen Partien bei Gasern – dort teilweise ohne



Bild 37. Biotit-Hornblendegranodiorit von Gasern  
(Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

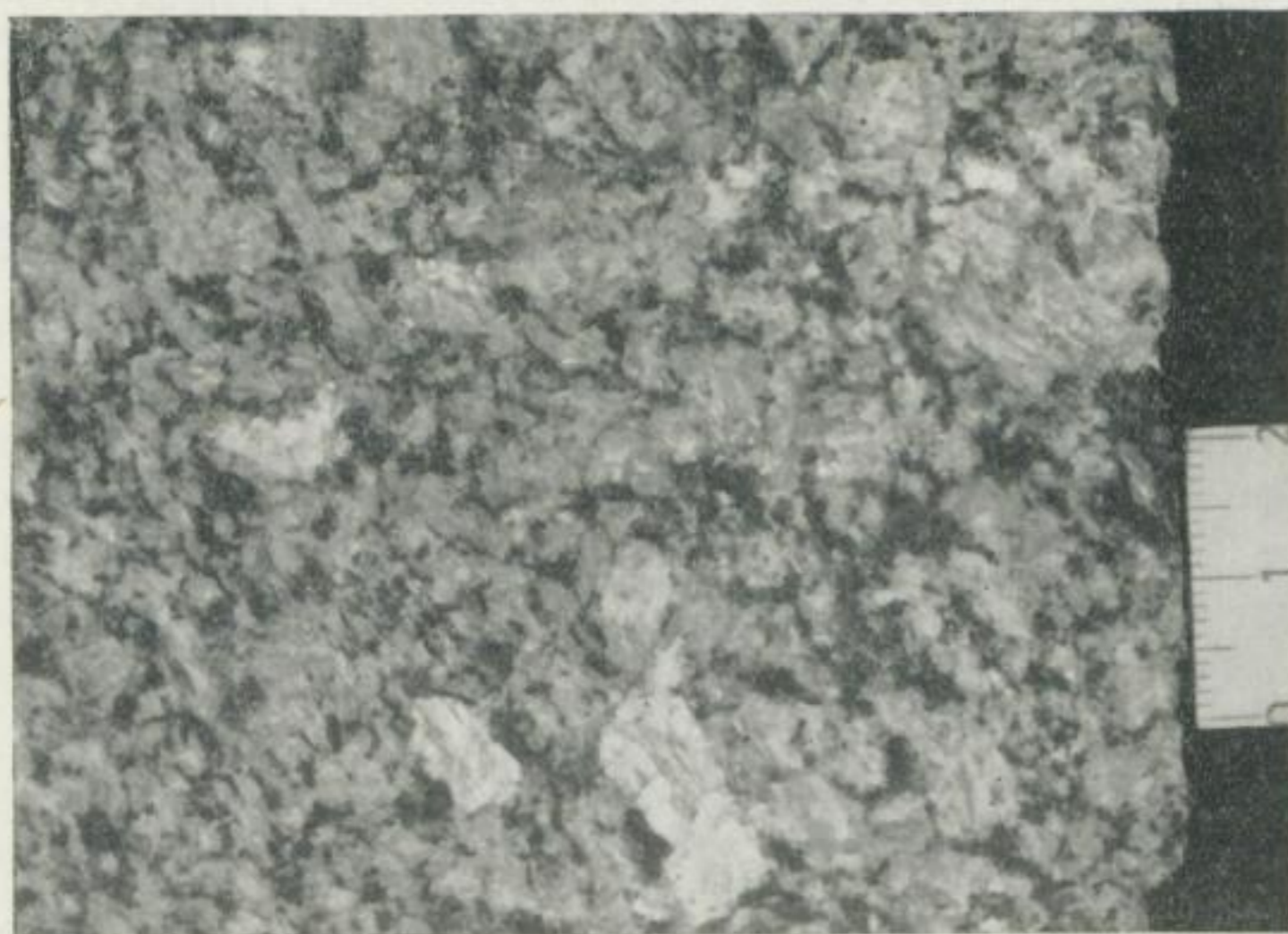


Bild 38. Biotit-Hornblendegranodiorit von der Knorre bei Meißen  
(Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

Übergänge zum grauen Gestein hin – tritt es in rötlichen Farben auf. Das Gestein ist serial-porphyrisch ausgebildet; aus einer mittel- bis feinkörnigen „Grundmasse“ heben sich grob- bis sehr grobkörniger Feldspat, vereinzelt Hornblende und Quarz – letzterer oftmals rötlich gefärbt – heraus.

An Einschlüssen kommen maximal 15 cm lange biotitreiche Schmitzen vor. Bei Gauernitz finden sich lediglich Biotitbutzen mit maximal 2 cm Durchmesser; selten ist dort Hornblende nachzuweisen. Beachtung verdient die teilweise Regelung der Einschlüsse in oftmals einer der Paralleltexur des benachbarten Hornblendesyenodiorits entsprechenden Richtung (H. Reichert [268]), während das Normalgestein richtungslos-körnig erscheint.

Neue Kluftmessungen führten zu den dargestellten Ergebnissen.

Die sekundären Veränderungen durch Verwitterungseinflüsse weisen makroskopisch gegenüber den bisher behandelten Gesteinstypen keine Besonderheiten auf.

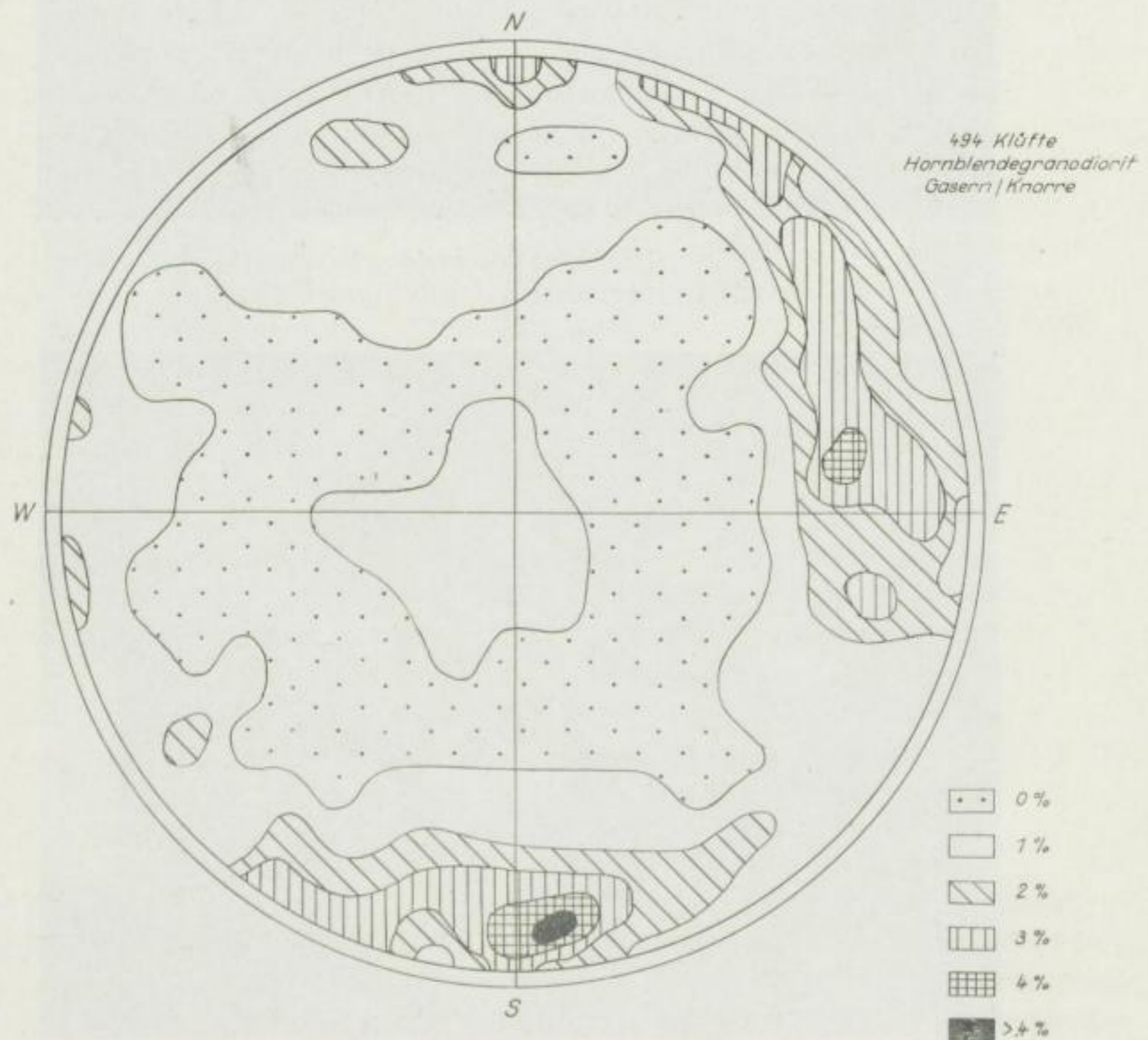


Bild 39. Kluftdiagramm des Biotit-Hornblendegranodiorits von Gasern und von der Knorre bei Meißen (494 Klüfte)



### 3.4.2. Mikroskopie

Hauptgemengteile des im engeren Gebiet um Meißen anstehenden Biotit-Hornblendegranodiorits sind Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat. Hornblende und Biotit finden sich durchschnittlich nur in Mengen unter 5 Vol.-%.

Zu den Neben- und Übergemengteilen gehören weiterhin Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Titanit, Orthit, Monazit und Xenotim. Sulfidische Erze konnten nicht nachgewiesen werden. P. Müller [218] fand in Schwermineralkonzentraten vereinzelt Granat, ferner bräunlichen Spinell.

Sekundärbildungen sind Titanit, Rutil, Anatas, Brookit, Epidot, Zoisit, Serizit, Chlorit, Roteisen, Brauneisen, Calcit, Kaolinit.

#### Plagioklas

Mit einem durchschnittlichen An-Gehalt von 26,0% (Meßwerte zwischen 22 und 31%) und einem mittleren Korndurchmesser von 2,1 mal 1,1 mm (max. 4,7 mal 2,7 mm, min. unter 0,02 mm) finden sich die Plagioklase vorwiegend in komplexen Zwillingen nach dem Albit- und Karlsbad-Gesetz, untergeordnet nach dem Periklin- und Alagesetz. Sie sind meist idiomorph, mehr oder weniger leistenförmig und – von undulösen Auslöschungen abgesehen – relativ homogen ausgebildet. Zonare Bildungen fehlen. Verbreitet ist eine Serizitisierung des gesamten Minerals unter Entwicklung weiterer sekundärer Gemengteile zu beobachten. Myrmekite treten nicht sehr häufig auf. Gelegentlich kommen sogenannte „Feinkornzüge“ ebenso wie im Hornblendesyenodiorit vor. Einzelne Plagioklase sind in Kalifeldspatgroßkristallen, Hornblende und Titanit eingeschlossen. Korrosiv konnte der Plagioklas auf Biotit und Hornblende einwirken, er selbst wurde unter anderem von Quarz angegriffen und teilweise in ihm eingelagert.

#### Quarz

Bereits makroskopisch ist eine gleichmäßige Verbreitung von erbsengroßen (5,0 mm  $\phi$ ) Quarzaggregaten zu erkennen, deren undulös auslöschende und buchtig begrenzte Einzelindividuen mit Abmessungen um 1,8 mal 0,7 mm offensichtlich aus einem einheitlichen Mineral entstanden. Diese Kristalle sind gleichermaßen wie vereinzelt Quarze gestreckt und lassen eine gewisse Regelung erkennen. Einzelquarze kommen in Größen um 2,5 mal 1,4 mm vor. Quarzeinschlüsse in Kalifeldspatgroßkristallen sind zumeist mit Plagioklasen verwachsen (keine Myrmekitquarze). Typische „Tropfenquarze“ fehlen.

#### Kalifeldspat

Der Kalifeldspat ist in sehr unterschiedlichen Korngrößen an der Zusammensetzung des Biotit-Hornblendegranodiorits beteiligt; es lassen sich Großkristalle mit durchschnittlichen Abmessungen von 16,9 mal 9,0 mm (maximal 25,0 mal 12,3 mm) von „normalen“ Kalifeldspäten mit einer durchschnittlichen Größe von 3,1 mal 1,8 mm unterscheiden. Gelegentlich finden sich Übergänge und Ausnah-

men. Die Auslöschungsschiefen der Großkristalle verweisen auf Anorthoklas mit Annäherungen an Mikroklin; die Achsenwinkel  $2 V_X$  schwanken zwischen 54 und 81 Grad, der Schwerpunkt liegt bei 70 Grad. Die Kalifeldspäte der „Grundmasse“ sind in den meisten Fällen gegittert – z. T. sehr deutlich – und stehen dem Mikroklin nahe; ihre Achsenwinkel betragen durchweg über 80 Grad. Perthitische Erscheinungen gleichen denen im Biotitgranodiorit. Bemerkenswert sind die geregelten Plagioklaseinschlüsse und Zonenfolgen in den Großkristallen, in deren albitreichen Lagen jedoch deutliche Spindeln fehlen. Die Einschlußplagioklase wurden wie alle Plagioklase des Gesteins serizitisiert und durch Roteisen pigmentiert. Myrmekitische Bildungen fehlen auch hier. Verzwilligte Kalifeldspäte (Karlsbader Zwillinge) gehören zu Ausnahmen.

#### Neben- und Übergemengteile

Die Hornblende entspricht optisch der des Hornblendesyenodiorits; Hinweise auf Diopsid fehlen. Einige Hornblenden wurden von Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat und Biotit korrodiert, andere finden sich idiomorph vorwiegend in Kalifeldspat eingeschlossen; ein dritter Teil ist durch besonders große Abmessungen und weitgehende Idiomorphie gekennzeichnet (maximale Werte um 7,1 mal 6,2 mm). Die durchschnittliche Korngröße aller Hornblenden beträgt 2,5 mal 1,5 mm.

Der Biotit entspricht dem des Biotitgranodiorits. Gelegentlich tritt er als Neubildung in linsenförmigen Aggregaten mit Abmessungen um 1,0 mm auf. Seine Korngrößen schwanken beträchtlich; bei zumeist leistenförmiger Ausbildung erreicht er Maximalwerte von 2,5 mal 1,0 und Minimalwerte von 0,3 mal 0,1 mm.

Die übrigen Akzessorien sind vielfach so wie die Hauptgemengteile durch große Abmessungen gekennzeichnet. Beim Apatit wurden Werte von 1,7 mal 0,3 mm gemessen, größte Titanite waren 1,7 mm lang. Die Erze sind durchschnittlich 0,3 mm groß und bestehen fast ausschließlich aus mehr oder weniger martitisiertem Magnetit. Vereinzelt kommen Titanite mit zonar angeordneten Erzeinschlüssen vor, unter ihnen Hämatit mit Ilmenitentmischungen.

#### Sekundärbildungen

In allen Proben war der Plagioklas durchgehend serizitisiert und vorwiegend im Kern durch Roteisen pigmentiert. Daneben fanden sich Epidot, Zoisit, Chlorit und Calcit. Kalifeldspat wies zum Teil Zersetzungserscheinungen unter Kaolinitbildung auf. Hornblende und Biotit waren mitunter vollständig zu Chlorit umgewandelt worden. Bei diesen Prozessen entstanden weitere sekundäre Minerale, unter anderem Quarz, Rot- und Brauneisen.

#### 3.4.3. Modus

Mit einer Indikatrixlänge von 8346 mm (Punktabstände: 0,2 mm) wurde für den Biotit-Hornblendegranodiorit aus den Vorkommen nördlich und südlich der Stadt Meißen nachstehende Zusammensetzung ermittelt:

46,4 ± 2,3	Vol.-%	Plagioklas
27,5 ± 2,9	Vol.-%	Kalifeldspat
16,7 ± 1,3	Vol.-%	Quarz
3,7 ± 0,4	Vol.-%	Hornblende

4,1 ± 0,4	Vol.-%	Biotit
0,9 ± 0,1(2)	Vol.-%	Akzessorien
0,7 ± 0,1(4)	Vol.-%	Erz

Titanit ist mit durchschnittlich 0,7 Vol.-% beteiligt.

### 3.4.4. Chemische Analysen

Vom Gestein aus dem Aufschluß Gasern liegt nur eine chemische Analyse vor (Analytiker: *E. Wohlmann* 1958), die hier mit Ergänzungen angeführt wird [237].

Masse-%		Niggli-Werte		Kat.-%	
SiO <sub>2</sub>	63,5	si	244,2	Si	59,7
TiO <sub>2</sub>	0,4	al	42,0	Ti	0,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	fm	21,5	Al	20,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,7	c	14,5	Fe <sup>3+</sup>	2,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	alk	22,0	Fe <sup>2+</sup>	0,3
FeO	0,4	ti	1,2	Mn	0,1
MnO	0,1	k	0,38	Mg	2,6
MgO	1,9	mg	0,51	Ca	3,5
CaO	3,5	qz	56,0	Na	6,5
Na <sub>2</sub> O	3,6	al - alk	+ 20,0	K	4,1
K <sub>2</sub> O	3,4	alk			
SrO	0,1	al - alk	+ 1,1		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,6	t	+ 5,5		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,2				
F	0,1				
S	0,1				
CO <sub>2</sub>	0,2				
Summe:	99,9				

Neue Alkali- und Titanbestimmungen (Analytiker: *I. Lohse* 1959) an verschiedenen Proben aus den Aufschlüssen bei Gasern und an der Knorre führten zu folgenden Werten (Masse-%):

Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ti
4,42	4,50	0,20
4,20	4,82	0,38
4,70	4,63	0,28
4,29	4,30	0,41
4,50	4,51	
5,16	5,23	
5,25	5,53	
3,55	4,09	
	4,62	
	4,00	

Unter Berücksichtigung dieser Werte läßt sich die durchschnittliche chemische Zusammensetzung des Biotit-Hornblendegranodiorits folgendermaßen charakterisieren:

Masse-%		Kat.-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	63,5	Si	58,0	Q (Quarz)	9,32
TiO <sub>2</sub>	0,5	Ti	0,3	Ru (Rutil)	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,7	Al	20,1	Or (Orthoklas)	26,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	Fe <sup>3+</sup>	2,1	Ab (Albit)	38,50
FeO	0,4	Fe <sup>2+</sup>	0,3	An (Anorthit)	17,50
MnO	0,1	Mn	0,1	En (Enstatit)	5,10
MgO	1,9	Mg	2,6	Mt (Magnetit)	1,20
CaO	3,5	Ca	3,5	Hm (Hämatit)	1,30
Na <sub>2</sub> O	4,4	Na	7,7	Cord (Cordierit)	0,28
K <sub>2</sub> O	4,5	K	5,3		
H <sub>2</sub> O±	0,8				
Summe	101,4				

Normativer An-Gehalt des Plagioklases: 31,2 %.  
Mittlere Dichte: 2,643 (max. 2,652, min. 2,635).

H. Moenke [216] konnte spektralanalytisch 37,2 g/t Li, 139 g/t Rb, 3 g/t Be, 20 g/t V und 10 bis 15 g/t Pb ermitteln.

### 3.4.5. Einschlüsse

Die meisten Einschlüsse entsprechen denen des Biotitgranodiorits, doch finden sich gelegentlich hornblendeführende Einschlüsse, die fein- bis feinkörnig ausgebildet sind. Alle Einschlüsse weisen blastische, z. T. lagige Gefüge auf.

Ein Einschluß von der Knorre bei Meißen hatte folgende Zusammensetzung (Vol.-%):

Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Bi.	Akz.	Tit.	Erz	Punkte
23,3	39,3	1,6	22,5	9,5	1,8	1,9	0,1	4242

Unter den Akzessorien dominiert Apatit. Die Korngrößen liegen im Bereich zwischen 0,2 und 0,4 mm. Einzelne Gemengteile bilden eigene Formen (Titanit, Hornblende). Durch untereinander parallele Anordnungen der Biotitleisten und Hornblendesäulchen, die lagenweise angereichert sein können, erscheinen manche Einschlüsse geschiefert. Optisch entsprechen die Gemengteile weitgehend denen des Normalgesteins; beim Kalifeldspat ist stets eine Anorthoklasoptik festzustellen.

### 3.4.6. Abweichende Gesteinstypen

Im Bereich des Blattes 49 (Kötzschenbroda-Oberau) am Unteren Alten Teich, etwa 2 km nordwestlich von Moritzburg, hatte T. Siegert [307] [309] „biotitführenden Syenit sowie Amphibolgranitit mit Schlieren von Biotitsyenit“ kartiert.

Bereits makroskopisch ist trotz intensiver Verwitterung die Ähnlichkeit mit dem Gestein von Gasern unverkennbar. Mikroskopische Untersuchungsergebnisse bestätigen diesen Eindruck; Gemengteile und Gefüge gleichen sich weitgehend.

Plagioklas erreicht gleiche An-Gehalte und Korngrößen; gelegentlich deutet sich ein Zonarbau durch zersetzte und pigmentierte Kernpartien an. Quarzaggregate sind nicht so auffällig wie im Biotit-Hornblendegranodiorit von Gasern entwickelt; vermehrt finden sich gestreckte und buchtig begrenzte Einzelquarze. Vielfach kommen „Feinkornzüge“ vor, deren Plagioklase im Randbereich großer Kalifeldspäte besonders intensiv myrmekitisiert wurden. Apatit kommt in Größen bis zu 2,4 mal 0,6 mm in meist gerundeten Formen zur Beobachtung; vereinzelt schließt er Titanit ein. Zerbrochene Apatite wurden mitunter von Quarz verkittet. Diopsidreste oder Anzeichen dafür fehlen. Die Hornblende führt Apatiteinschlüsse in größeren Mengen, auf Rissen einzelne, kleine Biotite. Unter den Hornblenden finden sich verbreitet Zwillingsbildungen nach (100). Der Kalifeldspat ist in größeren Kristallen nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt; Plagioklaseinschlüsse sind ziemlich straff geregelt. Ein Zonarbau erinnert an die Kalifeldspäte des Hornblendesyenodiorits.

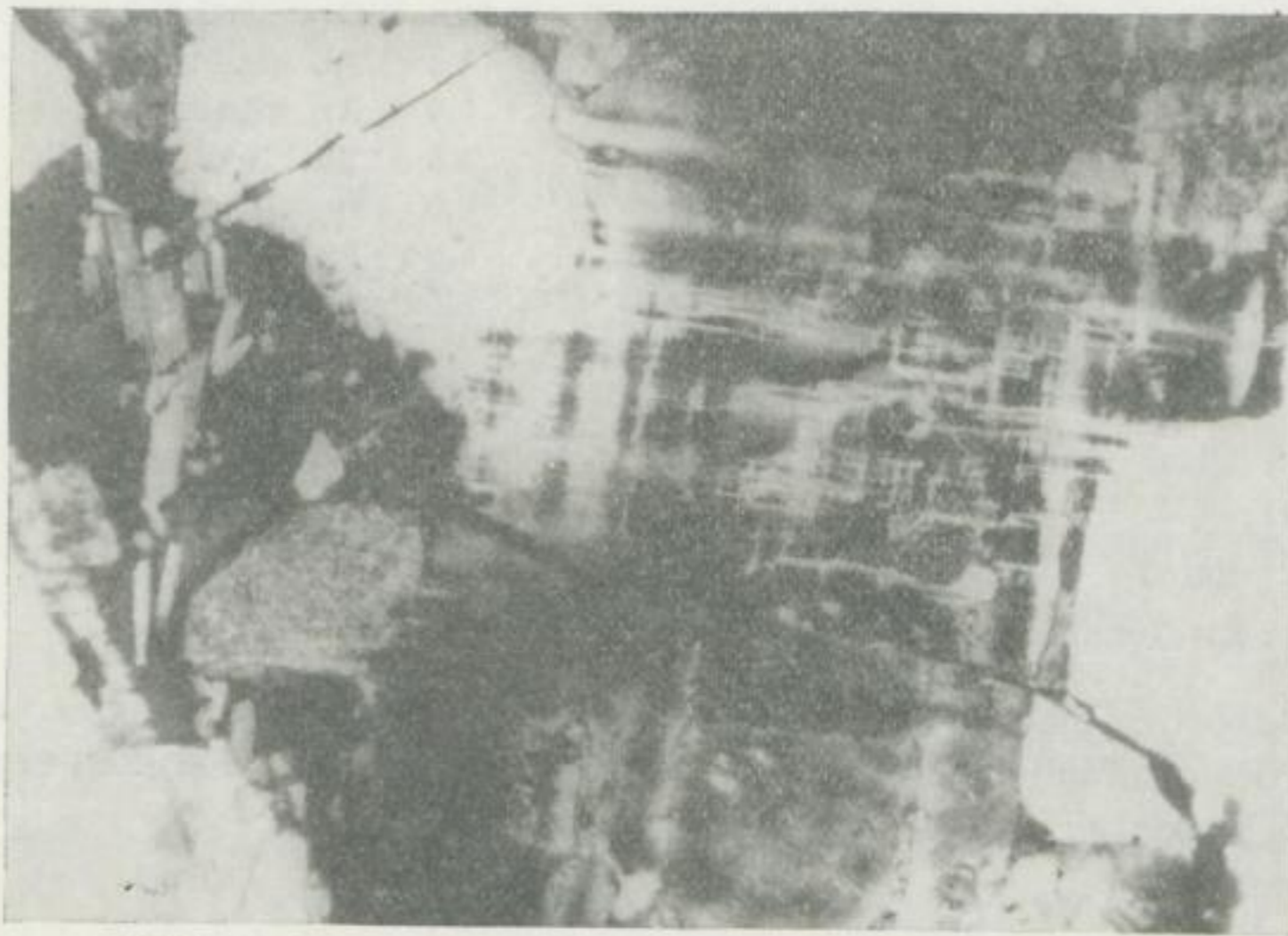


Bild 40. Kalifeldspat mit teilweiser Gitterung aus dem Biotit-Hornblendegranodiorit vom Unteren Alten Teich (Blatt 49, D 49 63, gekreuzte Nicols, Maßstab 40 : 1)

Gesteinseinschlüsse konnten im Bereich des Unteren Alten Teiches nicht nachgewiesen werden.

Mit einer Indikatrixlänge von 6931 mm (Punktabstände: 0,2 bis 0,6 mm) ergibt sich für den Biotit-Hornblendegranodiorit des Unteren Alten Teiches nachstehender Modus:

48,8 ± 1,0	Vol.-%	Plagioklas
22,3 ± 1,9	Vol.-%	Kalifeldspat
14,6 ± 1,3	Vol.-%	Quarz
3,5 ± 0,8	Vol.-%	Hornblende
8,7 ± 0,7(5)	Vol.-%	Biotit
1,4 ± 0,1(9)	Vol.-%	Akzessorien
0,7 ± 0,1(1)	Vol.-%	Erz

Titanit ist mit durchschnittlich 0,6 Vol.-% an der Zusammensetzung des Gesteins beteiligt; unter den restlichen Akzessorien überwiegt Apatit.

Dünnschliffe und chemische Analysenergebnisse (Analytiker: E. Wohlmann 1938, Tabelle 10) von einem Gestein aus dem aufgegebenen Steinbruch südöstlich

Tabelle 10. Chemische Analysenergebnisse vom Biotit-Hornblendegranodiorit (südöstlich von Großdobritz)

Masse-%		Niggli-Werte		Kationen-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	63,78	si	256,2	Si	60,2	Q (Quarz)	11,8
TiO <sub>2</sub>	0,44	al	39,6	Ti	0,3	Ru (Rutil)	0,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,7	fm	19,6	P	0,1	Cp (Ca-Phosphat)	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,75	c	12,1	Al	18,6	Or (Orthoklas)	27,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	alk	28,7	Fe <sup>3+</sup>	1,8	Ab (Albit)	40,0
FeO	1,15	ti	1,3	Fe <sup>2+</sup>	0,9	An (Anorthit)	12,8
MnO	0,07	p	0,2	Mg	1,8	Wo (Wollastonit)	0,2
MgO	1,33	k	0,40	Ca	2,8	Hy (Hypersthen)	1,8
CaO	2,80	mg	0,40	Na	8,0	En (Enstatit)	3,6
Na <sub>2</sub> O	4,39	qz	+41,2	K	5,5	Hm (Hämatit)	1,8
K <sub>2</sub> O	4,52	al — alk	+10,9				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,35	alk	+ 2,6				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	al — alk					
CO <sub>2</sub>	0,72	t	- 1,2				
Summe	100,05						

Normativer An-Gehalt des Plagioklases: 24,2%

von Großdobritz (Blatt 33) lassen auch hier einen Biotit-Hornblendegranodiorit ähnlicher Beschaffenheit wie bei Gasern erkennen. Mit 2671 Punkten ergab sich folgender Modus:

47,8 Vol.-%	Plagioklas
32,4 Vol.-%	Kalifeldspat
8,4 Vol.-%	Quarz
7,4 Vol.-%	Hornblende
2,5 Vol.-%	Biotit
0,5 Vol.-%	Titanit
0,4 Vol.-%	Akzessorien
0,6 Vol.-%	Erz

In den Bereichen des östlichen Zentralteils, die unter den Bezeichnungen „Hornblendegranit“ oder „Amphibolgranit“ auf den Kartenblättern dargestellt sind, überwiegt ein Biotit-Hornblendegranodiorit vom Typ „Gasern“. Einzelne Gesteine gleichen dem Hornblendesyenodiorit, andere dem Biotitgranodiorit; nur die Korngrößen erinnern dann noch an den Biotit-Hornblendegranodiorit.

Die dem Hornblendesyenodiorit nahestehenden Typen führen oftmals größere Mengen an Biotit („Biotitsyenodiorit“) und gehen allmählich in den Biotit-Hornblendegranodiorit oder in den Hornblendesyenodiorit über.

In diesem Zusammenhang interessiert der „Hornblende-Biotitgranit“ südlich von Lommatzsch (Wahnitz, Blatt 47). Dieses Gestein ist eindeutig Hornblendesyenodiorit folgender Zusammensetzung (7710 Punkte):

44,2 Vol.-%	Plagioklas
21,0 Vol.-%	Kalifeldspat
3,2 Vol.-%	Quarz
18,4 Vol.-%	Hornblende
11,1 Vol.-%	Biotit
1,0 Vol.-%	Titanit
0,6 Vol.-%	Akzessorien
0,5 Vol.-%	Erz

Gefügeentwicklung und Mineralausbildung gleichen denen des „normalen“ Hornblendesyenodiorits; abnorm ist der hohe Biotitgehalt, der jedoch im Verein mit vielen Diopsidresten in Hornblenden auf die engen Beziehungen zum dort vorherrschenden diopsid- und biotitführenden Hornblendesyenodiorit hindeutet. Die Kalifeldspäte sind bis auf wenige Ausnahmen nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Biotit wurde eher gebildet als Hornblende, die neben Diopsid (in Kernpartien) Quarzpoikiloblasten enthält.

### 3.5. Der Riesensteingranit

#### 3.5.1. Makroskopische Beobachtungen

Der Riesensteingranit findet sich rechtseibisch im Bereich der Stadt Meißen und etwa 7 km südöstlich davon in einem alten Steinbruch bei Coswig (Kötitz) im Elbtal aufgeschlossen.

Im Meißenener Gebiet fällt die Kluftarmut des Gesteins in tieferen Anschnitten auf, die eine Gewinnung von großen Gesteinsblöcken ermöglicht.

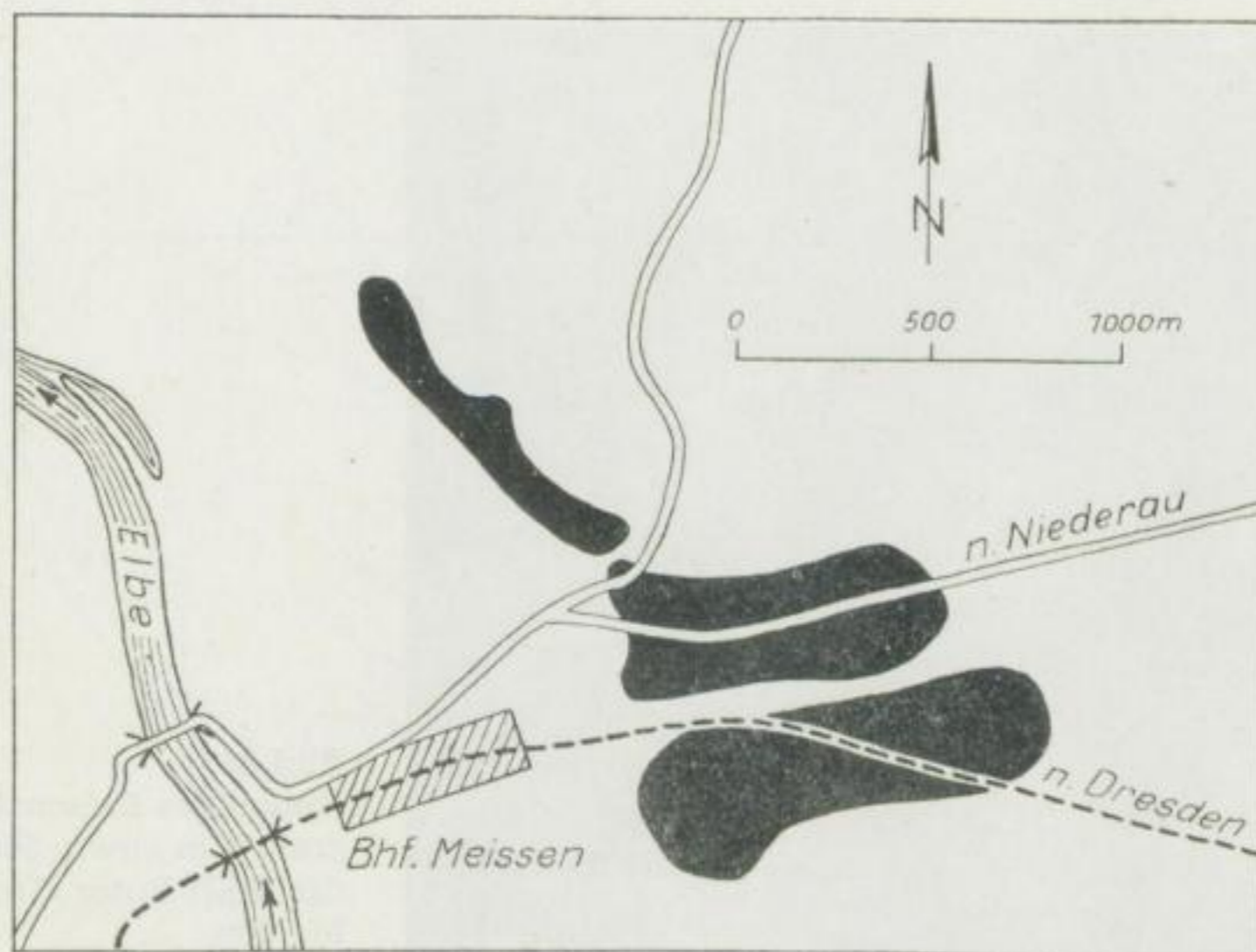


Bild 41. Anschnitt des Riesensteingranits bei Meißen

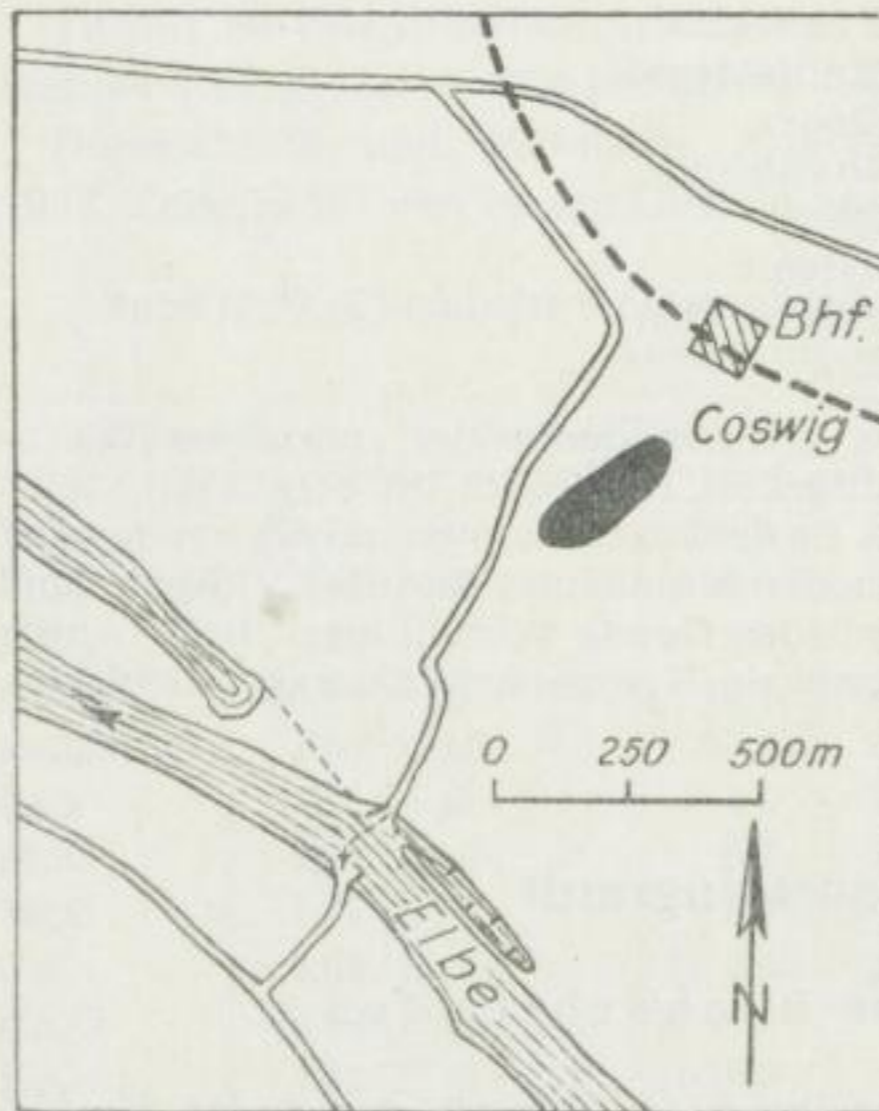


Bild 42  
Anschnitt des Riesensteingranits  
bei Coswig (nördlich Dresden)



Bild 43  
Abbau des Riesenstein-  
granits in einem Steinbruch  
des VEB Roter Granit,  
Meißen  
(Aufnahme: Hochschul-  
bildstelle der BA)



Ein Fließgefüge scheint zu fehlen; Einregelungen von Biotiten und Einschlüssen sind nicht zu beobachten. Einige wenige durchgehende Klüfte und Ruschelzonen weisen auf tektonische Beanspruchungen hin, ebenso die zunehmende Zahl der Klüfte mit Annäherung an die derzeitige Oberfläche und an wollsackartige Verwitterungserscheinungen. Letztere zeigen, daß der Riesensteingranit während und unmittelbar nach seiner Erstarrung unter Druck- und Zugbeanspruchungen gestanden hat. Die Ergebnisse neuer Kluftmessungen finden sich in Bild 44.

Bemerkenswert ist die Homogenität des rötlichgrauen, grob- bis mittelkörnigen Gesteins, bei dem sich nur an größeren polierten Platten gewisse Schlierigkeiten verfolgen lassen (Bild 45).

Häufig finden sich etwa 3 cm große, klein- bis feinkörnige Einschlüsse, die meist rot bis rotbraun, gelegentlich auch grau bis dunkelgrau gefärbt sind. Die Einschlüsse kommen in ziemlicher Regelmäßigkeit vor – etwa 4 bis 6 pro  $m^2$  –, soweit das die derzeitigen Aufschlußverhältnisse erkennen lassen.

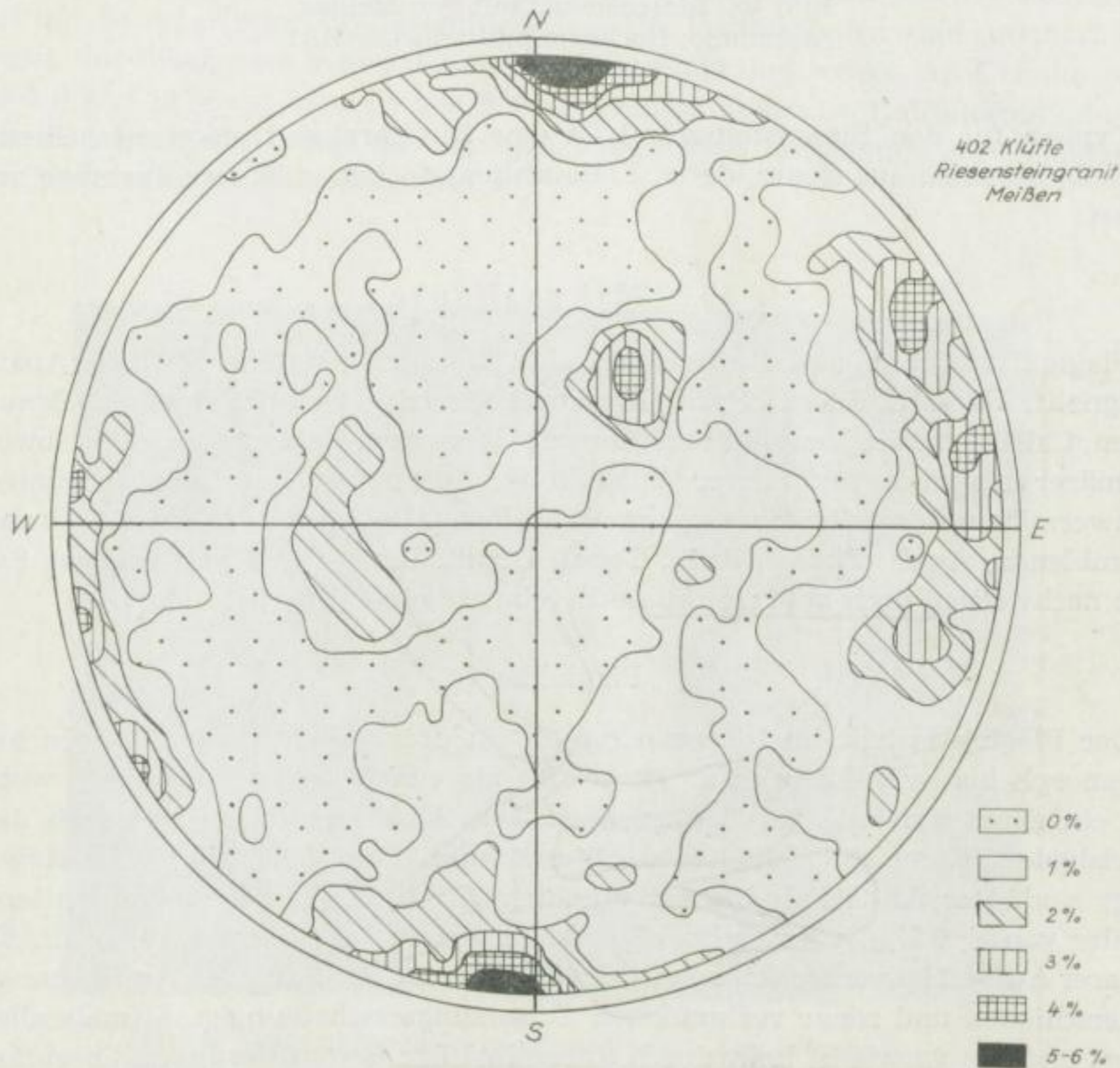


Bild 44. Kluftdiagramm des Riesensteingranits (402 Klüfte)

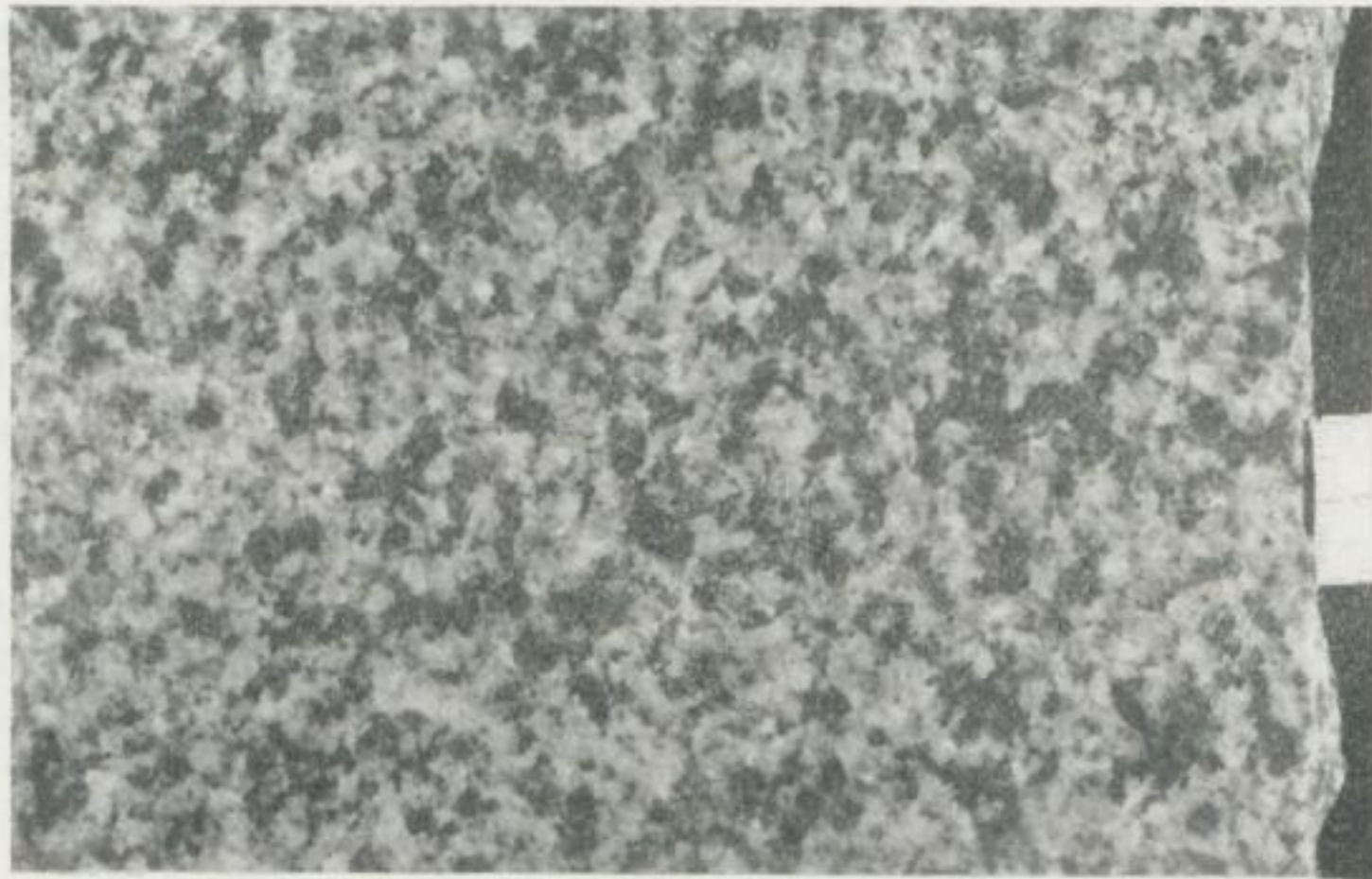


Bild 45. Riesensteingranit von Meißen  
(Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

Typisch für den Riesensteingranit ist eine Biotitarmut. Dunkel erscheinende Anteile bestehen aus Quarz, der z. T. Rauchquarzfarben, z. T. rote Farbtöne aufweist.

### 3.5.2. Mikroskopie

Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat sind Hauptgemengteile, Zirkon, Apatit, Magnetit, Hämatit, Biotit, Pyrit, Muskovit (Serizit), Chlorit, Kaolinit, Brauneisen, Calcit, Anatas, Xenotim und Monazit Über- bzw. Nebengemengteile sowohl primärer als auch sekundärer Entstehung. Sporadisch fand sich in einigen Schwermineralkonzentraten Granat. *P. Müller* [218] konnte in seinen Proben Hornblende, Augit, Titanit, Rutil, Topas, Orthit, Ilmenit und verschiedene Sulfide nachweisen, doch bedürfen diese Ergebnisse einer Überprüfung.

#### Plagioklas

Der Plagioklas tritt im Riesensteingranit in drei verschiedenen Formen auf. Idiomorph bis hypidiomorph findet er sich als wesentlicher Gemengteil, wobei die einzelnen Kristalle vorwiegend nach dem Albit-, untergeordnet nach dem Karlsbader (Komplex Albit-Karlsbad) und nach dem Periklingesetz verzwillingt sind. Der An-Gehalt beträgt durchschnittlich 14,0% bei einem mittleren Fehler von  $\pm 0,5\%$ ; vereinzelte Plagioklase weisen Werte unter 10% auf. Ein zonarer Aufbau ist verbreitet, kenntlich vor allem an geringfügigen Auslöschungsunterschieden und zonar verbundenen Zersetzungserscheinungen, oftmals allerdings undulös verwischt bzw. durch unregelmäßige Serizitisierungen überprägt. Viele Kristalle zeigen Verbiegungen und Versetzungen der Zwillingslamellen;

Bruchstellen sind sowohl von Plagioklas- als auch von Roteisensubstanz verheilt worden. Die Korngrößen liegen durchschnittlich bei 1,7 mal 0,8 mm; Extremwerte erreichen maximal 6,2 mal 2,8 mm und minimal 0,10 mal 0,05 mm. Häufig sind Einschlüsse von Plagioklas in Plagioklas ohne Unterschiede im Chemismus zu beobachten; gelegentlich treten Quarz- und Kalifeldspatflecken in konkaven Formen auf. Größere Kristalle besitzen offensichtlich rekurrente Zonenfolgen, da auf intensiv zersetzte Kerne zunächst „saubere“, darauf Zonen mit Umwandlungsprodukten und schließlich homogene Randzonen folgen. Im Kontakt mit Kalifeldspat macht sich oft eine Myrmekitisierung bemerkbar (Bild 46).

Vollkommen gleiche Plagioklase finden sich als kaum geregelte Einschlüsse in Kalifeldspäten, dort in kleinsten Korngrößen, teilweise ausgelaugt und myrmekitisiert, teilweise ebenso wie im übrigen Kornverband sekundär verändert und serizitisiert.

An der Korngrenze von Kalifeldspäten – vor allem auf der Grenzfläche zwischen zwei Kalifeldspatkristallen – kommen xenomorphe, kleinkörnige Plagioklase vor. Wiederum dominieren Albitzwillinge; der An-Gehalt liegt im Durchschnitt bei 10 bis 12%. Zumeist fehlen Serizite und Myrmekite.

Weitgehend ausgelaugte Einschlußplagioklase in Kalifeldspäten stehen zum Teil mit Bandperthiten im Zusammenhang. Die Perthitbänder sind unscharf begrenzt, durchweg nach dem Albitgesetz verzwilligt und weisen An-Gehalte zwischen 8 und 10% auf. An frischen Plagioklaseinschlüssen im Kalifeldspat schneiden sie scharf ab. Übergänge kommen lediglich zu ausgelaugten Plagioklasen vor. Myrmekite fehlen vollständig.

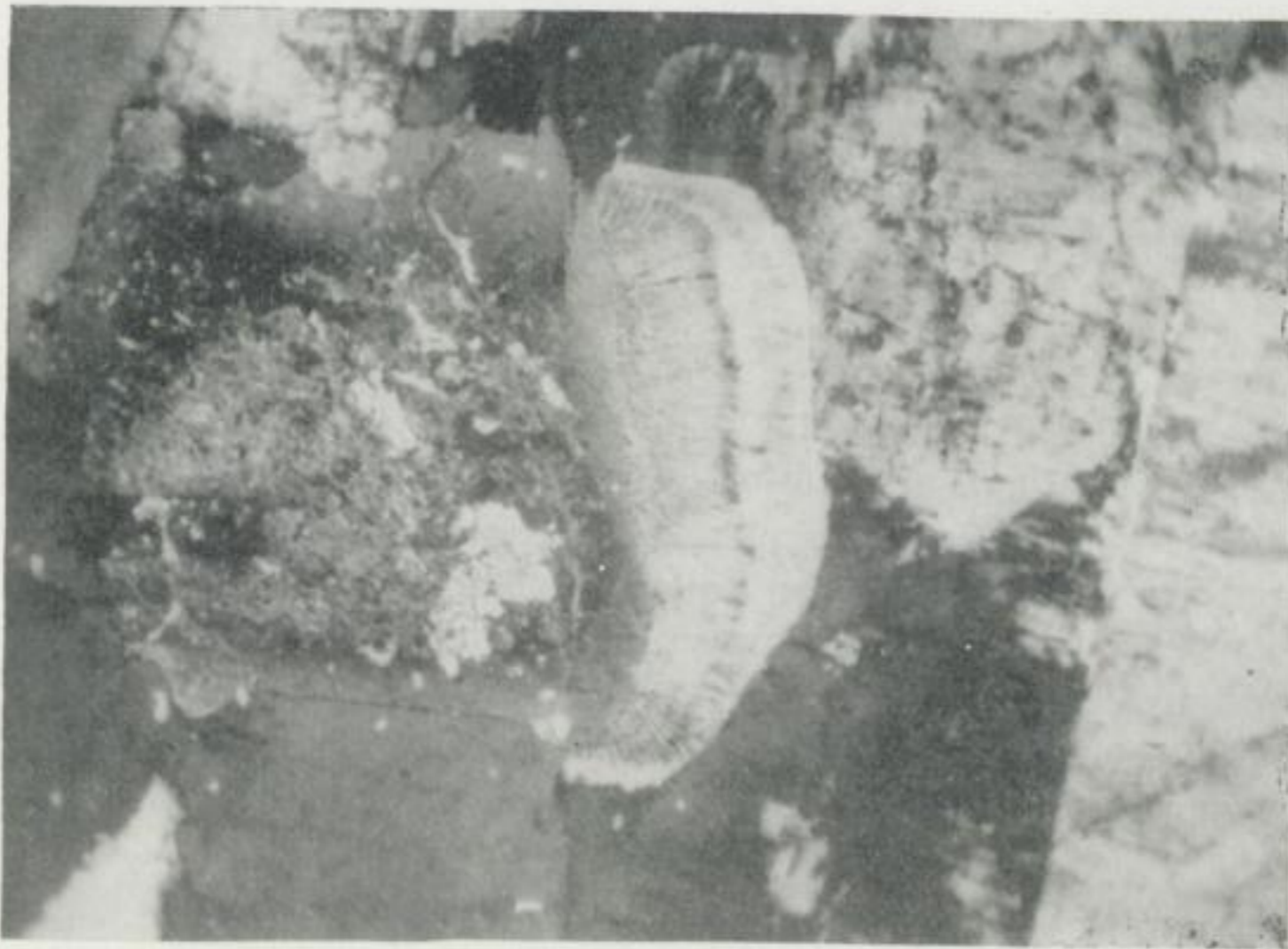


Bild 46. Plagioklas mit myrmekitisierten Anwachszone im Riesensteingranit südwestlich des Fürstenberges von Meißen (D 48/71, gekreuzte Nicols, Maßstab 25 : 1)

## Quarz

Das Altersverhältnis zwischen Quarz und Kalifeldspat ist nicht immer mit Sicherheit zu bestimmen, doch scheint auch beim Riesensteingranit der überwiegende Teil des Quarzes älter als Kalifeldspat und jünger als Plagioklas zu sein.

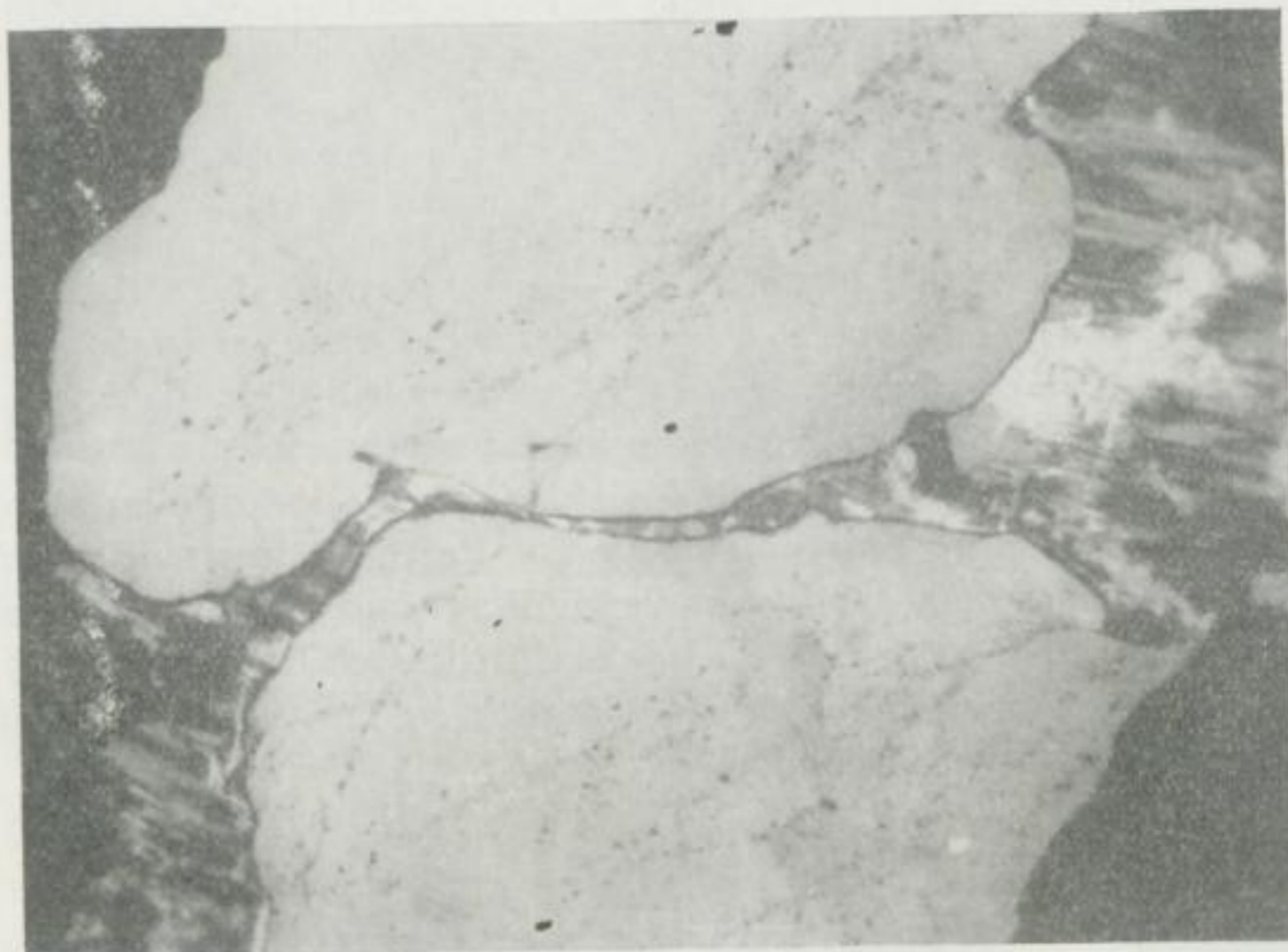


Bild 47. Quarz (Flüssigkeitseinschlüsse) und Kalifeldspat (verschwommene Gitterung) aus dem Riesensteingranit südwestlich des Fürstenberges von Meißen (D 48/185, gekreuzte Nicols, Maßstab 30 : 1)

Diesen Mineralen gegenüber zeigt der Quarz konvexe Grenzen mit deutlichem Bestreben, eigene Formen auszubilden. Mehrere Quarzkristalle, deren Größen zwischen 0,8 mal 0,6 mm und 4,6 mal 3,2 mm schwanken, finden sich oftmals zu Aggregaten vereinigt, die den grobkörnigen Eindruck des Gesteins verstärken. Auf Rissen bildeten sich mitunter Roteisenbeläge. Von Interesse sind zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, die Durchmesser bis zu 0,01 mm erreichen, Quarznegative bilden und teilweise bewegliche Libellen führen. Beziehungen zu kristallographischen Gegebenheiten eines Quarzkristalls bestehen nicht; die Anordnung der Flüssigkeitseinschlüsse folgt unregelmäßigen Zügen und Flächen.

## Kalifeldspat

Das Mineral ist eindeutig jünger als Plagioklas. Die Einzelkristalle löschen undulös aus und zeigen bei starker Vergrößerung eine äußerst unruhige und feine Gitterung, die gelegentlich im Bereich von Einschlußplagioklasen etwas

deutlicher wird. Bei einem mittleren Achsenwinkel  $2V_X$  von 71 Grad lassen sich alle Kalifeldspäte optisch zwischen Mikroklin und Anorthoklas einordnen; Spaltblättchen nach (001) weisen Auslöschungsschiefen zwischen 15 und 4 Grad auf. Wiederholt kommen Manebacher, gelegentlich Bavenoer, niemals Karlsbader Zwillinge vor. Neben den beschriebenen Perthitbändern finden sich parallel zu (001) eingelagerte Spindelperthite mit durchschnittlichen Längen von 0,1 und Breiten von 0,007 mm. Die Bandperthite verlaufen parallel zur Fläche (100). Die durchschnittliche Größe der Kalifeldspäte beträgt 2,9 mal 2,0 mm (Extremwerte: 5,3 mal 4,0 mm und 1,4 mal 0,5 mm).



Bild 48. Weitgehend mikroklinisierter Kalifeldspat aus dem Riesensteingranit (Stbr. an der Straße Zscheila–Niederau, D 48/72, gekreuzte Nicols, Maßstab 40 : 1)

#### Neben- und Übergengenteile

Zu den ältesten Bildungen gehört Zirkon, der in Ansliffen relativ häufig in Magnetit eingeschlossen, im Dünnschliff hingegen nur selten beobachtet werden kann. Die Zirkone ähneln weitgehend denen anderer Gesteine des Zentralteils. Umfangreichen statistischen Messungen nach ist ein durchschnittliches Längen-/Breitenverhältnis von  $2,27 \pm 0,05$  zu verzeichnen; die Länge der einzelnen Kristalle variiert zwischen 0,01 und 0,15 mm. Kaum gefärbte Zirkone weisen fast ausnahmslos die größten L/B-Werte auf, ihnen fehlen Zonarstrukturen und opake Einlagerungen.

Nur wenig jünger als der Zirkon ist der Apatit; Magnetit kann Apatit einschließen. Die meisten Apatite sind kantengerundet und 0,02 bis 0,2 mm lang. Kleine farblose Apatitnadeln zeichnen sich bei Längen unter 0,02 mm durch extreme L/B-Werte um 6 aus. Verbreitet finden sich Apatite mit pleochroitischen, dunklen Kernen, in denen bei stärkerer Vergrößerung viele kleine, parallel zu  $c$  eingebaute Stäbchen –

Tabelle 11a. Chemische Analysen des Riesensteingranits

Masse-%	1. östlich Bhf. Meißen R. Reinsch 1928 [274]	2. östlich Bhf. Meißen E. Wohlmann 1938 [397]
SiO <sub>2</sub>	74,72	73,58
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,69	13,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	1,70
FeO	0,12	0,24
MnO	—	Sp.
MgO	0,47	0,14
CaO	1,26	1,37
Na <sub>2</sub> O	3,51	3,90
K <sub>2</sub> O	4,14	4,72
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,55	0,41
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0,06
Summen	99,83	99,87

Tabelle 11b. Niggli-Werte des Riesensteingranits

Niggli-Werte	1.	2.
si	437,0	411,1
al	47,0	44,2
fm	9,5	9,6
c	8,0	8,2
alk	35,5	38,0
p	0,39	0,23
ti	0,39	1,04
k	0,40	0,44
mg	0,43	0,125
qz	+195,0	+159,1
al — alk	+ 11,5	+ 6,2
alk	+ 3,09	+ 6,13
al — alk		
t	+ 3,5	— 2,0

Tabelle 11c. Kationenprozentage des Riesensteingranits

Kationen-%	1.	2.
Si	70,3	69,0
Ti	0,1	0,2
P	0,1	0,1
Al	15,2	14,9
Fe <sup>3+</sup>	0,8	1,2
Fe <sup>2+</sup>	0,1	0,2
Mg	0,7	0,2
Ca	1,3	1,4
Na	6,4	7,1
K	5,0	5,7

ähnlich wie beim Hornblendesyenodiorit – beobachtet werden können. In Schnitten senkrecht zur *c*-Achse läßt sich in Einzelfällen nachweisen, daß diese dunklen Einlagerungen nicht gleichmäßig im Kernbereich verteilt, sondern in schmalen Zonen parallel zu den Prismenflächen angereichert sind und somit den gesamten Kristallschnitt in hexagonal umgrenzte Teilbereiche aufgliedern.

Unter den opaken Gemengteilen des Riesensteingranits hat der Magnetit die größte Bedeutung, obwohl nach intensiver Martitisierung praktisch nur noch Hämatit vorliegt. Die Korngrößen liegen im Bereich von 0,1 bis 0,5 mm. Ilmenit konnte nicht nachgewiesen werden.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  findet sich als Umwandlungsprodukt des Magnetits und zum anderen als Roteisen in Plagioklaskernen, Kalifeldspäten sowie anderen Mineralen (Risse) entweder in Form feiner Blättchen – zum Teil idiomorph – oder pigmentartig.

Der Biotit kommt oft gemeinsam mit Magnetit vor; beide Minerale bilden gelegentlich kleine Butzen. Die Korngrößen des Biotits liegen zwischen 0,8 und 0,2 mm; kleinere Biotite finden sich als Einschlüsse in Feldspäten und Quarzen. Trotz deutlicher Idiomorphietendenzen sind die Biotite buchtig begrenzt, teilweise korrodiert; mitunter zerfasern sie in Schnitten parallel zu *c*. Apatite und Zirkone bilden häufige Einschlüsse. Chloritisierungen treten auf, verbreitet Baueritisierungen. Der Pleochroismus zeigt normalerweise die Abstufungen  $X = \text{oliv- bis graugelb}$  und  $Y = Z = \text{dunkelolivbraun}$ .

### Sekundärbildungen

Gelegentlich kann sich Serizit zu größeren Individuen entwickeln und auch außerhalb der Plagioklase auftreten; die Korngrößen erreichen dann Abmessungen um 0,1 mm. Ein Teil der Pyrite und die Fluorite verdanken hydrothermalen Bedingungen ihre Entstehung. Die Herkunft des Calcits – gelegentlich auf Spaltrissen des Biotits – ist fraglich. Zoisitbildungen konnten nicht nachgewiesen werden.

### 3.5.3. Modus

Den nachstehenden Werten liegt eine Indikatrix von 4186 mm Länge zugrunde (Punktabstände: 0,3 mm):

34,2	± 0,9	Vol.-%	Plagioklas
33,1	± 1,3	Vol.-%	Kalifeldspat
29,9	± 1,5	Vol.-%	Quarz
2,0	± 0,2	Vol.-%	Biotit
0,1(4)	± 0,0(2)	Vol.-%	Akzessorien
0,5(4)	± 0,0(1)	Vol.-%	Erz
0,1(2)	± 0,0(4)	Vol.-%	Muskovit

### 3.5.4. Chemische Analysen

Vom Riesensteingranit sind insgesamt drei chemische Analysen bekannt, von denen die älteste aus dem Jahr 1889 [179] mit  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalten von 1,34 Masse-% und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalten von 5,03 Masse-% nicht verwendbar ist (Tabellen 11a, 11b, 11c).

Unter Berücksichtigung einiger von *I. Lohse* 1959 vorgenommenener Kontrollbestimmungen ( $\text{Na}_2\text{O}$ : 3,84 und 3,86 Masse-%,  $\text{TiO}_2$ : 0,42 und 0,55 Masse-%) ist der durchschnittliche Chemismus des Riesensteingranits aus den Aufschlüssen östlich des Bahnhofs Meißen folgendermaßen anzugeben:

Masse-%		Kat.-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	74,15	Si	69,8	Q	30,35
TiO <sub>2</sub>	0,32	Ti	0,2	Ru	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	P	0,1	Cp	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,58	Al	15,0	Or	26,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	Fe <sup>3+</sup>	1,0	Ab	34,00
FeO	0,18	Fe <sup>2+</sup>	0,1	An	5,75
MgO	0,30	Mg	0,4	En	0,20
CaO	1,32	Ca	1,3	Mt	0,30
Na <sub>2</sub> O	3,78	Na	6,8	Hm	0,80
K <sub>2</sub> O	4,43	K	5,3	Cord	1,65
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	0,51				
Summe:	100,10				

Nomativer An-Gehalt des Plagioklases: 14,5 %.  
Mittlere Dichte: 2,614 ± 0,001.

Die spektralanalytischen Untersuchungen von *H. Moenke* [216] führten zu Werten von 69,8 g/t Li, 237 g/t Rb, 3,6 g/t Be, 10 g/t V und 20 g/t Pb.

### 3.5.5. Einschlüsse

Die Einschlüsse des Riesensteingranits erweisen sich u. d. M als hypidiomorphes Haufwerk weitgehend zersetzter Plagioklase und Biotite, zum Teil mit ophitischen Strukturen infolge sperriger Anordnung leistenförmiger Biotite und Plagioklase. Die Altersbeziehungen zwischen den beiden Hauptgemengteilen sind nicht eindeutig zu klären. Die Plagioklase besitzen einen durchschnittlichen An-Gehalt von 18%; sie sind zumindest im Kern zu Serizit, Roteisen und Kaolinit umgewandelt. Der Biotit erscheint relativ frisch mit gleichen pleochroitischen Verhältnissen wie im Normalgestein; gelegentlich macht sich eine Baueritisierung bemerkbar. Untergeordnet kommen Magnetit (martitisiert), Apatit und Quarz vor. Apatit bildet vorwiegend feine idiomorphe Nadeln mit Abmessungen um 0,1 mal 0,001 mm, die in beträchtlicher Zahl auftreten können. Vereinzelt finden sich gerundete Apatitkörner. Der Quarz wurde zugeführt und schloß Plagioklas sowie Biotit ein. Seine auffälligen Flüssigkeitseinschlüsse bezeugen die enge Verwandtschaft zum Quarz des Normalgesteins. Kalifeldspat fehlt im allgemeinen. Die Korngrößen der Gemengteile liegen generell in Bereichen um 0,5 mal 0,1 mm.

Ein rötlicher Einschluß aus dem Vorkommen östlich des Bahnhofs Meißen hatte folgende Zusammensetzung (3900 Punkte):

78,0 Vol.-%	Plagioklas
0,4 Vol.-%	Quarz
18,4 Vol.-%	Biotit
1,3 Vol.-%	Akzessorien
1,9 Vol.-%	Erz

Ein dunkelgrau gefärbter Einschluß bestand zu 52,9 Vol.-% aus Biotiten in Korngrößen zwischen 0,35 mal 0,12 und 0,03 mal 0,02 mm, die denen des Normalgesteins ähnelten. Unter den Akzessorien mit einer Gesamtmenge von 0,9 Vol.-% war Rutil zu 0,2 Vol.-% beteiligt. Die Rutilkristalle erschienen gerundet, z. T. zerbrochen, kräftig braungefärbt und um 0,1 mm groß. Die übrigen 46,2 Vol.-% des Einschlusses ließen sich nur röntgenographisch identifizieren; beteiligt waren Quarz und Kaolinit in submikroskopischen Abmessungen.





Bild 49. Biotit- und plagioklasreicher Einschluß aus dem Riesensteingranit (Stbr. am Bahngelände, D 48/70, gekreuzte Nicols, Maßstab 60 : 1)

### 3.6. Die Gesteinstypen des Südteils

#### 3.6.1. Der Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich

*R. Beck* [19] beschrieb das Gestein unter der Bezeichnung „Quarzaugitdiorit“; *K. Pietzsch* [242] nannte es „Quarzaugitbiotitdiorit“. In dem Vorkommen am Röhrsdorfer Teich (3 km östlich von Kreischa) soll sich nach *R. Beck* der „Quarzaugitdiorit“ als stockförmige Schliere im sogenannten „Quarzglimmerdiorit“ befinden; *K. Pietzsch* hingegen diskutierte einen Übergang von „Quarzaugitbiotitdiorit“ zum sogenannten „Quarzhornblendebiotitdiorit“. Letzterer sei aus einem „Hornblendegranodiorit“ hervorgegangen, der sich am NE-Rand des Röhrsdorfer Teiches in Lesesteinen fand.

Die derzeitigen Aufschlußverhältnisse sind denkbar ungünstig; im Bereich des Röhrsdorfer Teiches fanden sich lediglich Lesesteine und einige wenige Gesteinsblöcke. Zwei Gesteinstypen sind zu unterscheiden, darunter der Augitsyenodiorit mit folgendem durchschnittlichen Modalbestand (Indikatrix: 2589 mm; Punkt-  
abstand: 0,2 mm):

44,1 ± 1,8 Vol.-%	Plagioklas
13,2 ± 1,9 Vol.-%	Kalifeldspat
2,1 ± 0,3 Vol.-%	Quarz
2,1 ± 1,1 Vol.-%	Hornblende
15,8 ± 0,9 Vol.-%	Augit
20,4 ± 3,2 Vol.-%	Biotit
0,8 ± 0,2 Vol.-%	Akzessorien
1,5 ± 0,4 Vol.-%	Erz

Mit einer Farbzahl von 40,6 erscheint der Augitsyenodiorit relativ dunkel bis lichtgrau; Verwitterungseinflüsse führten zu Braunfärbungen. Die Korngrößen liegen in mittel- bis feinkörnigen Bereichen; das Gestein ist richtungslos und mehr oder weniger gleichkörnig.

Unter dem Mikroskop fällt ein sperriges Gefüge auf, wie es sonst bei keinem Gesteinstyp des Meißener Massivs beobachtet werden kann.



Bild 50. Sperriges Gefüge des Augitsyenodiorits vom Röhrsdorfer Teich  
(Blatt 82, D 82/59, gekreuzte Nicols, Maßstab 33 : 1)

Die Endglieder der Augite — Hypersthen und Diopsid — sind durch Übergänge miteinander verbunden. Ihre Korngrößen erreichen Werte zwischen 1,5 mal 0,8 und 0,2 mal 0,1 mm; ein Durchschnittswert kann mit 0,8 mal 0,6 mm angegeben werden. Der Hypersthen mit einem mittleren Achsenwinkel  $2 V_X$  von 52 Grad weist übliche pleochroitische Farben auf. Er findet sich meist gerundet, teilweise auch parallel  $c$  gestreckt und vorwiegend in andere Augite eingeschlossen, dabei deutlich abgesetzt. Mitunter jedoch geht er diffus in einen niedriger lichtbrechenden Augit über. Dieser zeigt bei wesentlich höherer Doppelbrechung Achsenwinkel  $2 V_Z$  um 60 und Auslöschungsschiefen  $Z \wedge c$  um 42 Grad, ferner folgende Farbabstufungen:

- X = rosa bis hellbraun,
- Y = rosa bis hellbraun,
- Z = hellgrün.

Seinem sonstigen Verhalten nach entspricht er weitgehend einem Pigeonit oder Pigeonitaugit; eine eindeutige Definition nach den von W. E. Tröger [342] angegebenen Werten ist nicht möglich. Als „jüngster“ Augit tritt schließlich Diopsid entweder in selbständigen Körnern oder als Mantel um Hypersthen und Pigeonit auf. Während der Hypersthen kaum Mikrolithen oder Entmischungsphasen erkennen läßt, finden sich besonders im Pigeonit zahlreiche Ilmenitfädelchen parallel zu (100), ferner Abson-

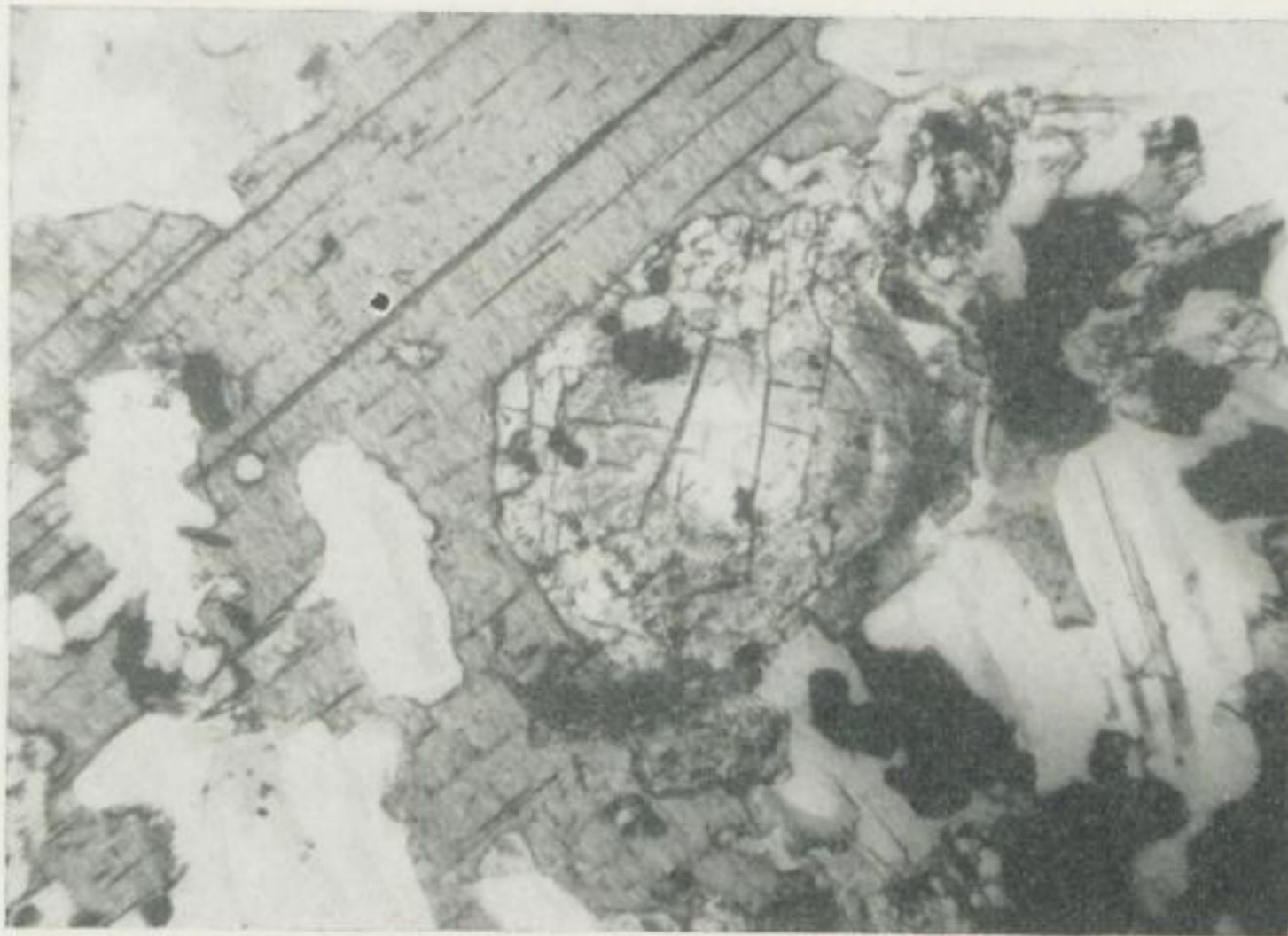


Bild 51. Idiomorpher, pigeonitischer Augit im Biotit mit einem durch Ilmenittäfelchen angedeuteten Zonarbau aus dem Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich  
(Blatt 82, D 32/62, schräge Nicols, Maßstab 60 : 1)

derungen nach (001) und randlich — z. T. Wachstumsflächen folgend. — Biotit- und Erzeinschlüsse.

Bemerkenswert sind einige große Pigeonite mit Abmessungen um 6,9 mal 3,7 mm, die im Kern xenomorphe Aggregate vorwiegend aus gemeiner Hornblende und Magnetit in Kornabmessungen um 0,05 mm enthalten. Untergeordnet treten Biotite (Einschlußbiotiten in Augiten ähnlich) sowie Plagioklase mit An-Werten um 28% hinzu (Bild 52).

Der normale Biotit des Augitsyenodiorits ist stark pleochroitisch mit dunkelrotbraunen Farbtönen für Y und Z und eindeutig jünger als die Augite. Bei hypidiomorpher Ausbildung besitzt er im Mittel Abmessungen von 0,4 mal 0,2 mm.

Der Plagioklas ist mehr oder weniger idiomorph, leistenförmig, durchschnittlich 0,5 mal 0,2 mm groß und in den meisten Fällen jünger als Augit und Biotit. Verzwillingungen nach dem Albitgesetz sind die Regel, daneben treten Zwillinge nach dem Periklin- und nach dem Komplexgesetz Albit-Karlsbad auf. Die Zwillinglamellen sind unregelmäßig ausgebildet, keilen oftmals aus und erscheinen zum Teil verbogen oder versetzt sowie von unterschiedlicher Dicke, so daß der gesamte Plagioklas einen unruhigen Aufbau zeigt. Dazu kommen Zersetzungserscheinungen in einem mittleren Bereich, ferner Anreicherungen von Mikrolithen im Kern, die vorwiegend aus Erz, Biotit, Diopsid und Hornblende bestehen. Die Korngrößen dieser Mikrolithe reichen unter 0,001 mm, so daß viele Plagioklase lediglich durch einen dunkel pigmentierten Kern gekennzeichnet sind. Myrmekite fehlen vollständig. Der An-Gehalt beträgt im Durchschnitt 38, maximal 44 und minimal 28%.

Quarz weist keine Besonderheiten auf; er findet sich als Zwickelfüllung und korrodiert im Gegensatz zum Plagioklas kaum ältere Bildungen.

Bei den Kalifeldspäten handelt es sich durchweg um Anorthoklase mit unterschiedlichen Tendenzen zur Orthoklasausbildung; der mittlere Achsenwinkel beträgt

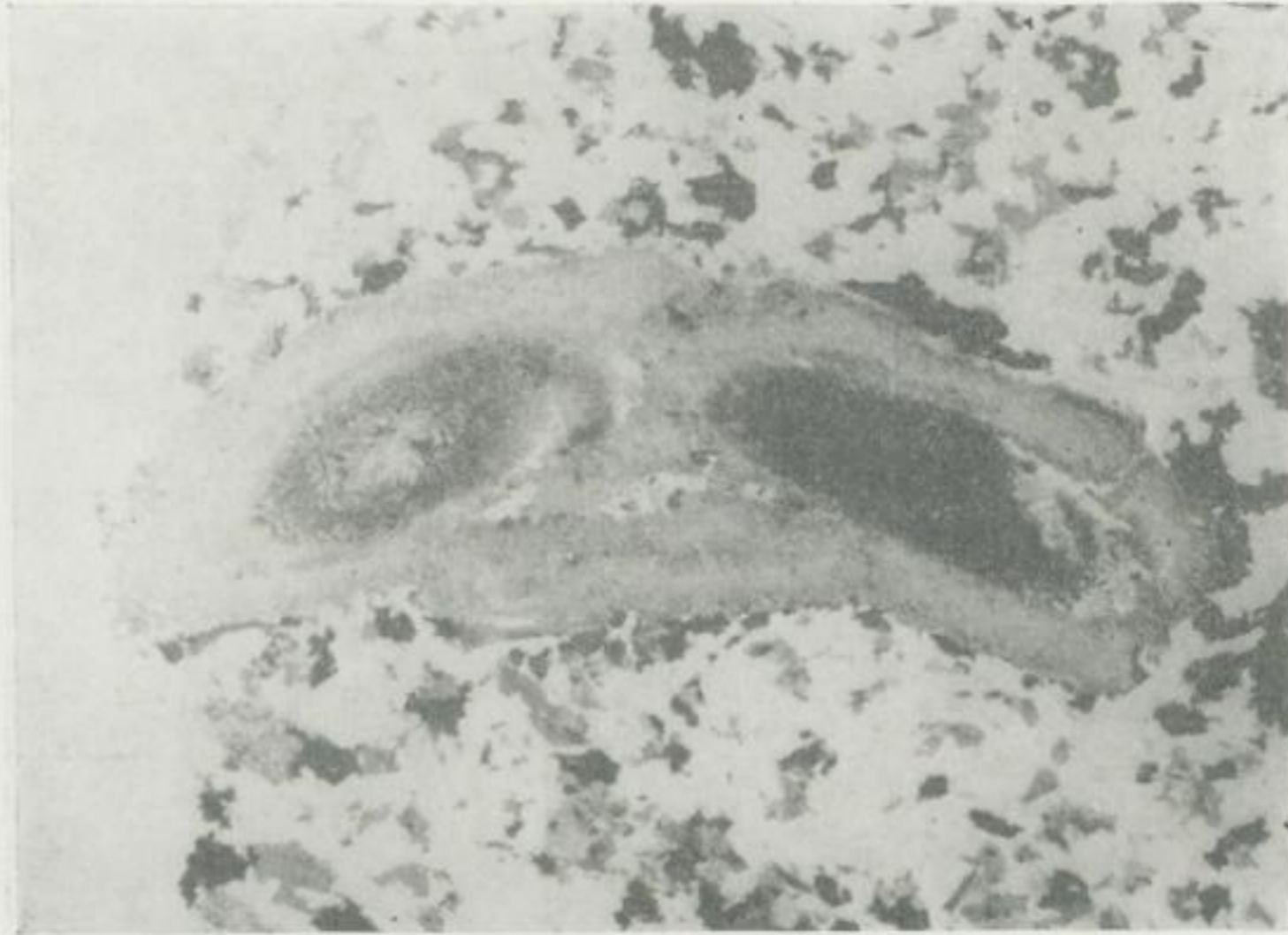


Bild 52. Pigeonitische Augite mit hornblende- und magnetitreichen Kernen aus dem Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich (Blatt 82, Maßstab 13:1)

64 Grad, die durchschnittliche Korngröße 0,4 mal 0,3 mm (Extremwerte: 0,7 mal 0,5 bzw. unter 0,01 mm). Typisch sind Quarzstengel, die teilweise parallel zueinander, zum Teil divergentstrahlig oder auch unregelmäßig und mit unterschiedlicher Länge die einzelnen Kristalle durchwachsen. Dabei überwiegt in jedem Fall Kalifeldspat-Substanz. Zwischen Kalifeldspäten und Diopsiden kam es wiederholt zu Reaktionen unter Bildung von Quarz und umkristallisiertem Diopsid bzw. Aktinolith, letzterer nadelförmig.

Vielfach ist eine Umwandlung von Augit — zunächst von Diopsid — in Hornblende zu beobachten. Es entstand gemeine Hornblende mit gleichen optischen Daten wie im Hornblendesyenodiorit. Parallel zu dieser Umwandlung erfolgte eine Gitterung und Entmischung der Kalifeldspäte. Zugleich entwickelten sich kleine Titanite und Orthite.

Apatite in gerundeten Körnern kommen nicht vor, lediglich klare, idiomorphe und homogene Kristalle mit einer Durchschnittsgröße von 0,084 mal 0,041 mm. Statistische Untersuchungen ergaben folgende Apatitverteilung im Gestein:

- 36 % fanden sich in Plagioklas,
- 35 % fanden sich in Biotit,
- 16 % fanden sich in Kalifeldspat und Quarz,
- 13 % fanden sich in Augit und Hornblende.

Unter den Akzessorien fiel besonders relativ großer und xenomorpher Zirkon mit Abmessungen bis zu 0,8 mal 0,1 mm auf, der jünger als Augit war.

Erzmikroskopisch sind Pyrit, Ilmenit und Magnetit nachzuweisen. Pyrit tritt untergeordnet in kleinen Körnchen ( $\varnothing$  0,001 mm) auf, verbreitet hingegen Ilmenit entweder idiomorph mit teilweiser Magnetitumrandung oder in lamellarer Verwachsung mit Magnetit. Es finden sich auch getrennt Ilmenit und Magnetit. Beide Minerale sind oftmals von einem schmalen Titanitsaum besonders in solchen Partien des Augitsyeno-



Bild 53. Idiomorpher Ilmenit mit Magnetitsaum aus dem Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich (Blatt 82, A 56, ein Nicol, Maßstab 85 : 1)



Bild 54. Zirkon- (Bildmitte) und Apatit- (rechts und links im Bild) Einschlüsse mit Titanitsäumen im Biotit des Augitsyenodiorits vom Röhrsdorfer Teich (Blatt 82, A 58, ein Nicol, Maßstab 850 : 1)

diorits umgeben, in denen etwas reichlicher Hornblende vorkommt. Titanitsäume können im Anschliff auch um Zirkon- und Apatiteinschlüsse in Biotiten beobachtet werden.

Sekundärbildungen sind Chlorit, Kerizit, Kalzit, Braun- und Roteisen (Martitisierungen treten nicht auf!), Epidot, Zoisit.

### 3.6.2. Der Biotit-Hornblendegranodiorit vom Röhrsdorfer Teich

Mit zunehmender Neubildung von Hornblende auf Kosten der Augite entwickelte sich aus dem Augitsyenodiorit ein Biotit-Hornblendegranodiorit, den *R. Beck* [19] als „Quarzglimmerdiorit (Tonalit)“ und *K. Pietzsch* [242] als „glimmerführenden Quarzhornblendediorit“ bezeichneten. Das Gestein ähnelt in seiner typischen Ausbildung dem Augitsyenodiorit, ist allerdings nicht so dunkel gefärbt. Die Integration führte zu folgenden Werten (Indikatrixlänge: 2051 mm; Punktabstände: 0,3 bis 0,1 mm):

43,2 ± 1,7 Vol.-%	Plagioklas
22,1 ± 0,3 Vol.-%	Kalifeldspat
17,1 ± 1,8 Vol.-%	Quarz
4,8 ± 1,3 Vol.-%	Hornblende
11,1 ± 0,4 Vol.-%	Biotit
0,8 ± 0,1 Vol.-%	Akzessorien
0,9 ± 0,2 Vol.-%	Erz

Der Plagioklas hat einen durchschnittlichen An-Gehalt von 28,6% (Maximalwert: 36%) und ist weniger leistenförmig als im Augitsyenodiorit ausgebildet. Die

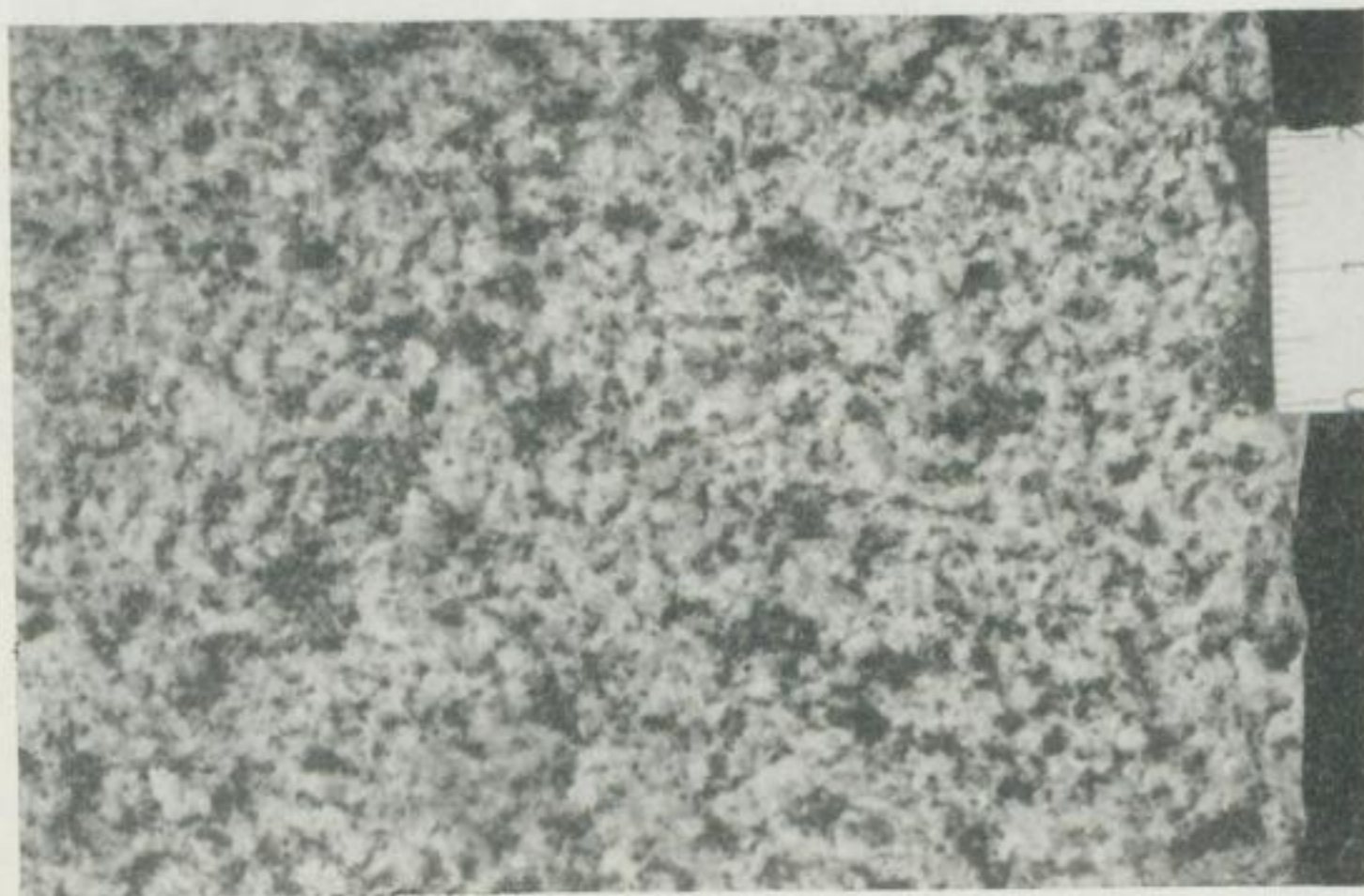


Bild 55. Biotit-Hornblendegranodiorit vom Röhrsdorfer Teich  
(Blatt 82, Hdst. Nr. 526 des VEB Geol. Erkundung Süd;  
Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

Korngrößen schwanken um 1,2 mal 0,7 mm, erreichen jedoch mitunter bedeutend niedrigere Werte. Wiederum finden sich hauptsächlich Zwillinge nach dem Albitgesetz, wiederholt Komplexzwillinge nach dem Albit-Karlsbad-Gesetz und nur vereinzelt Periklinverzwillingungen. Myrmekite fehlen! Häufig sind Plagioklase zonar gebaut, wobei der Kern höchste An-Gehalte aufweist.

Der Kalifeldspat unterscheidet sich weitgehend von dem des Augitsyenodiorits und ähnelt dem des Hornblendesyenodiorits. Die Korngrößen betragen im Durchschnitt 1,0 mal 0,6 mm; Karlsbader Zwillinge sind typisch. Die beim Augitsyenodiorit verbreiteten Quarzstengelbildungen fehlen; statt dessen sind die Kalifeldspäte durchweg perthitisch mit Albitfasern parallel zu (100) und zum größten Teil gegittert. Ein Zonarbau macht sich nicht bemerkbar. Der Achsenwinkel unterliegt Schwankungen zwischen 58 und 82 Grad; der Schwerpunkt liegt bei 70 Grad. Genaue Indikatrixvermessungen ergaben eine Anorthoklasoptik mit unterschiedlichen Tendenzen zum Mikroklin hin.

Quarz ist relativ groß; mittlere Abmessungen liegen bei 0,8 mm. Die Körner sind meist isometrisch und xenomorph ausgebildet. Undulöse Auslöschungen weisen auf Druckbeanspruchungen hin. Die Altersbeziehungen zum Kalifeldspat sind nicht immer eindeutig zu klären, doch scheint Quarz älter zu sein.

Auch die Hornblenden sind im Biotit-Hornblendegranodiorit ziemlich groß und idiomorph ausgebildet; die Korngrößen liegen im Mittel bei 1,1 mal 0,7 mm. Zwillinge nach (100) kommen häufig vor. Augitreste (Diopsid) sind selten. Im optischen Verhalten entspricht die Hornblende der des Hornblendesyenodiorits.

Der Biotit weist Abmessungen um 0,4 mm auf und unterscheidet sich nicht vom Biotit des Augitsyenodiorits; eine gelegentliche Aufhellung der pleochroitischen Farben ist auf eine beginnende Verwitterung zurückzuführen.

Unter den Akzessorien fällt besonders Apatit auf, der oftmals mit dunklen, pleochroitischen Kernen auftritt („Seele“). Umfangreiche Untersuchungen führten zu einer durchschnittlichen Korngröße von 0,086 mal 0,036 mm; die meisten Apatite waren in Mafiten eingeschlossen (49%), 24% fanden sich in Plagioklasen, 23% in Quarzen und nur 4% in Kalifeldspäten.

Zirkon erscheint nur selten in idiomorpher Ausbildung. Größere Kristalle (0,6 mal 0,1 mm) sind gerundet. Unter den Erzen überwiegt Magnetit mit teilweiser Martitisierung; Pyrit fehlt anscheinend. Titanite finden sich reichlich in z. T. gut idiomorphen Kristallen.

Feinkörnige, hornblendereiche Partien, wie sie *R. Beck* [19] und *K. Pietzsch* [242] schilderten, konnten nicht aufgefunden werden.

### 3.6.3. Hornblendesyenodiorit

(Typ „Plauenscher Grund“)

Typischer Hornblendesyenodiorit findet sich westlich von Röhrsdorf sowie zwischen Dohna und Kreischa beim Dorf Tronitz aufgeschlossen. Bei Tronitz geht er in einen Biotit-Hornblendegranodiorit über; vor allem westlich von Weesenstein wurde dieser als eigener Typ bekannt.

### 3.6.4. Der Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein

Das Gestein ist der südlichste Vertreter des Meißener Massivs; es wurde ausführlich von *R. Beck* [19] und *K. Pietzsch* [242] beschrieben.



Bild 56. Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein  
(Hdst. Nr. 265 des VEB Geol. Erkundung Süd;  
Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

Das graue, meist mittelkörnige Gestein weist eine ausgeprägte Paralleltexur auf, die an den Hornblendesyenodiorit erinnert. Schwache Rotfärbungen machen sich nur in zersetzten Bereichen bemerkbar. Makroskopisch sind Hornblende, Biotit, Titanit und Feldspäte zu erkennen. Gelegentlich können die Feldspäte bis zu 2 cm groß werden.

Der Biotit-Hornblendegranodiorit hat folgende Zusammensetzung (Indikatrixlänge: 3962 mm, Punktabstand: 0,2 mm):

49,6	$\pm 2,4$	Vol.-%	Plagioklas
14,5	$\pm 1,4$	Vol.-%	Kalifeldspat
6,2	$\pm 0,7$	Vol.-%	Quarz
15,0	$\pm 1,4$	Vol.-%	Hornblende
12,2	$\pm 1,4$	Vol.-%	Biotit
1,8(5)	$\pm 0,0(4)$	Vol.-%	Akzessorien
0,6(5)	$\pm 0,1(5)$	Vol.-%	Erz

Unter den Akzessorien ist Titanit mit 0,9 Vol.-% beteiligt.

Der Plagioklas erweist sich unter dem Mikroskop als Oligoklas mit durchschnittlich 27,5% Anorthit; lediglich kleinere xenomorphe Kristalle erreichen An-Gehalte über 32%, im Extremfall 38%. Den Hauptanteil bilden relativ große, blastisch erscheinende, eingeregeltere Kristalle mit deutlicher Idiomorphietendenz, vorwiegender Verzwillingung nach dem Albit- bzw. dem Albit-Karlsbad-Gesetz und einer gleichmäßigen Durchsetzung mit Serizitneubildungen. Die Korngrößen betragen teilweise über 5 mm; durchschnittliche Abmessungen liegen bei 2,0 mal 1,2 mm. Gelegentlich finden sich Anzeichen eines schwachen Zonarbaus. Manche große Plagioklase führen in ihren Kernpartien korrodierte Hornblende- und Biotitreste. Die Plagioklasgröß-



kristalle sind eindeutig jünger als Hornblende, Biotit und kleinere Plagioklase mit höheren An-Gehalten, von denen sie im Verein mit relativ kleinen Quarz- und Kalifeldspatbildungen in „Feinkornzügen“ umgeben werden. Solche „Feinkornzüge“ bilden oft ein zusammenhängendes Netzwerk und folgen wie die Plagioklasgroßkristalle in ihrer Hauptstreckung der Paralleltexur des Gesteins (etwa  $170^\circ$  Streichen und  $70^\circ$  Einfallen nach N). Myrmekitische Bildungen sind verbreitet.

Der Kalifeldspat kommt im Gefügebild kaum zur Geltung; als jüngster Gemengteil bildet er Zwickelfüllungen oder dringt korrosiv in „Feinkornzüge“ ein und umschließt dort ältere Minerale, vorwiegend Plagioklas und Quarz. Eine feine Schummerung deutet die Anorthoklasoptik an, die U-Tischvermessungen bestätigen. Der Achsenwinkel schwankt um  $66^\circ$ . Zwillinge sowie Perthitbildungen sind nicht zu beobachten. Die Korngrößen variieren in weiten Bereichen und erreichen maximale Werte um 1,1 mm.

Der Quarz kommt in verschiedenen Generationen vor; die jüngste ist u. U. auf sekundäre Gesteinszersetzungen zurückzuführen. Älteste Quarze finden sich in „Feinkornzügen“, dort jünger als Plagioklas oder Hornblende. Einige wenige, relativ große Hornblenden führen Quarzpoikiloblasten, die entweder feinkörnigerem und teilweise verdrängtem Material oder komplizierten Reaktionen bei einer eventuellen Diopsidumwandlung entstammen. Anzeichen ehemaliger Augite fehlen jedoch. Größere Quarzindividuen sind deutlich jünger als die Plagioklasgroßkristalle und älter als die Kalifeldspäte. Sie erreichen Abmessungen bis zu 1,5 mm und sind dann meist zu mehreren, untereinander verzahnten sowie durchweg parallel zur c-Achse und damit zur Paralleltexur des Gesteins gestreckten Quarzkörner zerfallen. Undulöse Auslöschungen treten regelmäßig auf. Flüssigkeitseinschlüsse fehlen.

Die Hornblende entspricht optisch der des Hornblendesyenodiorits und ist selten idiomorph ausgebildet. In wesentlichen Mengen tritt sie unregelmäßig begrenzt, z. T. fetzenartig in „Feinkornzügen“ auf. Einige blastisch erscheinende Individuen enthalten die sogenannten Quarzeinschlüsse und sind oftmals nach (100) verzwillingt. Die Korngrößen erreichen Werte bis zu 2,4 mal 1,0 mm. Vielfach kommen butzenförmige Verwachsungen zwischen Hornblende, Biotit und anderen Mafiten vor. Biotiteinschlüsse in Hornblenden wurden zumeist chloritisiert.

Der Biotit weist selten so kräftige rotbraune Farben auf, wie sie bei einigen frischen Mineralen parallel Y und Z zu verzeichnen sind; er ist sehr oft chloritisiert oder unterliegt einer mehr oder weniger intensiven Baueritisierung. Im Gefügebild tritt er fast ausschließlich in den „Feinkornzügen“ in verschieden großen Spänen in Erscheinung; Einlagerungen in größeren Hornblenden gehören zu Ausnahmen. Größte Korndurchmesser wurden mit 0,8 mm gemessen.

Unter den Akzessorien fallen gerundete und teilweise isometrische Apatite auf; typisch sind Einschlüsse vorwiegend in Biotiten. Die Zirkone bleiben meist gerundet, doch kommen hin und wieder idiomorphe Kristalle mit L/B-Verhältnissen über 2,0 vor. Die verbreiteten Titanite entsprechen denen des Hornblendesyenodiorits; von Interesse sind gelegentlich Übergänge in Orthit.

Unter den Erzen überwiegt Magnetit mit Martitisierungserscheinungen; daneben finden sich Ilmenit-Hämatitverwachsungen und wenig Pyrit.

H. Moenke [216] fand spektralanalytisch im Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein 20,9 g/t Li, 114 g/t Rb, 1 g/t Be und 150 g/t V, ferner Co-Gehalte über 20 g/t und Blei in Mengen von 10 bis 15 g/t.

Bemerkenswert sind Einlagerungen im normalen Biotit-Hornblendegranodiorit, die bereits R. Beck [20] beschrieb und von denen Schliffmaterial zur Verfügung stand. Nach R. Beck handelte es sich um dunkle Partien mit zahlreichen, bis zu 2 cm großen Hornblendeeinsprenglingen in einer feinkörnigen, schmutzig- bis lichtgrünen Grundmasse; sie fanden sich in alten Steinbrüchen südwestlich von Falkenhain. Unter dem Mikroskop sind in einem hornblendereichen Typ neben teilweise bis zu 3,0 mal

1,6 mm großen, idiomorphen Hornblendeeinsprenglingen vorwiegend Plagioklas (weitgehend serizitisiert) und meist farbloser, allenfalls schwachgelblicher bis brauner Augit zu erkennen. Die Integration führte zu folgenden Werten (2205 Punkte):

27,3 Vol.-%	Plagioklas
1,9 Vol.-%	Quarz
42,4 Vol.-%	Hornblende
24,9 Vol.-%	Augit
2,8 Vol.-%	Biotit
0,4 Vol.-%	Akzessorien
0,3 Vol.-%	Erz

Der Plagioklas ist relativ basisch und erreicht An-Gehalte um 43%. Er findet sich xenomorph, teilweise als Interstitialmasse zwischen mehr oder weniger idiomorphen Augiten und Hornblenden. Quarz erscheint als jüngster Gemengteil. Beim Augit handelt es sich zum größten Teil um farblosen Diopsid mit Übergängen zum Pigeonit. Vereinzelt können strahlsteinartige, schwach grüngefärbte Neubildungen aus pigeonitischen Augiten auftreten, die offensichtlich jünger als die braungefärbten, schwach pleochroitischen Hornblenden sind. Diese Hornblenden besitzen Auslöschungsschiefen  $Z \wedge c$  über 25 und Achsenwinkel  $2 V_X$  um 55 Grad, gelegentlich auch kleinere Auslöschungsschiefen und größere Achsenwinkel. Sie ähneln barkevikitischen Typen, gelegentlich Titanhornblenden, doch sind eindeutige Zuordnungen nicht möglich. Der Biotit ist jünger als Augit und weist einen kräftigen Pleochroismus mit rotbraunen Farbtönen auf. Die Erze bestehen zum größten Teil aus Magnetit; daneben kommen Ilmenite in selbständigen Kristallen vor. Zirkon fehlt. Titanit findet sich in xenomorphen Kristallen. Apatit bildet eine Art Interstitialfüllung zwischen idiomorphen Augiten und hat stets dunkles Pigment in regelmäßiger Verteilung aufgenommen.

Eine abweichende Zusammensetzung bei ähnlicher Mineralvergesellschaftung wies ein anderer Einschluß auf (4763 Punkte):

23,8 Vol.-%	Plagioklas
0,4 Vol.-%	Quarz
3,0 Vol.-%	Hornblende
48,8 Vol.-%	Augit
21,5 Vol.-%	Biotit
1,4 Vol.-%	Akzessorien
1,1 Vol.-%	Erz

Das mikroskopische Bild entsprach dem zuvor geschilderten; die Plagioklase besaßen wieder An-Gehalte über 40%, der Augit war zum größten Teil Diopsid mit Übergängen zu pigeonitischen Typen. Die braunen Hornblenden erreichten einsprenglingsartig Abmessungen von 4,3 mal 2,9 mm und schlossen teilweise Biotit ein. Dieser Biotit mit rotbraunen Farben war xenomorph ausgebildet und jünger als Augit, doch älter als Plagioklas oder Apatit. Er zeigte Idiomorphietendenzen und konnte bis zu 1,3 mm große Durchmesser erreichen. Der Apatit bildete Interstitialmassen mit dunklem Pigment, erschien also völlig xenomorph mit Abmessungen um 0,3 mm. Bemerkenswert waren Strahlstein-Quarzverwachsungen in myrmekitartiger Form.

### 3.6.5. Die Gesteinstypen von Sobrigau und Gombsen

Am Nordende der auf Bild 3 eingezeichneten „Linse“ westlich von Röhrsdorf findet sich etwa 600 m südwestlich von Sobrigau ein Gestein angeschnitten, das als Einschluß- oder Kontaktmaterial des normalen Hornblendesyenodiorits angesehen werden muß. Den Beweis brachte ein im vorigen Jahrhundert aufgefundenes Handstück (Sammlungen des VEB Geologische Erkundung Süd, Freiberg).

bei dem Hornblendesyenodiorit apophysenartig in das von *K. Pietzsch* [242] als „glimmerführender Hornblendediorit“ kartierte Gestein eindringt.

Die Integration ergab folgende Werte (Punktzahl: 11 922, Punktabstände: 0,1 bis 0,2 mm):

42,5 Vol.-%	Plagioklas
0,6 Vol.-%	Kalifeldspat
1,7 Vol.-%	Quarz
40,1 Vol.-%	Hornblende
11,5 Vol.-%	Biotit
0,7 Vol.-%	Akzessorien
2,9 Vol.-%	Erz

Das Gestein ist dunkelgrau und ziemlich gleichmäßig mittel- bis feinkörnig ausgebildet. Unter dem Mikroskop zeigt das Gefügebild Anklänge an die Intersertalstruktur des Augitsyenodiorits vom Röhrsdorfer Teich.

Der *Plagioklas* kommt zum Teil leistenförmig vor und weist stets idiomorphe Kernpartien mit weitgehender Serizitisierung und An-Gehalten um 40% auf. Randlich sinken die An-Gehalte bis auf 30% ab. Unter den Zwillingsgesetzen dominiert das Albit- bzw. das Albit-Karlsbad-Gesetz. Daneben treten Zwillinge nach dem Periklingesetz auf. Mitunter kommen Plagioklase mit zahlreichen Zonenfolgen vor. Verbiegungen der Zwillinglamellen sowie unzulässige Auslöschungen weisen auf Druckbeanspruchungen hin. *Kalifeldspat* und *Quarz* bilden als jüngste Minerale Zwickelfüllungen; *Kalifeldspat* findet sich oft nur in Form konkav begrenzter „Fetzen“ im *Plagioklas*. Die *Hornblende* entspricht optisch der des Hornblendesyenodiorits. Idiomorphe Umgrenzungen sind selten; auffällig ist die große Zahl von opaken Einlagerungen parallel (100), die wahrscheinlich ehemaligen pigeonitischen Augiten entstammen. Vielfach finden sich Biotiteinlagerungen in Hornblenden; umgekehrt schließen größere Biotite (maximale Durchmesser um 1,4 mm) mehr oder weniger isometrische, gerundete Hornblenden ein. Unter den *Akzessorien* (*Apatit*, *Zirkon*, *Titanit*, *Orthit*) überwiegen *Apatite* mit durchschnittlichen Abmessungen von 0,20 mal 0,12 mm (L/B-Verhältnis 1,7). Die *Apatitkristalle* sind gerundet und nur in den Prismenflächen gleichmäßig ausgebildet. Einschlüsse (Pigmente) kommen selten vor; ein Zonarbau fehlt. Rund 60% aller *Apatite* sind in *Plagioklasen* eingeschlossen, von denen sie teilweise korrodiert werden; 36% finden sich in *Mafiten*, 4% in *Quarzen*.

Das Gestein nördlich von Gombsen im Westbereich der obengenannten „Linse“ ist weitgehend zersetzt und deshalb näheren Untersuchungen kaum zugänglich. Im Dünnschliff weisen *Chlorite* auf die Beteiligung ähnlich ausgebildeter *Hornblenden* wie im Gestein von Sobrigau hin; *Biotitreste* – selten in leistenförmiger Verwachsung mit *Hornblenden* – bestätigen verwandtschaftliche Beziehungen zwischen beiden Gesteinen. Die leukokraten Bestandteile können nicht eindeutig identifiziert werden.

### 3.7. Die Gesteinstypen des Nordteils

#### 3.7.1. Der Augitsyenodiorit von Gröba

Die wenigen Aufschlüsse dieses Gesteins sind auf den Norden der Stadt Riesa beschränkt; unter ihnen befindet sich der Steinbruch Gröba. Einen gewis-

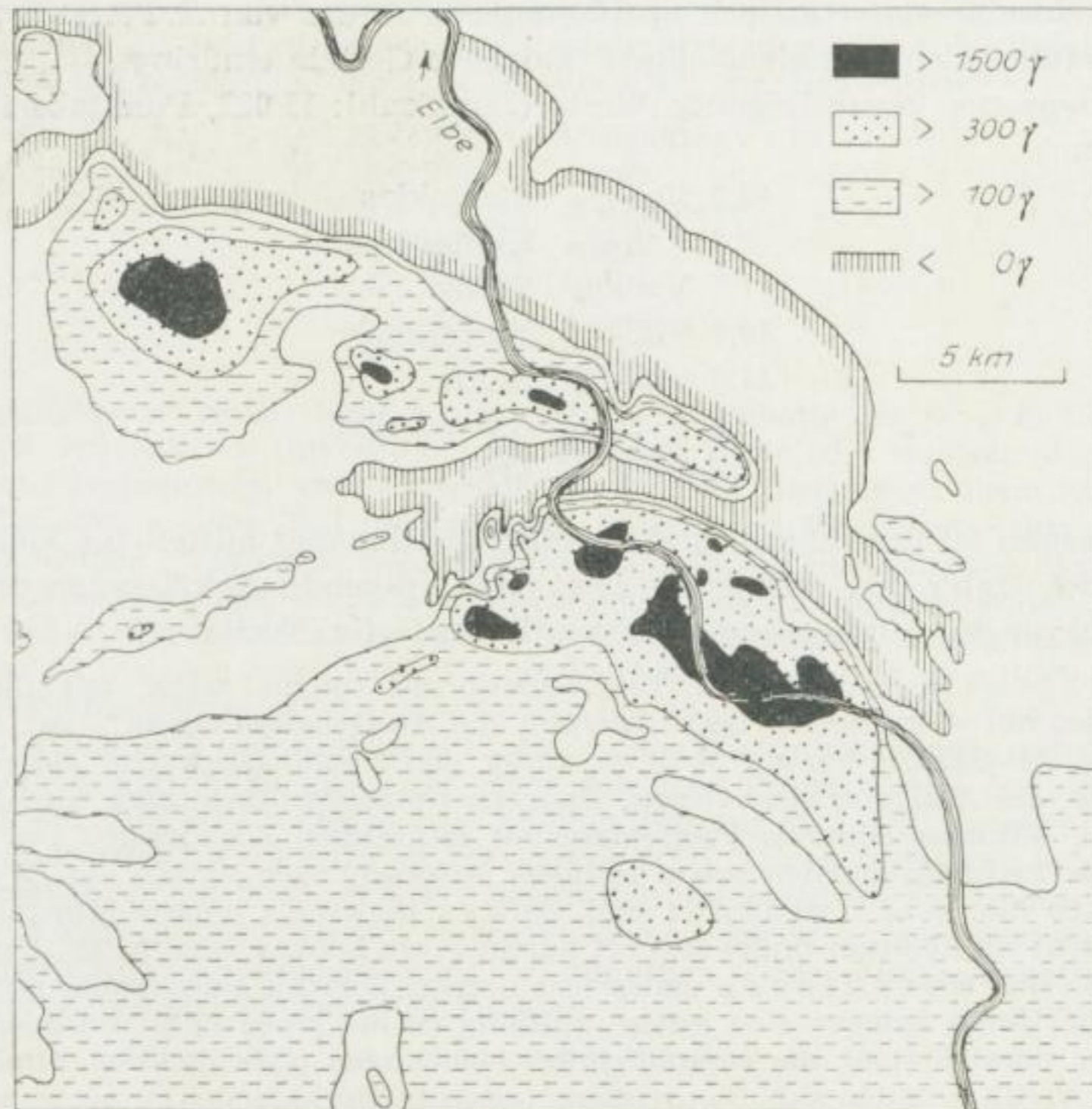


Bild 57. Ergebnisse geomagnetischer Vermessungen im Nordteil des Meißener Massivs (nach G. Siemens, W. Jaeger u. a.)

sen Anhalt über die mutmaßliche Verbreitung des Augitsyenodiorits geben geomagnetische und gravimetrische Meßergebnisse (Bilder 57 und 58).

Das Normalgestein im Steinbruch Gröba ist mittel- bis grobkörnig, holokristallin, ziemlich gleichförmig und grau bis dunkelgrau gefärbt. Einsprenglingsartig treten in einer mittelkörnigen „Grundmasse“ Kalifeldspäte auf, die tafelig nach (010) ausgebildet und nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt sind; ihre Abmessungen betragen maximal 20,0 mal 5,0 mm; die Farbe ist hellgrau.

Eine Einregelung dieser Kristalle sowie gelegentliche Turbulenzen deuten auf Strömungsvorgänge hin. Mit zunehmender Verwitterung oder nach hydrothermalen Beeinflussung nehmen die Kalifeldspäte rote Farbtöne an. In der „Grundmasse“ fallen schwarzbraune Glimmer besonders auf.

Stellenweise finden sich im normalen Augitsyenodiorit relativ viele gleichmäßig gerundete, etwas dunkler gefärbte und klein- bis mittelkörnige Einschlüsse, die gelegentlich durch eine zunehmende Zahl heller Kristalloblasten in das Normalgestein übergehen. Vereinzelt sind die Einschlüsse gestreckt und eingeregelt; statistische Messungen mußten zurückgestellt werden.

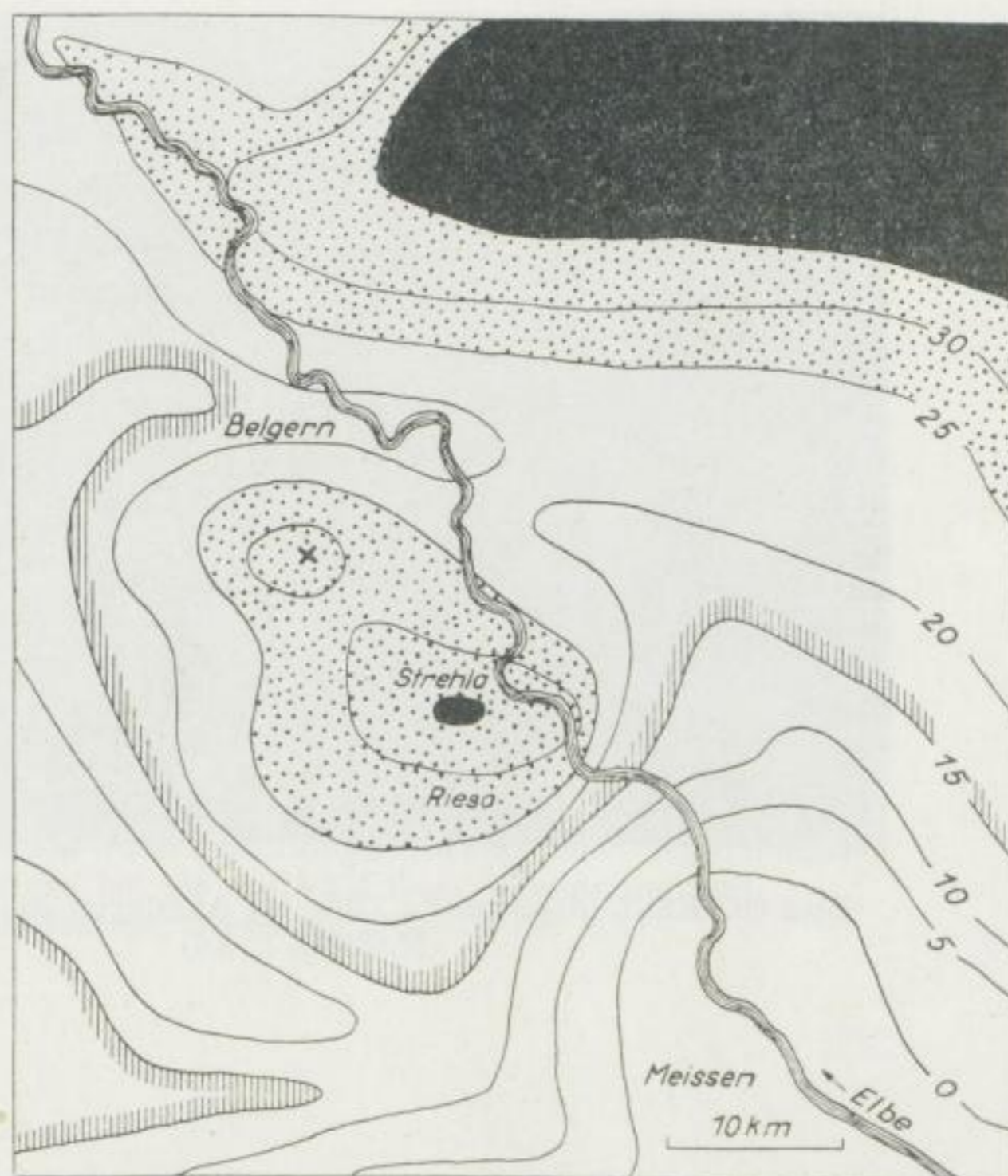


Bild 58  
Schwereverhältnisse  
(Bouguer-Anomalien)  
im Bereich des  
Nordteils des  
Meißener Massivs  
(nach G. Siemens,  
W. Jaeger u. a.)

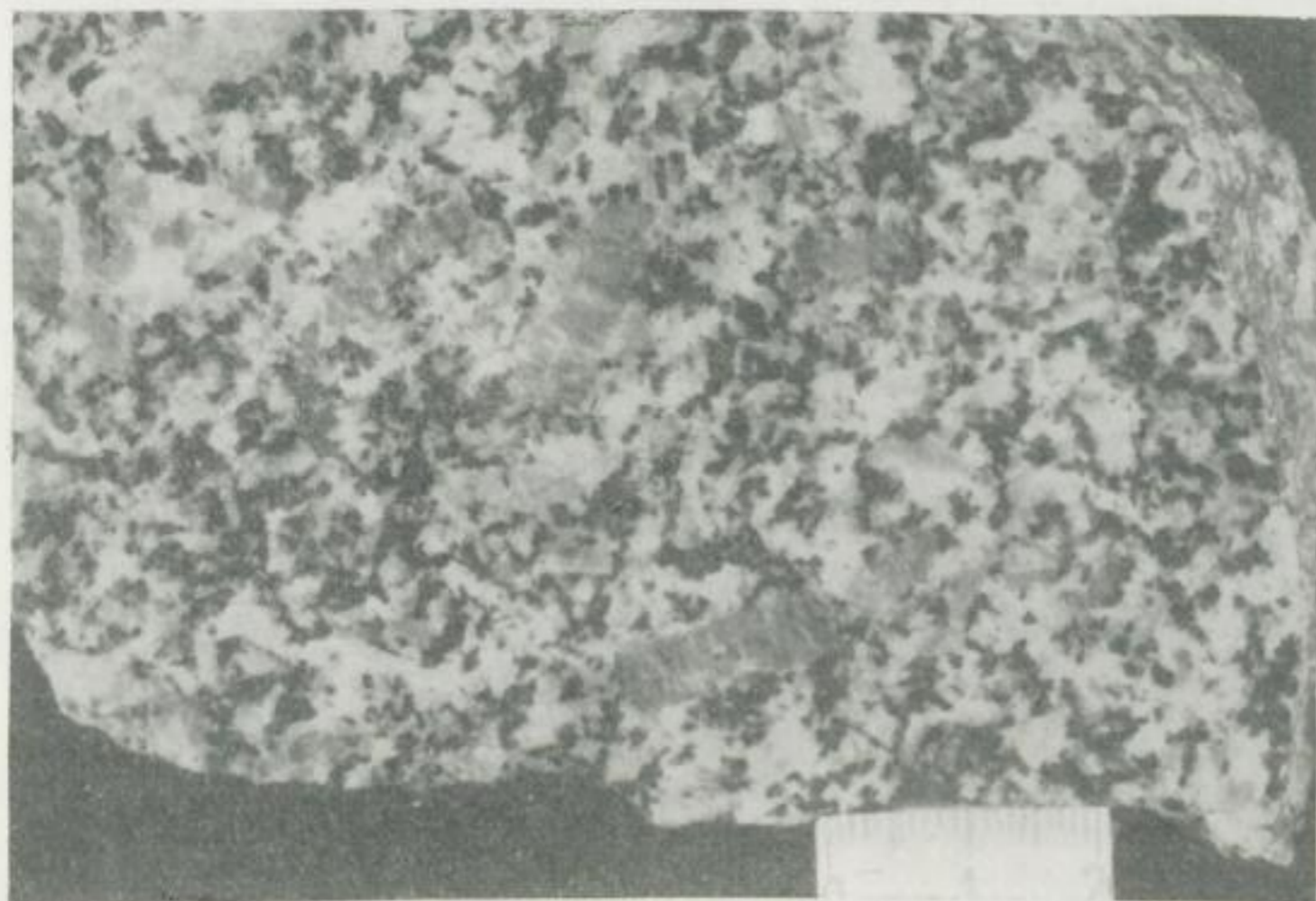


Bild 59. Augitsyenodiorit von Gröba in normaler Ausbildung  
(Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)



Bild 60. Kalifeldspatreiche Zone im Augitsyenodiorit von Gröba  
(Maßstab 1 : 3,5)

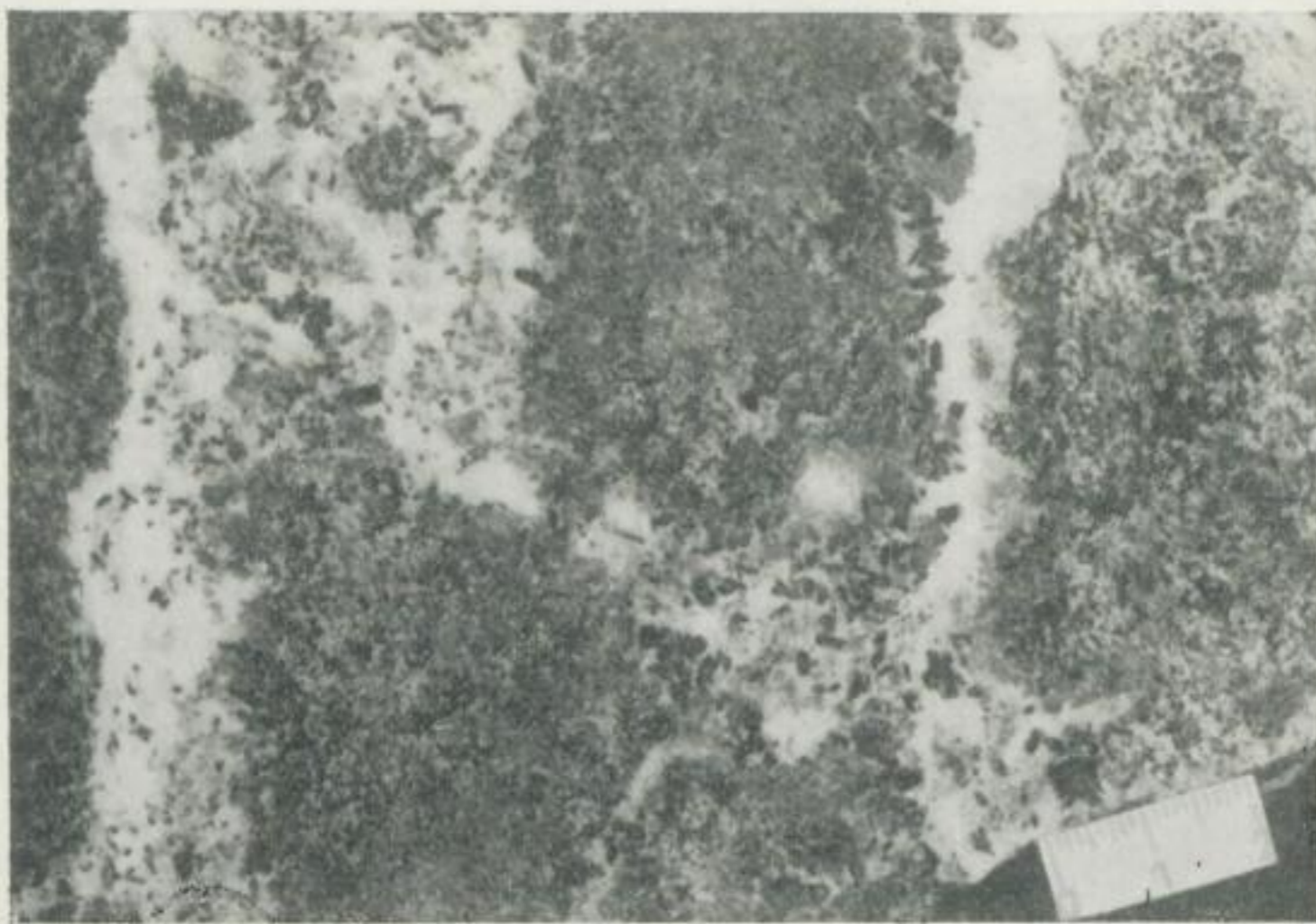


Bild 61. „Schlieren“ im Augitsyenodiorit von Gröba mit aplit- bis  
pegmatitartiger Durchtrümerung unter Neubildung von Hornblenden  
(Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

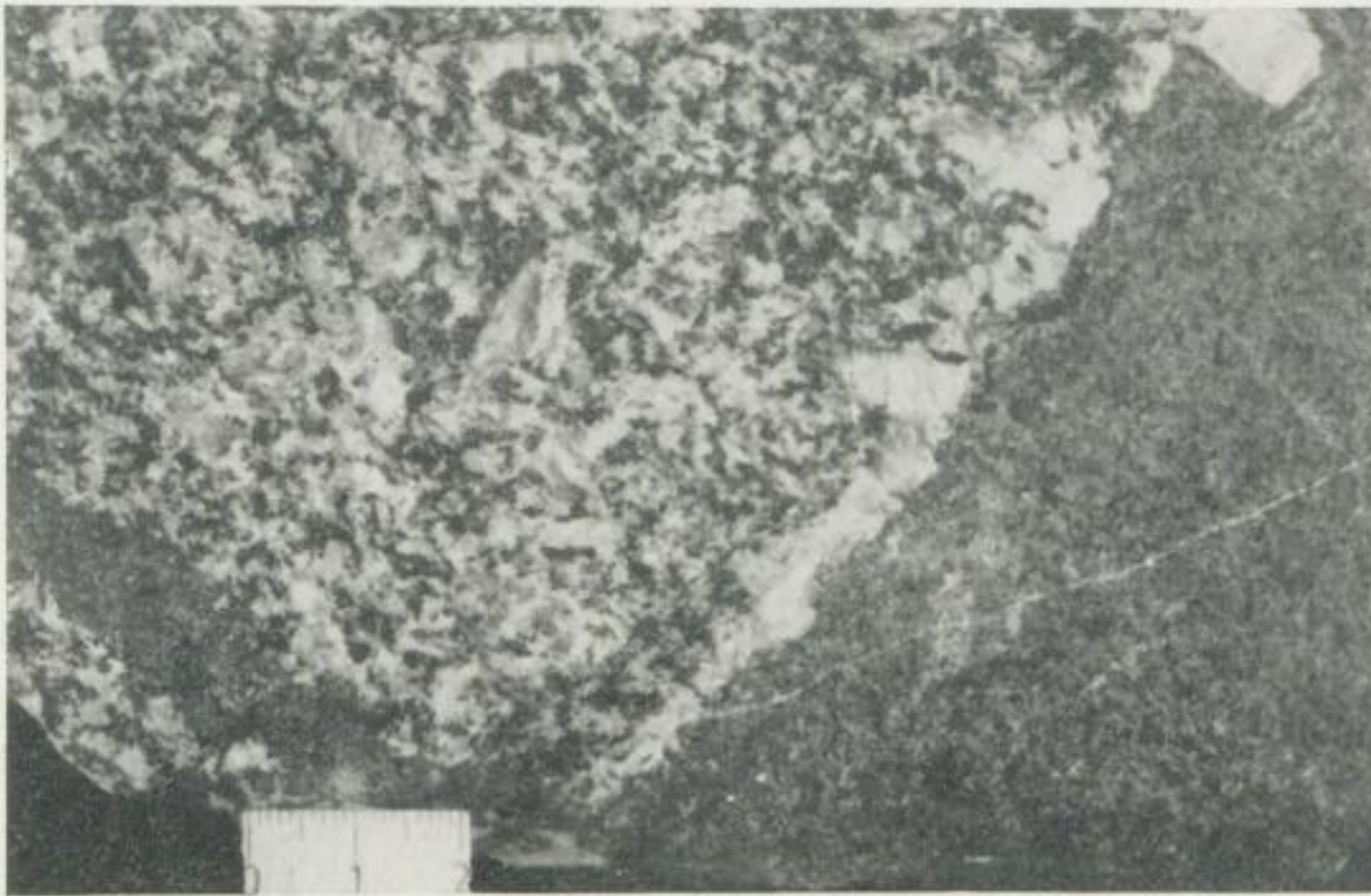


Bild 62. „Schlieren“ im Augitsyenodiorit von Gröba mit Übergang zum Normalgestein unter Ausbildung eines schmalen Kalifeldspat-saums (Hdst. Nr. 236 des VEB Geol. Erkundung Süd; Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)



Bild 63. „Schlieren“ im Augitsyenodiorit von Gröba mit aplitischer Übergangszone zum Normalgestein (Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

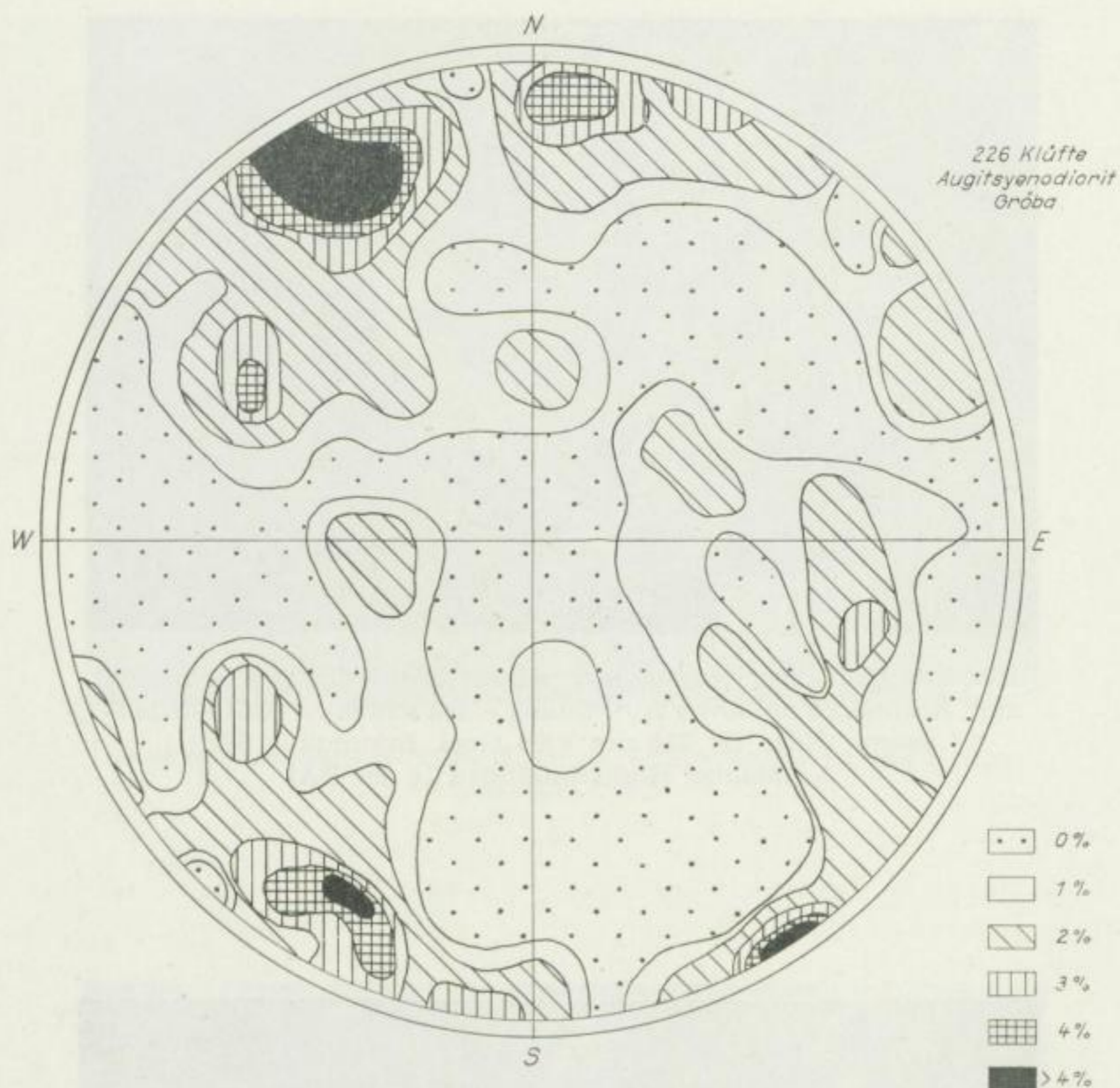


Bild 64. Kluftdiagramm des Augitsyenodiorits von Gröba  
(226 Klüfte)

Neben diesen Einschlüssen kommen sehr dunkle „Schlieren“ meist streifenförmig – fast gangartig – in einigen Bereichen des Bruches vor. Aus gleichem Material bestehen wenige Linsen bis zu 45 cm Durchmesser. Die „Schlieren“ werden mitunter beidseitig von aplit- bis pegmatitähnlichen „Bändern“ begleitet, die Mächtigkeiten bis zu 25 cm erreichen können (die „Schlieren“ um 45 cm).

Der Kontakt zwischen hellem und dunklem Material ist im allgemeinen scharf; an einzelnen Stellen jedoch greift helles Material apophysenartig in die „Schlieren“ ein. Mit solchen Erscheinungen sind Umlagerungen und Kornvergrößerungen verbunden.

Bild 64 verdeutlicht das Ergebnis neuer Kluftmessungen.

Das Fließgefüge variiert nach *H. Reichert* [268] zwischen 75 und 105 Grad Streichen und 80 bis 90 Grad Einfallen. Die Teilbarkeit des Gesteins ist gut; so lassen sich u. a. Pflastersteine gewinnen.



Umfangreiche Integrationen ergaben folgenden Modus des Normalgesteins (Indikatrixlänge: 7790 mm, Punktabstände: 0,2 bis 0,05 mm):

55,8 ± 1,2	Vol.-%	Plagioklas
12,3 ± 1,6	Vol.-%	Kalifeldspat
1,9 ± 0,4	Vol.-%	Quarz
0,2 ± 0,1	Vol.-%	Hornblende
14,6 ± 0,6	Vol.-%	Augit
11,7 ± 0,7	Vol.-%	Biotit
0,4 ± 0,0(5)	Vol.-%	Akzessorien
3,1 ± 0,3	Vol.-%	Erz

*P. Tschirwinsky* [345] und *K. Schmidt* [294] kamen zu nachstehenden Ergebnissen:

58,84 bzw. 58,3	Vol.-%	Plagioklas
15,73 bzw. 13,6	Vol.-%	Kalifeldspat
0,73 bzw. 1,2	Vol.-%	Quarz
0,00 bzw. 0,0	Vol.-%	Hornblende
12,22 bzw. 12,0	Vol.-%	Augit
9,55 bzw. 11,0	Vol.-%	Biotit
0,15 bzw. 0,8	Vol.-%	Akzessorien
2,78 bzw. 3,2	Vol.-%	Erz

Wie Verfasser an anderer Stelle zeigen konnte [239], bestehen gute Übereinstimmungen zwischen Modalbestand und normativen Werten, denen chemische Analysen von *Wolfrum* [170] und *H. Hirschi* [153] sowie zusätzliche Alkali-, Eisen- und Titanbestimmungen von *I. Lohse* (1959) zugrunde liegen.

Tabelle 12a. Chemische Analysen des Augitsyenodiorits

Masse-%	1. Gröba <i>Wolfrum</i>	2. Gröba <i>H. Hirschi</i>
SiO <sub>2</sub>	51,71	51,93
TiO <sub>2</sub>	—	1,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,72	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,83	17,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,17	6,12
FeO	3,38	3,19
MnO	0,48	—
MgO	4,27	3,99
CaO	7,48	7,29
Na <sub>2</sub> O	4,63	4,11
K <sub>2</sub> O	2,59	3,42
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,27	0,53
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0,09
Summen	101,53	99,79

Tabelle 12b. Niggli-Werte  
des Augitsyenodiorits

Niggli-Werte	1.	2.
si	129,0	138,0
al	29,1	28,0
fm	35,5	35,0
c	20,0	20,5
alk	15,4	16,5
p	0,8	—
ti	—	2,4
k	0,27	0,35
mg	0,45	0,45
qz	—32,6	—28,0
al — alk	+13,7	+11,5
alk	+ 1,1	+ 1,4
al — alk	— 6,3	— 9,0

Tabelle 12c. Kationenprozent  
des Augitsyenodiorits

Kationen-%	1.	2.
Si	46,9	48,4
Ti	—	0,8
P	0,5	—
Al	21,2	19,7
Fe <sup>3+</sup>	4,2	4,3
Fe <sup>2+</sup>	2,6	2,5
Mn	0,4	—
Mg	5,8	5,5
Ca	7,3	7,3
Na	8,1	7,4
K	3,0	4,1

Tabelle 13. Teilanalysen  
des Augitsyenodiorits  
(Masse-%)

Fe	Ti	Na	K
7,11	0,82	3,77	2,74
7,52	0,87	4,10	2,30
		3,47	1,97
		4,33	2,51

Die chemischen Untersuchungsergebnisse gestatten, für den Augitsyenodiorit von Gröba nachstehende durchschnittliche chemische Zusammensetzung anzugeben:

Masse-%		Kat.-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	51,8	Si	47,8	Ru	0,9
TiO <sub>2</sub>	1,3	Ti	0,9	Cp	0,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4	P	0,3	Or	16,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,8	Al	20,5	Ab	36,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,3	Fe <sup>3+</sup>	4,3	An	25,0
FeO	3,4	Fe <sup>2+</sup>	2,6	Wo	3,5
MnO	0,2	Mn	0,2	Hy	1,3
MgO	4,1	Mg	5,7	En	4,2
CaO	7,3	Ca	7,2	Mt	6,4
Na <sub>2</sub> O	4,1	Na	7,3	Fo	5,4
K <sub>2</sub> O	2,6	K	3,2		
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	0,4				
Summe:	100,7				

Normativer An-Gehalt des Plagioklases: 40,6 %.

Mittlere Dichte: 2,863 ± 0,008.

### Plagioklas

Im Dünnschliff erscheint das Gestein hypidiomorph und wechselkörnig. Gefügebestimmend sind Plagioklase mit Tendenzen zu leistenförmiger Ausbildung und weitgehender Idiomorphie zumindest von Flächen der Zone [100]. Die Plagioklase sind stets verzwillingt; Albitzwillinge dominieren, verbreitet treten Zwillinge nach dem Periklin- oder nach dem Albit-Karlsbad-Komplexgesetz auf. Bemerkenswert ist die Absätzigkeit der Zwillingslamellen an Spaltrissen parallel (100), ferner ihre oftmals „linsenförmige“ Entwicklung sowie Verbiegungen, wodurch viele Kristalle – unterstützt von undulösen Auslöschungen, teilweise sehr reichlichen Mikrolithen und Kalifeldspatfetzen – einen sehr unruhigen Aufbau zeigen.

Die durchschnittliche Korngröße beträgt 2,1 mal 0,9 mm; Maximalwerte erreichen 4,4 mal 2,8, Minimalwerte 0,3 mal 0,1 mm. Unter Verwendung der Daten von *L. Dolar-Mantuani* [66] kann der durchschnittliche An-Gehalt mit 40,4% angegeben werden; der Achsenwinkel  $2 V_{\frac{1}{2}}$  schwankt um 84 Grad. Der Kern ist stets An-reicher – die Unterschiede betragen mitunter über 20% –, so daß im Kern Maximalwerte um 51% und in Randzonen Minimalwerte um 28% gemessen wurden.

Im Zusammenhang mit jüngeren Kalifeldspatbildungen kam es zu Myrmekitisierungen. Das Altersverhältnis zum Kalifeldspat wird durch das Vorkommen konkav begrenzter, z. T. unregelmäßig über den gesamten Kristall verteilter und im Kern gelegentlich angereicherter – dann rechteckig begrenzt und um 0,05 mm groß – Kalifeldspateinschlüsse kompliziert, doch kam die Hauptmasse der vorhandenen Kalifeldspatsubstanz zweifellos nach der Plagioklasbildung zur Entwicklung.

Die Mafite sind älter als die Plagioklase, von denen sie oft korrodiert und in Form unterschiedlich stark gerundeter Mikrolithen eingelagert werden. Bevorzugt finden sich „Kernpartien“ gefüllt; die Korngrößen der Mikrolithen variieren zwischen 0,05 und 0,005 mm. Mitunter folgt einer einschlußreichen Kernpartie eine serizitisierte Zone und darauf eine „saubere“ Randzone. Neben diesen Einschlüssen lassen sich in fast jedem Plagioklas in Kernpartien feine pigmentartige Anreicherungen nachweisen, die sich bei stärkster Vergrößerung als opake Nadelchen in gekreuzter und regelmäßig orientierter Anordnung zu erkennen geben.

## Kalifeldspat

Der Kalifeldspat des Augitsyenodiorits ist ein Anorthoklas mit Annäherungen an Orthoklas, teilweise auch an Na-Orthoklas (Tabellen von W. E. Tröger [342]). Die Achsenwinkel variieren zwischen 40 und 64 Grad; ein Durchschnittswert kann unter Verwendung der Meßergebnisse von L. Dolar-Mantuani [66] für  $2 V_X$  mit 52 Grad angegeben werden. Die Korngrößen unterliegen erheblichen Schwankungen; als Durchschnittswert einer umfangreichen Meßreihe resultiert die Größe von 4,3 mal 1,7 mm.

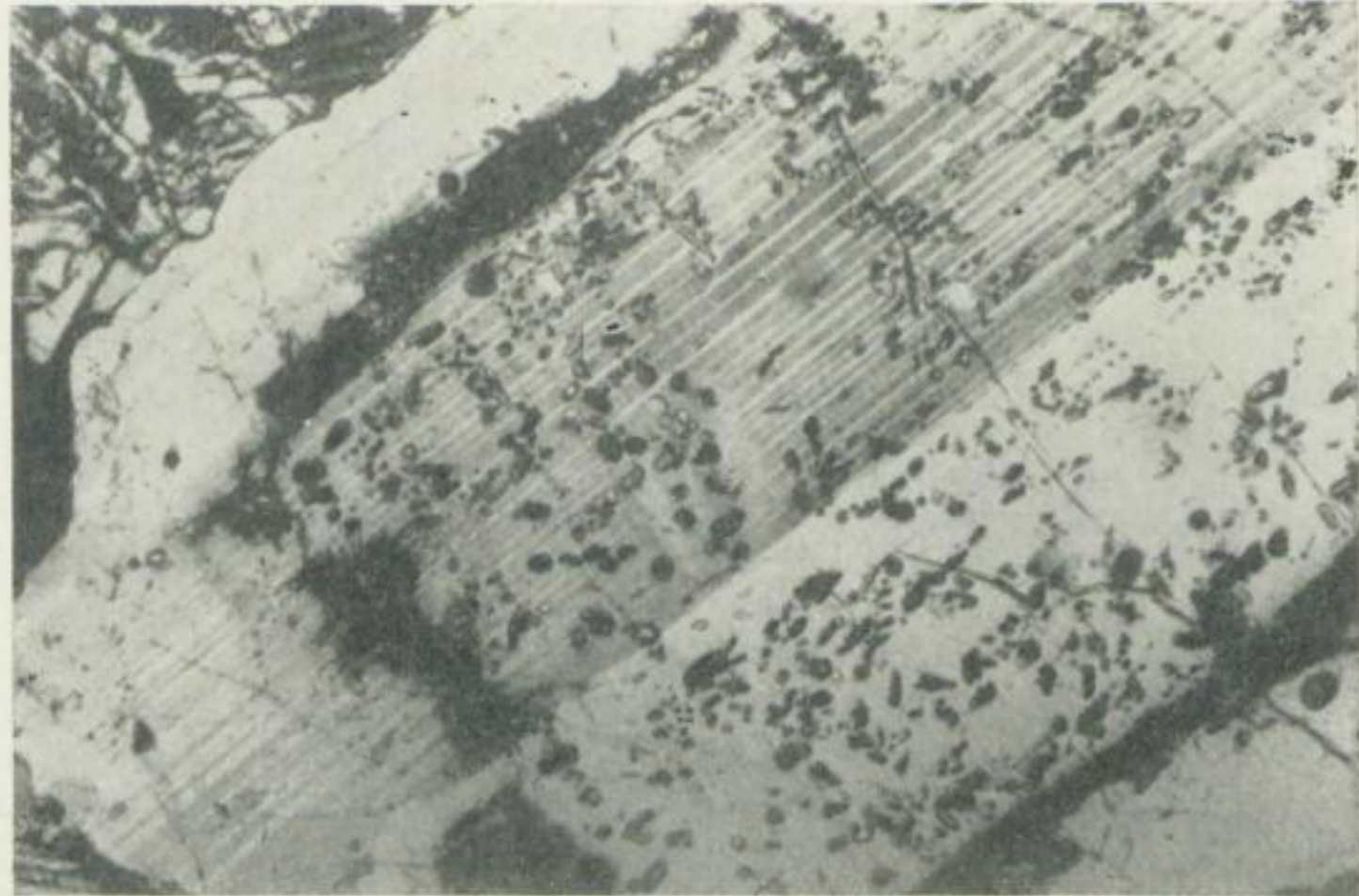


Bild 65. Plagioklas mit einer an Mikrolithen reichen und durch einen Serizitsaum markierten Kernzone aus dem Augitsyenodiorit von Gröba (D 16/52, schräge Nicols, Maßstab 100 : 1)

Zumeist sind die Kalifeldspäte — selbst in kleineren, auf Zwickel beschränkten Individuen — nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die Verwachsungsebenen verlaufen unregelmäßig und gekrümmt. Das Bestreben nach idiomorpher Ausbildung tritt durch einen gelegentlichen Zonarbau sowie durch deutliche Regelungen angrenzender Gemengteile nach der Korngestalt des Kalifeldspats bzw. nach seinen Wachstumsflächen in Erscheinung. Oft liegen Plagioklasleisten größeren Kalifeldspäten allseitig an; Reaktionen zwischen Plagioklas und Kalifeldspat treten dabei zurück. Im unmittelbaren Grenzbereich der Kalifeldspäte störten ältere Gefügebestandteile den Kristallisationsverlauf, so daß letzthin jeder Kalifeldspat xenomorph begrenzt ist.

Der Zonarbau kann durch Zonen mit Albitspindeln markiert sein, in denen die Spindeln entweder nach dem Periklin- oder nach dem Albitgesetz unabhängig vom Zonenverlauf orientiert sind. Die einzelnen Spindeln besitzen Abmessungen in Größenordnungen von 0,010 mal 0,001 mm. Oftmals finden sich Spindeln nicht nur in Zonen, sondern auch in unregelmäßig verteilten Flecken angereichert.

Auffällig ist die Armut fast aller Kalifeldspäte an Plagioklaseinschlüssen bzw. an Einschlüssen schlechthin. Nur vereinzelte Kristalle führen — ähnlich wie manche Plagioklase — in einem randlich gelegenen Bereich Mikrolithen, unter denen sich neben Mafiten auch Plagioklase befinden. Parallel zu den Spaltrissen durchsetzen sehr oft Perthitadern die Kalifeldspäte, die serizitisiert und demzufolge getrübt sein können.

### Quarz

Noch deutlicher als der Kalifeldspat ist der Quarz an Zwickel gebunden; ältere Gemengteile „schwimmen“ gelegentlich in Quarzen unter Ausbildung idiomorpher Formen. Die Durchschnittsgröße der Quarze beträgt 0,9 mal 0,6 mm.

Eine altersmäßige Abgrenzung des Quarzes gegenüber Kalifeldspat kann nur selten sicher vorgenommen werden, obwohl sein Auftreten in Intergranularfilmen zwischen Plagioklasen und Augiten bzw. Biotiten sowie auf Rupturen in Plagioklasen und nicht zuletzt sein Fehlen in Kalifeldspäten für ein niedrigeres Alter sprechen.

In Diopsiden sind mitunter Quarzpoikiloblasten ( $\phi$  um 0,03 mm) zu beobachten. Selten wirkte Quarz korrosiv auf ältere Gemengteile; Biotit wurde hin und wieder unter „Zerlegung“ in Teilindividuen in Quarzen eingeschlossen. Undulöse Auslöschungen kommen vor.

### Hornblende

Hornblende tritt nur untergeordnet als gemeine, grüne Hornblende und als Umwandlungsprodukt des Diopsids auf. Sie findet sich demzufolge fetzenartig und xenomorph in Diopsiden, seltener als geschlossener Saum um diese. Einschlüsse des Diopsids konnten übernommen werden.

### Augite

Die Augite im Augitsyenodiorit von Gröba sind Hypersthen und Diopsid; letzterer ist jünger und umschließt sehr häufig gerundeten Hypersthen. Das Mengenverhältnis beider Minerale variiert zwischen 1 : 2 und 1 : 4 zugunsten des Diopsids.

Der Hypersthen zeichnet sich durch einen Pleochroismus  $X = \text{rosa}$ ,  $Y = \text{gelblichgrün}$  und  $Z = \text{hellgrün}$  aus. Der durchschnittliche Achsenwinkel  $2 V_X$  beträgt



Bild 66. Hypersthen mit beginnender Serpentinisierung aus dem Augitsyenodiorit von Gröba (D 20/1/20, ein Nicol, Maßstab 120 : 1)

60 Grad, die Doppelbrechung 0,013. Die Daten verweisen auf einen  $\text{FeSiO}_3$ -Anteil von  $\pm 35 \text{ Mol.-%}$ .

Neben gerundeten Körnern treten idiomorphe Kristalle auf, bei denen die Prismen weitaus besser als die übrigen Flächen ausgebildet sind. Deutliche Spaltbarkeiten nach (110) und (010) wechseln in ihrer Intensität. Von den Spaltrissen gehen Serpentinierungserscheinungen aus (Bild 66). Typisch ist eine Einschlußarmut.

Die Korngrößen der Hypersthene variieren zwischen 1,8 mal 1,0 mm und 0,10 mal 0,06 mm; der Durchschnittswert liegt bei 0,7 mal 0,4 mm.

Während im Hypersthen nur wenige Erz- und Apatiteinschlüsse zu finden sind, führt der Diopsid – im allgemeinen scharf vom Hypersthen abgegrenzt – gelegentlich sehr reichlich und zonar in Randbereichen angeordnete Einschlüsse von Erz, Apatit, Hypersthen, Biotit, Quarz und Kalifeldspat in Abmessungen unter 0,05 mm. Seltener sind Plagioklaseinschlüsse. Zwischen einschlußfreien und meist kleineren Diopsiden sowie größeren einschlußreichen gibt es alle Übergänge. Vielfach kommen opake Absonderungen nach (100) und (001) vor, die sich erzmikroskopisch als Ilmenit erwiesen. Sehr selten wird Zirkon vom Diopsid eingeschlossen.



Bild 67. Diopsid mit Poikiloblasten von Ilmenit, Magnetit, Biotit und Kalifeldspat im Augitsyenodiorit von Gröba (D 16/53, schräge Nicols, Maßstab 420 : 1)

Ähnlich wie im Augitsyenodiorit vom Röhrdorfer Teich liegen auch hier die Achsenwinkel im Bereich zwischen 48 und 64 Grad; der Durchschnittswert für  $2 V_z$  kann mit 56 Grad und für die Auslöschungsschiefe  $Z \wedge c$  mit 43 Grad angegeben werden. Vereinzelt Diopside zeigen in Kernpartien Anklänge an pigeonitische Augittypen.

Die Korngrößen der Diopside betragen im Mittel 0,8 mal 0,4 mm; Einschlüsse in Plagioklasen und Kalifeldspäten besitzen Abmessungen unter 0,005 mm; größte Werte wurden mit 2,5 mal 0,9 mm gemessen.

#### Biotit

Der Biotit wurde von *H. Hirschi* [153] optisch und chemisch untersucht. Die chemische Analyse führte zu folgenden Ergebnissen:

Masse-%		Kat.-%	
SiO <sub>2</sub>	36,25	Si	35,0
TiO <sub>2</sub>	5,25	Ti	3,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,28	Al	17,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,45	Fe <sup>3+</sup>	6,8
FeO	9,35	Fe <sup>2+</sup>	7,6
MgO	11,27	Mg	16,2
CaO	0,39	Ca	0,4
Na <sub>2</sub> O	0,66	Na	1,2
K <sub>2</sub> O	9,44	K	11,6
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,53		
Glühverlust	1,86		
Summe:	99,73		
Dichte:	3,024 (bei 17°C).		

Der Biotit ist infolge des hohen Gehalts an Eisen und Titan stark pleochroitisch mit hellbraunen und rotbraunen Farbtönen. Die Korngröße beträgt im Durchschnitt 1,0 mal 0,6 mm; Maximalwerte liegen bei 2,2 mal 1,1, Minimalwerte unter 0,05 mm (Einschlüsse).

Altersmäßig folgt der Biotit den Augiten und Erzen, teilweise auch den Plagioklasen. Unklar ist das Verhältnis zwischen Biotiteinschlüssen im Diopsid und normalen Biotiten des Gesteins.

Idiomorphe Formen fehlen; die Biotite sind unregelmäßig ausgebildet, zum Teil leistenförmig, meist aber buchtig begrenzt und offensichtlich von jüngeren Plagioklasen, Kalifeldspäten und Quarzen korrodiert. Von Interesse sind gelegentliche myrmekit-ähnliche Reaktionen zwischen Diopsiden und Biotiten unter Quarzbildung.

### Akzessorien

Unter den Akzessorien des Normalgesteins verdienen lediglich Apatit und Zirkon besondere Beachtung. Die Apatite gehören zu den ältesten Gemengteilen und finden sich u. a. in Hypersthenen eingeschlossen. Im allgemeinen sind sie kristallographisch durch gute Ausbildungen der Prismenflächen und durch abgerundete Pyramiden- bzw. Basisflächen gekennzeichnet; als Einschlüsse in Plagioklasen weisen sie gute Flächenentwicklungen, teilweise Bipyramiden und besonders große L/B-Verhältnisse auf (L/B über 6,0). Mitunter finden sich Apatite mit „Seelen“, d. h. mit dunklen, stäbchenförmigen Einlagerungen senkrecht zu c im Kern. Die Korngröße liegt normalerweise bei 0,06 mal 0,02 mm.

Etwas älter sind Zirkone, von denen zwei Typen zu unterscheiden sind. Zum verbreiteten Typ gehören idiomorphe, selten zonare und ungefärbte Kristalle, bei denen normale Bipyramiden, jedoch kaum steilere entwickelt sind. Einlagerungen in Form parallel zur c-Achse gestreckter leukokrater Substanzen kommen häufig vor, seltener dunkles Material. Die Korngrößen variieren zwischen 0,2 mal 0,1 und 0,04 mal 0,02 mm; das durchschnittliche L/B-Verhältnis beträgt 2,24.

In etwas geringerer Zahl treten kleinere, durchschnittlich 0,05 mal 0,03 mm große, gerundete, zonar ausgebildete und schwach braungefärbte Zirkone auf. Da auch die Kerne gerundet sind, liegt der Verdacht nahe, daß es sich bei diesen Zirkonen um aufgenommenes Material eventueller sedimentärer Herkunft handelt. Das durchschnittliche L/B-Verhältnis beträgt 1,87.

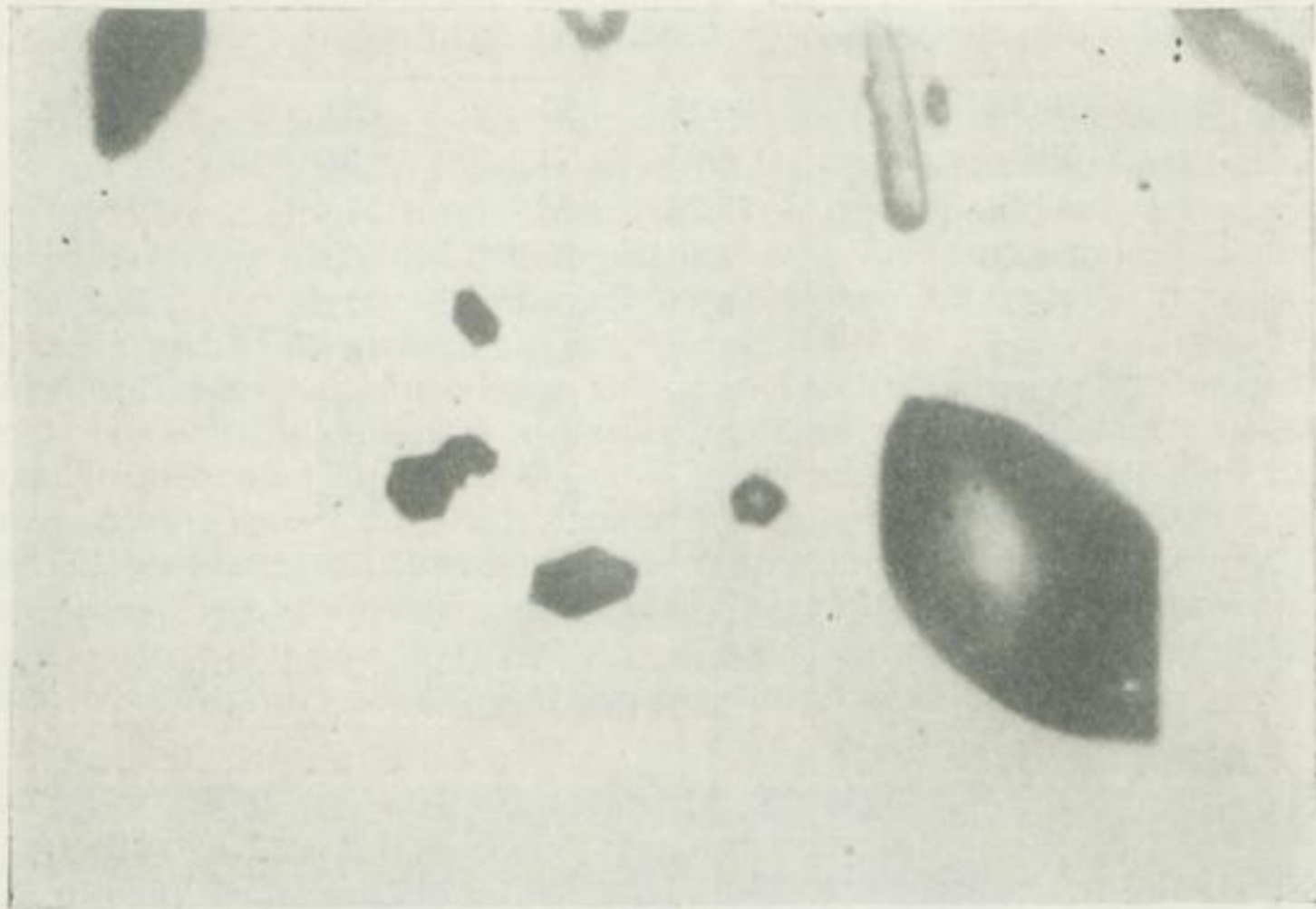


Bild 68. Zirkoneinlagerungen im Ilmenit des Augitsyenodiorits von Gröba (A 17, ohne Nicols, Ölimmersion, Maßstab 420 : 1)

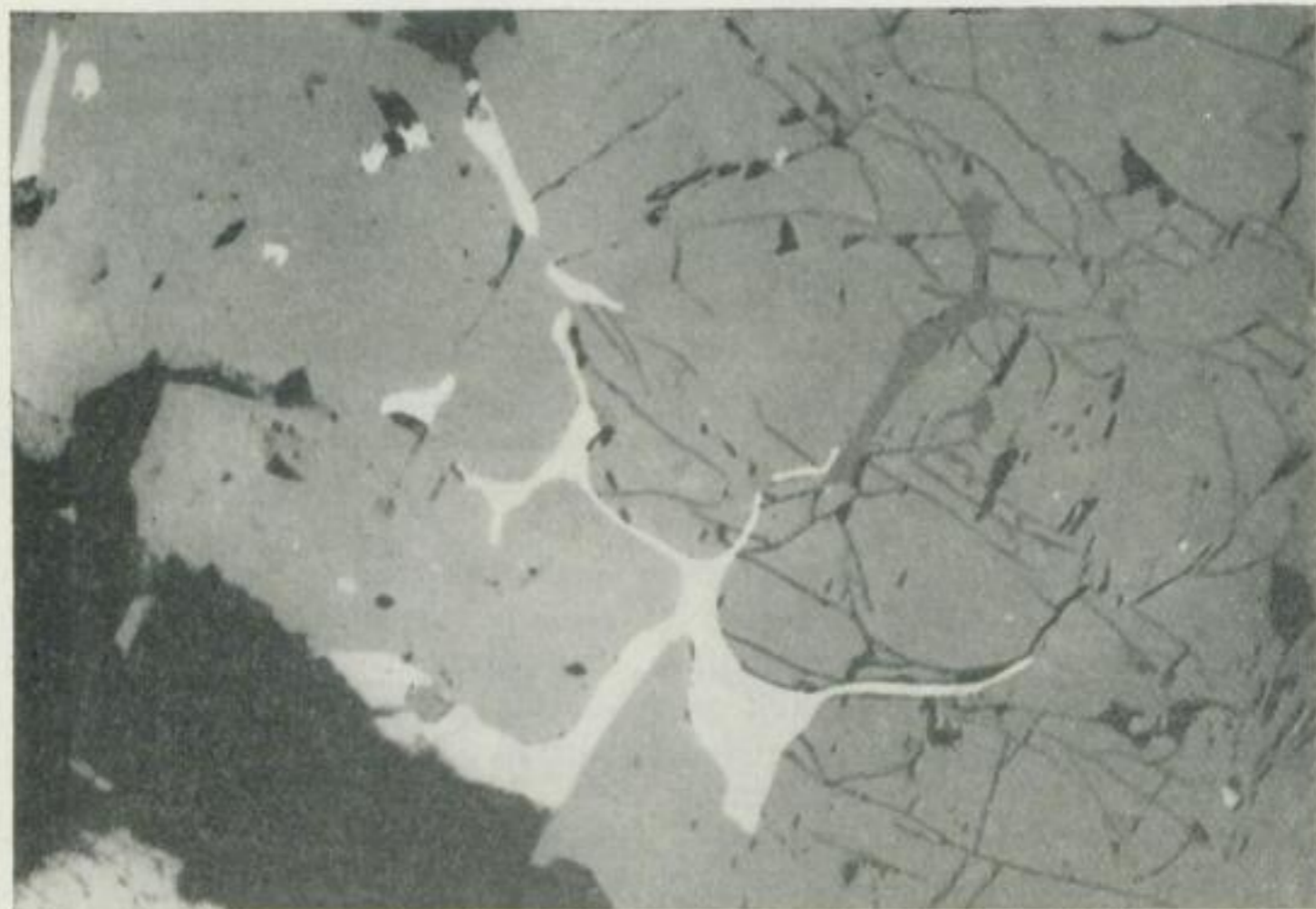


Bild 69. Ilmenit-Augit-Verwachsungen im Augitsyenodiorit von Gröba (A 17, ohne Nicols, Maßstab 40 : 1)



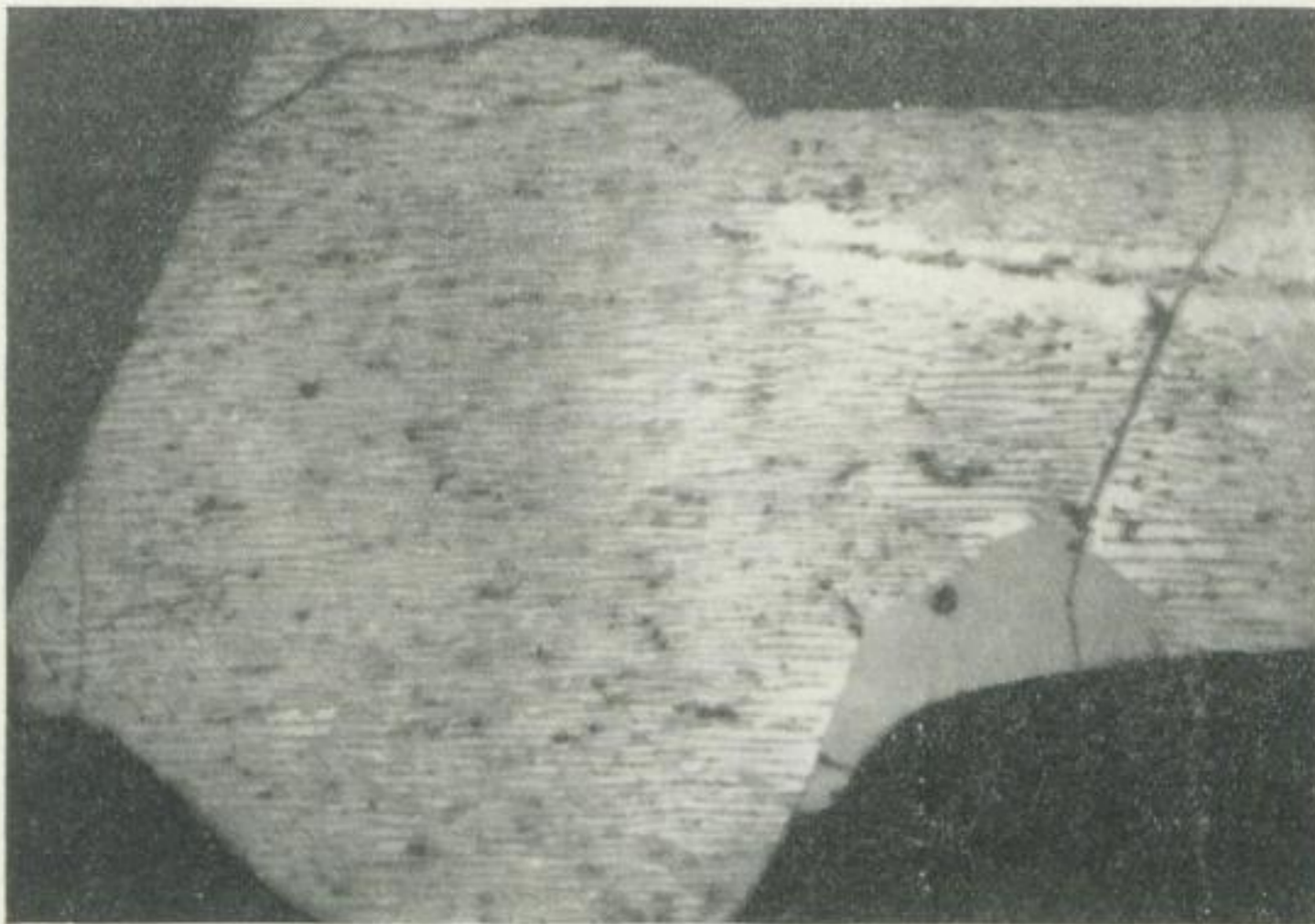


Bild 70. Ehemaliger Titanomagnetit als Hämatit mit Ilmenit-entmischungen und eingeschlossenem Ilmenitkristall aus dem Augitsyenodiorit von Gröba (A 17, ohne Nicols, Ölimmersion, Maßstab 760 : 1)

Die Erze des Augitsyenodiorits sind mit wenigen Ausnahmen jünger als die Augite und ein Teil der Plagioklase. Ihre durchschnittlichen Abmessungen betragen 0,3 mal 0,2 mm; Maximalwerte wurden mit 1,22 mal 0,45 mm und Minimalwerte mit 0,03 mal 0,03 mm und darunter gemessen.

Im einzelnen können Ilmenite, Magnetite, Hämatite, Pyrite und Chalkopyrite identifiziert werden. Dabei ist bemerkenswert, daß sich in fast allen Erzen – auch in den Pyriten – hexagonal umrissene Einlagerungen finden, die in einigen Fällen als Zirkone, in anderen als Apatite erkannt werden konnten.

Ilmenit und Magnetit bilden selbständige Kristalle oder unregelmäßig miteinander verwachsene Aggregate; vielfach finden sich Ilmenitlamellen in Magnetiten. Die Ilmenite weisen oft Zwillingslamellen auf; mengenmäßig dominiert Ilmenit. Bei stärkster Vergrößerung sind im Ilmenit sehr häufig feine Hämatitspindeln zu beobachten.

Gelegentlich wurde Magnetit martitisiert; der dabei entstandene Hämatit weist Ilmenitspindeln auf.

Pyrite treten nur untergeordnet, Chalkopyrite sehr selten und stets xenomorph in Intergranularfilmen auf.

Idiomorphe Formen bilden Magnetite als Einschlüsse in Plagioklasen, Ilmenite in Magnetiten oder in Augiten.

#### Einschlüsse

Die eingangs genannten Einschlüsse wurden von verschiedenen Stellen des Steinbruchs Gröba untersucht. Dabei ergab sich folgender durchschnittlicher Modalbestand (Indikatrixlänge: 4242 mm, Punktabstände: 0,1 bis 0,05 mm):

40,7 ± 2,6	Vol.-%	Plagioklas
6,7 ± 1,8	Vol.-%	Kalifeldspat

0,1 ± 0,0(4)	Vol.-%	Quarz
0,1 ± 0,1(7)	Vol.-%	Hornblende
27,0 ± 2,3	Vol.-%	Augit
18,2 ± 1,3	Vol.-%	Biotit
1,4 ± 0,2(5)	Vol.-%	Akzessorien
5,8 ± 0,7	Vol.-%	Erz

Die mittleren Fehler der Mittelwerte lassen für einzelne Gemengteile beträchtliche Schwankungen erkennen, so z. B. für Kalifeldspat, von dem Maximalgehalte von 12,4 Vol.-% und Minimalgehalte von 0,6 Vol.-% ermittelt wurden. Die Erzgehalte erreichten in einigen Einschlüssen Werte über 8 Vol.-%.

Unter den Augiten dominiert weit stärker noch als im Normalgestein Diopsid; das Mengenverhältnis Diopsid/Hypersthen beträgt im Durchschnitt 6,8 : 1.

Mit wenigen Ausnahmen sind alle Gemengteile xenomorph; eine Wechselkörnigkeit beruht auf blastischen Plagioklasen.

Die An-Gehalte der Plagioklase unterscheiden sich nur unwesentlich von denen des Normalgesteins; als Ergebnis umfangreicher Messungen resultiert ein Durchschnittswert von 42,2 % (32 bis 49 %). Die durchschnittliche Korngröße der blastischen Plagioklase entspricht mit 2,2 mal 0,8 mm (maximal 4,32 mal 1,25 mm) der durchschnittlichen Korngröße der Plagioklase des Normalgesteins. Die Plagioklase der „Grundmasse“ hingegen sind im Durchschnitt nur 0,4 mal 0,2 mm groß. Erstere führen sehr häufig Mikrolithen in gleicher Art und Weise wie viele Plagioklase des Normalgesteins, ebenso treten Serizitisierungen in Kernpartien oder bestimmten Zonen in Erscheinung. Die Plagioklase der Grundmasse sind zum Teil älter als die Erze und werden mitunter von ihnen eingeschlossen.

Der Kalifeldspat ist zum größten Teil von außen zugeführt worden und beschränkt sich in seinem Auftreten auf Zwickel und Intergranularräume – von Interpositionen in Plagioklasen und Diopsiden abgesehen. Myrmekite finden sich reichlich. Die Korngrößen der Kalifeldspäte liegen in gleichen Größenordnungen wie die der „Grundmasse-Plagioklase“; die Achsenwinkel  $2 V_X$  variieren zwischen 46 und 60 Grad (Mittelwert: 51 Grad).

Quarz kommt nur in unbedeutenden Mengen vor, ebenso Hornblende als gelegentliches Umwandlungsprodukt des Diopsids.

Die Augite entsprechen optisch weitgehend denen des Normalgesteins. Die Korngrößen des Hypersthens liegen im Bereich von 1,1 mal 0,8 bis zu 0,05 mal 0,05 mm (Mittelwert: 0,4 mal 0,3 mm). Die Diopside weisen Abmessungen bis zu 1,9 mal 0,8 mm auf; in solchen Größen führen sie besonders zahlreiche Mikrolithen – teilweise in zonalen Folgen – und sind gelegentlich im Kern etwas heller gefärbt. Einem solchen Kern folgt dann eine Zone mit Ilmenitfädelchen und darauf ein kräftig grüngelbter Randbereich. Die Auslöschungsschiefen variieren zwischen 34 und 54 Grad (Mittelwert: 43 Grad), die Achsenwinkel zwischen 50 und 54 Grad (Mittelwert: 53 Grad).

Die Biotite entsprechen wiederum denen des Normalgesteins; ihre durchschnittliche Korngröße beträgt 0,50 mal 0,24 mm. Biotitmikrolithen sind z. T. unter 0,05 mm groß.

Apatite finden sich sehr reichlich in Form klarer, idiomorpher und langgestreckter Nadelchen; ihre Größe beträgt im Durchschnitt 0,04 mal 0,01 mm. Die Kristalle sind vorwiegend in Plagioklasen eingeschlossen. Vereinzelt Apatite erscheinen gerundet mit Durchmessern bis zu 0,2 mm.

Auch die Erze gleichen denen des Normalgesteins; vorwiegend treten Magnetit und Ilmenit auf. Hämatit konnte nicht gefunden werden, hingegen etwas reichlicher als im Normalgestein Pyrit und der ältere Chalkopyrit. Pyrit kommt im Magnetit eingeschlossen und als Intergranularfilm vor. Die Abmessungen der Erze erreichen maximale Werte von 0,2 mm.

## Dunkle Schlieren und Linsen

Von den zuvor beschriebenen Einschlüssen weichen dunkle Schlieren und Linsen ab, wie allein nachstehende Integrationsergebnisse zeigen:

Probe	Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Augit	Bi	Akz.	Erz	Punkte
I	56,4	5,4	2,8	15,4	3,6	14,0	0,7	1,7	17598
II	48,3	15,2	2,7	20,6	1,8	9,5	0,7	1,2	7094
III	36,8	1,8	—	31,5	9,8	18,3	0,8	1,0	6538
IV	56,8	0,2	—	18,7	—	21,4	1,5	1,4	9611
Durchschnittswert	49,6	5,6	1,4	21,6	3,8	15,8	0,9	1,3	(40841)

Die Angaben erfolgen in Volumenprozent.

Hypersthen fehlt hier vollständig. Das Material gleicht pyroxenführenden Hornblendesyenodioriten, wie sie z. B. aus dem Gebiet von Wilsdruff bekannt geworden sind. Die meisten Gemengteile weisen xenomorphe Formen auf. Mitunter finden sich Anklänge an Hornblendeschiefer — hornblendereiche und -arme Lagen wechseln ab —, andere derartige Einschlüsse können mit Amphiboliten verglichen werden.

Die oft zonaren Plagioklase besitzen einen durchschnittlichen An-Gehalt von 44,5% und führen im Kern vielfach Mikrolithen, unter denen Augite — vor allem Diopside — besonders auffallen. Einzelnen blastischen Plagioklasen sind Abmessungen bis zu 5,3 mal 1,3 mm zu eigen; die Durchschnittsgröße liegt bei 0,4 mal 0,3 mm.

Die Kalifeldspäte können ähnliche Größen erreichen; sie sind in derartigen großen Kristallen zumeist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und führen eingeregelt Plagioklaseinschlüsse.

Die Hornblenden lassen deutliche Tendenzen zu idiomorpher Ausbildung erkennen. Ihre Korngrößen betragen im Durchschnitt 0,7 mal 0,4 mm (maximal 1,5 mal 0,7 mm und minimal unter 0,04 mm). Die Auslöschungsschiefe  $Z \wedge c$  schwankt geringfügig um 18 Grad, der Achsenwinkel  $2 V_X$  um 57 Grad. Farbe und Pleochroismus entsprechen den Hornblenden des Hornblendesyenodiorits. Sehr oft finden sich im Kern Diopsidreste. Hornblenden in Kalifeldspäten sind zumeist idiomorph entwickelt.

Der Biotit ist etwas heller als im Normalgestein und nicht derartig rotbraun gefärbt. Vielfach konnten Sagenitgitter und Zoisitspindeln beobachtet werden. Er ist älter als die Hornblende.

Die Diopside weisen keine Besonderheiten auf. Unter den Akzessorien dominiert Apatit in gerundeten, körnigen Formen; daneben findet sich reichlich Titanit in teilweise idiomorpher Ausbildung, oftmals aber auch lediglich als Saum um verschiedene Erze, unter denen Magnetite (martitisiert) oft anzutreffen sind.

### 3.7.2. Die Biotit-Hornblendegranodiorite zwischen Strehla und Görzig

Die Stellung der hier zu beschreibenden Gesteinstypen ist trotz eingehender Untersuchungen vor allem von *G. Klemm* [170] [171], *F. Mende* [209] und *R. Grammann* [133] lange Zeit umstritten geblieben; auch die Neubearbeitungen von *K. Schmidt* [294] und *W. Jäger* [162] führten zu keiner abschließenden Klärung.

#### Der Biotit-Hornblendegranodiorit von Strehla

Das anstehende Gestein (Steinbruch nordwestlich von Strehla an der Straße Strehla—Sahlassan) ist im allgemeinen hell- bis dunkelgrau gefärbt, dabei mittel-

körnig mit Abweichungen zu feinkörnigen, seltener grobkörnigen Bereichen. Die Körnigkeit ist ziemlich gleichmäßig; größere Plagioklas- oder Kalifeldspateinsprenglinge (Blasten?) sind selten. Deutlich ist eine Paralleltextur zu verfolgen, die durch eine schlierige Beschaffenheit des gesamten Gesteins sowie verschiedenartige, meist dunkle Einschlüsse unterstrichen wird. Die Regelung der Hornblenden, Biotite und Feldspäte folgt Richtungen zwischen 52 und 75 Grad, das Einfallen schwankt nach den Messungen von *H. Reichert* [268], *K. Schmidt* [294] und *W. Jäger* [162] um 90 Grad.

Das normale, meist mittelkörnige Gestein wird an vielen Stellen von relativ hellen „Gängen“ netzartig durchzogen, die beidseitig einen dunklen Saum aufweisen, pegmatitisch bis aplitisch ausgebildet sind und gelegentlich feinkörnige, dem Normalgestein recht ähnliche Gesteinspartien umschließen. Solche feinkörnigen Partien in scharfer sowie eckiger Begrenzung werden oftmals durch etwa 3 mm breite, biotit- und hornblendereiche Säume vom Normalgestein getrennt, auch wenn helle „Gangbildungen“ fehlen.

Bemerkenswert sind weiterhin neben zahlreichen dunklen Butzen Einschlüsse, die Lamprophyren ähneln. Ihre Schollennatur beweisen u. a. apophysenartige Injektionen des Normalgesteins.

Da die Paralleltextur des Normalgesteins intensitäts- und richtungsmäßig einem vielfachen Wechsel unterliegt, entsteht in Verbindung mit den Einschlüssen, Butzen und „Gängen“ der Gesamteindruck eines migmatitischen Gesteins.

Modalbestimmungen führten *K. Schmidt* [294] und Verfasser aus (K. S. und Vf.; Angaben in Vol.-%):

	Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Augit	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
K. S. I	48,2	2,6	14,5	10,4	—	22,5	1,6	0,2	(1070 mm)
II	37,0	27,2	14,5	15,0	0,3	5,0	0,9	0,1	(1808 mm)
Vf. I	36,2	14,6	23,1	4,0	0,2	21,8	0,1	Sp.	1038
II	39,7	27,8	9,2	7,8	0,5	14,3	0,7	Sp.	1174
III	52,8	2,0	13,7	9,3	1,7	18,8	1,4	0,3	2625
IV	41,5	15,5	14,6	—	—	26,8	1,2	0,4	4711
V	39,7	14,0	16,8	4,1	2,8	21,8	0,8	Sp.	2828
VI	38,6	19,2	19,2	2,7	1,3	18,4	0,5	0,1	4001
VII	37,0	21,8	18,1	2,5	1,1	18,7	0,8	Sp.	4476
VIII	44,4	13,6	19,9	2,5	1,6	17,2	0,8	Sp.	5058

Aus den Messungen des Verfassers resultiert folgender Mittelwert (Indikatrixlänge: 4426 mm, Punktabstände: 0,3 bis 0,1 mm):

41,2 ± 1,9	Vol.-%	Plagioklas
16,1 ± 2,6(5)	Vol.-%	Kalifeldspat
16,8 ± 1,5	Vol.-%	Quarz
4,1 ± 1,0(4)	Vol.-%	Hornblende

1,2 ± 0,3	Vol.-%	Augit
19,7 ± 1,3	Vol.-%	Biotit
0,8 ± 0,1(4)	Vol.-%	Akzessorien
0,1 ± 0,0(6)	Vol.-%	Erz

Die Integration eines sogenannten Lamprophyrs führte zu folgendem Ergebnis (1512 Punkte):

23,6	Vol.-%	Plagioklas
17,9	Vol.-%	Kalifeldspat
9,8	Vol.-%	Hornblende
25,1	Vol.-%	Augit
21,6	Vol.-%	Biotit
1,7	Vol.-%	Akzessorien
0,3	Vol.-%	Erz

Die Plagioklase des Normalgesteins sind teilweise leistenförmig, zumeist jedoch mehr oder weniger isometrisch und gegenüber Kalifeldspat, Quarz sowie gelegentlich Biotit idiomorph entwickelt. Ein Zonarbau tritt sehr häufig in Erscheinung, wobei in einem mittleren Bereich Serizitisierungen verbreitet vorkommen. Zwillingsbildungen nach dem Albitgesetz dominieren, daneben finden sich Zwillinge nach dem Albit-Karlsbad-Komplex- und nach dem Periklingesetz. Undulöse Auslöschungen, unregelmäßige Zwillingslamellen sowie deren Versetzungen deuten auf Druckbeanspruchungen hin und erschweren optische Vermessungen. Gelegentlich führen Plagioklase in Randbereichen Mikrolithen von Hornblende, Biotit und Akzessorien. Myrmekite sind verbreitet.

Der durchschnittliche An-Gehalt beträgt unter Berücksichtigung der Meßergebnisse von K. Schmidt 34,0%; zonar gebundene Differenzen überschreiten nicht 17% — in Kernen wurden bis zu 46% An gefunden.

Die Korngrößen erreichen maximale Abmessungen von 4,5 mal 2,8 mm; kleinste Plagioklase fanden sich in Abmessungen unter 0,01 mm als Einschlüsse in Kalifeldspäten. Ein Durchschnittswert kann nur unter Vorbehalt mit 1,3 mal 0,8 mm angegeben werden.

Die Kalifeldspäte sind jüngste Gemengteile und den Quarzen gegenüber etwa gleichalt. Sie füllen Zwickel aus oder bilden Blasten unter teilweiser Einregelung älterer Gefügebestandteile. In ihrer Ausbildung ähneln sie den Kalifeldspäten des Hornblendesyenodiorits; neben Spindelperthiten finden sich geregelte Plagioklaseinschlüsse sowie Karlsbader Zwillinge. Gitterstrukturen sind unregelmäßig entwickelt, demzufolge lassen sich optisch alle Übergänge zwischen Anorthoklasen und Mikroklinen verfolgen.

Die Achsenwinkel liegen in Bereichen zwischen 58 und 70 Grad [294]. Die Korngrößen schwanken beträchtlich und liegen in ähnlichen Bereichen wie die der Plagioklase.

Der Quarz widerspiegelt Druckbeanspruchungen durch undulöse Auslöschungen und teilweise Kornzerlegungen, die zur Ausbildung von unregelmäßigen, verzahnten Kornverbänden führen konnten. Gerundete Quarze finden sich mitunter in Kalifeldspäten. Die Korndurchmesser liegen zwischen 1,1 und 0,4 mm.

Die Hornblende entspricht einer gemeinen Hornblende mit den gleichen optischen Eigenschaften wie im Hornblendesyenodiorit. Zwillinge nach (100) finden sich häufig. Besonders wichtig sind Diopsideinschlüsse, die unter den bekannten Erscheinungen in Hornblende umgewandelt sein können. Das Verhältnis zum Biotit ist nicht eindeutig; einer älteren Biotitgeneration gehören offensichtlich Biotite an, die als Ein-

schlüsse in Hornblenden auftreten und dort teilweise chloritisiert wurden. Viele Hornblenden schließen idiomorphe Plagioklase und Titanite, ferner gerundete Apatite ein. Andere weisen konkav begrenzte Quarzeinschlüsse auf.

Der Augit ist durchweg Diopsid mit Auslöschungsschiefen um 44 Grad; der Achsenwinkel liegt bei 60 Grad. Idiomorphe Kristalle fehlen; das Vorkommen der Diopside beschränkt sich auf unregelmäßige Einschlüsse in Hornblenden.

Beim Biotit mit dunkelbraunen und hellbraunen pleochroitischen Farberscheinungen muß eine ältere von einer jüngeren, zahlenmäßig überwiegenden Generation unterschieden werden. In den jüngeren Biotiten sind häufig Hornblenden idiomorph eingeschlossen, ebenso kleinere Plagioklase.

Sehr oft machen sich erste Zersetzungerscheinungen durch Vergrünungen sowie Titanitneubildungen bemerkbar. Sagenitgitter treten relativ oft auf.

Die Korngrößen des Biotits entsprechen Korngrößen der Hornblende und betragen im Durchschnitt 0,9 mal 0,6 mm; maximale Werte wurden mit 1,8 mal 0,9 mm gemessen.

Unter den Akzessorien finden sich neben Zirkon und Apatit vor allem Titanite, untergeordnet auch Orthite. Die Zirkone führen oftmals gerundete Kerne und sind selbst gerundet. Unter den Apatiten fallen sehr viele Individuen mit dunklen „Seelen“ auf. Apatit übertrifft mengenmäßig alle anderen Akzessorien.

Erze kommen nur in geringen Mengen vor. Im Anschliff konnten lediglich Magnetit und Pyrit nachgewiesen werden.

Vom Strehlaer Biotit-Hornblendegranodiorit liegt eine chemische Analyse vor (F. Mende 1922 [209]):

Masse-%		Niggli-Werte		Kat.-%	
SiO <sub>2</sub>	61,86	si	211,1	Si	58,0
TiO <sub>2</sub>	0,83	al	30,8	Ti	0,6
ZrO <sub>2</sub>	0,45	fm	34,4	Zr	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,63	c	17,8	P	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,35	alk	17,0	Al	17,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,63	ti	2,1	Fe <sup>3+</sup>	1,2
FeO	4,31	k	0,41	Fe <sup>2+</sup>	3,4
MgO	3,50	mg	0,52	Mg	4,9
CaO	4,88	qz	+ 43,1	Ca	4,9
Na <sub>2</sub> O	3,06	al — alk	+ 13,8	Na	5,5
K <sub>2</sub> O	3,18	alk	+ 1,2	K	3,8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,65	al — alk			
HO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,43	t	— 4,0		
Summe:	100,76				

Teilanalysen fertigte auf Wunsch des Verfassers I. Lohse (1959) an:

Masse-%				
Gesamt-Fe	5,00	6,09	4,59	
Na <sub>2</sub> O	3,14	3,42	3,02	3,36
K <sub>2</sub> O	3,47	3,36	3,86	4,61
Ti	0,48	0,65	0,53	

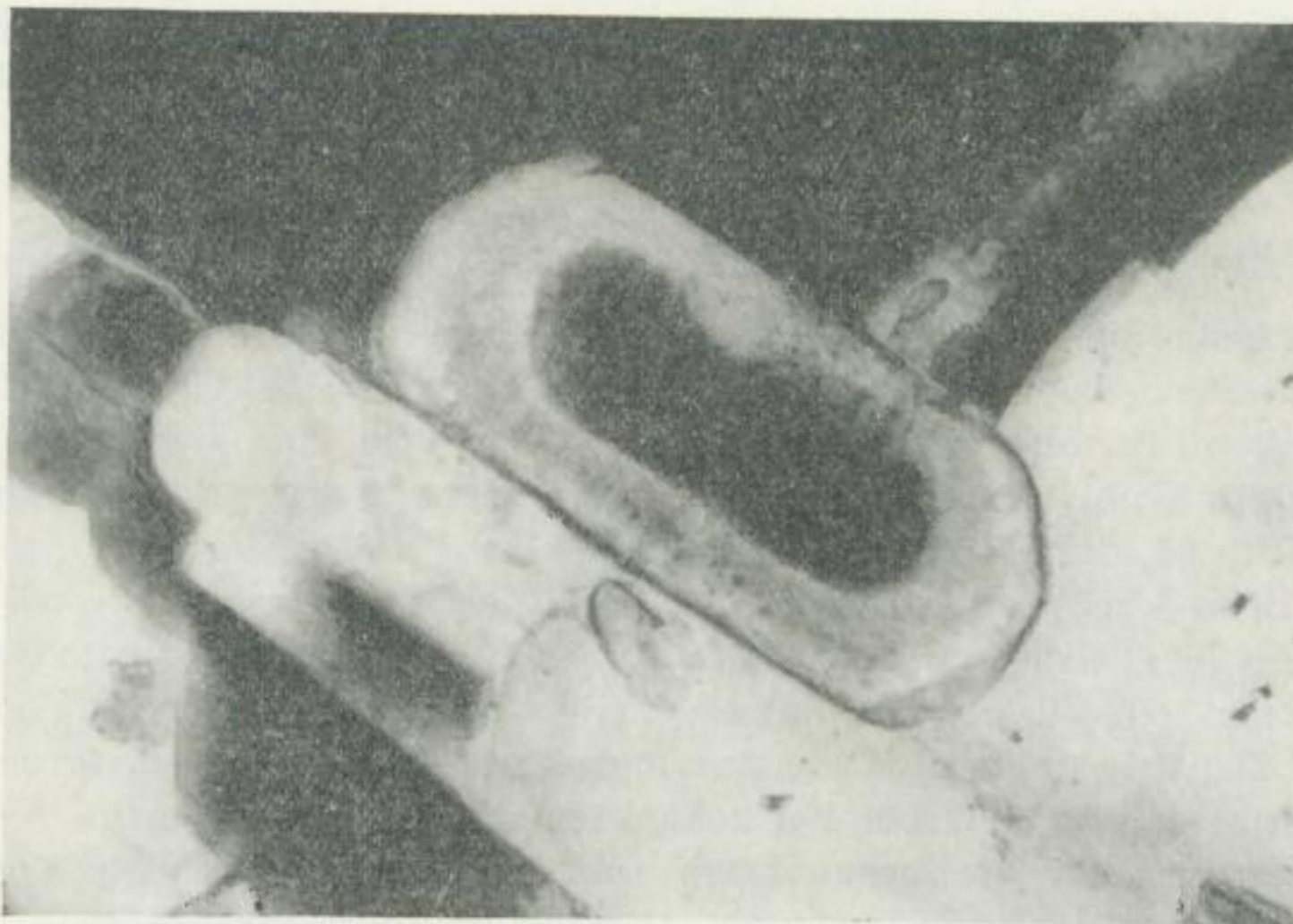


Bild 71. Apatit mit „Seele“ aus dem Biotit-Hornblendegranodiorit von Strehla (D 16/41, ein Nicol, Maßstab 85 : 1)

Unter Berücksichtigung dieser Werte läßt sich folgende durchschnittliche Zusammensetzung des Biotit-Hornblendegranodiorits von Strehla angeben:

Masse-%		Kat.-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	61,9	Si	57,5	Q	11,8
TiO <sub>2</sub>	0,9	Ti	0,6	Ru	0,6
ZrO <sub>2</sub>	0,4	Zr	0,2	Z	0,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,6	P	0,4	Cp	1,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,4	Al	17,0	Or	21,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,7	Fe <sup>3+</sup>	1,2	Ab	29,0
FeO	4,4	Fe <sup>2+</sup>	3,4	An	17,2
MgO	3,5	Mg	4,8	Wo	1,5
CaO	4,9	Ca	4,8	Hy	5,6
Na <sub>2</sub> O]	3,2	Na	5,8	En	9,6
K <sub>2</sub> O	3,7	K	4,3	Mt	1,8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,6				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,4				
Summe:	101,6				

Normativer An-Gehalt des Plagioklases: 37,3%

Mittlere Dichte: 2,740

Die dunklen Einschlüsse einschließlich der „Lamprophyre“ bestehen zumeist aus feinkörnigen xenomorphen Gemengteilen, die optisch nicht von Gemengteilen des Normalgesteins zu unterscheiden sind. Besonders auffällig ist der erhöhte Gehalt an Akzessorien bzw. an Apatit, der bis zu 1 cm lang werden kann und wiederum im Kern opake Einlagerungen (Ilmenit?) aufweist. Das Mengenverhältnis von Biotit und Horn-

blende variiert von Einschluß zu Einschluß. Blastische Plagioklase kommen häufig vor. In dunklen Butzen tritt hin und wieder Ilmenit auf, z. T. im Zentrum von Titaniten. Die Korngrößen aller Gemengteile liegen stets unter den Korngrößen im Normalgestein.

#### Der Biotit-Hornblendegranodiorit von Görzig

Durch einen auflässigen Steinbruch am Südennde von Görzig ist ein ähnliches Gestein wie nordwestlich von Strehla aufgeschlossen. Das Gestein macht hier einen wesentlich unruhigeren Eindruck. „Neben dem normalen Gestein finden sich feinkörnige bis dichte Arten; Aplit- und Pegmatitgänge durchtrümen es in jeder Richtung, dunkle Schlieren und Einschlüsse sind überaus häufig. Auch in diesem Bruche zeigt das Gestein eine deutliche Paralleltexur, die bei saigerer Stellung N 70° O streicht“ (R. *Grahmann* [133] Seite 30). Das gesamte Gestein ist streifig oder schlierig ausgebildet; extrem biotitreiche Einschlüsse fallen besonders auf. Daneben finden sich wieder lamprophyrähnliche Schollen, ferner dunkle Partien, die an die von Gröba her bekannten „Schlieren“ erinnern.

Umfangreiche Integrationsanalysen führten zu nachstehenden Ergebnissen (K. S. = K. *Schmidt*, Vf. = Verfasser, Angaben in Volumenprozent):

		Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Augit	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
K. S.	I	40,5	18,5	22,5	12,0	0,5	5,0	0,9	0,1	(1800 mm)
Vf.	I	46,2	21,3	10,6	9,3	0,3	10,9	1,4	Sp.	3665
	II	43,4	19,6	11,0	7,4	0,2	17,0	1,2	0,2	5774
	III	41,5	18,8	10,8	6,0	1,3	20,8	0,8	Sp.	1224
	IV	38,2	22,9	15,4	4,7	Sp.	17,8	1,0	Sp.	1256
	V	42,6	20,2	9,9	7,2	0,6	18,4	1,1	Sp.	1248
	VI	38,4	24,4	11,9	10,6	0,8	12,8	1,1	Sp.	1418
	VII	45,0	15,3	9,1	12,0	0,8	16,6	0,6	0,6	1270
	VIII	42,3	19,4	12,9	6,3	0,3	18,4	0,4	Sp.	1518
	IX	44,4	17,2	10,2	12,3	Sp.	14,6	1,3	Sp.	1234

Aus den Messungen des Verfassers resultiert folgender Modus (Indikatrixlänge: 4061 mm; Punktabstände: 0,3 bis 0,1 mm):

42,4 ± 0,9	Vol.-%	Plagioklas
19,9 ± 0,9	Vol.-%	Kalifeldspat
11,3 ± 0,6	Vol.-%	Quarz
8,4 ± 0,9	Vol.-%	Hornblende
0,5 ± 0,1(4)	Vol.-%	Augit
16,4 ± 1,0	Vol.-%	Biotit
1,0 ± 0,1(1)	Vol.-%	Akzessorien
0,1 ± 0,0(6)	Vol.-%	Erz

Die Gemengteile des Biotit-Hornblendegranodiorits von Görzig weisen im einzelnen keine Besonderheiten im Vergleich zu denen des Gesteins von Strehla auf. Verschiedene Minerale wurden intensiver zersetzt; es finden sich oftmals in Biotiten Zoisitspindeln, Sagenitgitter, Vergrünungen bzw. Chloritbildungen und Ausbleichungen.



Typisch sind die in linsenförmigen Butzen zopfartig miteinander verflochtenen Biotite.

In Anschliffen des Gesteins fand sich lediglich Ilmenit, z. T. nur als Rest in Titanit. Untergeordnet kamen gelegentlich Pyrit und Chalkopyrit hinzu. Der Ilmenit war stets homogen.

K. Schmidt [294] veröffentlichte die einzige chemische Analyse des Gesteins (Analytiker: E. Wohlmann 1937), die hier mit neuen Umrechnungen wiedergegeben wird:

Masse-%		Niggli-Werte		Kationen-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	58,81	si	194,0	Si	55,6	Q (Quarz)	6,2
TiO <sub>2</sub>	0,82	al	32,5	Ti	0,6	Ru (Rutil)	0,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	fm	30,0	P	0,2	Cp (Ca-Phosphat)	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,65	c	17,0	Al	18,5	Or (Orthoklas)	26,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71	alk	20,5	Fe <sup>3+</sup>	1,2	Ab (Albit)	32,0
FeO	4,48	ti	2,0	Fe <sup>2+</sup>	3,5	An (Anorthit)	17,0
MnO	0,12	p	0,4	Mn	0,1	Wo (Wollastonit)	2,4
MgO	2,63	k	0,45	Mg	3,7	Hy (Hypersthen)	5,7
CaO	4,86	mg	0,43	Ca	4,9	En (Enstatit)	7,3
Na <sub>2</sub> O	3,53	qz	+ 12,0	Na	6,4	Mt (Magnetit)	1,8
K <sub>2</sub> O	4,38	al — alk	+ 12,0	K	5,3		
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,50	alk					
CO <sub>2</sub>	0,03	al — alk	+ 1,7				
Summe:	99,83	t	— 5,0				

Normativer An-Gehalt des Plagioklases: 35,4 %.

Mittlere Dichte: 2,738.



Bild 72. Titanit mit Ilmenitresten aus dem Biotit-Hornblende-granodiorit von Görzig (A 25, ohne Nicols, Maßstab 70 : 1)

Unter den wechsellagernden zusammengesetzten Einschlüssen finden sich neben hornblende- oder biotitreichen Typen solche mit Kalksilikaten (Wollastonit, Diopsid, Grossular, Zoisit, Tremolit); andere gleichen – von unterschiedlichen Korngrößen abgesehen – diopsidführenden Hornblendesyenodioriten. An einzelnen Stellen kam es zur Ausbildung granitischer Einschlußtypen mit Kalifeldspatblasten.

In manchen Einschlüssen fanden sich Orthit und Titanit. Stets war Apatit in verschiedenartiger und oft zonarer, im Kern mit dunklen Einlagerungen versehener Ausbildung nachzuweisen.

Unter den Erzen dominierte Ilmenit in homogenen Individuen, teilweise unter Korrosionserscheinungen in Titanit eingeschlossen. Einige wenige Einschlüsse führten vorwiegend Chalkopyrit und Pyrit, wobei Pyrit stets jünger als der Chalkopyrit und jünger als Magnetit oder Ilmenit war.

Die „lamprophyrische Scholle“ aus dem Steinbruch Görzig analysierte *F. Mende* [209]:

Masse-%		Niggli-Werte		Kationen-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	54,96	si	144,1	Si	51,4	Ru	0,8
TiO <sub>2</sub>	1,13	al	18,0	Ti	0,8	Cp	1,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,63	fm	45,8	P	0,5	Or	35,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,63	c	20,8	Al	12,8	Ab	19,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,36	alk	15,4	Fe <sup>3+</sup>	2,4	An	4,7
FeO	5,18	ti	2,2	Fe <sup>2+</sup>	4,0	Wo	11,6
MgO	7,08	p	0,7	Mg	9,8	Hy	5,6
CaO	7,39	k	0,65	Ca	7,4	En	13,2
Na <sub>2</sub> O	2,11	mg	0,61	Na	3,8	Mt	3,6
K <sub>2</sub> O	5,92	qz	– 17,5	K	7,1	Fo	4,8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,75	al – alk	+ 2,6				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,97	alk	+ 5,9				
Summe:	100,71	al – alk	– 18,1				
		t					

Der normative An-Gehalt der Plagioklase dieser „lamprophyrischen Scholle“ beträgt 19,8%. Die Dichte ermittelte *F. Mende* mit einem Wert von 2,843.

Im Dünnschliff sind vorwiegend Diopsid, Biotit und Hornblende nachgewiesen, selten Kalifeldspat und Quarz. Plagioklasvermessungen führten zu An-Gehalten von über 35%; Diopsid und Biotit entsprechen optisch denen des Normalgesteins. Der Biotit besitzt rot- bzw. hellbraune pleochroitische Farben und findet sich wiederum in Butzen zopfartig verflochten.

Undulöse Auslöschungen, kataklastische Erscheinungen und Verbiegungen sind an allen Gemengteilen festzustellen. Im allgemeinen sind die Minerale der „lamprophyrischen Scholle“ bemerkenswert frisch.

Olivine und Orthopyroxene fehlen.

#### Der Biotit-Hornblendegranodiorit vom Nixstein

Am linken Elbufer südlich von Görzig – etwa auf halbem Wege nach Strehla hin – steht ein Gestein an, das makroskopisch dem normalen Hornblendesyeno-

diorit gleicht und auf der Geologischen Karte von Sachsen, Blatt 16, als „Hornblendesyenodiorit“ verzeichnet ist.

Das Gestein weist optisch und chemisch deutliche Beziehungen zum Biotit-Hornblendegranodiorit von Görzig auf, wie nachstehende chemische Analyse zeigt (Analytiker: *F. Mende* 1922):

Masse-%		Niggli-Werte		Kationen-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	59,59	si	197,2	Si	54,2	Q	13,6
TiO <sub>2</sub>	0,81	al	32,6	Ti	0,6	Ru	0,6
ZrO <sub>2</sub>	0,22	fm	30,8	Zr	0,1	Z	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,92	c	20,6	P	0,7	Cp	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,67	alk	16,0	Al	17,9	Or	19,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,28	ti	2,0	Fe <sup>3+</sup>	2,3	Ab	26,5
FeO	4,03	p	1,2	Fe <sup>2+</sup>	3,1	An	23,5
MgO	2,31	k	0,42	Mg	3,1	Wo	0,3
CaO	5,83	mg	0,37	Ca	5,5	Hy	4,1
Na <sub>2</sub> O	2,88	qz	+ 33,2	Na	5,0	En	6,6
K <sub>2</sub> O	3,20	al — alk	+ 16,6	K	3,8	Mt	3,5
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,67	alk	+ 1,0				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,47	al — alk					
Summe:	100,88	t	— 4,0				

Normativer An-Gehalt des Plagioklases: 47,0 %.

Dichte: 2,760.

Wiederum ist Plagioklas dominierender Gemengteil mit An-Gehalten zwischen 32 und 43 %, im Mittel von 37 %. Das Mineral kommt in verschiedenartiger Ausbildung, u. a. leistenförmig mit zahlreichen Mikrolithen vor — unter diesen oft Diopsid. Die Korngrößen variieren; der Durchschnittswert liegt bei 1,4 mal 0,8 mm.

Der Kalifeldspat fällt durch eine selten fehlende Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz auf und ist mit gleichorientierten Spindelfolgen sowie geregelten Plagioklaseinschlüssen zonar entwickelt. Myrmekite sind verbreitet. Mit zunehmenden Korngrößen machen sich Idiomorphiebestrebungen bemerkbar; kleinere Kalifeldspäte sind auf Zwickel und intergranulare Räume beschränkt. Eine durchschnittliche Korngröße läßt sich nicht angeben; Maximalwerte erreichen 6,1 mal 2,9 mm. Der Achsenwinkel  $2 V_X$  schwankt zwischen 48 und 69 Grad.

Quarz kommt in einzelnen Dünnschliffen zu 12 und 14 Vol.-% vor (statistisch gesicherte Messungen wurden zunächst zurückgestellt) und ist in seinem Vorkommen auf Zwickel beschränkt. Altersmäßig entspricht er dem Kalifeldspat. Gelegentlich finden sich Kornverbände mit zahlreichen untereinander verzahnten und einheitlich gestreckten Quarzindividuen; undulöse Auslöschungen sind kaum zu beobachten. Die Korngrößen liegen bei 0,6 mal 0,4 mm.

Die Hornblende weist gegenüber der Hornblende des Hornblendesyenodiorits keine Besonderheiten auf. Sehr oft finden sich im Kern Diopsidreste, mitunter auch chloritisierte Biotitleisten. Erzeinschlüsse treten häufiger als in Görzig auf.

Eigene Diopsidkristalle waren nicht nachzuweisen.

Beim Biotit sind zwei Generationen zu unterscheiden, einmal die weitgehend chloritisierten und korrodierten Biotite in Hornblenden und zum anderen jüngere Biotite mit hell- bis dunkelbraunen pleochroitischen Farben. Dieser jüngere Biotit umschließt häufig Hornblenden, Akzessorien und Erze.

Unter den Akzessorien und Erzen kommen Apatite mit dunklen, pleochroitischen Kernen („Seelen“) relativ oft vor.

Titanite mit Erzresten sind verbreitet, ferner Zirkone in gerundeten, ziemlich großen Individuen (0,3 mal 0,1 mm). Unter den Erzen überwiegt Magnetit, z. T. mit Ilmenitmischungen oder -verwachsungen. Die Korngrößen aller Akzessorien und Erze schwanken um einen Mittelwert von 0,3 mal 0,1 mm, die der Hornblenden und Biotite um 1,0 mal 0,7 mm. Bemerkenswert sind vielfach zu beobachtende Haufwerke aus Maiften.

Im Gestein vom Nixstein sind zahlreiche Einschlüsse nachzuweisen. Sie sind zumeist dunkler und feinkörniger als das Normalgestein und ellipsen- bis linsenförmig eingeregelt. In ihrer Zusammensetzung gleichen sie den bisher beschriebenen Einschlüssen in den Biotit-Hornblendegranodioriten des Nordteils. Ein Einschluß verdiente wegen seines Apatitreichtums besondere Aufmerksamkeit:

52,3 Vol.-%	Plagioklas
22,1 Vol.-%	Biotit
6,4 Vol.-%	Apatit
0,2 Vol.-%	Erz
16,5 Vol.-%	Diopsid
0,3 Vol.-%	Akzessorien (Zirkon, Orthit)
2,2 Vol.-%	Titanit

Die Apatite waren durchweg in Form idiomorpher Kriställchen ausgebildet und perl-schnurartig aneinandergereiht; alle wiesen dunkle Kerne auf.

### 3.7.3. Zu den Gesteinstypen an den Grünen Bergen und am Steinberg

Etwa 1 km nordwestlich von Sahlassan (5 km nordwestlich von Strehla) steht am Steinberg und an den Grünen Bergen ein Biotitgneis an, der von zahlreichen heterogenen Gesteinsgängen durchsetzt wird. Das Streichen der Gänge verläuft im allgemeinen in Richtungen um N 65 E Grad; das Einfallen ist zumeist saiger.

Verschiedene dieser Ganggesteine werden zum Meißener Massiv gerechnet.

Nach eigenen Untersuchungen finden sich die Gesteinstypen in einer Variationsbreite zwischen hellen und dunklen Farben sowie fein- bis grobkörnigen Gefügen. Sie führen Hornblende, Biotit und Diopsid neben Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Apatit, Titanit, Zirkon, Orthit und verschiedenen Erzen.

Einen Einblick in die modale Zusammensetzung verschiedener dieser Gesteine geben die nachstehenden Integrationsergebnisse (G. B. = Grüner Berg, S. B. = Steinberg; Angaben in Volumenprozent):

		Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Augit	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
G. B.	I	41,8	0,7	—	22,2	7,8	22,5	3,0	2,0	1429
	II	26,0	34,6	1,2	26,8	5,5	—	4,2	1,7	3102
	III	44,9	32,3	13,0	7,3	—	0,3	1,1	1,1	2784
	IV	44,8	32,9	11,6	7,6	—	0,6	1,2	1,3	2691
	V	31,7	41,0	14,4	10,2	—	0,4	1,2	1,1	2541
S. B.	I	49,1	3,6	8,5	32,0	1,7	3,3	1,1	0,7	4398
	II	18,0	24,7	23,5	16,8	0,6	11,4	3,8	1,2	3127
	III	52,3	0,6	3,4	28,1	12,9	2,1	0,2	0,4	5624

(Punktabstände: 0,3 bis 0,1 mm)

Es ist nicht möglich, die Vielfalt der petrographischen Gegebenheiten eingehend darzustellen; allen Gesteinen ist aber eine ähnliche Mineralparagenese und Genese zu eigen.

Der *Plagioklas* bildet trotz unterschiedlicher An-Gehalte vorwiegend Albit-, untergeordnet Komplexzwillinge nach dem Albit-Karlsbad-Gesetz und nur selten Periklinzwillinge. Ein normaler Zonarbau mit Serizitisierungen im Kern und in mittleren Zonen ist verbreitet. Altersmäßig folgen die Plagioklase durchweg der Hornblende und dem Biotit; jünger sind Kalifeldspat und Quarz.

Überall sind tektonische Beanspruchungen zu verfolgen; so finden sich Mörtelzonen bzw. „Feinkornzüge“, in einzelnen Kristallen kataklastische Erscheinungen, undulöse Auslöschungen, Versetzungen und Verbiegungen von Zwillingslamellen. Brüche von Plagioklasen und Mafiten wurden oftmals von Kalifeldspat oder von Quarz verheilt.

Die gemeine *Hornblende* enthält im Kern Diopsidreste, teilweise auch chloritisierte Biotite, daneben Erze und Akzessorien. Sie erreicht in einigen Gesteinstypen Abmessungen bis zu mehreren Zentimetern. Mitunter machen sich Zersetzungserscheinungen bemerkbar.

Beim *Kalifeldspat* ist die kryptoperthitische Ausbildung in Form Karlsbader Zwillinge mit feinen Albitspindeln in zonaren Folgen von Interesse. Scharf gegitterte Mikrokline finden sich vorwiegend in relativ hellen Gesteinstypen. Myrmekite sind häufig.

Gelegentlich wurde *Diopsid* vom Kalifeldspat eingeschlossen, in dem er zumeist idiomorph ist.

*Orthite* werden bis zu 2 cm groß. *Zirkon* ist relativ selten im Gegensatz zum *Apatit*, der entweder körnig und gerundet oder in nadelförmigen Kristallen vorkommt. Einzelne Nadeln oder Nadelzüge erreichen Längen bis zu 2,5 mm.

Einige Gesteinstypen ähneln dem Hornblendesyenodiorit, andere den Biotit-Hornblendegranodioriten. Daneben finden sich pegmatitische und aplitische Typen, die Anklänge an die von *A. Fiedler* [99] beschriebenen Diatexite im östlichen Erzgebirge zeigen.

#### 3.7.4. Zu den Ergebnissen der Bohrung Reudnitz

Im Gebiet der Dahleiner Heide wurde beim Forsthaus Reudnitz (13 km nördlich von Oschatz) eine Kartierungsbohrung niedergebracht, deren Bohrkerne von *T. Kaemmel* und *W. Gottesmann* [398] einer vorläufigen Bearbeitung unterzogen wurden.

Die Genannten unterschieden drei Hauptgesteinstypen:

Pyroxensyenit  
Pyroxendiorit  
Monzonit

Daneben finden sich Syenodiorit, Amphibolit und Adamellit.

Der *Pyroxensyenit* ist rötlichgrau gefärbt und fällt durch extrem große Kalifeldspäte mit Abmessungen bis zu 80 mal 20 mm auf. Proben aus 47 und 160 m Tiefe wurden analysiert (*E. Wohlmann* 1958); die Ergebnisse finden sich in den Tabellen 14a bis 14d.

Aus den beiden chemischen Analysen des Pyroxensyenits ergeben sich für die Plagioklase normative An-Gehalte von 32,6 bzw. 30,5%. Optisch wurden An-Gehalte im Bereich zwischen 30 und 45% ermittelt.

Tabelle 14a. Chemische Analysen des Pyroxensyenits

Masse-%	47 m Tiefe	160 m Tiefe
SiO <sub>2</sub>	56,2	55,3
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4	0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,6	17,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,6	2,9
FeO	2,2	3,5
MnO	0,1	0,1
MgO	1,5	2,6
CaO	5,7	6,6
Na <sub>2</sub> O	3,5	3,6
K <sub>2</sub> O	6,7	5,9
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,7	1,2
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,1	—
CO <sub>2</sub>	0,3	—
Summen	100,3	100,6

Tabelle 14b. Niggli-Werte des Pyroxensyenits

Niggli-Werte	47 m Tiefe	160 m Tiefe
si	177,8	163,8
al	34,7	30,7
fm	21,7	26,9
c	19,3	20,9
alk	24,3	21,5
ti	1,7	2,5
p	0,5	0,5
k	0,56	0,52
mg	0,32	0,43
qz	-19,4	-22,2
al — alk	+10,4	+ 9,2
alk		
al — alk	+ 2,43	+ 2,34
t	- 8,9	-11,7

Die Plagioklase sind teils idiomorph, teils xenomorph ausgebildet, stets zonar und nach dem Albit-, untergeordnet nach dem Albit-Karlsbad- sowie nach dem Periklin-gesetz verzwillingt. Häufig ist der Kern zersetzt, mitunter auch eine mittlere Zone; gelegentlich finden sich zonar angeordnete Mikrolithen. In Form konkaver Flecken oder rechteckig begrenzter Täfelchen treten Kalifeldspateinschlüsse auf.

Leistenförmige Plagioklase lassen eine gewisse Regelung erkennen, die durch die Ausbildung von Mörtelzonen („Feinkornzüge“) unterstrichen wird.

Der Kalifeldspat entspricht optisch einem Anorthoklas. Im Gegensatz zu den meisten anderen Gesteinstypen des Meißener Massivs ist er hier nicht verzwil-

Tabelle 14c. Kationenprozentage des Pyroxensyenits

Kationen-%	47 m Tiefe	160 m Tiefe
Si	52,4	51,3
Ti	0,5	0,8
P	0,3	0,3
Al	20,4	19,2
Fe <sup>3+</sup>	2,5	2,0
Fe <sup>2+</sup>	1,7	2,7
Mn	0,1	0,1
Mg	2,1	3,6
Ca	5,7	6,5
Na	6,3	6,5
K	8,0	7,0

Tabelle 14d. Standard-Katanormen des Pyroxensyenits

Standard-Katanorm	47 m Tiefe	160 m Tiefe
Ru (Rutil)	0,5	0,8
Cp (Ca-Phosphat)	0,8	0,8
Or (Orthoklas)	40,0	35,0
Ab (Albit)	31,5	32,5
An (Anorthit)	15,2	14,2
Wo (Wollastonit)	3,9	3,2
Mt (Magnetit)	3,8	3,0
Fo (Forsterit)	3,1	5,4
Fa (Fayalit)	0,8	2,7
Cs (Ca-Silikat)	0,4	2,4

lingt. Plagioklaseinschlüsse und feine Albitspindeln lassen einen Zonarbau erkennen. Vielfach finden sich in kleineren Kornbereichen Übergänge zu scharf gegitterten Mikroklinen. Ein Teil der Kalifeldspäte bildet Zwickelfüllungen.

Die Großkristalle korrodierten und verdrängten früher gebildete Minerale. Myrmekite treten auf.

Quarz findet sich nur vereinzelt in Zwickeln. Er scheint dem Kalifeldspat gegenüber gleichalt zu sein.

Beim Pyroxen handelt es sich um Diopsid, der oft von Hornblende ( $2 V_X = 72$  Grad,  $Z \wedge c = 20$  bis  $22$  Grad) umwachsen bzw. verdrängt wird.

Der Biotit mit rotbraunen und hellbraunen pleochroitischen Farben zeigt vielfach erste Zersetzungserscheinungen mit Titanitneubildungen und Zoisitspindeln. Vereinzelt tritt auf Spaltrissen Calcit hinzu.

Häufig bilden Diopside, Biotite, Erze und Apatite Agglomerationen.

Unter den Erzen dominiert Magnetit, teilweise in Verwachsung mit Ilmenit. Daneben kommen Chalkopyrit und Pyrit, untergeordnet auch Hämatit (Ilmenitentmischungen) vor.

Der Pyroxendiorit ist wesentlich feinkörniger und dabei homogener als der Pyroxensyenit. Er erscheint im Handstück dunkel- bis hellgrau gefärbt.



Bild 73. Kalifeldspat mit zonenweise unterschiedlich kräftig entwickelten Albitspindeln aus dem Pyroxensyenit der Bohrung Reudnitz (R 4, 55,5 bis 59,1 m Teufe, gekreuzte Nicols, Maßstab 175 : 1). Beachtenswert sind feine, im Bild schwarz erscheinende Rutilnadelchen



Bild 74. Diopsidkristall aus dem Pyroxensyenit der Bohrung Reudnitz (R 10, 156 bis 158 m Teufe, schräge Nicols, Maßstab 28 : 1)



Von einer Probe aus 115 m Tiefe liegt eine chemische Analyse vor (E. Wohlmann 1958):

Masse-%		Niggli-Werte		Kationen-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	42,4	si	96,0	Si	40,6	Ru	0,9
TiO <sub>2</sub>	1,3	al	28,1	Ti	0,9	Cp	1,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,8	fm	35,9	P	0,6	Or	17,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,6	c	26,8	Al	23,3	Ab	8,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,1	alk	9,2	Fe <sup>3+</sup>	2,9	An	37,5
FeO	7,2	ti	2,3	Fe <sup>2+</sup>	5,8	Mt	4,4
MnO	0,15	p	1,6	Mn	0,1	Fo	9,2
MgO	4,3	k	0,42	Mg	6,1	Fa	6,6
CaO	11,0	mg	0,41	Ca	11,4	Cs	4,5
Na <sub>2</sub> O	2,6	qz	-40,8	Na	4,8	Ne	9,1
K <sub>2</sub> O	2,9	al - alk	+18,9	K	3,5		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,5	alk	+0,49				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,2	al - alk					
CO <sub>2</sub>	0,3	t	-7,9				
Summe:	100,35						

Die Standard-Katanorm weicht bei diesem Gesteinstyp erheblich von der modalen Zusammensetzung ab, wie allein die normative An-Führung des Plagioklas mit einem Wert von über 80% zeigt. Optisch wurden für den Plagioklas An-Gehalte zwischen 40 und 55% ermittelt. Kalifeldspat kommt nur in Spuren vor; ein wesentlicher Teil der zur Verfügung stehenden Kaliummenge ist demzufolge im Biotit gebunden.

Die übrigen Gemengteile unterscheiden sich nicht von denen des Pyroxensyenits. Gelegentlich treten relativ große Diopside mit einem Zonarbau auf und gleichen weitgehend Diopsiden aus dem Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich.

Monzonitische Gesteinstypen kommen gleichmäßig feinkörnig in grauen Farben vor. Sie führen gleiche Minerale wie die zuvor genannten Gesteinstypen, nur die Mengenverhältnisse unterscheiden sich; auch der Plagioklas weist einen anderen An-Gehalt (30 bis 35%) auf.

Der Syenodiorit ähnelt makroskopisch dem Augitsyenodiorit von Gröba. Plagioklas wird bis zu 5 mm lang und 2,4 mm breit bei An-Werten um 40%. Das Mineral ist zonar, im Kern häufig zersetzt und gelegentlich reich an Mikrolithen. Der Kalifeldspat ist auf Zwickel beschränkt und läßt keine perthitischen Entmischungen erkennen. Myrmekite fehlen. Der Diopsid wird oft von Erzen korrodiert. Einzelne Zirkone – gerundet, fast isometrisch – erreichen Durchmesser von 0,2 mm.

Sehr feinkörniger Amphibolit wurde unter anderem in 150 m Tiefe erbohrt. Diopsid kommt hier nur als Rest in Hornblenden (Auslöschungsschiefen zwischen 19 und 24 Grad) vor. Titanit geht in seiner Entwicklung der Hornblende parallel; Erz fehlt fast vollständig. Kalifeldspat ist auf wenige Zwickel be-

schränkt. Der Plagioklas mit An-Gehalten bis zu 50% findet sich in leistenförmiger Entwicklung geregelt; das Gestein macht einen schiefrigen Eindruck.

Eine Gesteinsprobe aus 150 m Tiefe wurde von *E. Wohlmann* 1958 analysiert; die Ergebnisse finden sich in Tabelle 15.

Vom *Adamellit* liegen Proben aus 110 m Tiefe vor. Plagioklase und Kalifeldspäte zeigen deutliche Tendenzen zur Ausbildung idiomorpher Formen. Ihre Größen erreichen 10 mm. Die Biotite und Hornblenden sind maximal 3 mm groß. Der Plagioklas ist wiederum zonar, in Kernpartien sehr oft zersetzt (*Serizit*, *Zoisit*) und in kleineren Individuen vielfach von Hornblende eingeschlossen. Quarz und Kalifeldspat kommen in Zwickeln vor. *T. Kaemmel* und *W. Gottsmann* unterschieden Mikroklin und Orthoklas; es handelt sich jedoch um Mikroklin und Anorthoklas mit allen Übergängen untereinander. Reiner Orthoklas fehlt. Bemerkenswert sind relativ häufige Orthite.

Tabelle 15. Analysenergebnisse vom Amphibolit aus 150 m Tiefe der Bohrung Reudnitz

Masse-%		Niggli-Werte		Kationen-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	54,4	si	160,5	Si	51,9	Q	2,3
TiO <sub>2</sub>	1,1	al	29,4	Ti	0,8	Ru	0,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,5	fm	32,5	P	0,4	Cp	1,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,9	c	22,1	Al	19,0	Or	21,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,5	alk	16,0	Fe <sup>3+</sup>	1,8	Ab	30,5
FeO	4,4	ti	2,4	Fe <sup>2+</sup>	3,5	An	21,8
MnO	0,1	p	0,6	Mn	0,1	Wo	4,3
MgO	3,6	k	0,41	Mg	5,1	Hy	5,4
CaO	7,0	mg	0,49	Ca	7,1	En	10,2
Na <sub>2</sub> O	3,3	qz	— 3,5	Na	6,1	Mt	2,7
K <sub>2</sub> O	3,5	al — alk	+ 13,4	K	4,2		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,8	alk					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	al — alk	+ 1,19				
CO <sub>2</sub>	0,4	t	— 8,7				
Summe	99,55						

Normativer An-Gehalt des Plagioklases: 41,6%

Abschließend sei auf Integrationsergebnisse von *T. Kaemmel* und *W. Gottsmann* hingewiesen, die jedoch lediglich erste Informationen darstellen und einer wesentlichen Überarbeitung bedürfen.

Pyroxensyenit:	4,4 bis 18,5 Vol.-%	Plagioklas
	37,3 bis 65,2 Vol.-%	Kalifeldspat
	0,0 bis 9,8 Vol.-%	Hornblende
	5,7 bis 33,1 Vol.-%	Augit
	6,0 bis 20,1 Vol.-%	Biotit
	0,0 bis 1,3 Vol.-%	Akzessorien
	1,2 bis 4,2 Vol.-%	Erz

Pyroxendiorit:	13,0 bis 56,0 Vol.-%	Plagioklas
	0,0 bis 7,7 Vol.-%	Kalifeldspat
	0,0 bis 1,4 Vol.-%	Hornblende
	9,8 bis 37,0 Vol.-%	Augit
	20,3 bis 45,1 Vol.-%	Biotit
	1,9 bis 5,1 Vol.-%	Akzessorien, Erz
Monzonit:	44,3 bis 52,8 Vol.-%	Plagioklas
	26,0 bis 40,7 Vol.-%	Kalifeldspat
	0,0 bis 0,6 Vol.-%	Hornblende
	4,7 bis 11,6 Vol.-%	Augit
	2,9 bis 13,8 Vol.-%	Biotit
	1,3 bis 4,0 Vol.-%	Akzessorien, Erz
Syenodiorit:	42,0 bis 44,1 Vol.-%	Plagioklas
	7,7 bis 17,8 Vol.-%	Kalifeldspat
	0,0 bis 0,2 Vol.-%	Hornblende
	16,3 bis 19,9 Vol.-%	Augit
	19,8 bis 22,0 Vol.-%	Biotit
	1,7 bis 2,3 Vol.-%	Akzessorien
	1,8 bis 4,4 Vol.-%	Erz
Adamellit:	34,0 bis 39,2 Vol.-%	Plagioklas
	25,5 bis 33,0 Vol.-%	Kalifeldspat
	5,0 bis 7,1 Vol.-%	Hornblende
	1,0 bis 1,7 Vol.-%	Augit
	5,6 bis 7,9 Vol.-%	Biotit
	1,0 bis 2,8 Vol.-%	Akzessorien, Erz
	16,0 bis 19,6 Vol.-%	Quarz

### 3.8. Auswertungen

#### 3.8.1. Zur Mineralausbildung in den wesentlichen Gesteinstypen

In den Gesteinen des Meißener Massivs ist Plagioklas als eines der wichtigsten Minerale mit wenigen Ausnahmen nach dem Albitgesetz verzwillingt; hinzu kommen Verzwillingungen nach dem Karlsbader und nach dem Periklin-Gesetz. Komplexe Zwillinge sind verbreitet, beschränken sich aber auf die genannten Gesetze.

Typisch ist ein Zonarbau in normaler Abstufung mit basischem Kern und saurer Randzone; Rekurrenzen gehören zu Ausnahmen.

Die durchschnittlichen Korngrößen, Längen-Breiten-Verhältnisse (L/B-Werte) und An-Gehalte deuten enge Beziehungen zwischen einzelnen Gesteinstypen an (Tabelle 16).

In sämtlichen Gesteinen – von Einschlüssen und untergeordneten Vorkommen abgesehen – bildet Kalifeldspat einen wesentlichen Gemengteil. Optisch

Tabelle 16. Korngrößen, L/B-Werte und An-Gehalte der Plagioklase verschiedener Gesteine des Meißener Massivs (Durchschnittswerte)

Gesteinstyp	Korngröße [mm]	L/B-Wert	An-Gehalt [%]
Hornblendesyenodiorit	1,0 × 0,5	2,0	26,3
Biotitgranodiorit	1,6 × 1,0	1,6	24,9
Biotit-Hornblendegranodiorit (Gasern)	2,1 × 1,1	1,9	26,0
Riesensteingranit	1,7 × 0,8	2,1	14,0
Augitsyenodiorit (Röhrsdorf)	0,5 × 0,2	2,5	38,0
Biotit-Hornblendegranodiorit (Röhrsdorf)	1,2 × 0,7	1,7	28,6
Biotit-Hornblendegranodiorit (Weesenstein)	2,0 × 1,2	1,7	27,5
Augitsyenodiorit (Gröba)	2,1 × 0,9	2,3	40,4
Biotit-Hornblendegranodiorit (Görzig, Strehla)	1,3 × 0,8	1,6	34,0
Biotit-Hornblendegranodiorit (Nixstein)	1,4 × 0,8	1,8	37,0

einwandfreier Orthoklas fehlt im Meißener Massiv. Alle Kalifeldspäte stehen ihrem optischen Verhalten nach zwischen Anorthoklas und Mikroklin, nur ausnahmsweise zwischen Anorthoklas und Orthoklas. Perthitische Ausbildungen sind normal. Beträchtliche Unterschiede weisen die durchschnittlichen Korngrößen auf (Tabelle 17).

Tabelle 17. Durchschnittliche Korngrößen und Achsenwinkel  $2 V_X$  der Kalifeldspäte wesentlicher Gesteinstypen des Meißener Massivs

Gesteinstyp	Korngröße [mm]	Achsenwinkel [Grad]
Hornblendesyenodiorit	5,0 × 2,2	56—88
Biotitgranodiorit	1,9 × 1,3	53—84
Biotit-Hornblendegranodiorit (Gasern)	16,9 × 9,0 bzw. 3,1 × 1,8	54—81 bzw. über 80
Riesensteingranit	2,9 × 2,0	71
Augitsyenodiorit (Röhrsdorf)	0,4 × 0,3	64
Biotit-Hornblendegranodiorit (Röhrsdorf)	1,0 × 0,6	58—82
Biotit-Hornblendegranodiorit (Weesenstein)	max. 1,1	66
Augitsyenodiorit (Gröba)	4,3 × 1,7	40—64
Biotit-Hornblendegranodiorit (Görzig, Strehla)	max. 4,5	58—70
Biotit-Hornblendegranodiorit (Nixstein)	max. 6,1	48—69

Als Neben- oder Hauptgemengteil kommt Quarz in allen Gesteinen des Meißener Massivs vor. Selten zeigt er Idiomorphietendenzen (Riesensteingranit). Er gehört mit Kalifeldspat zu den jüngsten primären Gemengteilen. Seine Korngrößen unterliegen beträchtlichen Schwankungen (Tabelle 18).

Unter den Mafiten findet sich verbreitet eine gemeine grüne Hornblende in Gesteinen aller Teile des Massivs.

Augite sind lediglich dort wesentliche Gemengteile, wo die Gesteine in Randbereichen des Massivs auftreten.

Tabelle 18. Durchschnittliche und maximale Korngrößen der Quarze wesentlicher Gesteinstypen des Meißener Massivs

Gesteinstyp	Durchschnitt [mm]	Maximum [mm]
Hornblendesyenodiorit	0,8 × 0,4	2,0 × 1,0
Biotitgranodiorit	1,6 × 1,1	4,8 × 3,8
Biotit-Hornblendegranodiorit (Gasern)	1,8 × 0,7	2,5 × 1,4
Riesensteingranit	2,7 × 1,9	4,6 × 3,2
Augitsyenodiorit (Röhrsdorf)	0,2 × 0,1	0,4 × 0,3
Biotit-Hornblendegranodiorit (Röhrsdorf)	0,8 × 0,6	1,1 × 0,8
Biotit-Hornblendegranodiorit (Weesenstein)	1,0 × 0,7	1,5 × 1,1
Augitsyenodiorit (Gröba)	0,9 × 0,6	1,1 × 0,8
Biotit-Hornblendegranodiorit (Görzig, Strehla)	0,6 × 0,3	1,1 × 0,8
Biotit-Hornblendegranodiorit (Nixstein)	0,6 × 0,4	1,0 × 0,7

Biotit fehlt in keinem Gesteinstyp des Meißener Massivs. Die biotitärmsten Typen finden sich im Zentralteil.

Apatit und Zirkon als die ältesten Akzessorien treten in jedem Gestein auf. Titanit kommt zumeist in Begleitung von Hornblende vor, ebenso Orthit.

Unter den Erzen dominiert – vor allem im Zentralteil – mehr oder weniger martitisierter Magnetit. Ilmenit tritt besonders im Nord- und im Südteil hinzu. Die Biotit-Hornblendegranodiorite von Strehla und Görzig fallen durch ihre Erzarmut auf.

Teilweise sehr ähnliche Paragenesen, die gleiche geologische und tektonische Geschichte sowie übereinstimmende Anschnittsniveaus führten zur Bildung nur wenig unterschiedlicher sekundärer Minerale. Von Interesse sind die im Nordteil verbreiteten zonaren Serizitisierungen des Plagioklases.

### 3.8.2. Die Integrationsergebnisse

Zur petrographischen Auswertung der Integrationsanalysen finden einmal die Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Verhältnisse und zum anderen die der Mafite, Kalifeldspate und Quarze sowie Plagioklase Berücksichtigung. Zu den Mafiten werden alle dunklen Gemengteile und die Akzessorien einschließlich Apatit, Zirkon usw. gerechnet.

Nach der von A. Johannsen [163] vorgeschlagenen Klassifikation müßte der Hornblendesyenodiorit als „Hornblendegranodiorit“ bezeichnet werden, da sich die Mehrzahl aller aus 51 Aufschlüssen gewonnenen Werte im Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Dreieck (im folgenden Q-Kf-Plag-Dreieck genannt) im Granodioritfeld (III) befinden (Bild 75).

Die Farbzahlen des Hornblendesyenodiorits als Summen der mafischen Gemengteile liegen – wie Bild 76 zeigt – zum größten Teil unter 22; die Plagioklaswerte differieren geringfügig zwischen 40 und 46<sup>0/0</sup>.

Die entsprechenden Werte für die Einschlüsse des Hornblendesyenodiorits verteilen sich vorwiegend auf die dioritischen (I) und syenodioritischen (II) Felder; zum geringen Teil verweisen einige Werte auf andere Gesteinstypen (Granodiorit, Granit und Syenit).

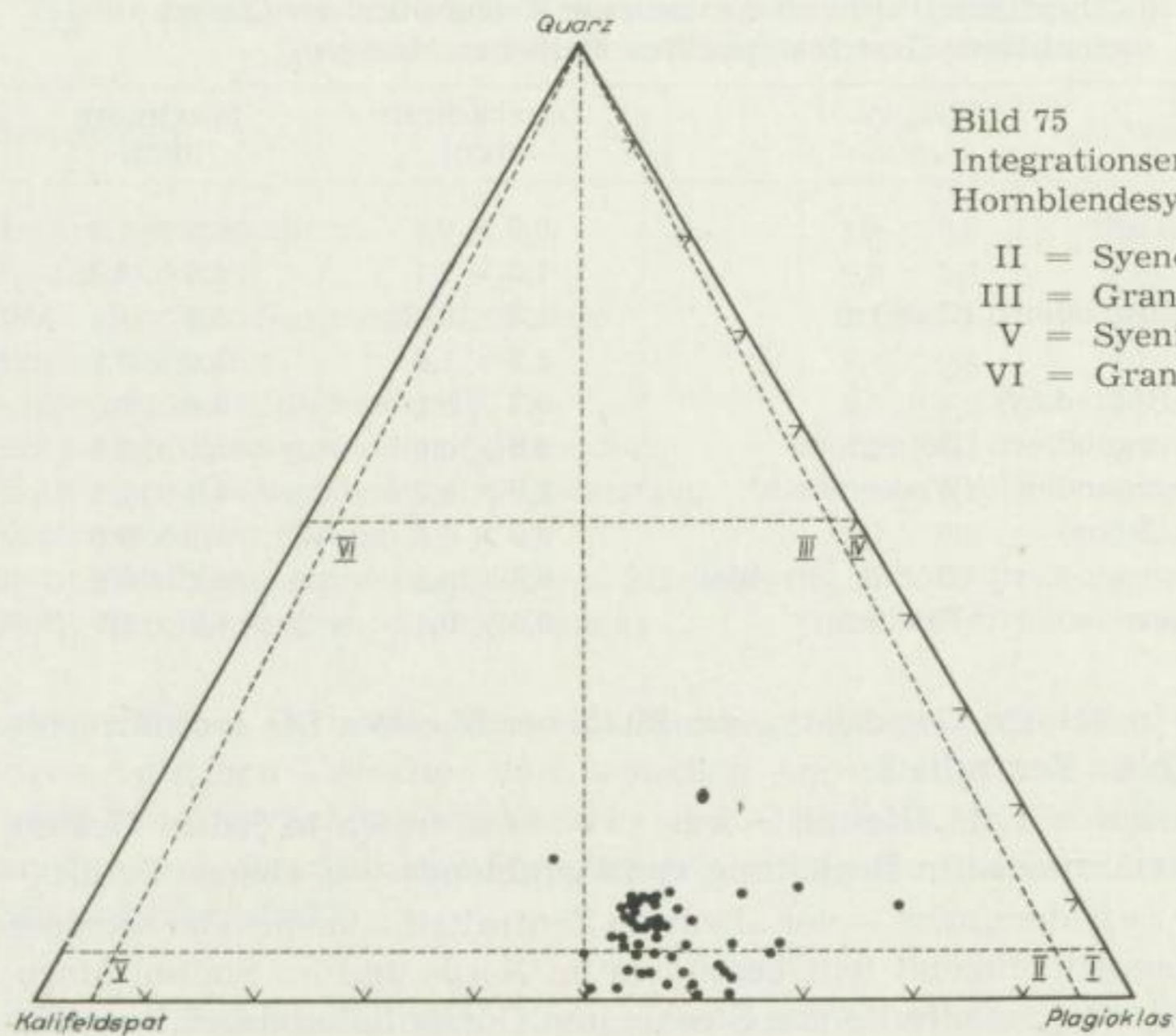


Bild 75  
Integrationsergebnisse vom  
Hornblendesyenodiorit

- II = Syenodioritfeld
- III = Granodioritfeld
- V = Syenitfeld
- VI = Granitfeld

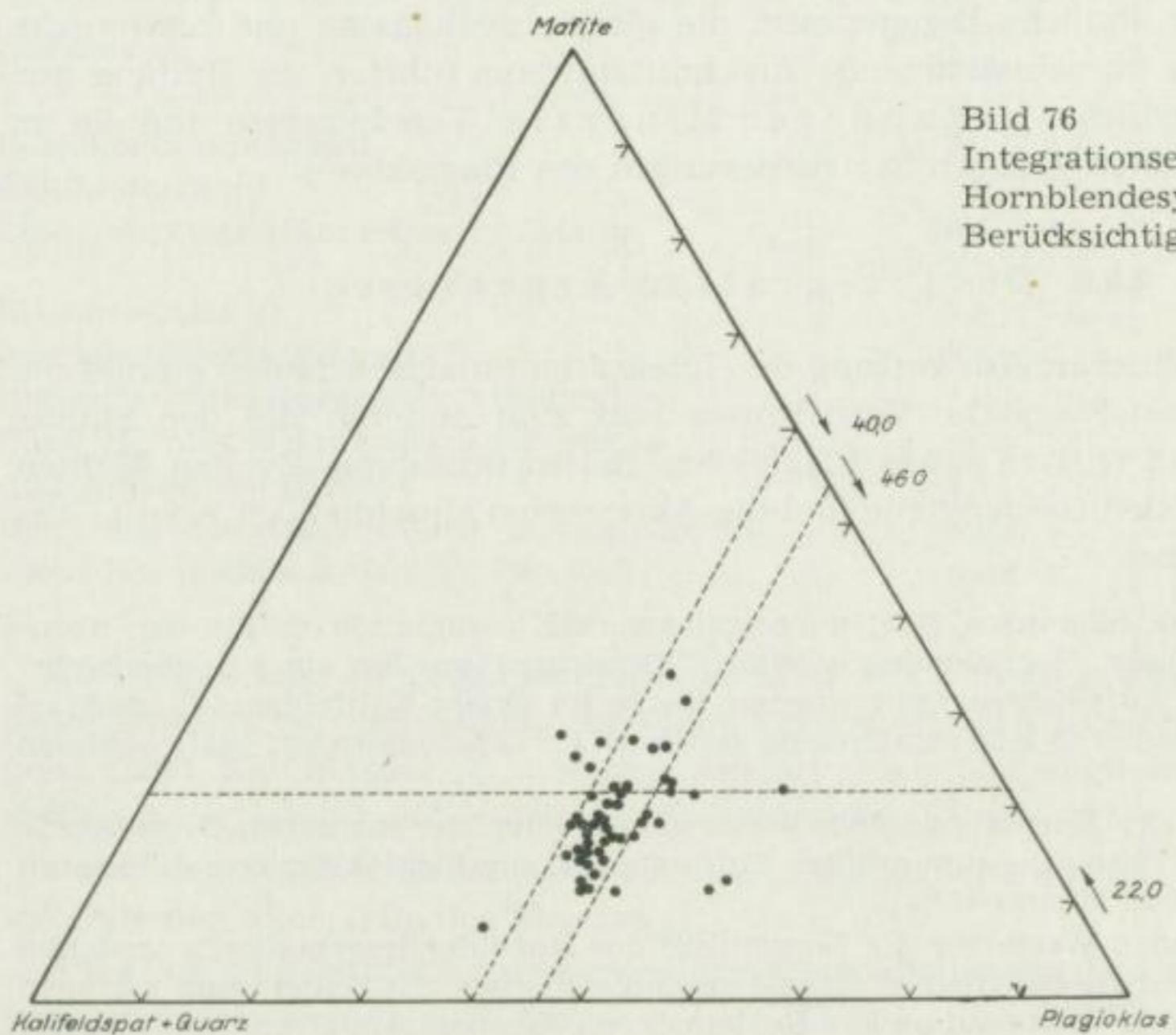


Bild 76  
Integrationsergebnisse vom  
Hornblendesyenodiorit unter  
Berücksichtigung der Mafite

Bild 77

Integrationsergebnisse von  
Einschlüssen (Punkte) des  
Hornblendesyenodiorits und  
von Amphiboliten aus dem  
Bereich des Meißener Massivs  
(Kreuze)

- I = Dioritfeld
- II = Syenodioritfeld
- III = Granodioritfeld
- IV = Tonalitfeld
- V = Syenitfeld
- VI = Granitfeld

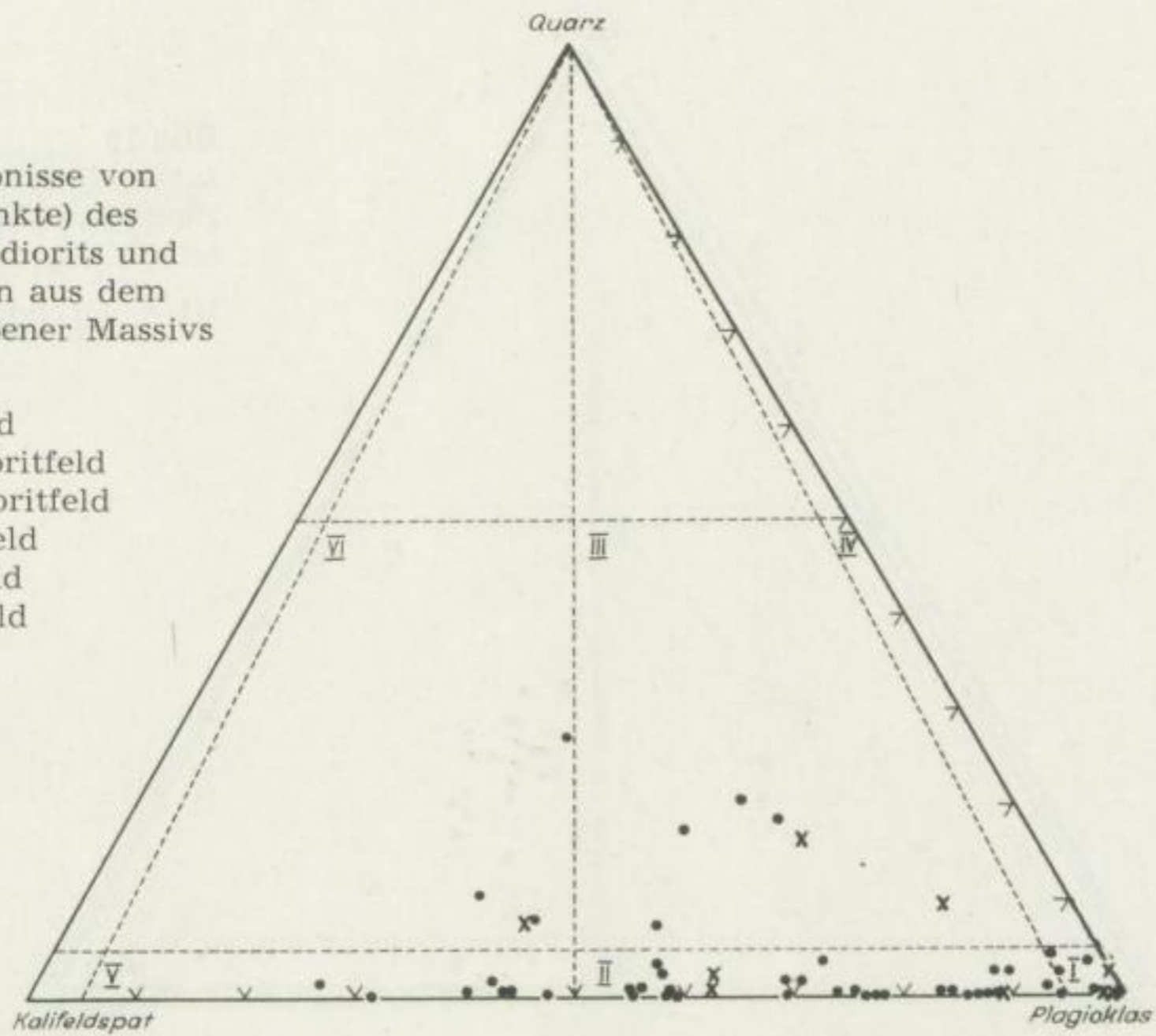
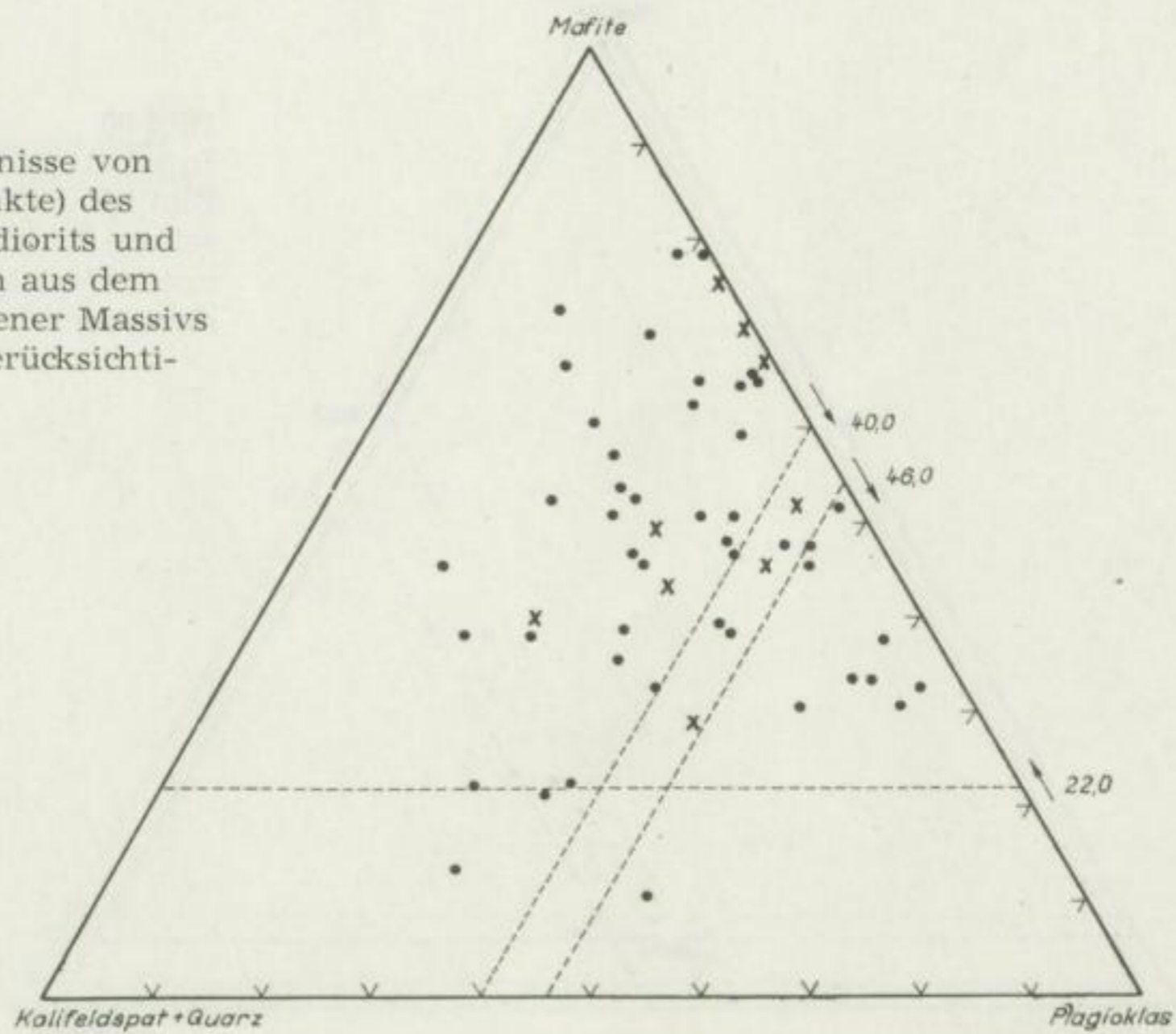


Bild 78

Integrationsergebnisse von  
Einschlüssen (Punkte) des  
Hornblendesyenodiorits und  
von Amphiboliten aus dem  
Bereich des Meißener Massivs  
(Kreuze) unter Berücksichti-  
gung der Mafite



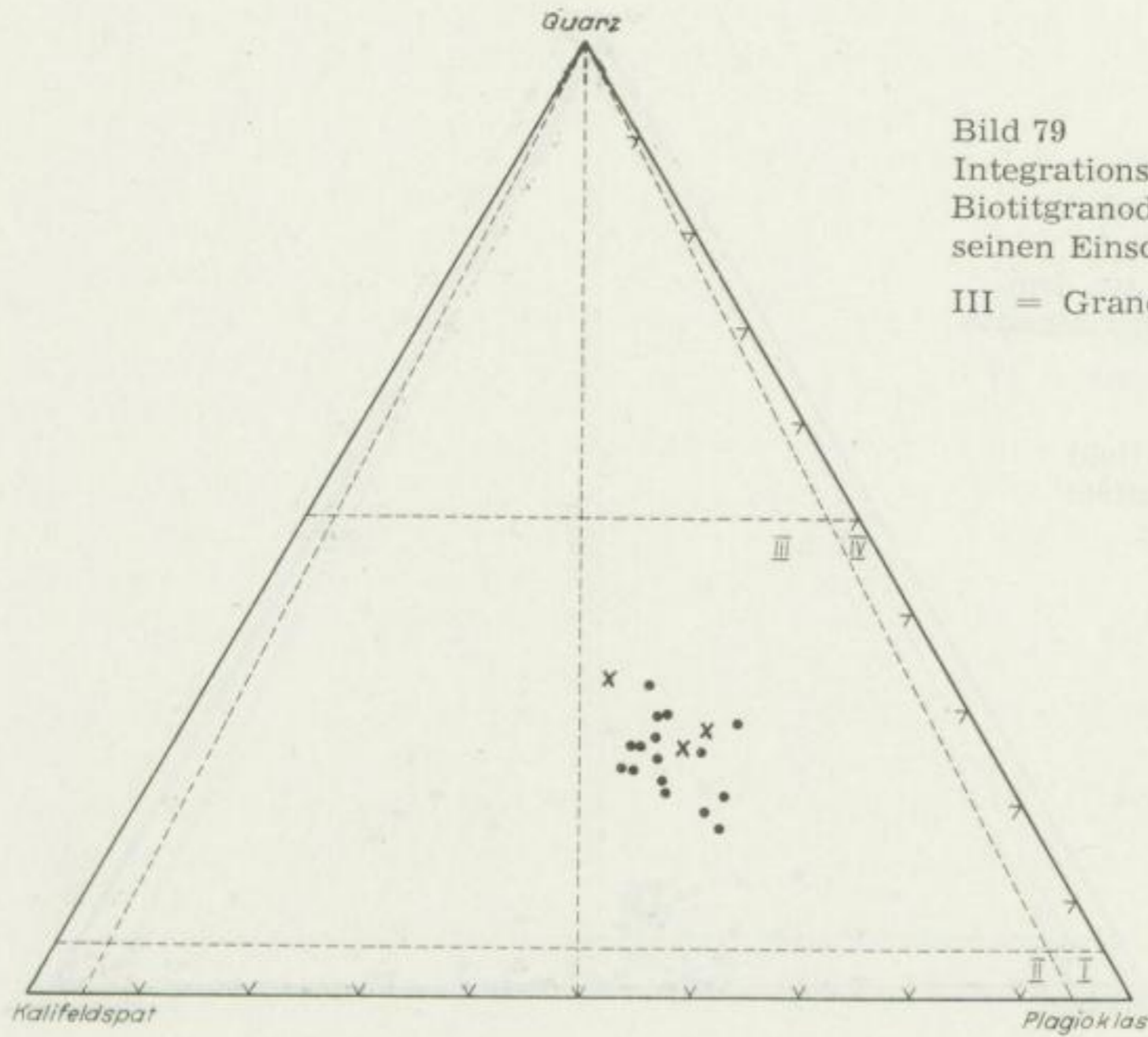


Bild 79  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotitgranodiorit (Punkte) und  
 seinen Einschlüssen (Kreuze)  
 III = Granodioritfeld

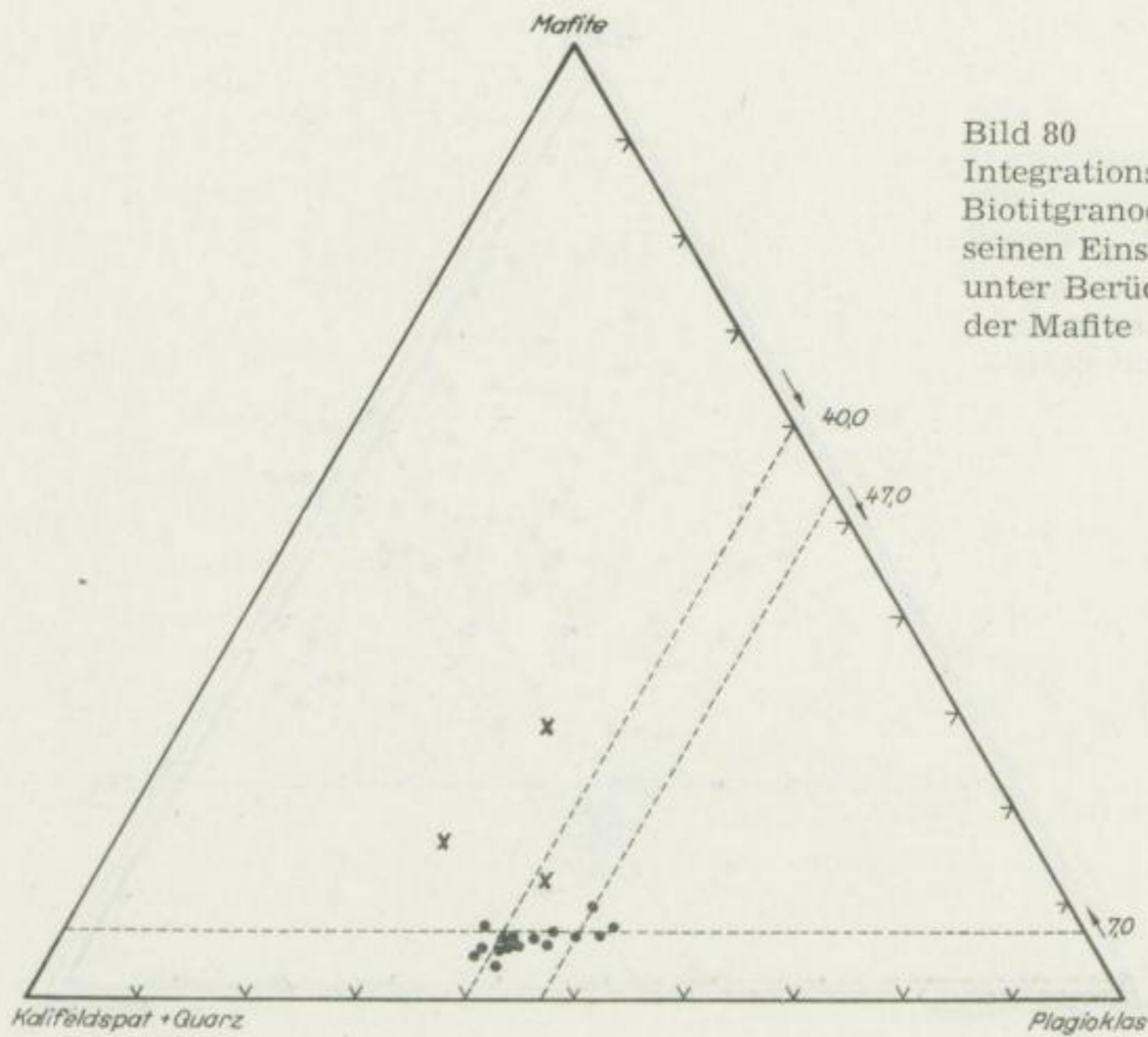


Bild 80  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotitgranodiorit (Punkte) und  
 seinen Einschlüssen (Kreuze)  
 unter Berücksichtigung  
 der Mafite



Bild 81  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotit-Hornblendegranodiorit  
 (Typ „Gasern“) und einem  
 seiner Einschlüsse (Kreuz)

- III = Granodioritfeld
- V = Syenitfeld
- VI = Granitfeld

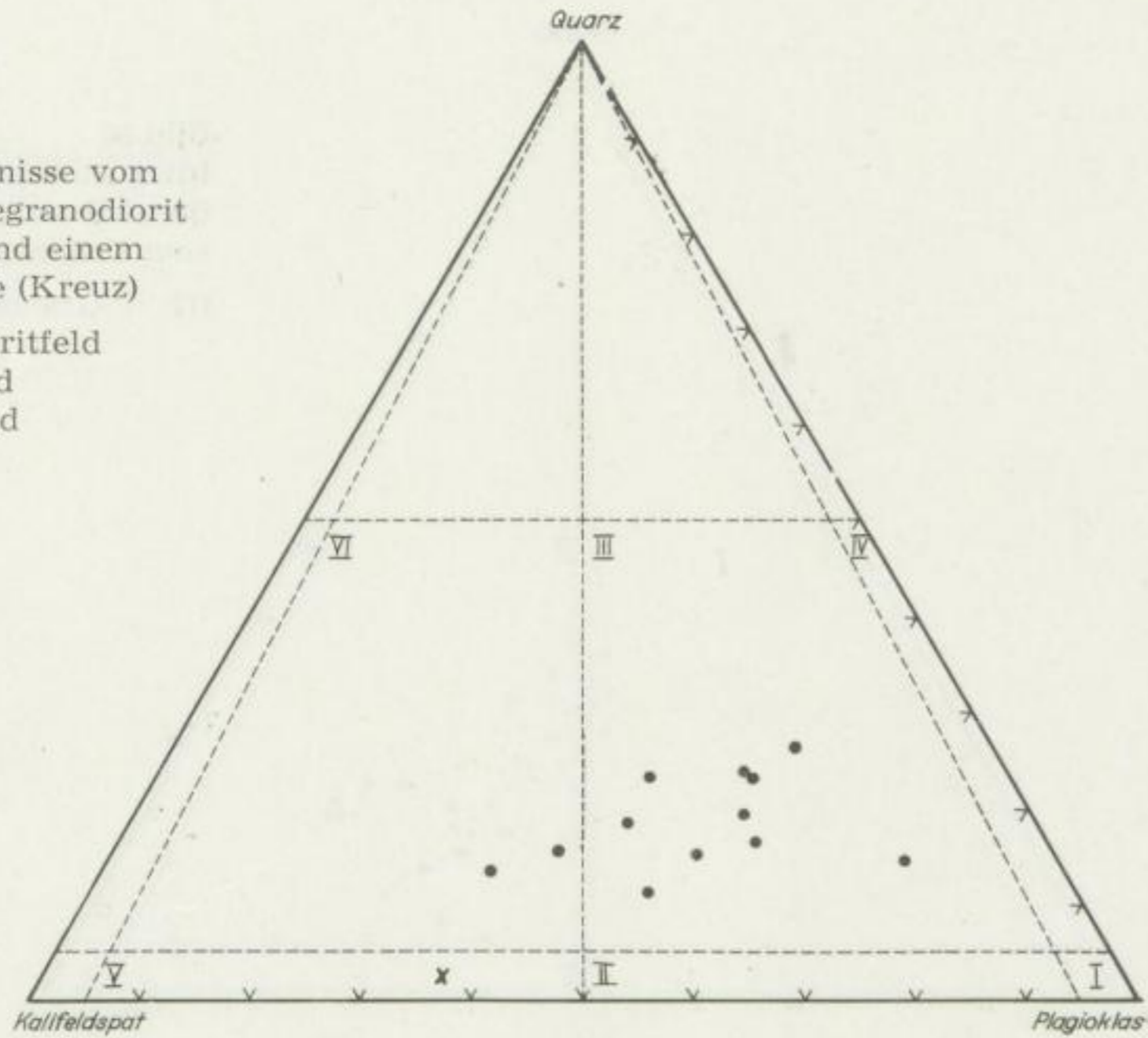
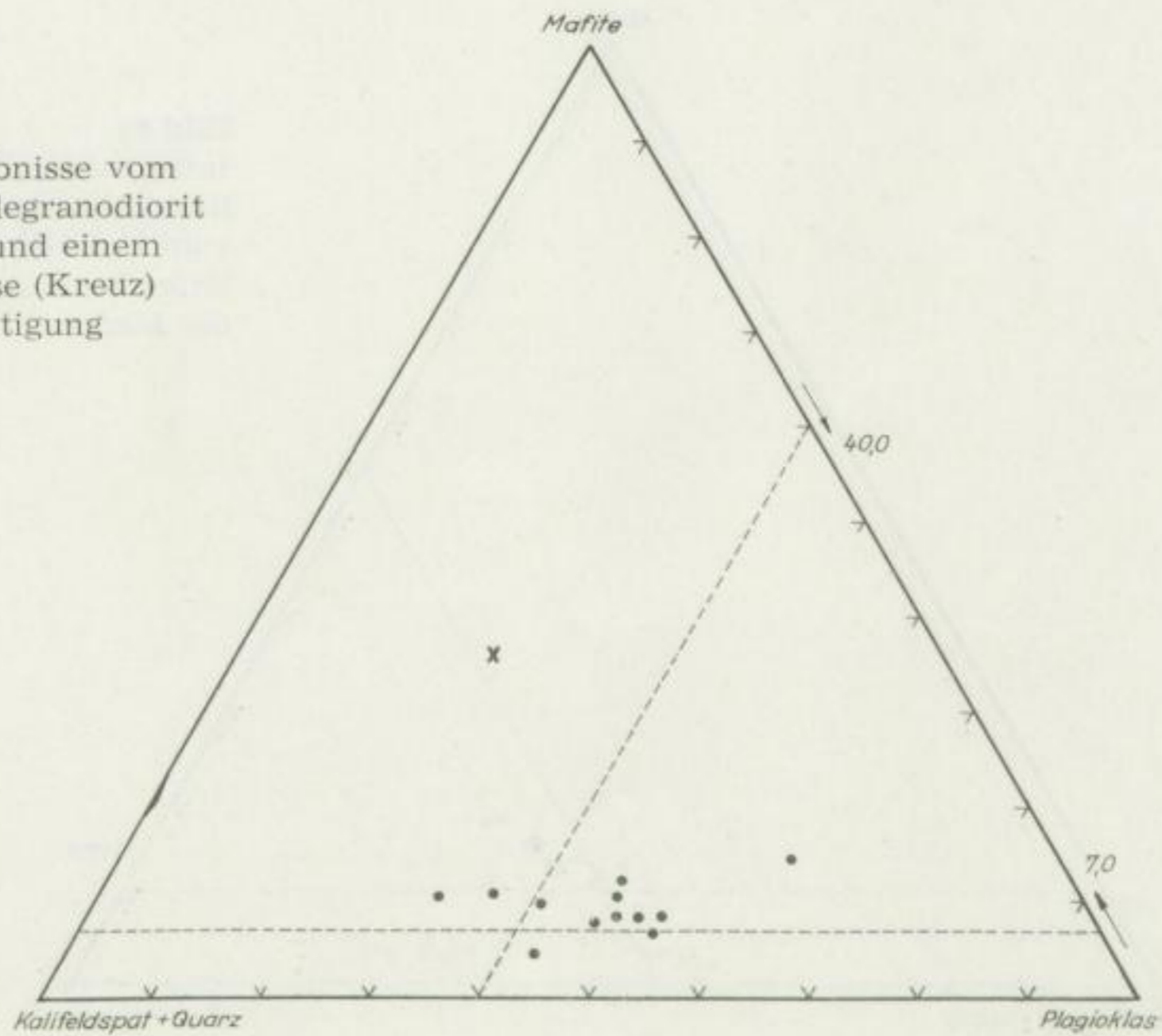


Bild 82  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotit-Hornblendegranodiorit  
 (Typ „Gasern“) und einem  
 seiner Einschlüsse (Kreuz)  
 unter Berücksichtigung  
 der Mafite



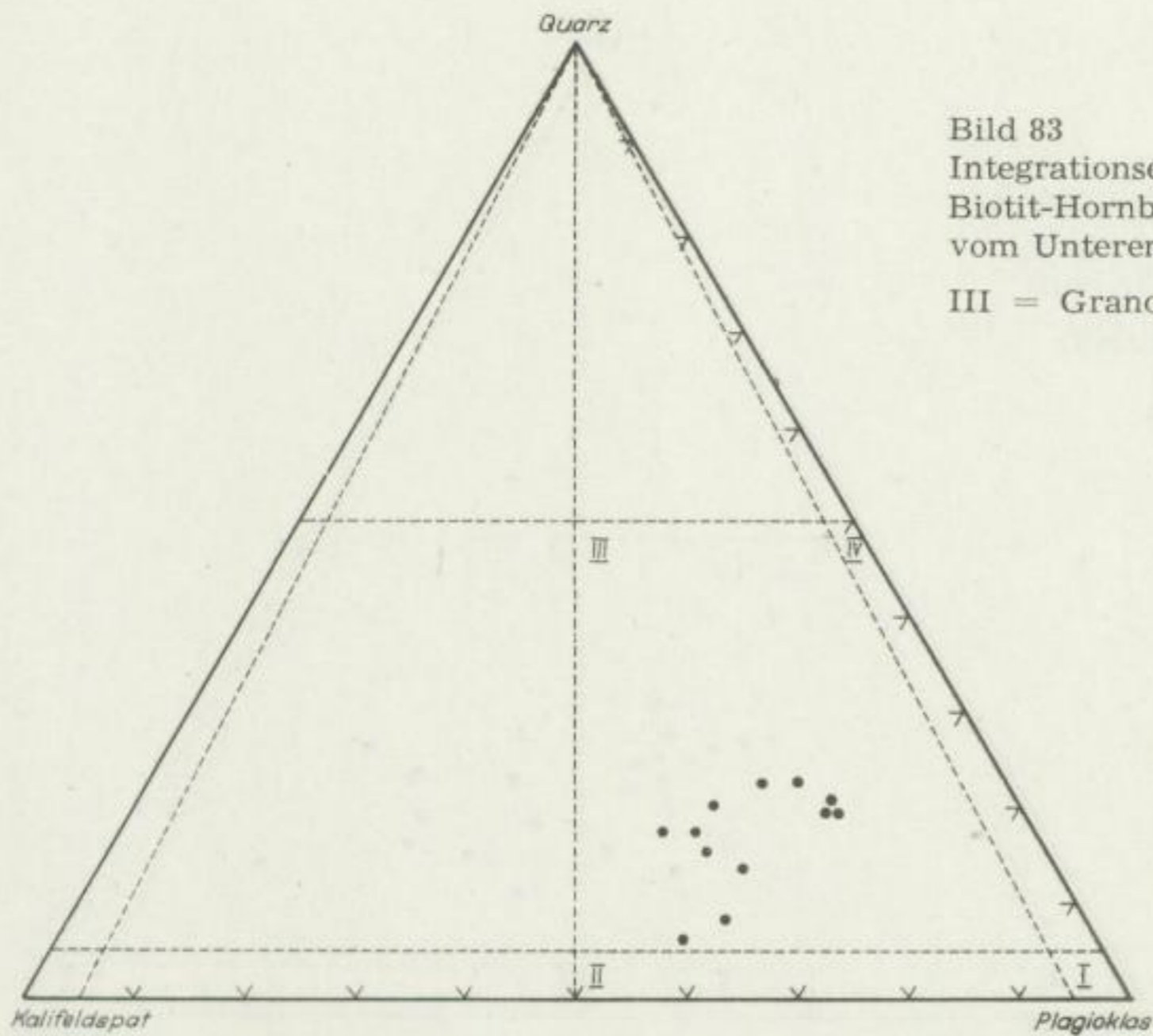


Bild 83  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotit-Hornblendegranodiorit  
 vom Unteren Alten Teich  
 III = Granodioritfeld

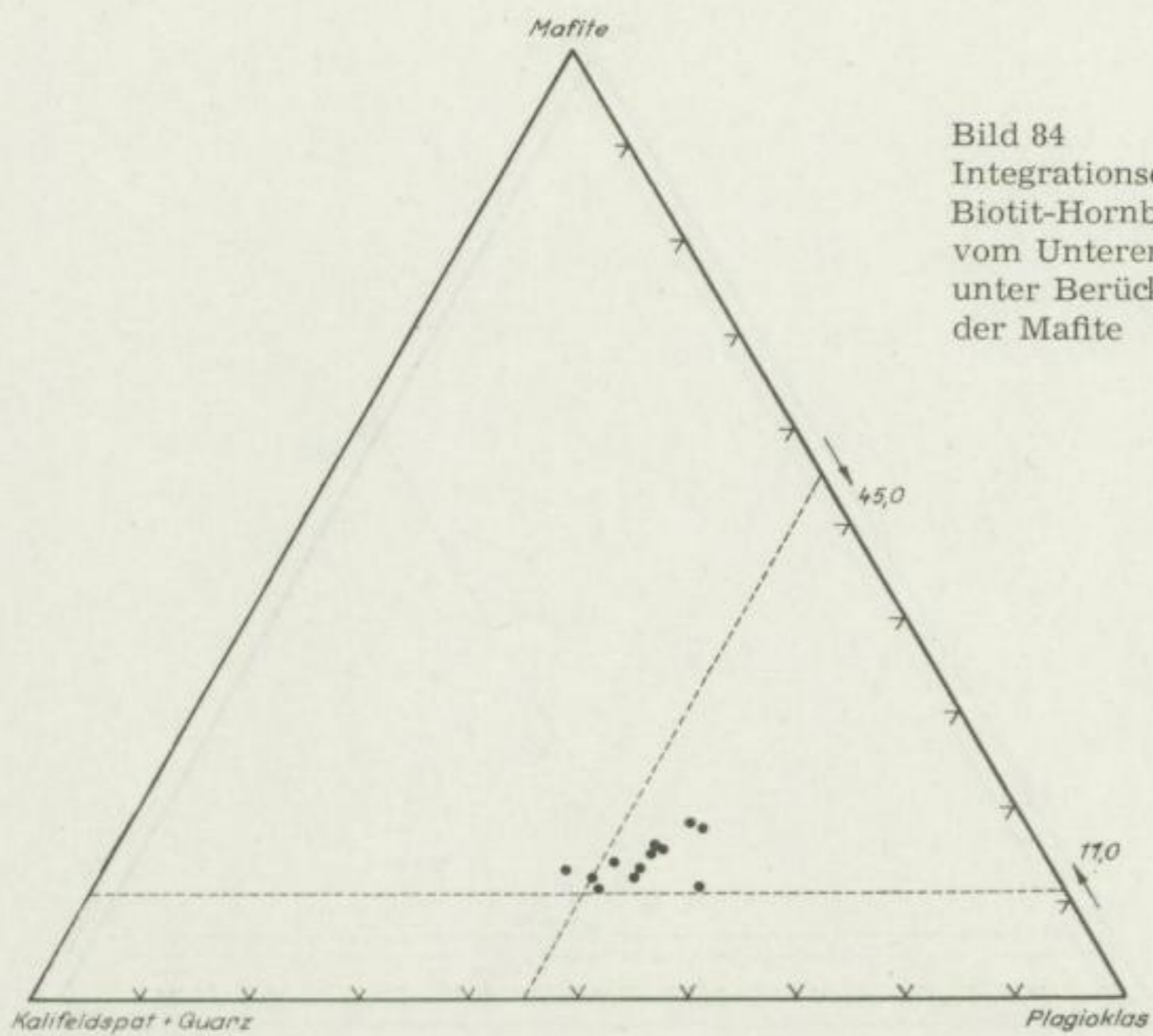


Bild 84  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotit-Hornblendegranodiorit  
 vom Unteren Alten Teich  
 unter Berücksichtigung  
 der Mafite

Bild 85  
Integrationsergebnisse vom  
Riesensteingranit

III = Granodioritfeld  
VI = Granitfeld

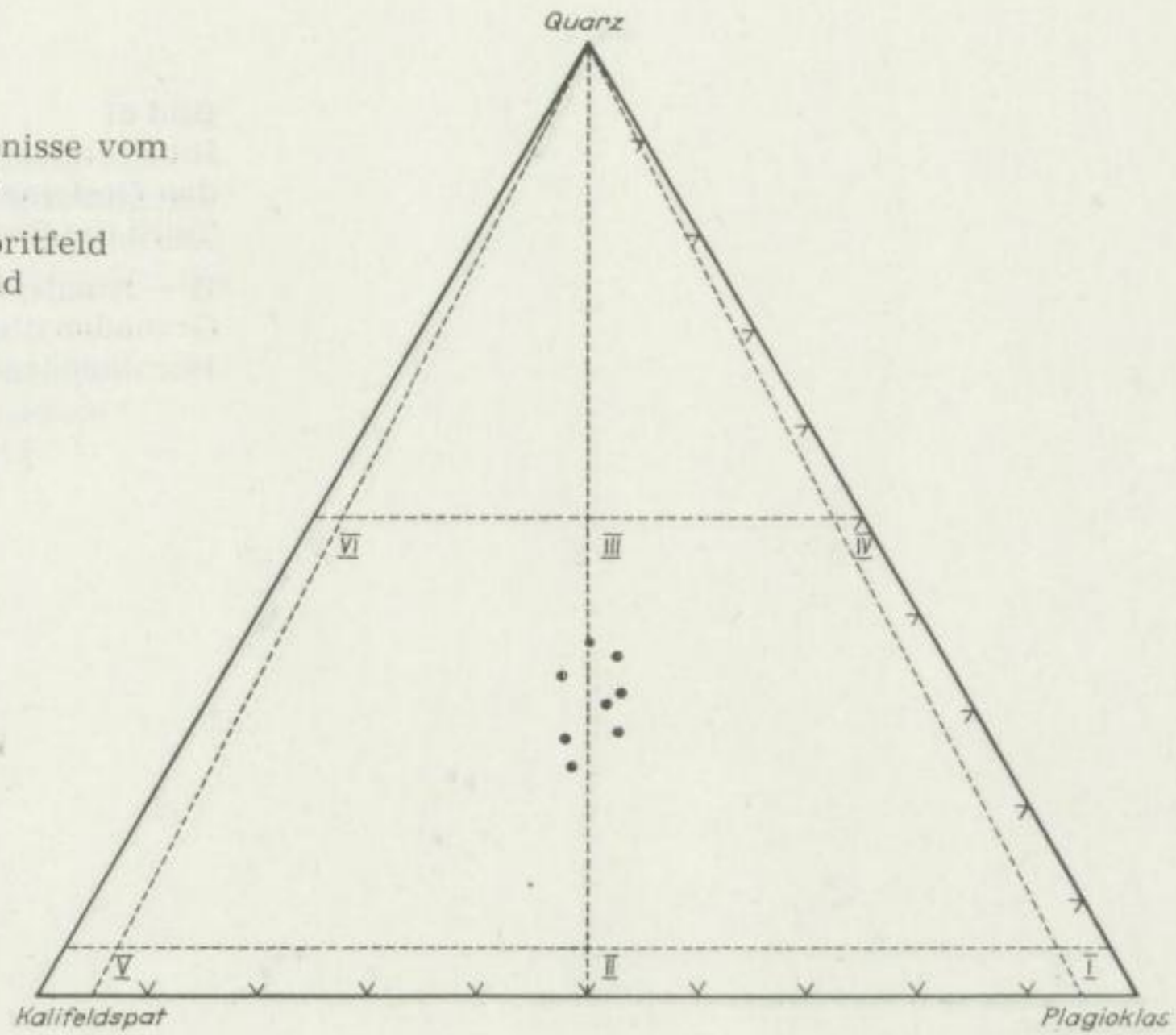
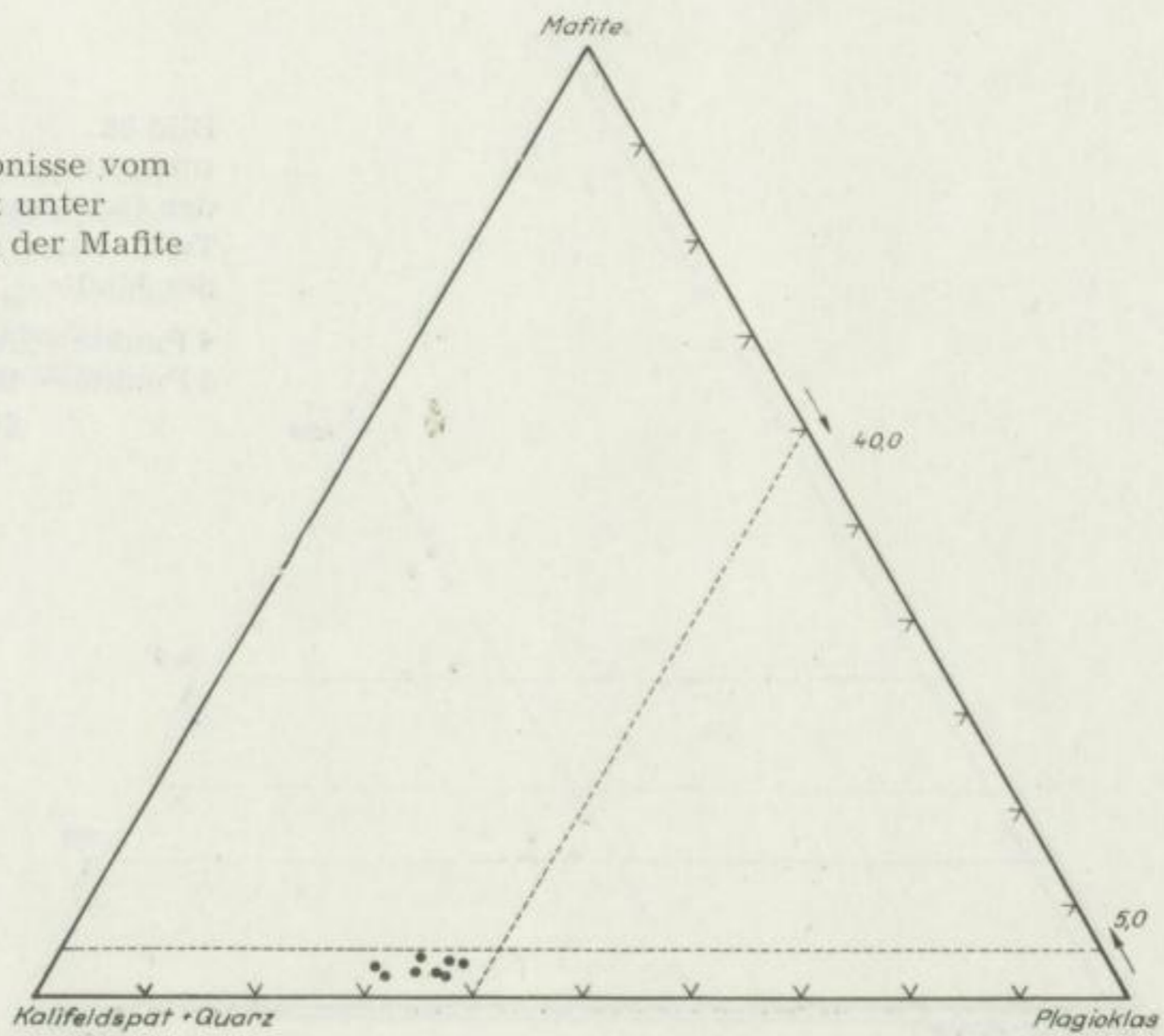


Bild 86  
Integrationsergebnisse vom  
Riesensteingranit unter  
Berücksichtigung der Mafite



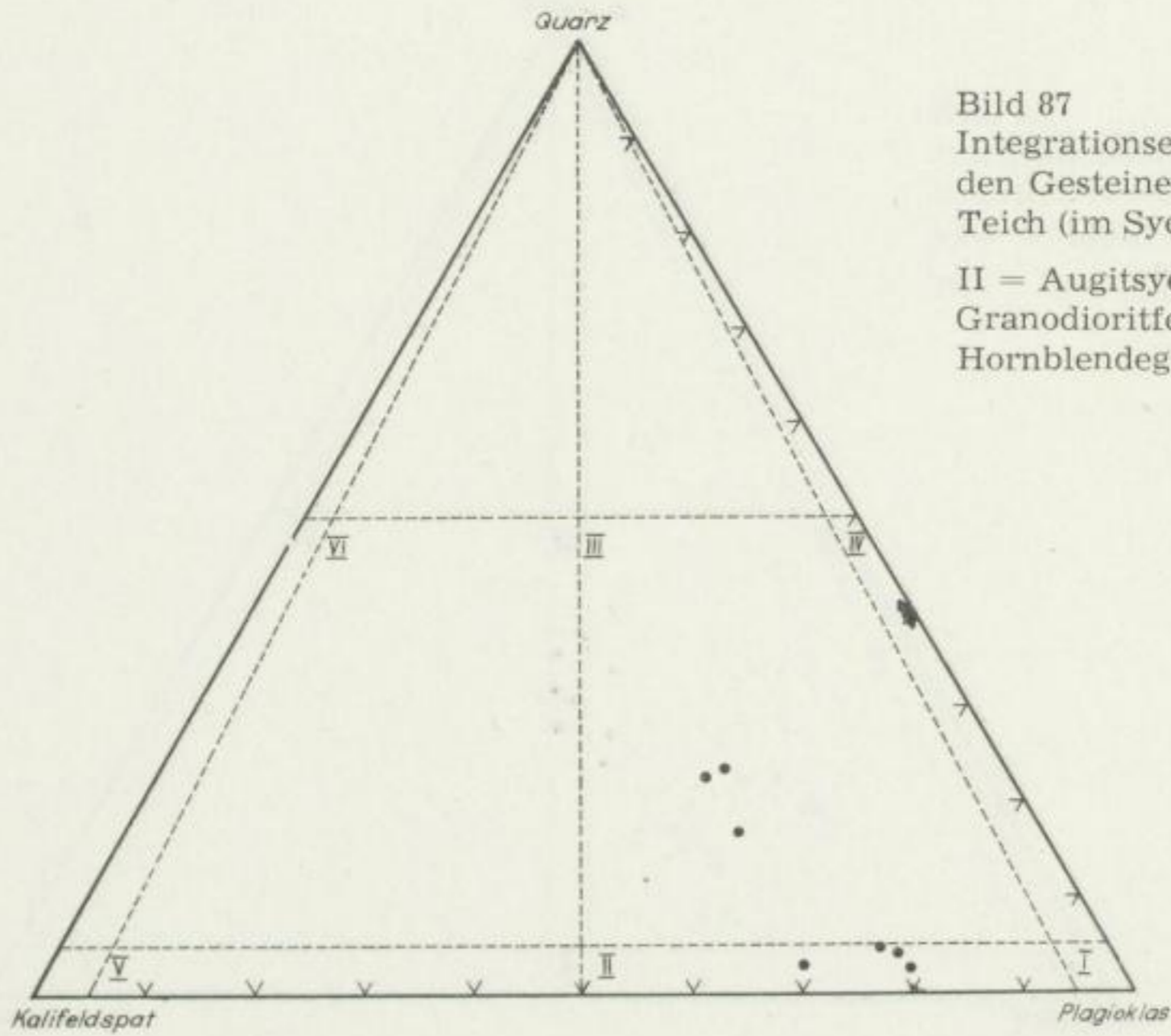


Bild 87  
 Integrationsergebnisse von  
 den Gesteinen am Röhrsdorfer  
 Teich (im Syenodioritfeld)  
 II = Augitsyenodiorit, im  
 Granodioritfeld III = Biotit-  
 Hornblendegranodiorit

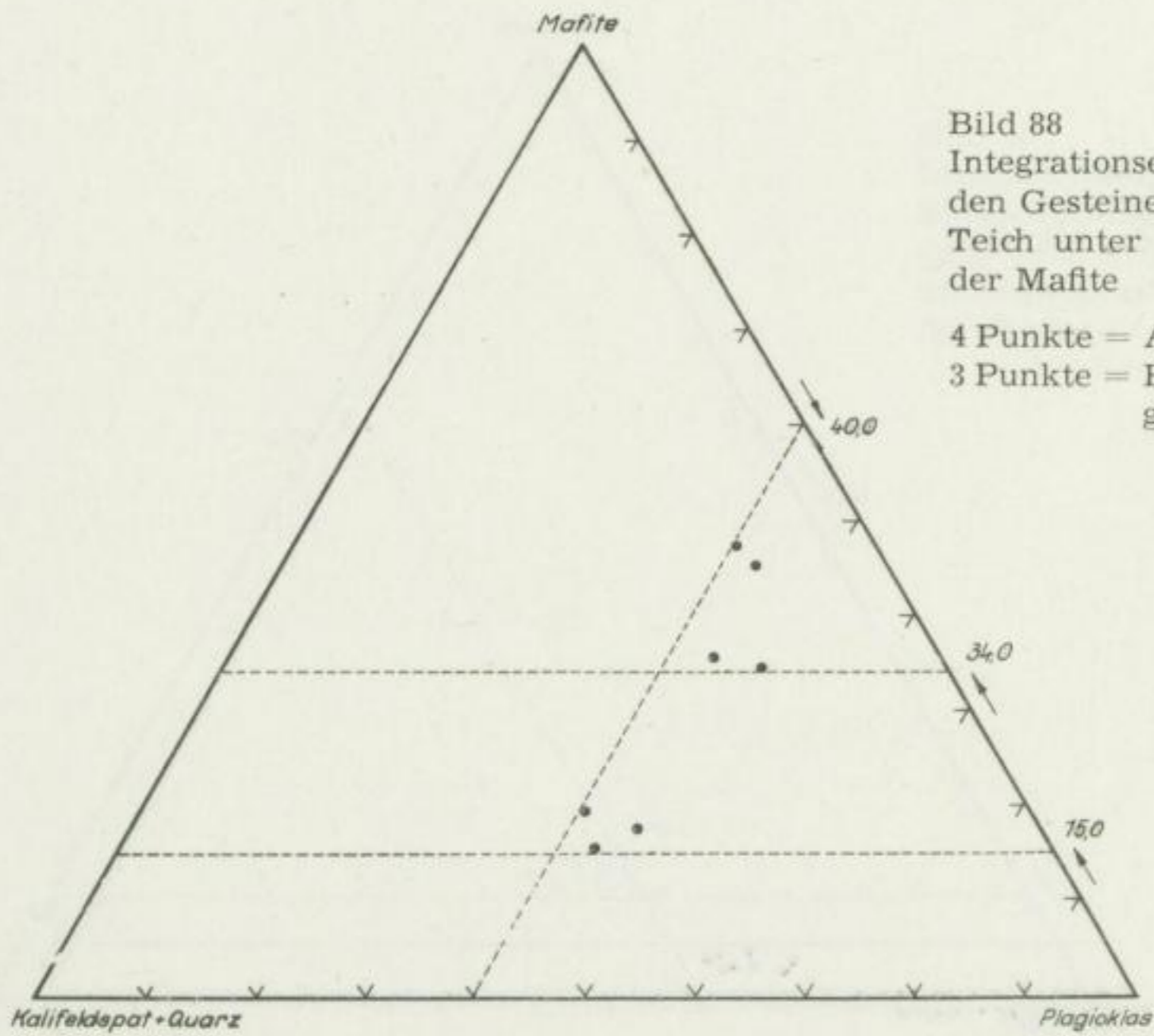


Bild 88  
 Integrationsergebnisse von  
 den Gesteinen am Röhrsdorfer  
 Teich unter Berücksichtigung  
 der Mafite  
 4 Punkte = Augitsyenodiorit  
 3 Punkte = Biotit-Hornblende-  
 granodiorit

Bild 89  
Integrationsergebnisse vom  
Biotit-Hornblendegranodiorit  
von Weesenstein (Punkte) und  
seinen Einlagerungen (Kreuze)

- I = Dioritfeld
- II = Syenodioritfeld
- III = Granodioritfeld
- IV = Tonalitfeld

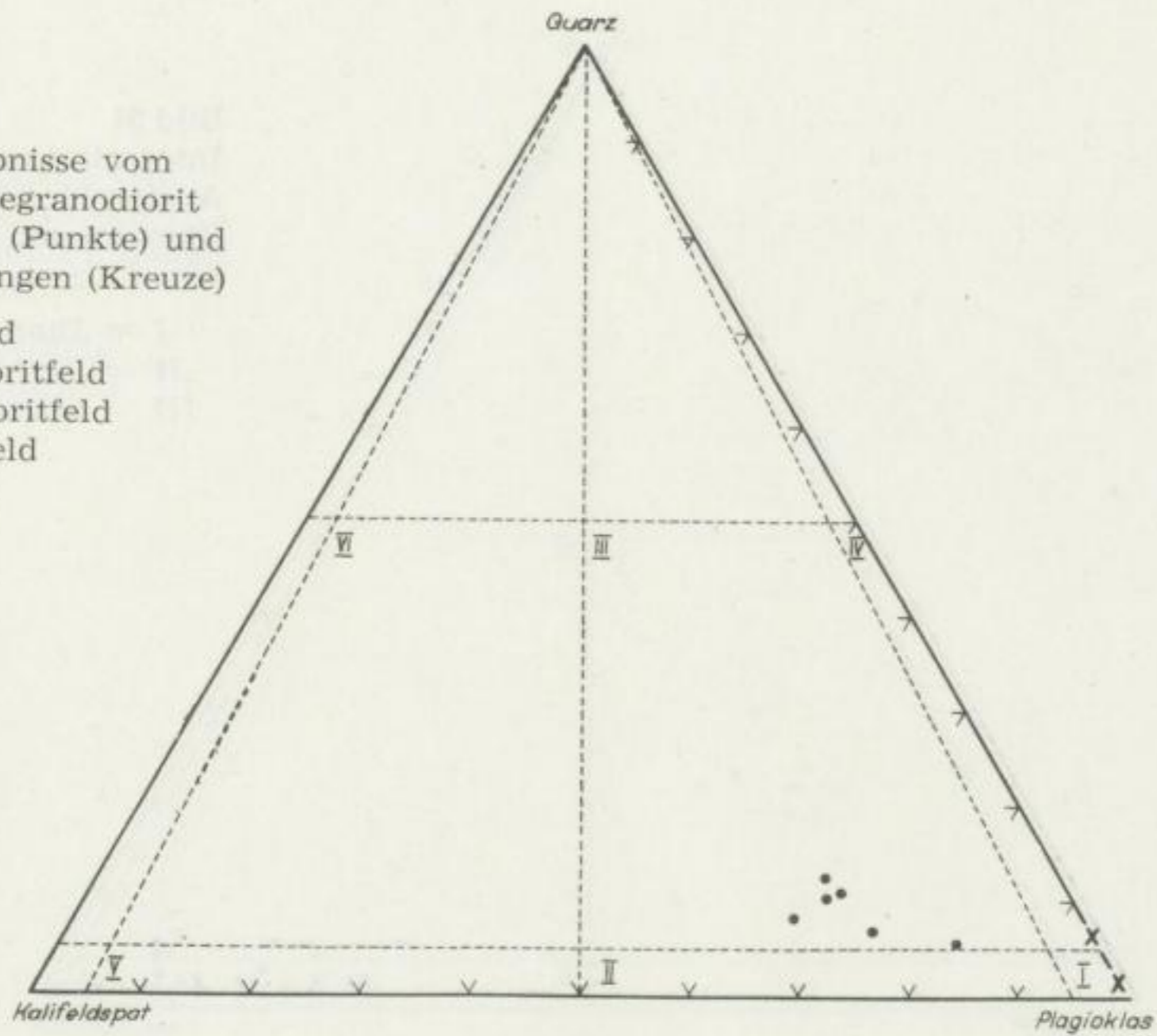
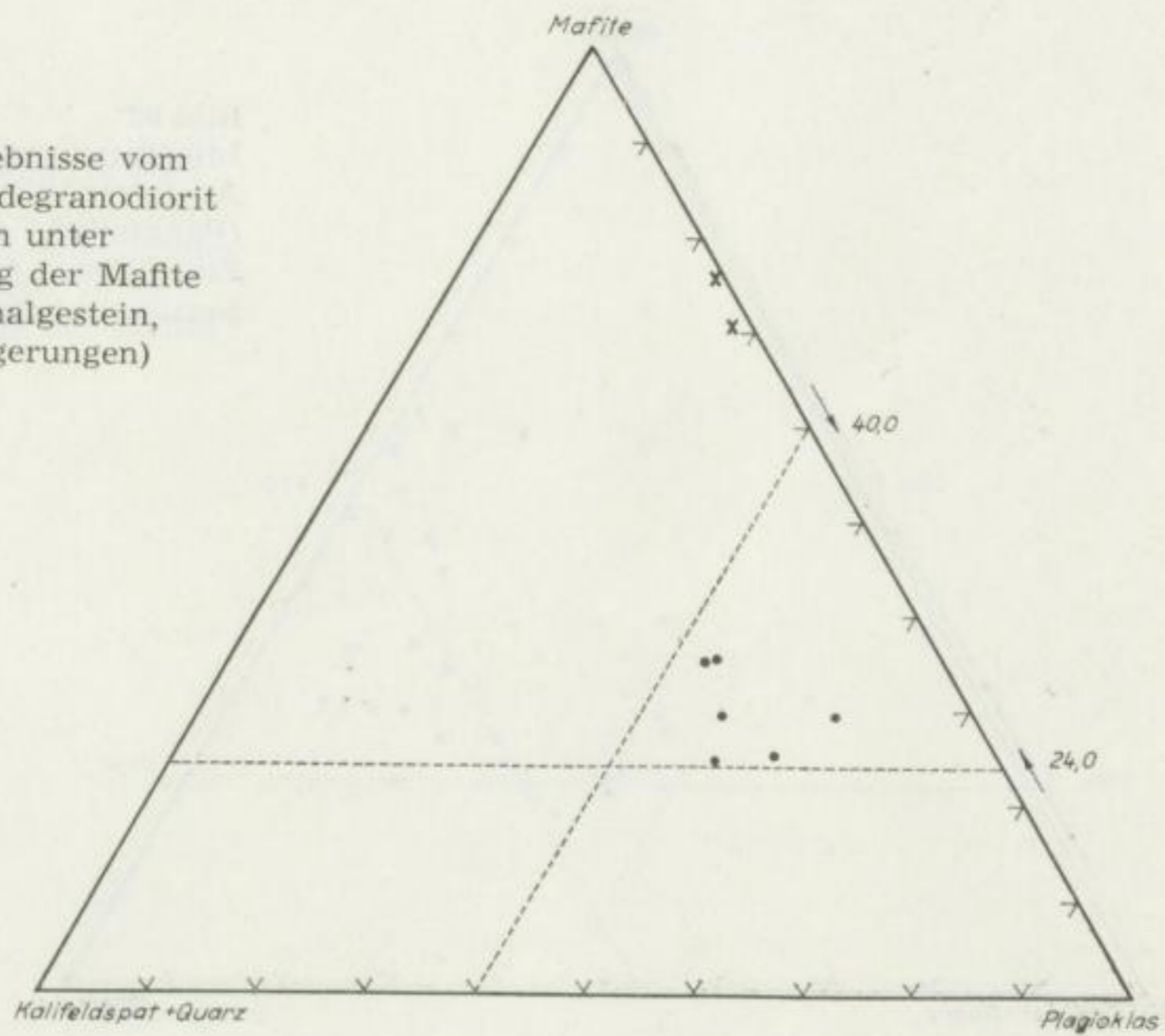


Bild 90  
Integrationsergebnisse vom  
Biotit-Hornblendegranodiorit  
von Weesenstein unter  
Berücksichtigung der Mafite  
(Punkte = Normalgestein,  
Kreuze = Einlagerungen)



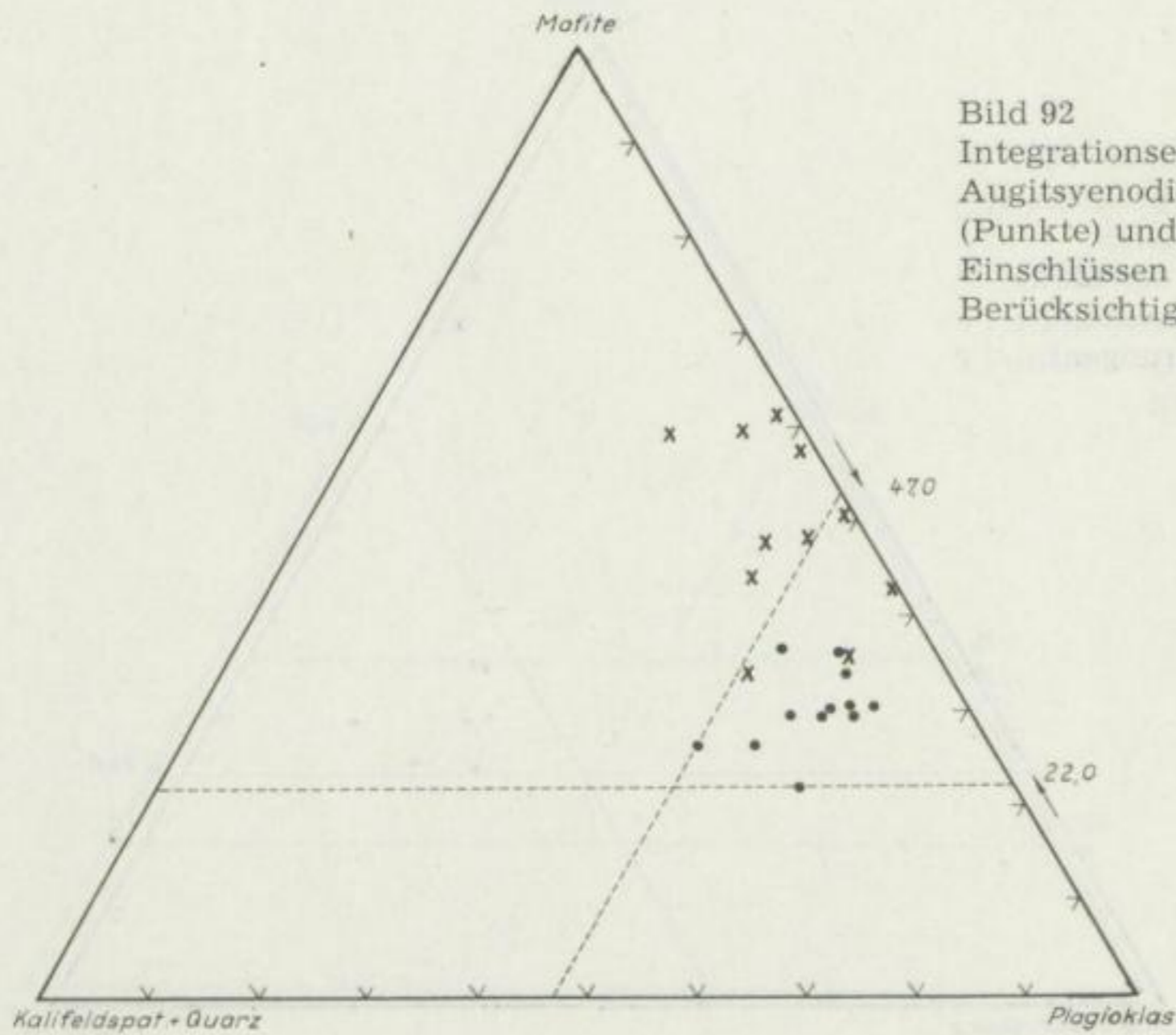
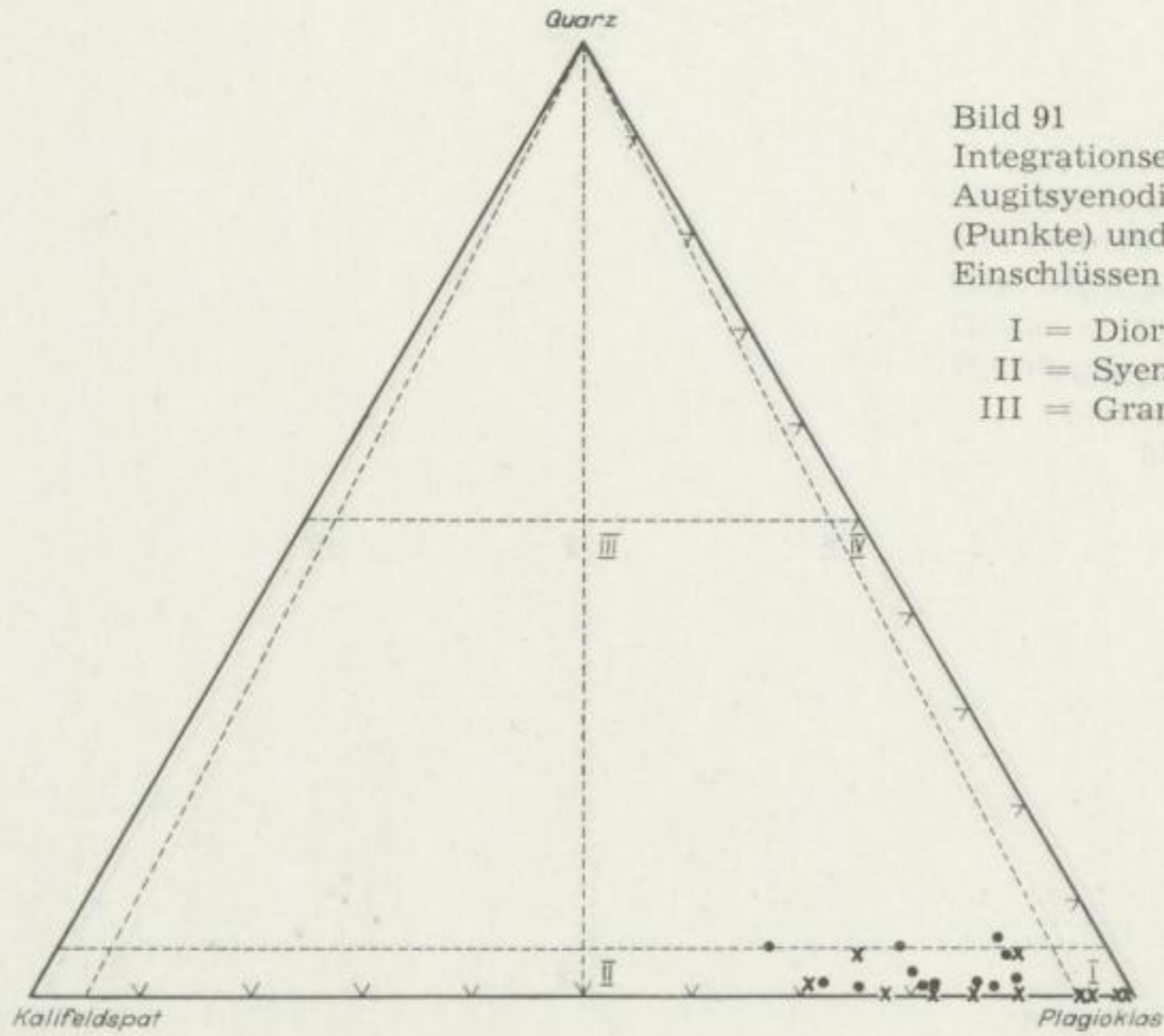


Bild 93  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotit-Hornblendegranodiorit  
 von Strehla und einem seiner  
 Einschlüsse (Kreuz)

II = Syenodioritfeld  
 III = Granodioritfeld

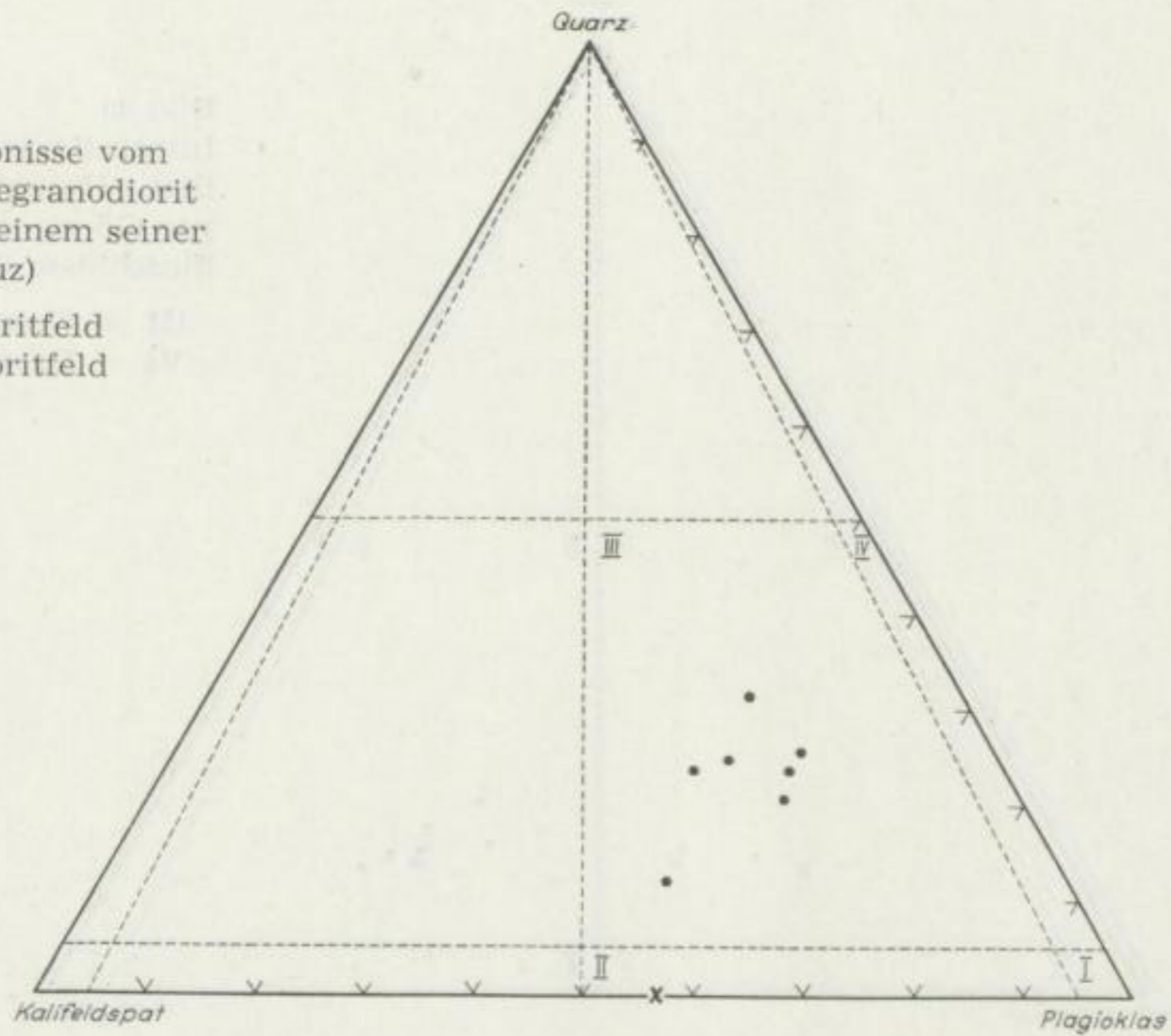
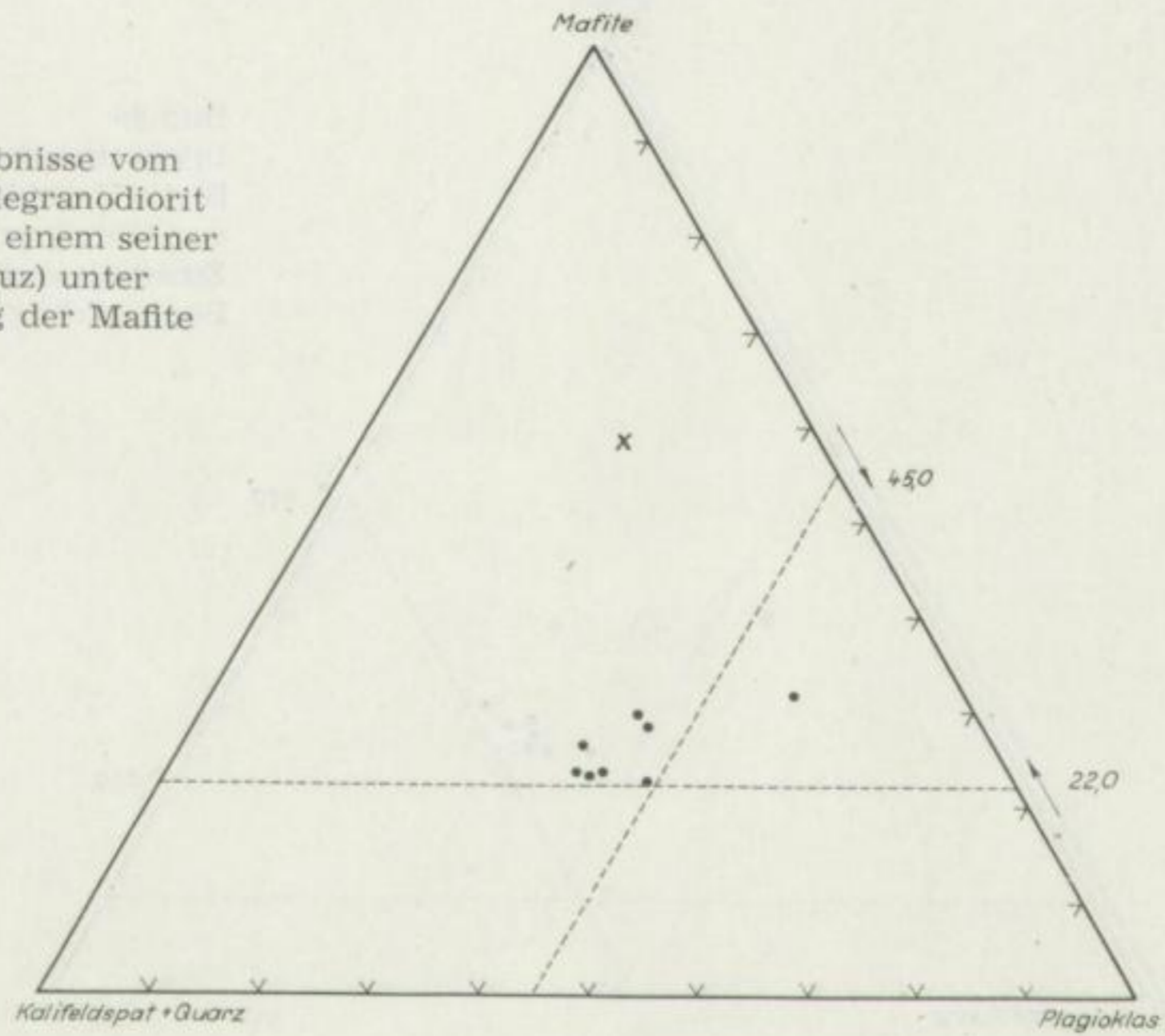


Bild 94  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotit-Hornblendegranodiorit  
 von Strehla und einem seiner  
 Einschlüsse (Kreuz) unter  
 Berücksichtigung der Mafite



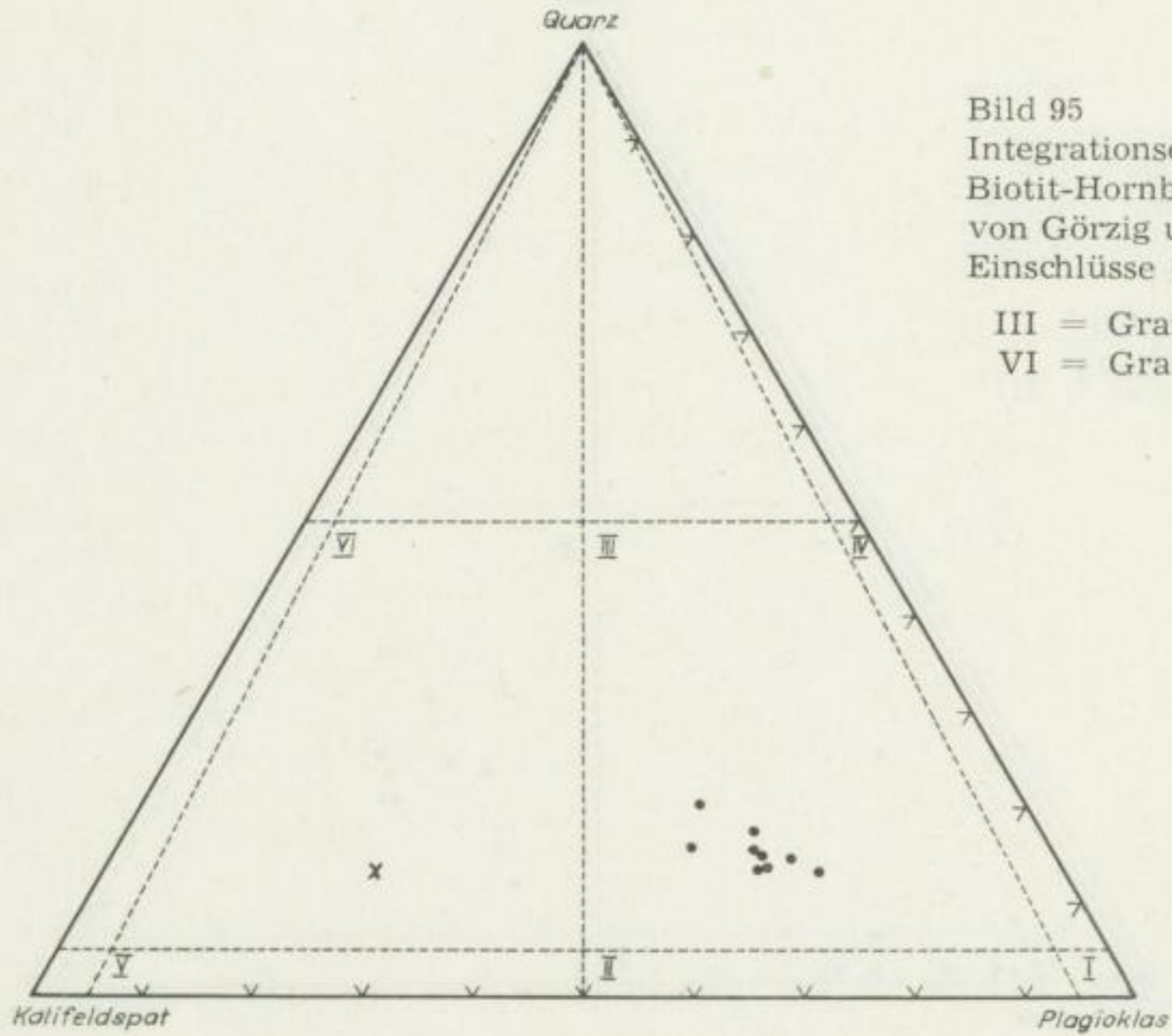


Bild 95  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotit-Hornblendegranodiorit  
 von Görzig und einem seiner  
 Einschlüsse (Kreuz)

III = Granodioritfeld  
 VI = Granitfeld

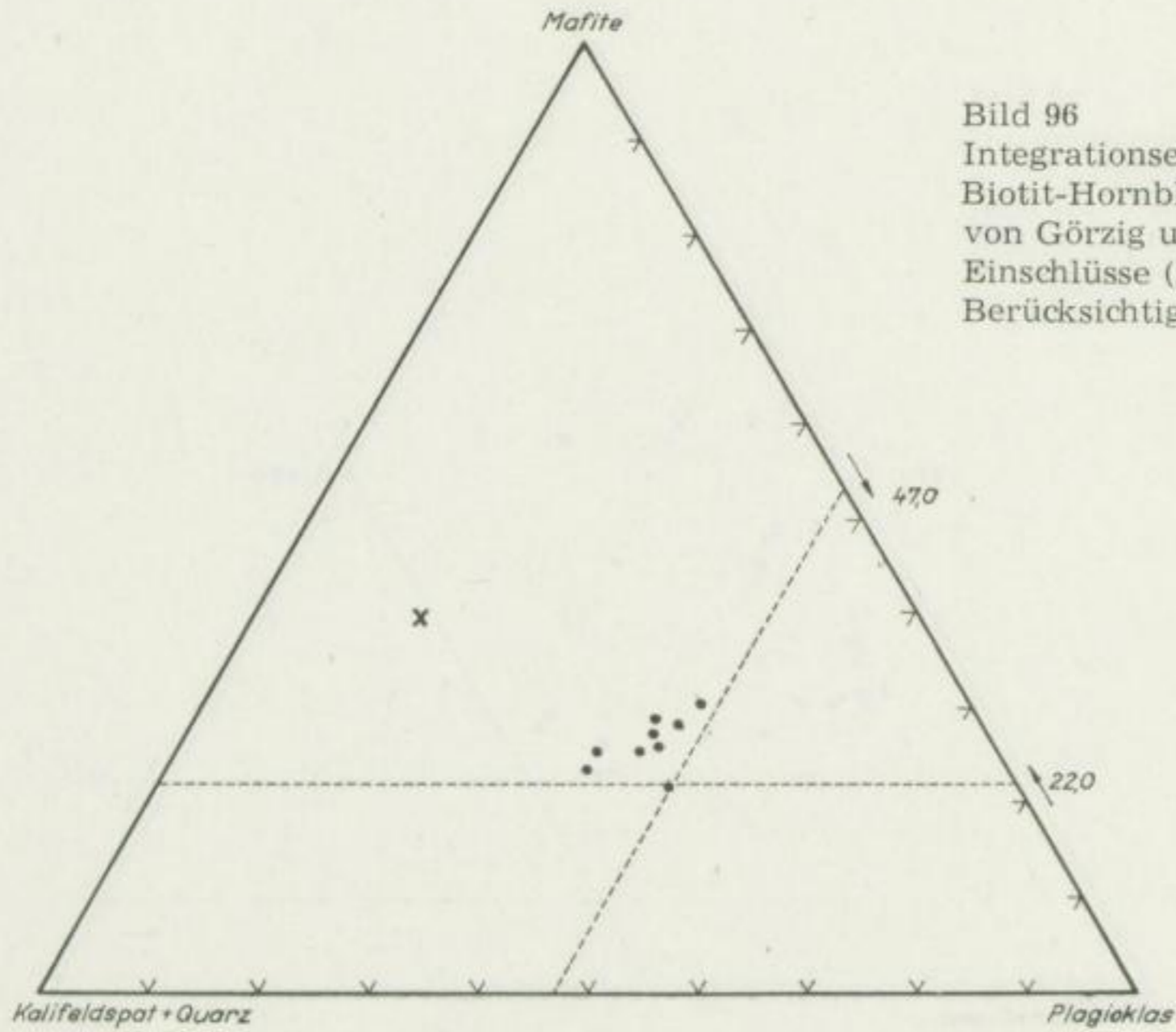


Bild 96  
 Integrationsergebnisse vom  
 Biotit-Hornblendegranodiorit  
 von Görzig und einem seiner  
 Einschlüsse (Kreuz) unter  
 Berücksichtigung der Mafite



Bild 97  
Integrationsergebnisse von  
den Gesteinen an den  
Grünen Bergen

- I = Dioritfeld
- III = Granodioritfeld
- V = Syenitfeld
- VI = Granitfeld

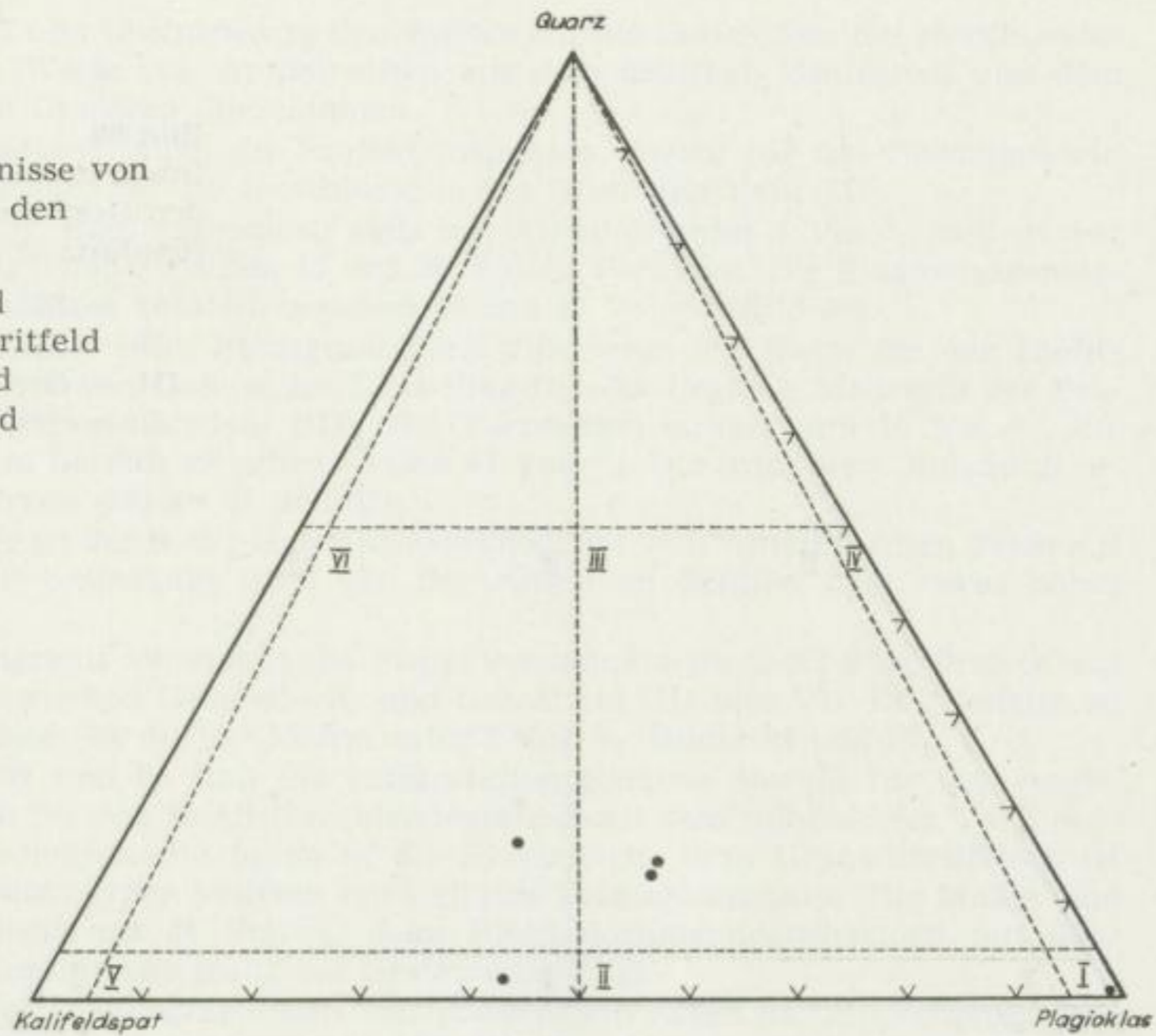
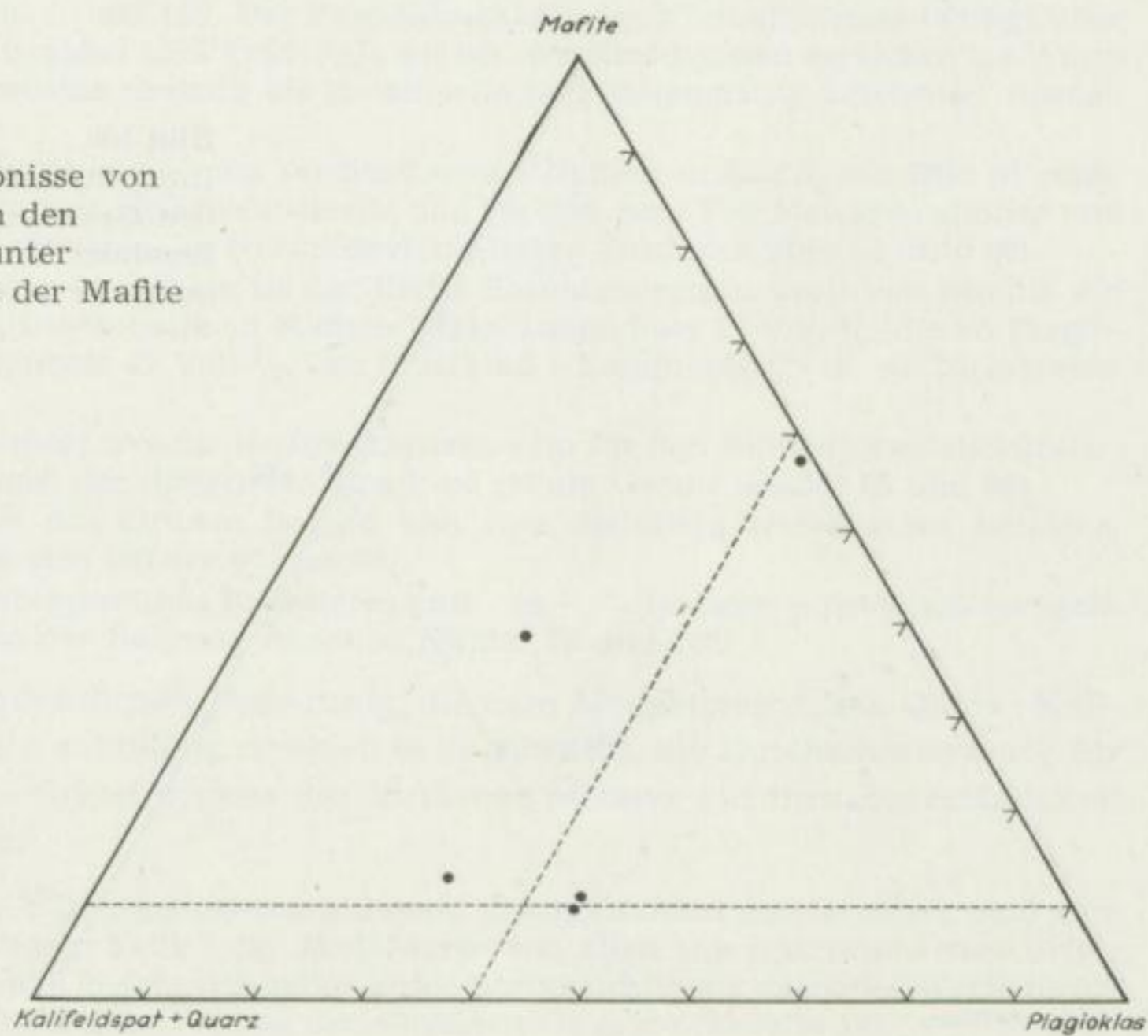


Bild 98  
Integrationsergebnisse von  
den Gesteinen an den  
Grünen Bergen unter  
Berücksichtigung der Mafite



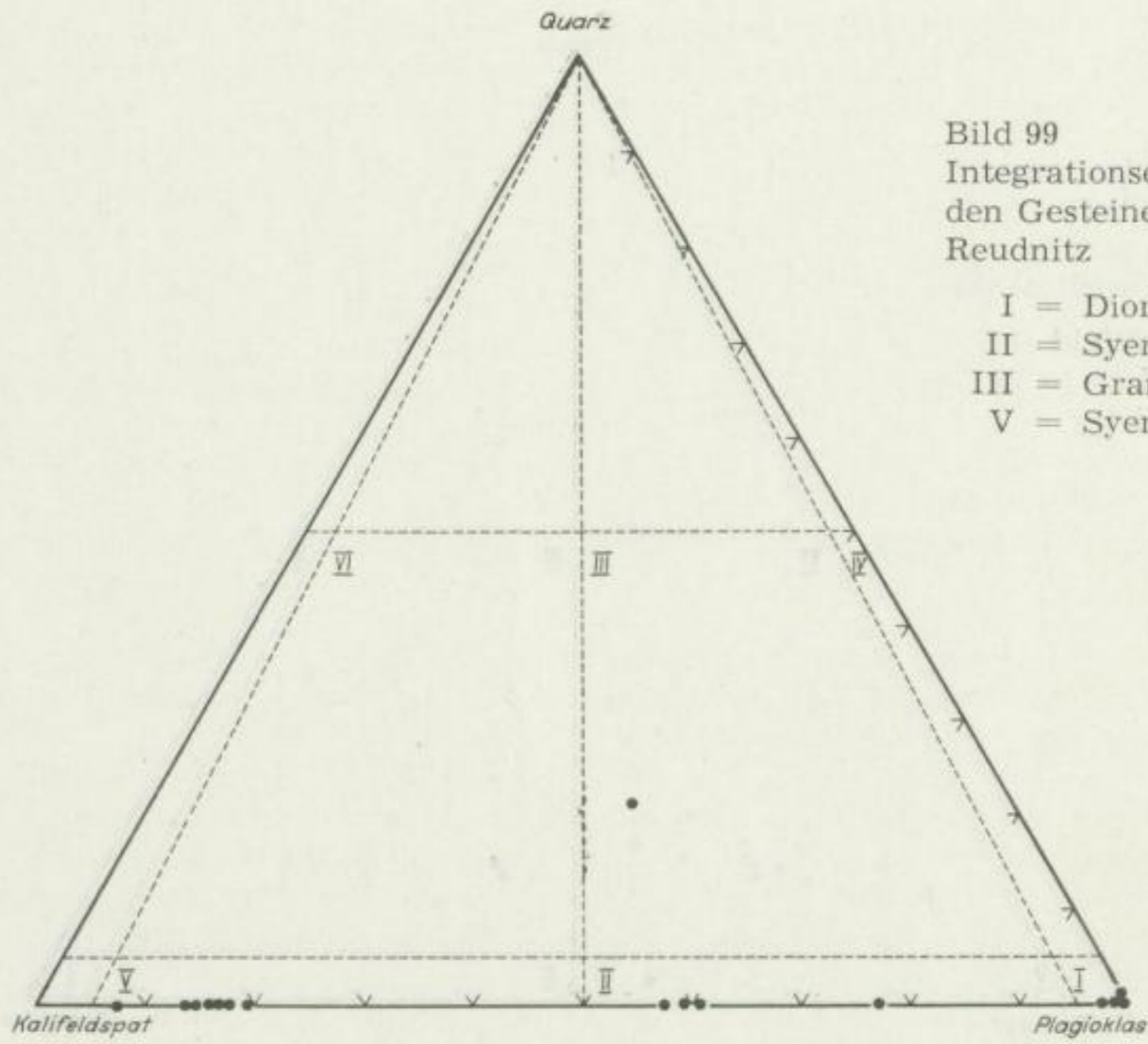


Bild 99  
Integrationsergebnisse von  
den Gesteinen der Bohrung  
Reudnitz

- I = Dioritfeld
- II = Syenodioritfeld
- III = Granodioritfeld
- V = Syenitfeld

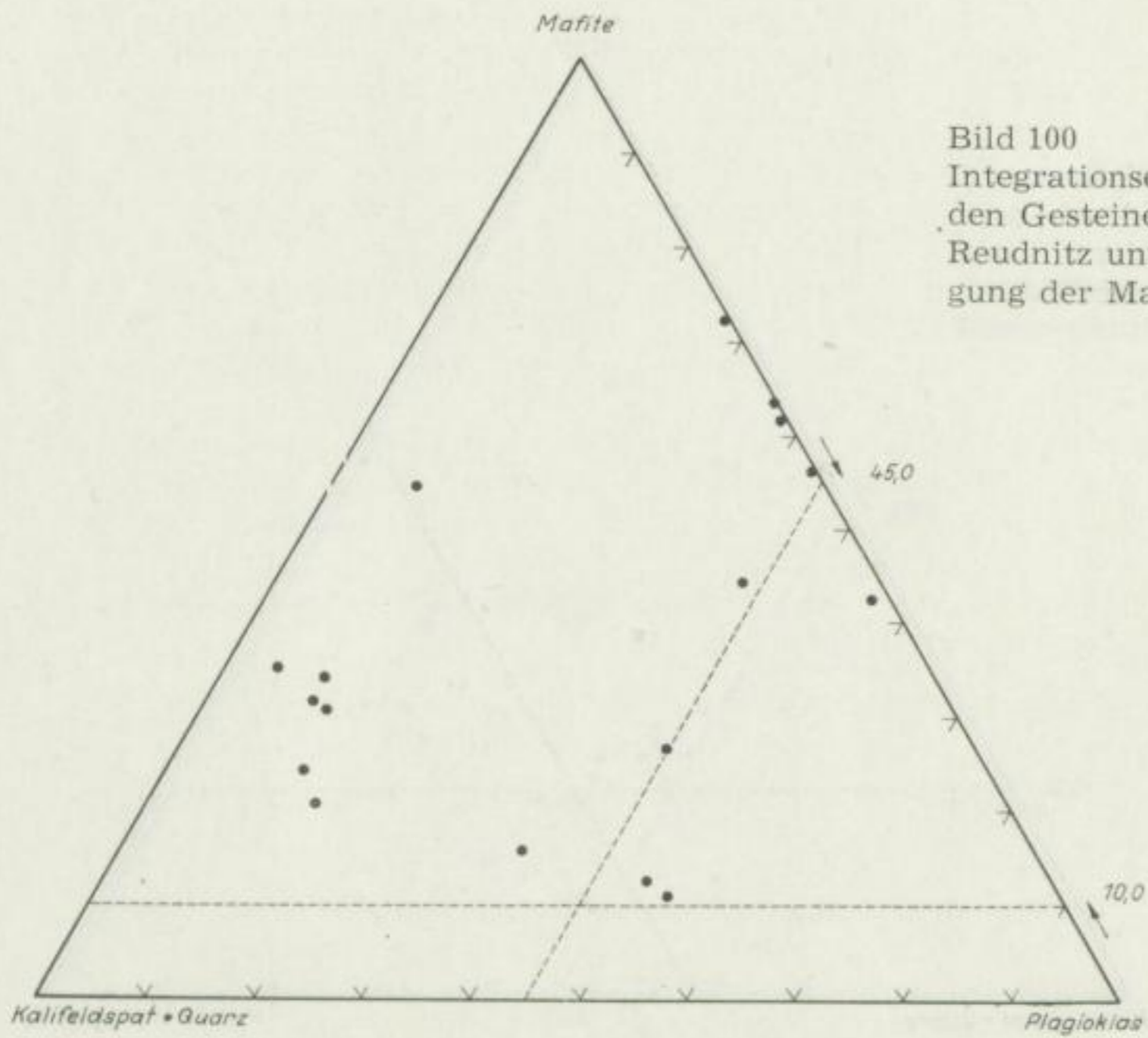


Bild 100  
Integrationsergebnisse von  
den Gesteinen der Bohrung  
Reudnitz unter Berücksichti-  
gung der Mafite

In den Bildern 77 und 78 wurden zu den Werten für die Einschlüsse des Hornblendesyenodiorits einige Werte von Amphiboliten aus dem östlichen Zentralteil und dem sich anschließenden Gneiszug übernommen.

Beim Biotitgranodiorit fallen die Projektionspunkte sowohl für das Normalgestein (16 Aufschlüsse) als auch für die Einschlüsse in das Granodioritfeld (III).

Die Mafite sind im Biotitgranodiorit stets mit Anteilen unter 7 Vol.-% und in den Einschlüssen mit Anteilen zwischen 12 und 29 Vol.-% vertreten. Die Plagioklasgehalte des Normalgesteins liegen zumeist zwischen 40 und 47 Vol.-% (Bild 80).

Wesentlich stärker als beim Biotitgranodiorit differieren die Werte für den Biotit-Hornblendegranodiorit von Gasern. Im Q-Kf-Plag-Dreieck liegt die Mehrzahl der Projektionspunkte im Granodioritfeld (III). Die Farbzahlen streuen um 10 Vol.-%, die Plagioklasgehalte im Bereich zwischen 40 und 47 Vol.-%. Der integrierte Einschluß repräsentiert helle Typen (Bilder 81 und 82).

Etwas eindeutiger ist der Biotit-Hornblendegranodiorit vom Unteren Alten Teich auf das Granodioritfeld beschränkt (Bild 83). Der Anteil an Mafiten liegt etwas höher (Bild 84).

Beim Riesensteingranit verweisen die Projektionspunkte im Q-Kf-Plag-Dreieck auf den Grenzbereich zwischen Granodiorit- und Granitfeld (III und VI). Die Gehalte an Plagioklas liegen unter 40, die der Mafite unter 5 Vol.-% (Bilder 85 und 86).

In den Bildern 87 und 88 sind die Integrationsergebnisse sowohl für den Augitsyenodiorit als auch für den Biotit-Hornblendegranodiorit vom Röhrsdorfer Teich dargestellt. Die Projektionspunkte fallen in die Syenodiorit- bzw. Granodioritfelder (II und III). Beide Gesteinstypen besitzen etwa gleiche Plagioklasgehalte. Die Mafite sind beim Augitsyenodiorit mit 34 Vol.-%, beim Biotit-Hornblendegranodiorit mit über 15 Vol.-% an der Zusammensetzung der Gesteine beteiligt.

Für den Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein liegen die Projektionspunkte im Q-Kf-Plag-Dreieck im Granodioritfeld (III). Die Einschlüsse verweisen auf das Diorit- bzw. Tonalitfeld (I und IV). Der Plagioklasgehalt des Normalgesteins beträgt über 40 Vol.-%. Die Farbzahlen sind größer als 24; bei den Einschlüssen erreichen sie Werte über 50. Letztere müssen deshalb als Meladiorite und Melatonalite bezeichnet werden (Bilder 89 und 90).

Der Augitsyenodiorit von Gröba verdient seinen Namen zu Recht, wie Bild 91 zeigt. Die Einschlüsse sind zum Teil Syenodiorite und Diorite, zum Teil Melasyenodiorite und Meladiorite. Die Farbzahlen des Normalgesteins liegen durchweg über 22 (Bild 92).

Den Bildern 93 und 94 zufolge ist der Biotit-Hornblendegranodiorit von Strehla ein echter Granodiorit. Die Gehalte an Mafiten liegen knapp über 22 Vol.-%, die an Plagioklas zumeist wenig unter 45 Vol.-%. Der Einschluß („Lamprophyr“) ist ein Melasyenodiorit.

Ähnliche Verhältnisse weisen die Integrationswerte für den Biotit-Hornblendegranodiorit von Görzig auf; der integrierte Einschluß ist ein Granit (Bilder 95 und 96).

Die Gesteine von den Grünen Bergen und vom Steinberg zeigen einen beträchtlichen Variationsbereich (Bilder 97 und 98).

Ein sehr abwechslungsreiches Bild bieten auch die – vorläufigen – Integrationsergebnisse von Gesteinen der Bohrung Reudnitz (Bilder 99 und 100).

Bei der außerordentlichen Bedeutung, die dem Mengenverhältnis Quarz : Kalifeldspat : Plagioklas zukommt, erschien es angebracht, die Durchschnittswerte für einige wesentliche Gesteinstypen des Meißener Massivs auf ihre Zuverlässigkeit hin zu überprüfen.

Da die Summe der drei genannten Minerale gleich Hundert gesetzt wird, muß eine Korrektur der mittleren Fehler der Mittelwerte von allen Integrationsanalysen erfolgen. Erwartungsgemäß ändert sich selbst unter Berücksichtigung extremer Werte nichts an der petrographischen Einordnung der einzelnen Gesteine (Tabelle 19).

Kritisch bleibt die Benennung des Riesensteingranits, der mit seinen Projektionspunkten in den Grenzbereich zwischen Granodiorit und Granit fällt und demzufolge als „Adamellit“ zu bezeichnen wäre [237].

Tabelle 19. Durchschnittliche Verhältnisse von Quarz : Kalifeldspat : Plagioklas für die wesentlichen Gesteinstypen des Meißener Massivs mit den korrigierten *Fm*-Werten

1. Augitsyenodiorit von Gröba	$2,7 \pm 0,6$ Quarz
	$17,6 \pm 2,3$ Kalifeldspat
	$79,7 \pm 1,7$ Plagioklas
2. Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich	$3,5 \pm 0,5$ Quarz
	$22,2 \pm 3,2$ Kalifeldspat
	$74,3 \pm 3,0$ Plagioklas
3. Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein	$9,0 \pm 1,0$ Quarz
	$20,6 \pm 2,0$ Kalifeldspat
	$70,4 \pm 3,4$ Plagioklas
4. Hornblendesyenodiorit	$6,6 \pm 0,5$ Quarz
	$39,7 \pm 0,6$ Kalifeldspat
	$53,7 \pm 0,5$ Plagioklas
5. Biotit-Hornblendegranodiorit von Görzig	$15,4 \pm 0,8$ Quarz
	$27,0 \pm 1,2$ Kalifeldspat
	$57,6 \pm 1,2$ Plagioklas
6. Biotit-Hornblendegranodiorit vom Unteren Alten Teich	$17,0 \pm 1,5$ Quarz
	$26,0 \pm 2,2$ Kalifeldspat
	$57,0 \pm 1,2$ Plagioklas
7. Biotit-Hornblendegranodiorit von Strehla	$22,7 \pm 2,0$ Quarz
	$21,7 \pm 3,6$ Kalifeldspat
	$55,6 \pm 2,6$ Plagioklas
8. Biotit-Hornblendegranodiorit von Gasern	$18,4 \pm 1,4$ Quarz
	$30,4 \pm 3,2$ Kalifeldspat
	$51,2 \pm 2,5$ Plagioklas
9. Biotitgranodiorit	$24,9 \pm 0,8$ Quarz
	$29,6 \pm 0,6$ Kalifeldspat
	$45,5 \pm 0,6$ Plagioklas
10. Riesensteingranit	$30,8 \pm 1,5$ Quarz
	$34,0 \pm 1,3$ Kalifeldspat
	$35,2 \pm 0,9$ Plagioklas

### 3.8.3. Die chemischen Gesteinsanalysen

Die schematisierten Standard-Katanormen, die aus den chemischen Gesteinsanalysen abgeleitet wurden, führen in ihren Q-Or-(Ab+An)-Verhältnissen zu gleichen Ergebnissen wie die Integrationsanalysen (Bilder 101 und 102).

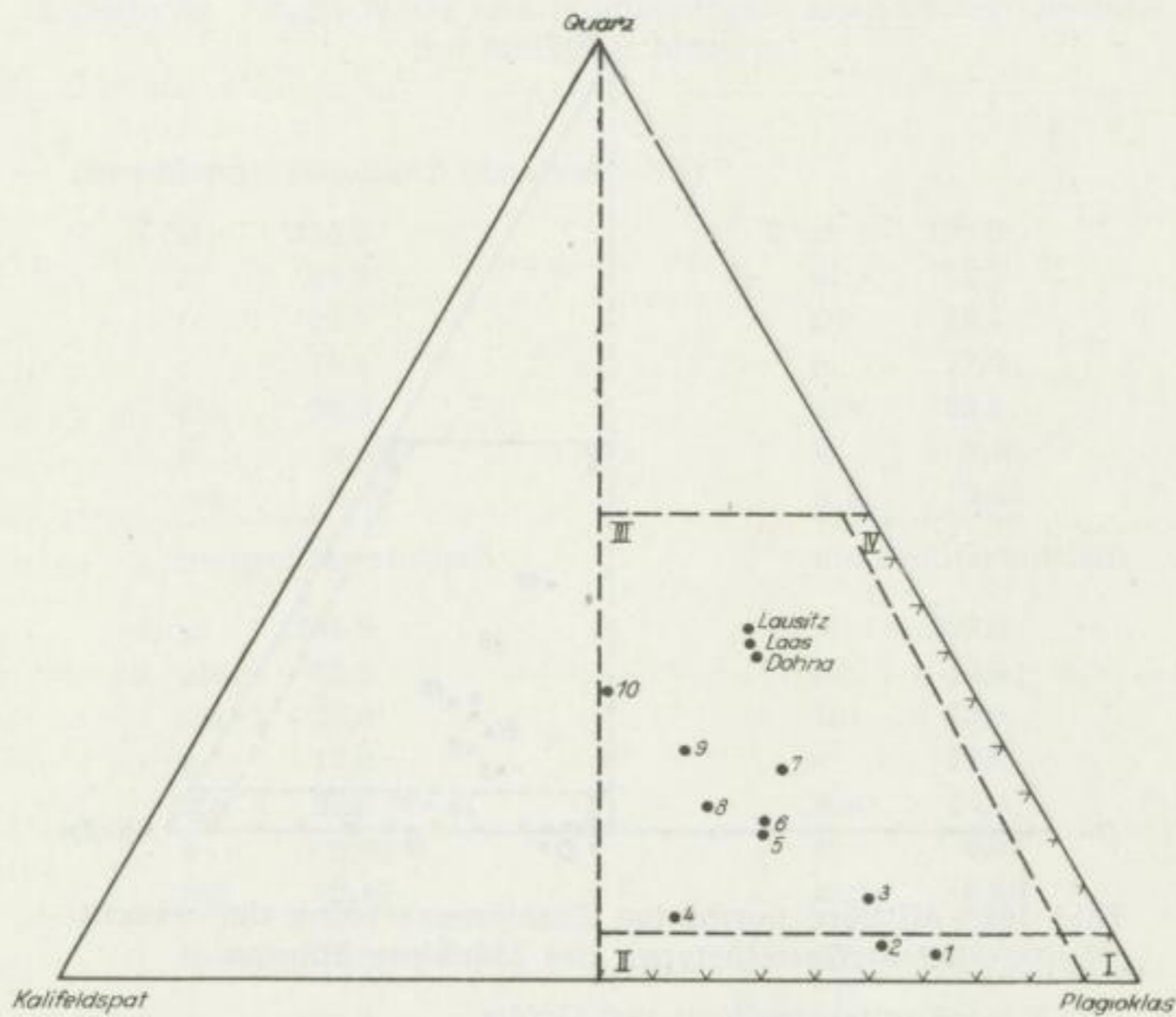


Bild 101. Mittlere modale Zusammensetzung der wesentlichen Gesteinstypen des Meißener Massivs im Vergleich zu Integrationsergebnissen (K. Schmidt, G. Möbus) aus den Dohnaer, Laaser und Lausitzer Granodioriten

- 1 = Augitsyenodiorit von Gröba
- 2 = Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich
- 3 = Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein
- 4 = Hornblendesyenodiorit
- 5 = Biotit-Hornblendegranodiorit von Görzig
- 6 = Biotit-Hornblendegranodiorit vom Unteren Alten Teich
- 7 = Biotit-Hornblendegranodiorit von Strehla
- 8 = Biotit-Hornblendegranodiorit von Gasern
- 9 = Biotitgranodiorit
- 10 = Riesensteingranit

(II = Syenodioritfeld, III = Granodioritfeld)

Die chemischen Gesteinsanalysen wurden ferner in Niggli-Werte umgerechnet, um damit nicht nur üblichen Gepflogenheiten nachzukommen, sondern eine Auswertung nach dem von P. Niggli [226] geschaffenen System von Magmentypen vornehmen zu können (Tabelle 20).

Nach C. Burri [52] ist der „Tonerdeüberschuß im eigentlichen Sinne“

$$(t = al - (c + alk))$$

ein wichtiges Kriterium entweder für den hybriden Charakter des Gesteins (Auf-

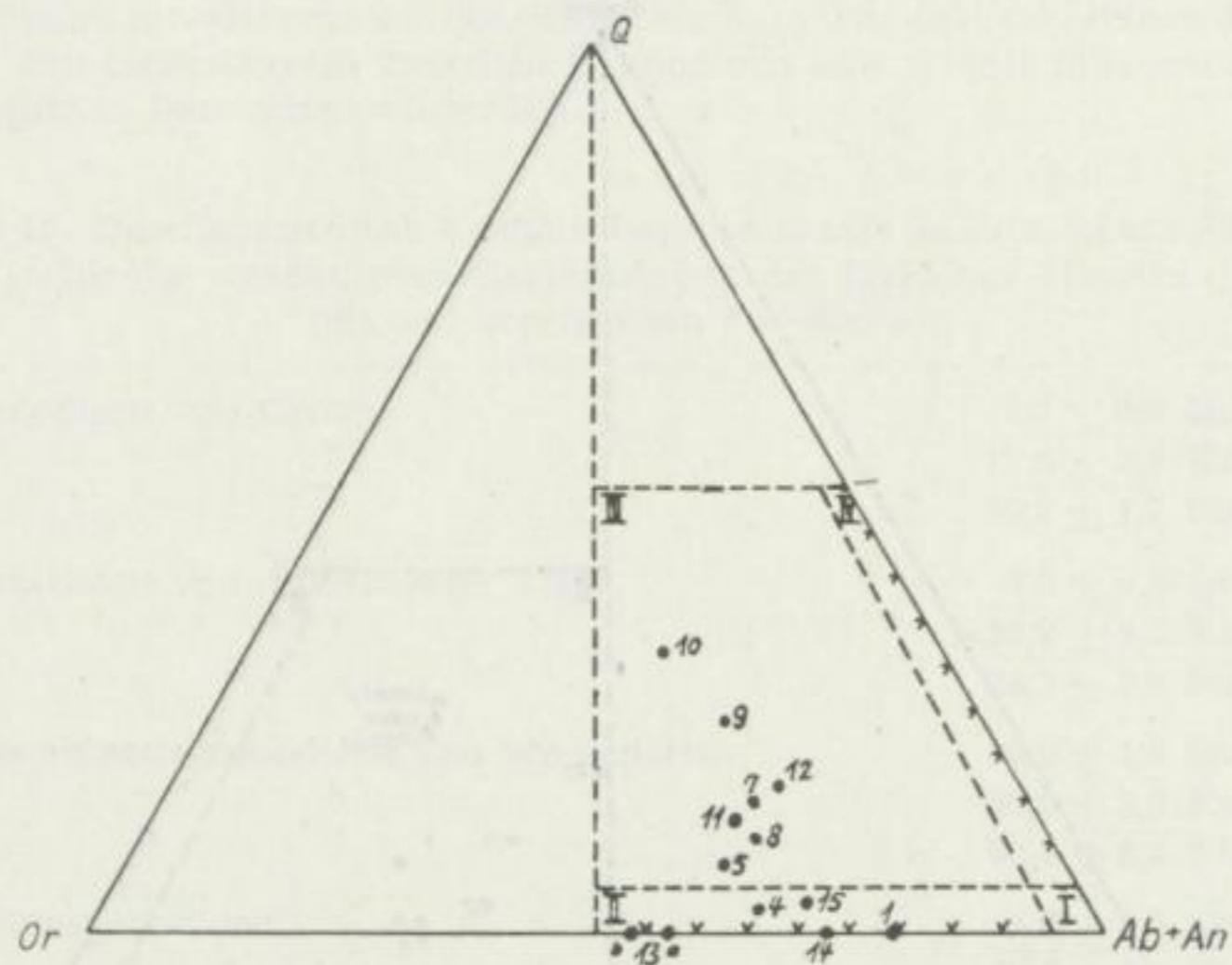


Bild 102. Mittlere normative Zusammensetzung der wesentlichen Gesteinstypen des Meißener Massivs

- 1 = Augitsyenodiorit von Gröba
- 4 = Hornblendesyenodiorit
- 5 = Biotit-Hornblendegranodiorit von Görzig
- 7 = Biotit-Hornblendegranodiorit von Strehla
- 8 = Biotit-Hornblendegranodiorit von Gasern
- 9 = Biotitgranodiorit
- 10 = Riesensteingranit
- 11 = Biotit-Hornblendegranodiorit von Großdobritz
- 12 = Biotit-Hornblendegranodiorit vom Nixstein
- 13a = Pyroxensyenit der Bohrung Reudnitz, 160 m Teufe
- 13b = Pyroxensyenit der Bohrung Reudnitz, 47 m Teufe
- 14 = Pyroxendiorit der Bohrung Reudnitz
- 15 = Amphibolit der Bohrung Reudnitz

(II = Syenodioritfeld, III = Granodioritfeld)

nahme von Al-reichem Sedimentmaterial) oder dafür, daß die analysierte Probe nicht frisch war – einwandfreie Untersuchungsergebnisse vorausgesetzt.

Alle  $t$ -Werte des Hornblendesyenodiorits besitzen negative Vorzeichen und variieren zwischen  $-3,4$  und  $-10,8$ .

Die chemischen Analysen des Biotitgranodiorits führen zu negativen und positiven  $t$ -Werten.  $\text{CO}_2$ -Gehalte weisen auf sekundäre Umwandlungen hin; sie finden sich tatsächlich bei positiven  $t$ -Werten.

Beim Biotit-Hornblendegranodiorit war ebenfalls ein positiver  $t$ -Wert gefunden worden, der sich aber nach weiteren Alkalibestimmungen, die höhere Gehalte ergaben, reduzierte.

Beim Riesensteingranit stehen ein positiver und ein negativer  $t$ -Wert zur Diskussion.

Tabelle 20. Niggli-Werte und Magmentypen analysierter Gesteine des Meißener Massivs

## Hornblendesyenodiorit (Analysen-Nr.)

1. si	225,0	2. si	195,0
al	35,0	al	33,5
fm	22,5	fm	26,0
c	16,5	c	17,0
alk	26,0	alk	23,5
k	0,41	k	0,40
mg	0,44	mg	0,45
monzonitsyenitisch		monzonitsyenitisch	
3. si	201,5	4. si	203,0
al	32,5	al	33,0
fm	27,0	fm	25,5
c	17,5	c	17,5
alk	23,0	alk	24,0
k	0,40	k	0,39
mg	0,40	mg	0,46
monzonitsyenitisch		monzonitsyenitisch	
5. si	171,0	6. si	220,0
al	32,0	al	37,0
fm	29,0	fm	22,5
c	18,0	c	17,0
alk	21,0	alk	23,5
k	0,36	k	0,41
mg	0,48	mg	0,46
si-monzonitisch		monzonitsyenitisch	
7. si	162,0	8. si	186,0
al	31,0	al	30,0
fm	29,0	fm	30,0
c	20,0	c	18,0
alk	20,0	alk	22,0
k	0,38	k	0,38
mg	0,47	mg	0,46
si-monzonitisch		si-monzonitisch	
9. si	221,7	10. si	200,4
al	40,2	al	32,2
fm	16,2	fm	24,8
c	16,0	c	20,0
alk	27,6	alk	23,0
k	0,40	k	0,41
mg	0,28	mg	0,49
granosyenitisch		monzonitsyenitisch	

Tabelle 20 (Fortsetzung)

## Biotitgranodiorit (Analysen-Nr.)

1. si	290,0
al	34,5
fm	24,0
c	10,5
alk	31,0
k	0,37
mg	0,21

kaligibelitisch

2. si	311,4
al	40,6
fm	18,4
c	9,3
alk	31,7
k	0,37
mg	0,46

leukoquarzdioritisch

3. si	333,6
al	46,0
fm	17,6
c	10,9
alk	25,5
k	0,39
mg	0,64

leukoquarzdioritisch

4. si	302,0
al	46,5
fm	18,0
c	11,0
alk	24,5
k	0,40
mg	0,60

leukoquarzdioritisch

## Biotit-Hornblendegranodiorit von Gasern

si	244,2
al	42,0
fm	21,5
c	14,5
alk	22,0
k	0,38
mg	0,51

granodioritisch

## Biotit-Hornblendegranodiorit von Großdobritz

si	256,2
al	39,6
fm	19,6
c	12,1
alk	28,7
k	0,40
mg	0,40

granosyenitisch



Tabelle 20 (Fortsetzung)

## Riesensteingranit (Analysen-Nr.)

1. si	437,0	2. si	411,1
al	47,0	al	44,2
fm	9,5	fm	9,6
c	8,0	c	8,2
alk	35,5	alk	38,0
k	0,40	k	0,44
mg	0,43	mg	0,125
aplitgranitisch		aplitgranitisch	

## Augitsyenodiorit von Gröba (Analysen-Nr.)

1. si	129,0	2. si	138,0
al	29,1	al	28,0
fm	35,5	fm	35,0
c	20,0	c	20,5
alk	15,4	alk	16,5
k	0,27	k	0,35
mg	0,45	mg	0,45
monzonitdioritisch		monzonitdioritisch	

## Biotit-Hornblendegranodiorit von Strehla

si	211,1
al	30,8
fm	34,4
c	17,8
alk	17,0
k	0,41
mg	0,52
opdalitisch	

## Biotit-Hornblendegranodiorit von Görzig

si	194,0
al	32,5
fm	30,0
c	17,0
alk	20,5
k	0,45
mg	0,43
si-monzonitisch	

Tabelle 20 (Fortsetzung)

## Biotit-Hornblendegranodiorit vom Nixstein

si	197,2
al	32,6
fm	30,8
c	20,6
alk	16,0
k	0,42
mg	0,37

si-monzonitisch

## Pyroxensyenit von Reudnitz (Analysen-Nr.)

1. si	177,8	2. si	163,8
al	34,7	al	30,7
fm	21,7	fm	26,9
c	19,3	c	20,9
alk	24,3	alk	21,5
k	0,56	k	0,52
mg	0,32	mg	0,43

leukomonzonitisch

si-monzonitisch

## Pyroxendiorit von Reudnitz

si	96,0
al	28,1
fm	35,9
c	26,8
alk	9,2
k	0,42
mg	0,41

sommaittonalitisch

## Amphibolit von Reudnitz

si	160,5
al	29,4
fm	32,5
c	22,1
alk	16,0
k	0,41
mg	0,49

monzonitisch

Die Gesteinstypen des Nordteils weisen durchweg negative  $t$ -Werte auf.

Seitdem W. E. Tröger [336] [337] [341] den sogenannten „Anorthit-Koeffizienten“ ( $alk: (al - alk)$ ) eingeführt hat, wird er gelegentlich zur Charakterisierung von Differentiationsabläufen herangezogen. Die Tabelle 21 zeigt den Schwankungsbereich der Anorthit-Koeffizienten für Gesteine des Meißener Massivs.

Tabelle 21. Anorthit-Koeffizienten der wesentlichen Gesteinstypen des Meißener Massivs

Gesteinstypen	Anorthit-Koeffizienten
Hornblendesyenodiorit	+1,7 — +2,9
Biotitgranodiorit	+1,1 — +8,8
Biotit-Hornblendegranodiorit (Typ „Gasern“)	+1,1 — +2,6
Riesensteingranit	+3,1 — +6,1
Augitsyenodiorit von Gröba	+1,1 — +1,4
Biotit-Hornblendegranodiorit von Strehla	+1,2
Biotit-Hornblendegranodiorit von Görzig	+1,7
Biotit-Hornblendegranodiorit vom Nixstein	+1,0
Gesteine der Bohrung Reudnitz	+0,5 — +2,4

Eindeutige Aussagen sind an Hand dieser Werte nicht möglich.

In Bild 103 sind für sämtliche Gesteine des Meißener Massivs — einschließlich der Ganggranite und Aplite — die Kationengehalte in Abhängigkeit vom Si-

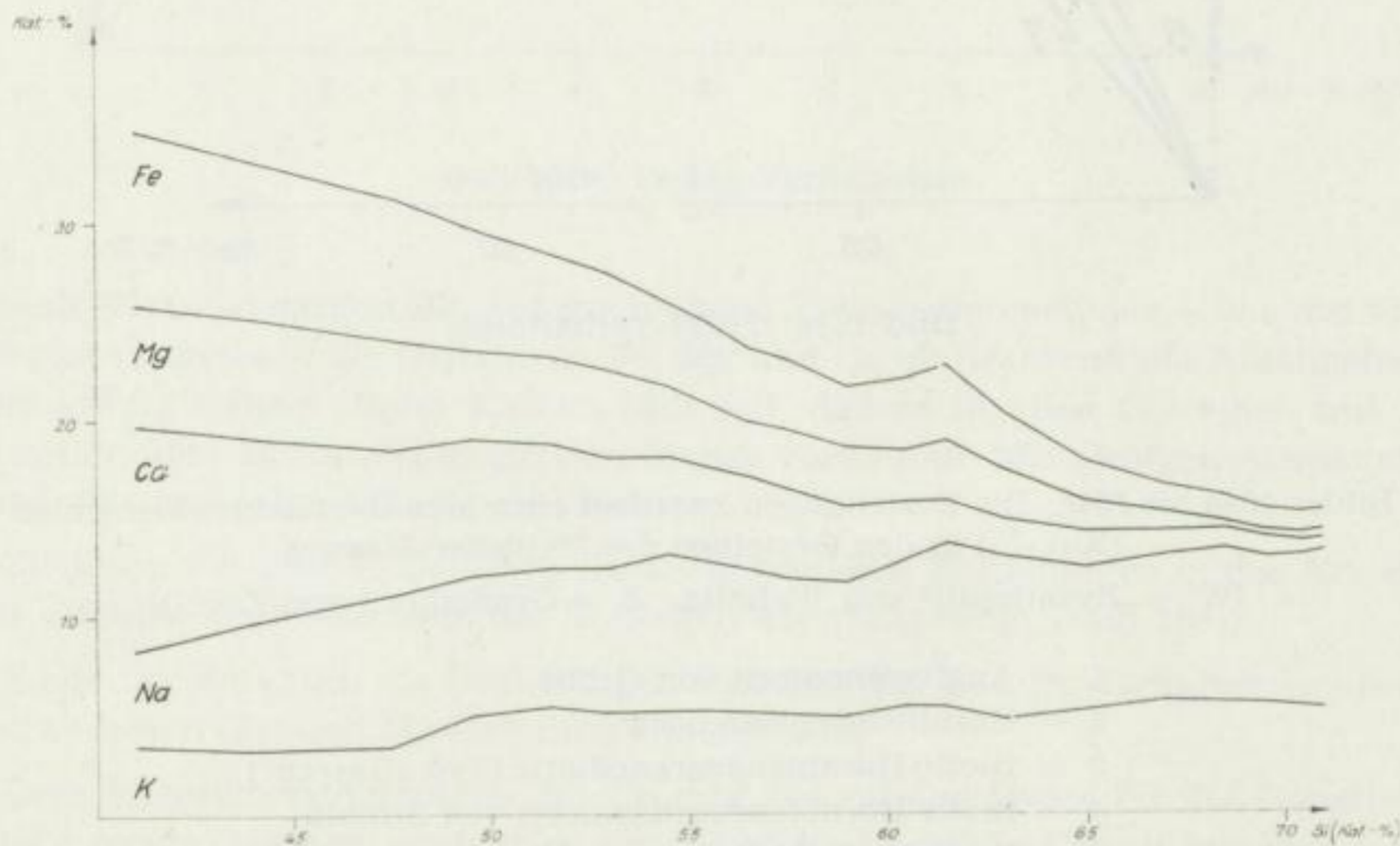


Bild 103. Die Beziehungen zwischen Fe-, Mg-, Ca-, Na-, K- und Si-Gehalten (Kat.-%) in den Gesteinen des Meißener Massivs (Variationskurve)

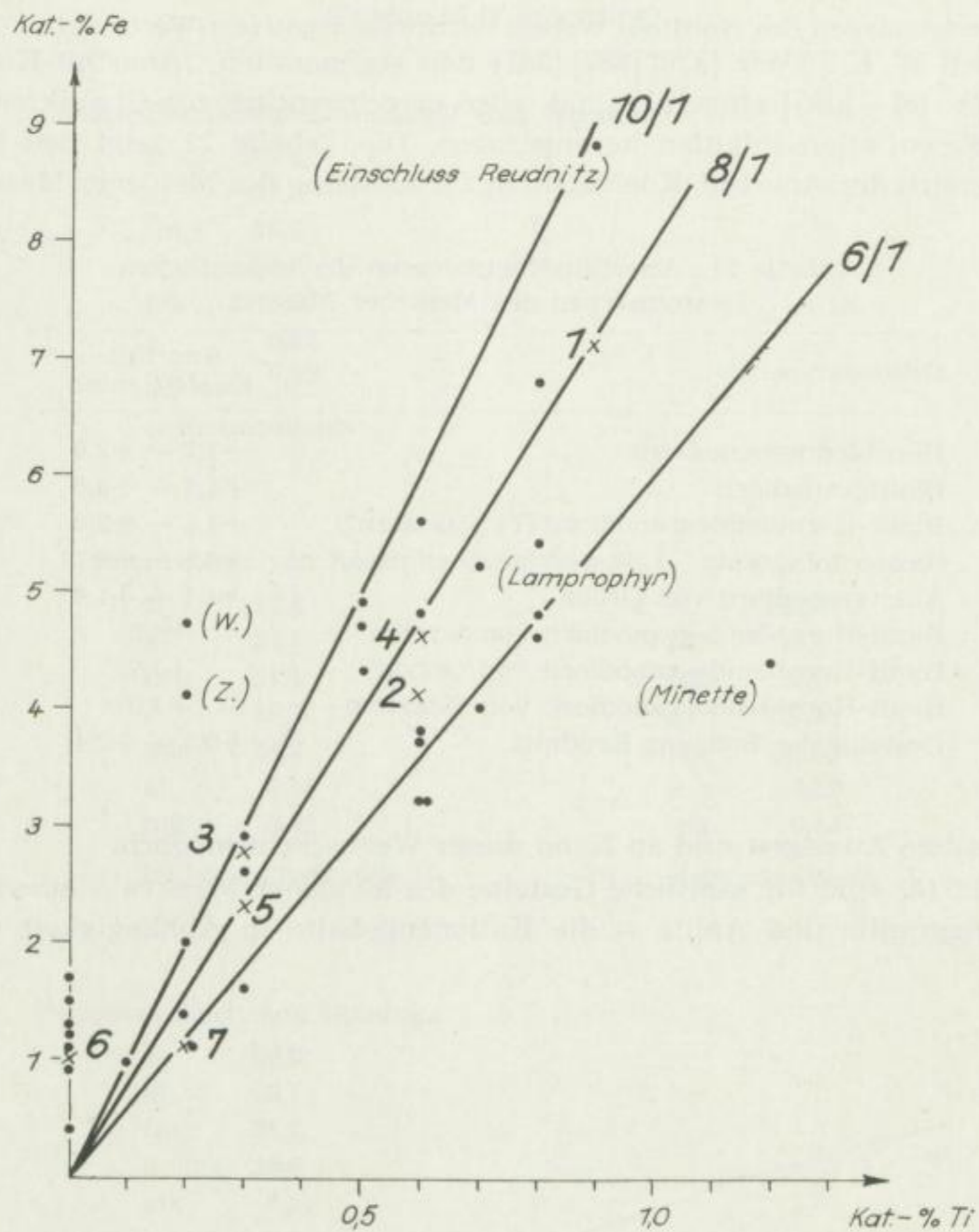


Bild 104a. Fe/Ti-Verhältnisse

Bilder 104a bis 104e. Die Beziehungen zwischen einzelnen chemischen Elementen (Kat.- $\%$ ) in den Gesteinen des Meißener Massivs

(W. = „Syenitaplit“ von Wahnitz, Z. = Granodiorit von Zadel)

- 1 = Augitsyenodiorit von Gröba
- 2 = Hornblendesyenodiorit
- 3 = Biotit-Hornblendegranodiorit (Typ „Gasern“)
- 4 = Biotit-Hornblendegranodiorit von Strehla
- 5 = Biotitgranodiorit
- 6 = Aplite
- 7 = Riesensteingranit

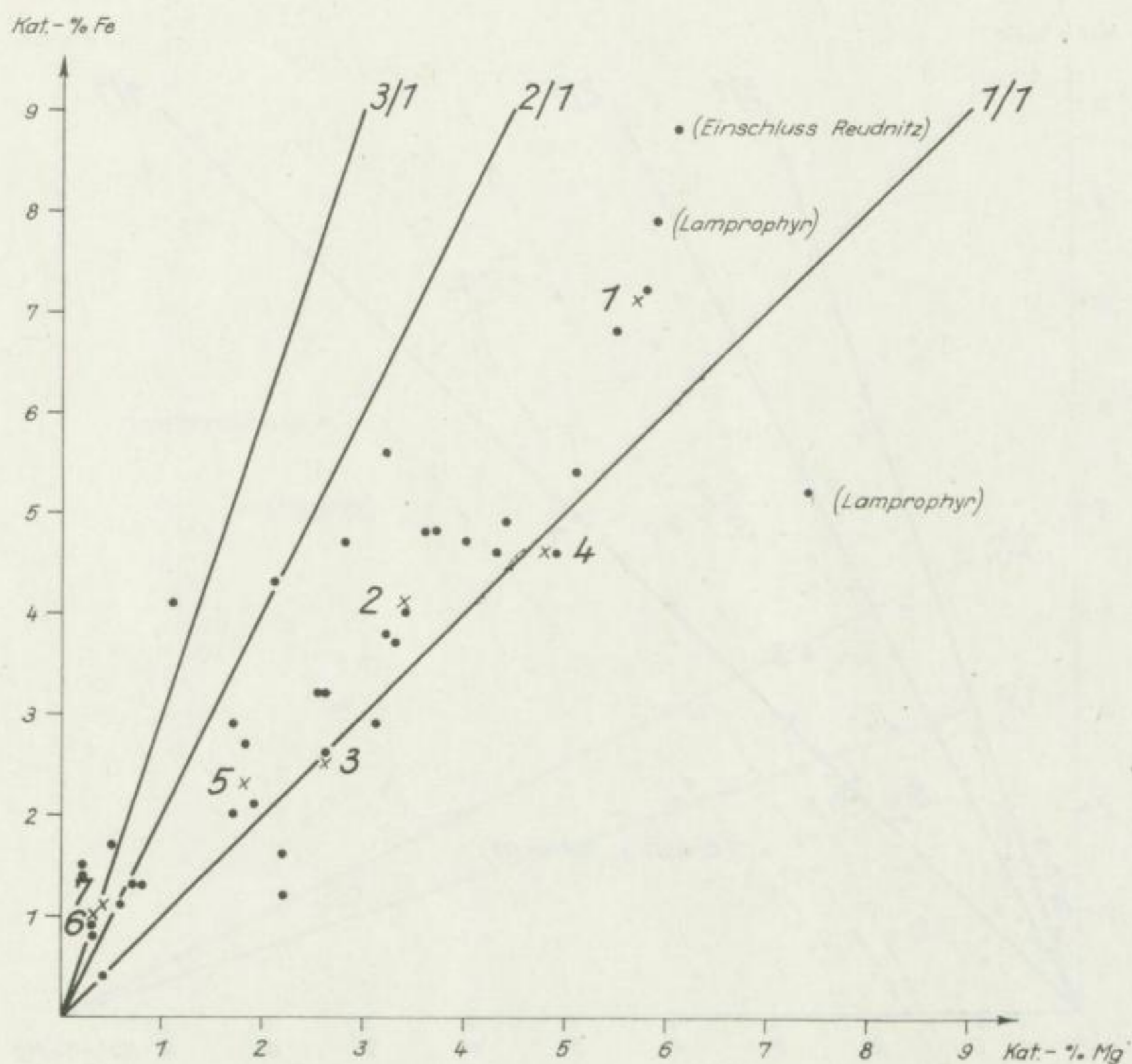


Bild 104b. Fe/Mg-Verhältnisse

Gehalt (Kat.-%) dargestellt. Mit wachsenden Si-Gehalten nehmen – wie nicht anders zu erwarten – die Gehalte an Fe, Mg und Ca ab, während die Alkaligehalte geringfügig steigen. Beim Kalium fällt auf, daß es in allen Gesteinen mit Si-Gehalten über 50 Kat.-% in gleicher Menge vorkommt. Mit wenigen Ausnahmen dominiert unter den Alkalien das Natrium.

Zwischen Fe- und Ti-Gehalten (Kat.-%) bestehen Beziehungen in der Art, daß mit wachsenden Fe-Mengen der Ti-Gehalt ebenfalls steigt (Bild 104).

Eindeutig sind auch die Beziehungen zwischen Fe- und Mg-Gehalten einerseits und zwischen Ca- und Mg-Gehalten andererseits.

Dem Korrelationsdiagramm für Ca und Na zufolge liegen die Na-Gehalte in relativ engen Grenzen; eindeutige Abhängigkeiten vom Ca-Gehalt bestehen nicht.

Von Interesse sind die Beziehungen zwischen den Alkalien. Alle wichtigen Gesteinstypen des Meißener Massivs weisen K-Na-Verhältnisse von 1 : 1 bis 1 : 3 auf.

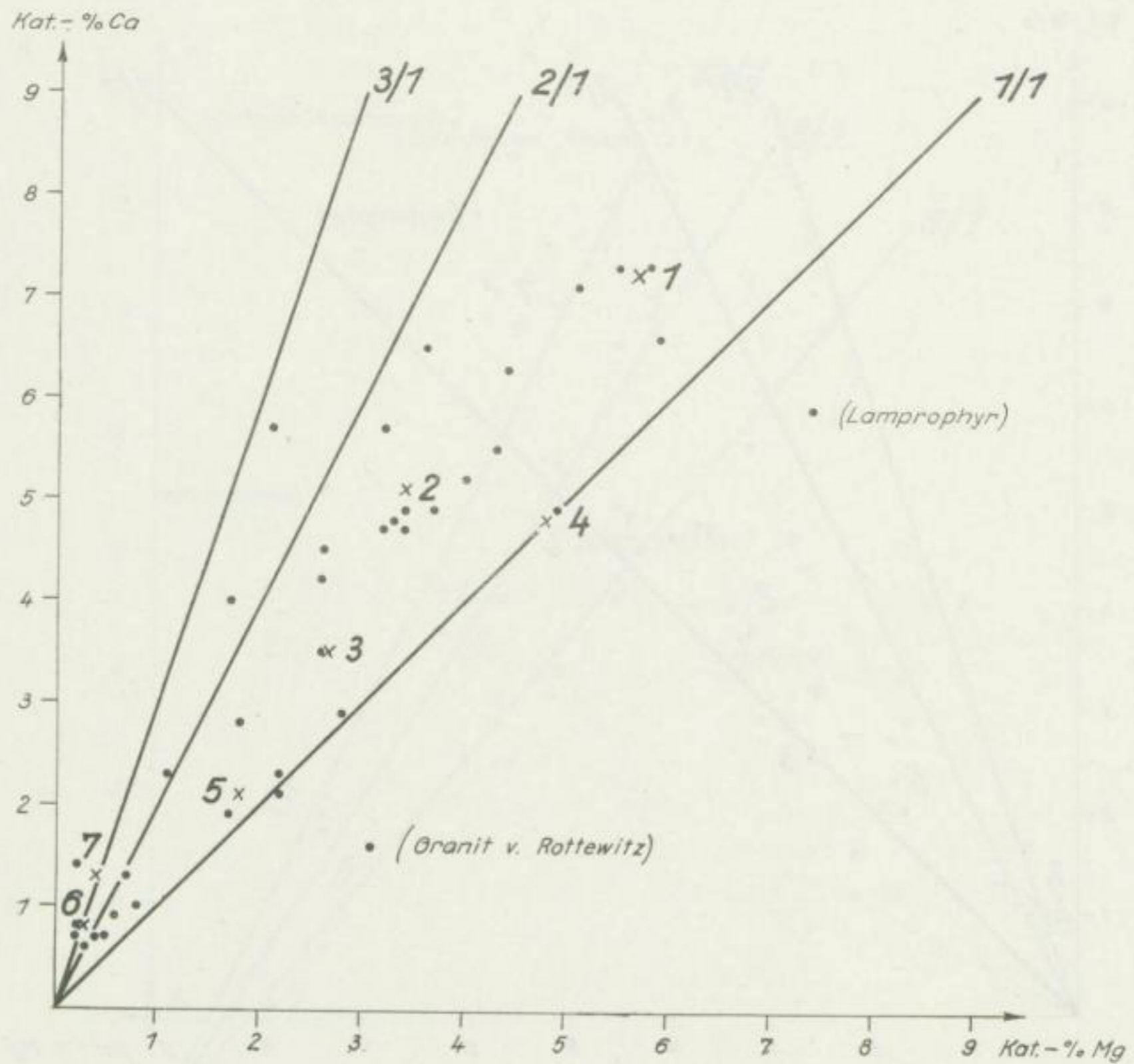


Bild 104c. Ca/Mg-Verhältnisse

Vergleicht man abschließend die Ergebnisse der chemischen Gesteinsanalysen mit Durchschnittswerten für Gesteinsgruppen, wie sie beispielsweise R. A. Daly (nach E. E. Wahlstrom [352]) ermittelte, dann ergeben sich interessante Aspekte.

Der Hornblendesyenodiorit entspricht bis auf die um 0,4 Gew.-% zu hohen  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte dem „Syenit“ Dalys und damit einer Gruppe, in die auch Syenodiorite aufgenommen wurden.

In die Gruppe der „Granodiorite“ ordnet sich der Biotitgranodiorit ein, dessen  $\text{CaO}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte allerdings eher dem „Granit“ entsprechen, während  $\text{Na}_2\text{O}$  entschieden zu hohe Werte zeigt.

Die Biotit-Hornblendegranodiorite des Zentralteils gleichen weitgehend dem „Syenit“.

Der Riesensteingranit weist dem „Granit“ gegenüber zu hohe Gehalte an  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  auf.

Das Gestein von Gröba tendiert zwischen „Diorit“ und „Diabas“; die Biotit-Hornblendegranodiorite des Nordteils stehen zwischen „Diorit“ und „Granodiorit“.

Völlig anomal sind die Werte für die Reudnitzer Pyroxensyenite und -diorite; auch der Amphibolit findet keine Vergleichsmöglichkeit.

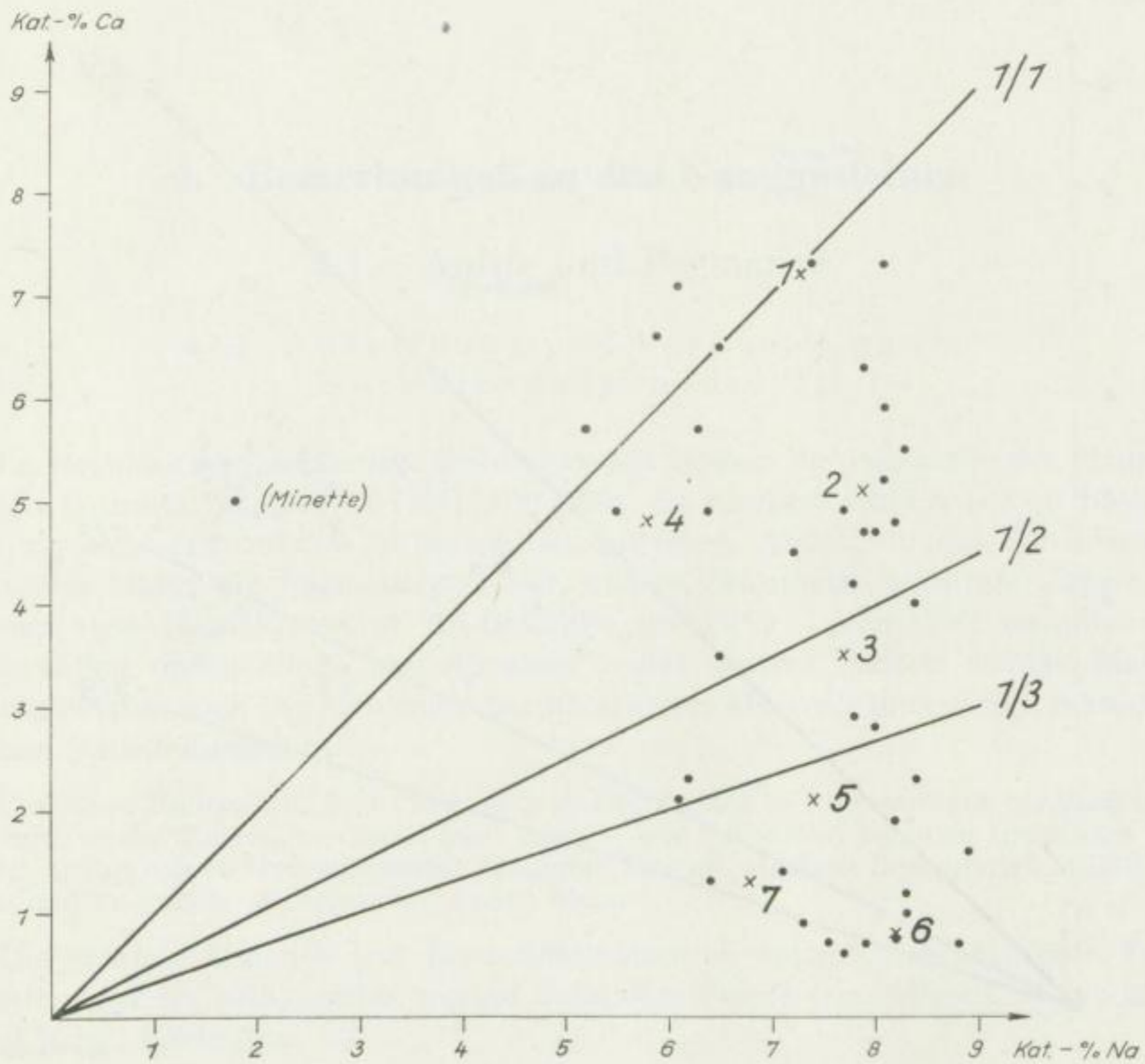


Bild 104d. Ca/Na-Verhältnisse

Alle Gesteinstypen des Meißener Massivs sind bis auf wenige Ausnahmen durch ungewöhnlich hohe Alkaligehalte gekennzeichnet.

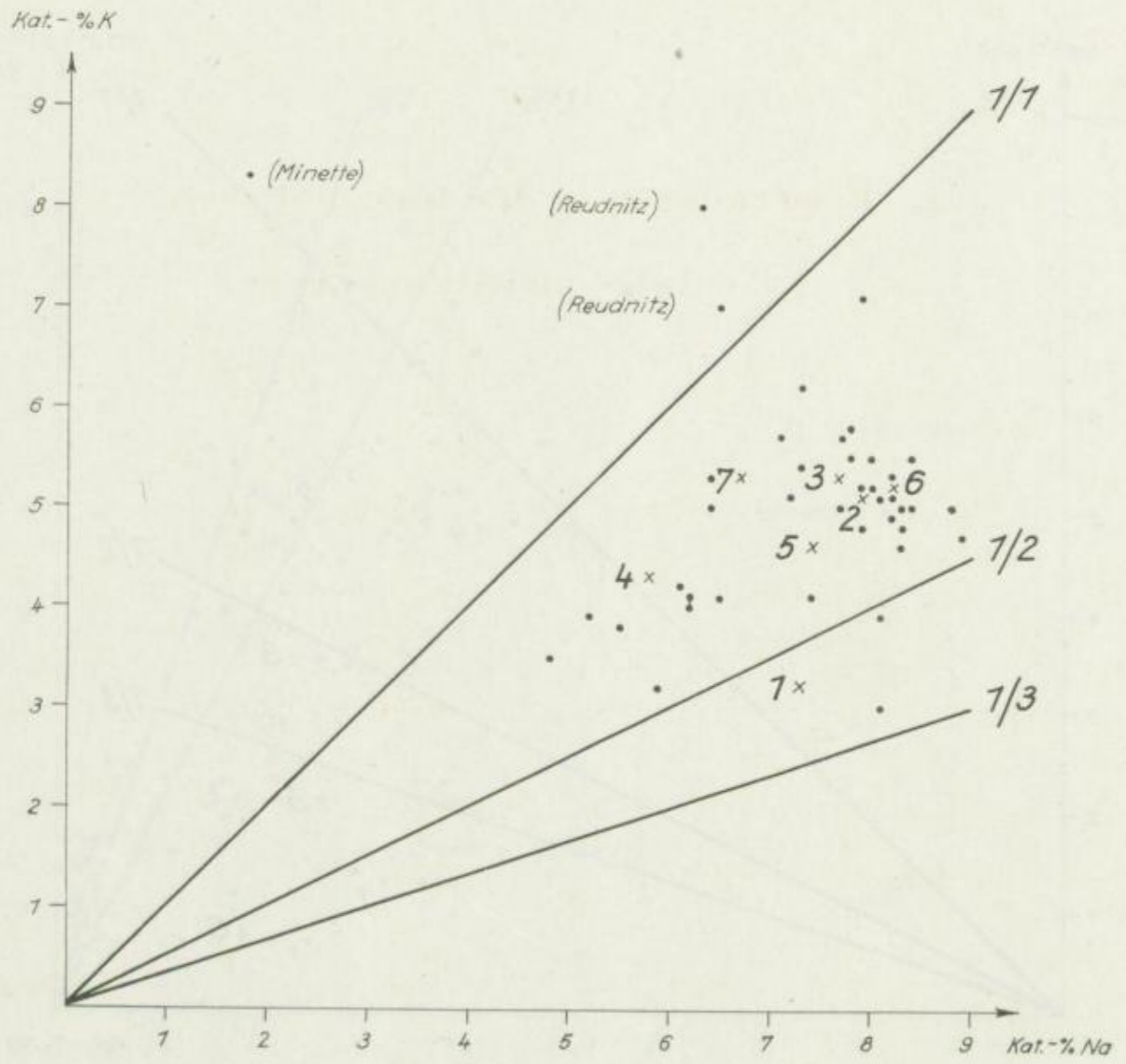


Bild 104e. K/Na-Verhältnisse



## 4. Bemerkungen zu den Ganggesteinen

### 4.1. Aplite und Pegmatite

#### 4.1.1. Ausbildung und Verbreitung im Hornblendesyenodiorit

Im Hornblendesyenodiorit interessieren seit langem die Pegmatite des Plauenschen Grundes [23] [24] [76] [101] [379] [380], die zumeist schlieren- und nesterförmig ohne erkennbare Zufuhrspalten auftreten. Außerhalb des Plauenschen Grundes bilden die Pegmatite oft nur wenige Zentimeter mächtige Gänge, in denen stets Plagioklase mit An-Gehalten um 20% — zum Teil darunter —, Mikrokline (gelegentlich „Anorthoklase“) und Quarze, jedoch wenige Mafite nachzuweisen sind. Die Mengenverhältnisse dieser Minerale unterliegen beträchtlichen Schwankungen.

Unter den Mafiten tritt Biotit hervor, auch Hornblende in Abmessungen bis zu 35 und 40 mm, ferner Turmalin — Biotit fehlt dann —, und schließlich kommen sporadisch Titanit, Orthit (bis zu Haselnußgröße), Magnetit, Ilmenit, Hämatit (Specularit), Muskovit, Cu- und Fe-Sulfide, Zirkon sowie Apatit hinzu.

Die gesamte Mineral- und Elementkombination entspricht granitischen Pegmatiten der Kalkalkalireihe, worauf besonders Funde von Scheelit, Molybdänit und Beryll hindeuten.

Tabelle 22. Modale Zusammensetzung verschiedener Aplite aus dem Bereich des Hornblendesyenodiorits (Vol.-%)

	I.	II.	III.	IV.	V.
Plagioklas	36,7	43,5	48,6	51,6	52,9
Kalifeldspat	36,4	33,5	31,0	36,3	25,6
Quarz	24,0	17,7	17,8	9,8	14,9
Hornblende	—	2,2	0,2	1,2	4,6
Biotit	2,2	1,8	1,4	0,1	0,7
Akzessorien	0,3	0,9	0,2	0,6	0,8
Erz	0,4	0,4	0,8	0,4	0,5
Punkte	6620	6868	3098	2363	1043

I = Leuben, Blatt 47

II = Volkersdorf, Blatt 50

III = Rennersdorf, Blatt 65

IV = Lausa, Blatt 50

V = Wilsdruff, Blatt 65

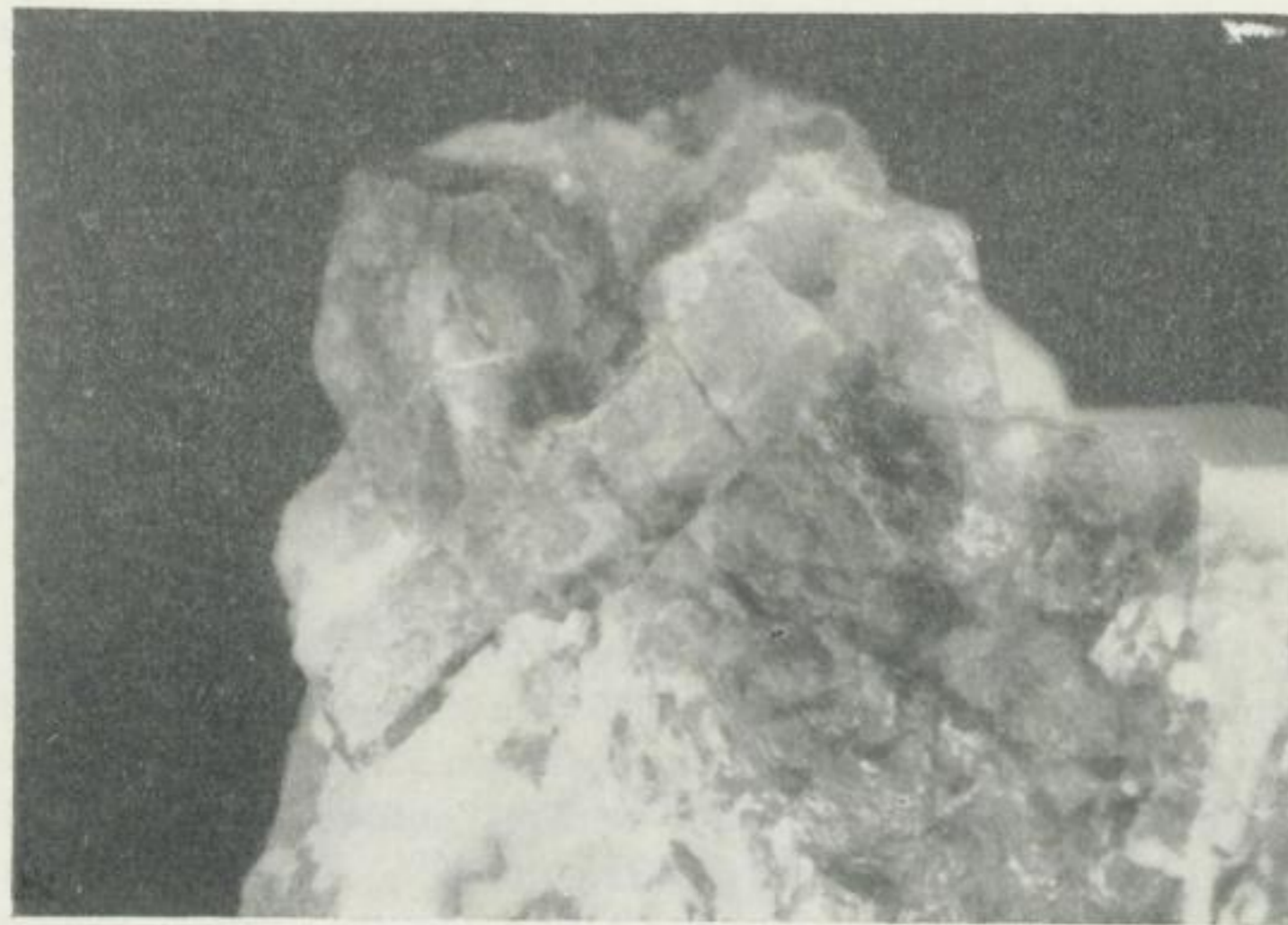


Bild 105. Grüngrauer, tektonisch beanspruchter Beryll aus einem Pegmatit im Hornblendesyenodiorit des Plauenschen Grundes (Hdst. Nr. 15 920/5254 des Staatl. Museums f. Min. u. Geol. Dresden; Maßstab 1,9 : 1)

Tabelle 23. Mittlere chemische Zusammensetzung des Aplits von Wahnitz (Blatt 47) (Analytiker E. Worm [373])

Masse-%		Niggli-Werte		Kationen-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	65,64	si	251,1	Si	61,3	Q	14,6
TiO <sub>2</sub>	0,29	al	29,5	Ti	0,2	Ru	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	fm	31,0	P	0,1	Cp	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,14	c	11,5	Al	14,4	Or	29,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,25	alk	28,0	Fe <sup>3+</sup>	3,7	Ab	39,0
FeO	1,31	ti	0,83	Fe <sup>2+</sup>	1,0	An	2,0
MgO	2,02	p	0,25	Mg	2,8	Wo	4,7
CaO	2,86	k	0,42	Ca	2,9	En	5,6
Na <sub>2</sub> O	4,32	mg	0,38	Na	7,8	Mt	3,0
K <sub>2</sub> O	4,87	qz	+39,0	K	5,8	Hm	1,7
H <sub>2</sub> O	0,77	al — alk	+ 1,5				
		alk	+18,7				
		al — alk	— 8,5				
		t					
Summe	100,62						

Verschiedentlich gehen gangförmige Pegmatite an den Salbändern in Aplite über; die Korngrößen nehmen dabei allmählich ab, die Farbe wird gleichmäßiger rötlichgrau bis fleischfarben.

Aplite finden sich selbständig vor allem im westlichen und südlichen Zentralteil. Sie bilden dort oft nur zentimetermächtige Gängchen, die selten der Paralleltexur des Hauptgesteins folgen. Die Hauptgemengteile sind denen der Pegmatite gleich; die Korngrößen liegen in klein- bis feinkörnigen Bereichen. Nach Tabelle 22 müssen sie als „Granodiorite“ bezeichnet werden.

Sehr häufig sind die Aplite kataklastisch beansprucht worden. Besonders die frühgebildeten Akzessorien – Apatit, Titanit, auch Orthit – wurden zertrümmert und teilweise von Kalifeldspat verheilt. Das Erz ist fast ausschließlich mehr oder weniger martitisierter Magnetit.

Den Integrationsergebnissen entspricht in grober Annäherung der normative Mineralbestand, wie er sich aus dem Mittel zweier chemischer Analysen berechnen läßt (Tabelle 23).

#### 4.1.2. Aplite und Pegmatite in den granodioritischen Gesteinen des Zentralteils

Sowohl im Biotitgranodiorit als auch im Biotit-Hornblendegranodiorit begegnen wir Apliten und Pegmatiten, die sich weitgehend gleichen; beide treten ausschließlich gangförmig auf und sind älter als Lamprophyre. Die Mächtigkeiten der Gänge betragen durchschnittlich 20 bis 50 cm; Extremwerte wurden mit 50 m

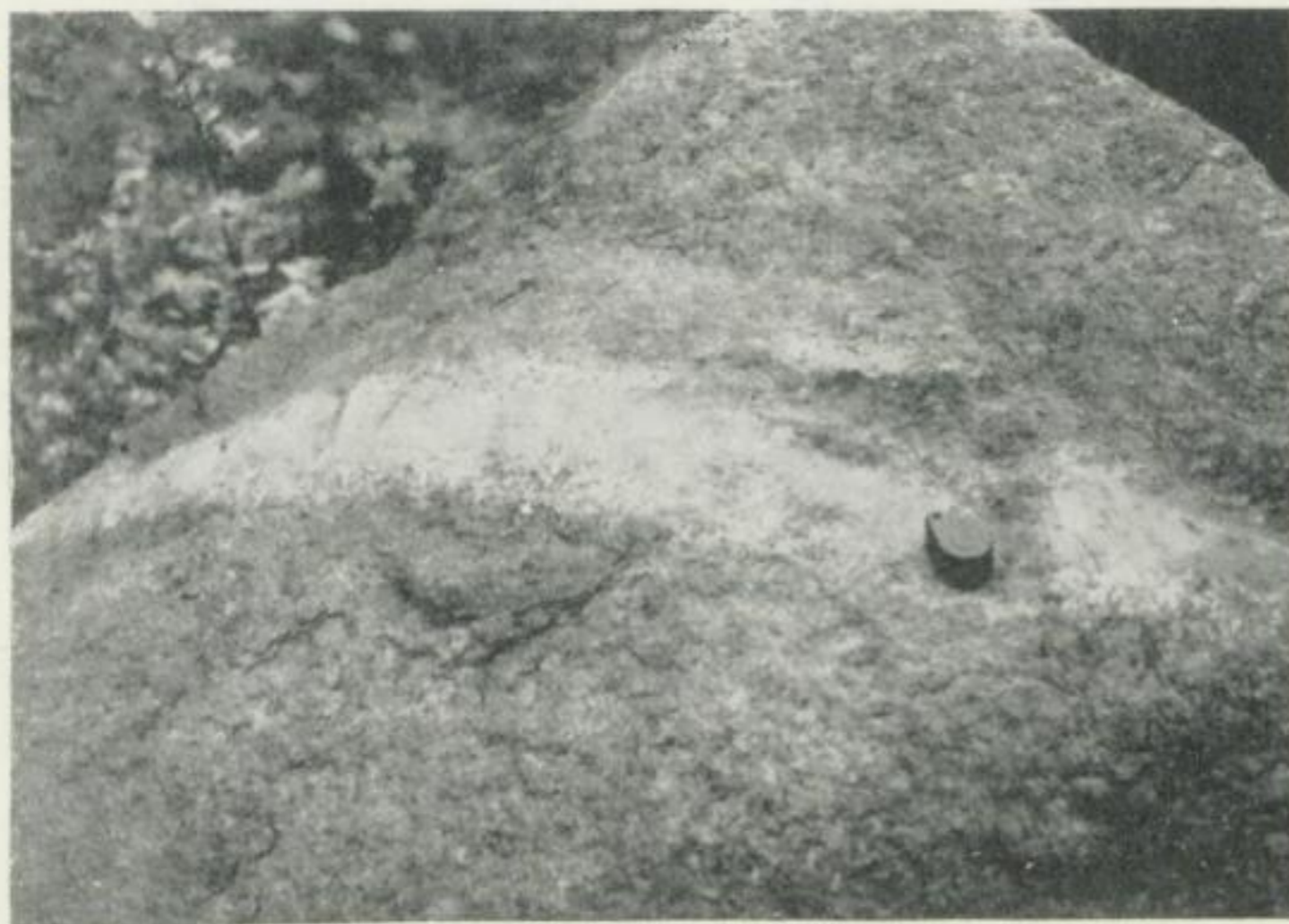


Bild 106. Aplitgang mit pegmatitischer Randfazies im Biotithornblendegranodiorit von Gasern (Maßstab 1:10; Aufnahme: Hochschulbildstelle der BA)

gemessen. Aplite solcher Mächtigkeit gehen teilweise in granitische Typen über. Oftmals weisen die aplitischen Gänge an den Salbändern pegmatitische Bildungen auf; hin und wieder sind auch mittlere Gangpartien pegmatitisch ausgebildet (Bild 106).

Die vorhandenen chemischen Analysen bestätigen eine Plagioklasvormacht (Tabellen 24a bis 24d).

Die Pegmatite weisen im Bereich der Salbänder sehr oft schichtgranitische Formen auf, denen zur Gangmitte hin ein grob- bis riesenkörniger Bereich mit Mikroklin, Plagioklas ( $An_{7-13}$ ) und Quarz folgt. Im Zentrum des Ganges finden

Tabelle 24a. Chemische Analysenergebnisse von Apliten des Zentralteils (Analytiker E. Worm [373])

Masse.‰	I.	II.	III.
SiO <sub>2</sub>	76,58	75,67	74,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,52	12,12	13,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	1,87	1,00
FeO	0,15	0,29	0,27
MgO	0,31	0,17	0,24
CaO	0,73	0,75	0,77
Na <sub>2</sub> O	4,05	4,90	4,53
K <sub>2</sub> O	4,58	4,25	4,41
H <sub>2</sub> O	0,38	0,46	0,73
Summen	100,75	100,48	99,87

I = 6 cm mächtiger Gang im Stbr. bei Zadel, rechts der Elbe

II = 160 cm mächtiger Gang im Stbr. 4 unterhalb Meißens, links der Elbe

III = 10 cm mächtiger Gang im Stbr. westlich der Knorre bei Meißen

Tabelle 24b. Niggli-Werte zu den Analysenergebnissen von Apliten des Zentralteils

	I.	II.	III.
si	464,0	441,0	422,0
al	48,0	41,3	46,5
fm	5,7	11,0	7,7
c	4,7	4,7	4,7
alk	41,6	43,0	41,0
k	0,43	0,36	0,39
mg	0,50	0,13	0,27
qz	+197,6	+174,0	+158,0
al — alk	+ 6,4	— 1,7	+ 5,5
alk			
al — alk	+ 6,5	— 25,3	+ 8,4
t	+ 1,7	— 6,4	+ 0,8

Tabelle 24c. Kationenprozentage zu den Analyseergebnissen von Apliten des Zentralteils

	I.	II.	III.
Si	71,0	70,6	69,2
Al	14,8	13,2	15,3
Fe <sup>3+</sup>	0,3	1,3	0,7
Fe <sup>2+</sup>	0,1	0,2	0,2
Mg	0,4	0,2	0,3
Ca	0,7	0,7	0,8
Na	7,3	8,8	8,2
K	5,4	5,0	5,3

Tabelle 24d. Standard-Katanormen zu den Analyseergebnissen von Apliten des Zentralteils

	I.	II.	III.
Q	30,6	29,0	26,6
Or	27,0	25,0	26,5
Ab	36,5	41,0	41,0
An	3,5	—	4,0
Wo	—	1,3	—
En	0,2	0,4	0,4
Mt	0,3	0,6	0,6
Hm	0,1	0,3	0,3
Cord	1,8	—	0,6
Ac	—	2,4	—

sich Muskovit, selten Molybdänit, Pyrit und Chalkopyrit. Biotit ist kaum zu beobachten, statt dessen kommt in der Übergangszone zwischen „Schriftgranit“ und normalem Pegmatit relativ häufig Granat in mehrere Millimeter großen, gerundeten Körnern vor. Der Granat ist rotgefärbt und dürfte im wesentlichen aus Almandin mit Spessartinanteilen bestehen; chemische Analysen mußten zurückgestellt werden. Ähnliche Granate finden sich übrigens in einigen Apliten.

Die Zusammensetzung der Aplite entspricht nachstehenden Integrationsergebnissen (Vol.-%):

	Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
I	42,5	23,2	33,2	—	0,7	Sp.	0,4	2024
II	41,1	31,9	23,5	—	1,9	0,1	0,1	2422

(I = Gauernitz, Blatt 49; II = Gasern, Blatt 48; beim Aplite von Gasern kommen 1,4 Vol.-% Muskovit hinzu)

Der normative An-Gehalt der Plagioklase beträgt den Standard-Katanormen zufolge für die Analysen I und III jeweils 9%. Bei der Verrechnung von Analyse II mußte infolge eines zu geringen Al-Gehalts „Akmit“ ( $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2$ ) in die Standard-Katanorm aufgenommen werden, wodurch „Anorthit“ entfällt.

#### 4.1.3. Aplite und Pegmatite im Riesensteingranit

Der Riesensteingranit führt bemerkenswerterweise kaum Aplite und Pegmatite. Bisher wurden nur zwei je 5 cm mächtige Aplitgänge mit unscharfen, sich teilweise schlierenförmig auflösenden Salbändern gefunden [268]. Das mikroskopische Bild der Aplite ließ keine Besonderheiten erkennen; der An-Gehalt der Plagioklase betrug im Durchschnitt 8%. Zumeist chloritisierter Biotit war nur in geringen Mengen an der Zusammensetzung beteiligt.

#### 4.1.4. Vorkommen im Südteil

Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse im Südteil des Meißener Massivs erschweren eingehende Untersuchungen. Sowohl im Hornblendesyenodiorit als auch im Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein finden sich gleiche Aplite und Pegmatite wie im Zentralteil. Für sichere Zuordnungen der einzelnen Ganggesteine zu bestimmten Gesteinstypen des Meißener Massivs oder zum Dohnaer Granodiorit beispielsweise reichen die derzeitigen Unterlagen nicht aus.

#### 4.1.5. Aplite und Pegmatite im Augitsyenodiorit von Gröba

Im Augitsyenodiorit von Gröba sind die aplit- bis pegmatitähnlichen „Bänder“ zu beiden Seiten dunkler, gangartiger „Schlieren“ von besonderem Interesse.

Im aplitischen Material sind hier neben Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz vorwiegend Hornblende, Biotit, Muskovit, Titanit, Orthit, Pyrit und Chalkopyrit zu beobachten. Im Übergang zum Normalgestein findet sich häufig eine besonders feinkörnige Zone mit zahlreichen Hornblendenädelchen. Der Plagioklas hat im Durchschnitt einen An-Gehalt von 34%. Die Kalifeldspäte sind Anorthoklase oder Mikrokline mit Achsenwinkeln  $2 V_X$  zwischen 66 und 74 Grad. Bei der Hornblende handelt es sich um gemeine Hornblende mit Auslöschungsschiefen um 18 Grad. Von Bedeutung sind Pyrite mit Magnetitummantelungen.

Nachstehende Integrationsergebnisse demonstrieren den „granodioritischen“ Charakter auch dieser „Aplite“ (Vol.-%):

	Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
I	44,0	31,5	11,3	0,7	11,5	0,6	0,4	1314
II	39,5	32,7	14,5	1,4	10,7	0,4	0,8	1406
III	37,0	31,4	18,0	0,7	12,4	0,3	0,2	1910

(I, II und III = verschiedene Proben aus dem Steinbruch Gröba)

Im Augitsyenodiorit von Gröba finden sich ferner zahlreiche Aplitgänge — teilweise mit Übergängen zu Pegmatiten —, deren Mineralführung nur unwesentlich von vorstehenden Integrationsergebnissen abweicht.

Sehr oft nehmen die Aplite im Kontaktbereich zum Normalgestein hin pegmatitischen Charakter an; es treten Quarz in Korngrößen über 2 cm auf, vereinzelt Biotit und Hornblende, ferner Pyrit, Chalkopyrit, Titanit und Orthit.



Bild 107  
Aplitisches Trum im Augitsyenodiorit  
von Gröba mit biotitreichen Salbändern  
(Maßstab 1 : 6,7)

Reine Pegmatitgänge erreichen Mächtigkeiten bis zu 50 cm und sind zumeist symmetrisch aufgebaut.

An den Salbändern kommen Feldspat und Quarz in schriftgranitischer Verwachsung oder lediglich Plagioklas (An-Gehalte um 8%) und Mikroklin, dazu Biotit in dünnen Tafeln („Riemenglimmer“) vor. Dieser schriftgranitischen Zone folgen grünlicher Albit (Chloritschüppchen mit Durchmessern unter 0,01 mm) und rötlicher Mikroklin. Die Gangmitte wird von grauem Quarz eingenommen, der mitunter Titanit und Orthit einschließt – beide mit Durchmessern bis zu mehreren Zentimetern. In einem Fall erreichte Orthit Abmessungen von 4,1 mal 2,0 cm. Andere Pegmatite führen bei sonst ähnlichem Aufbau in der Gangmitte beträchtliche Mengen an Pyrit und Chalkopyrit. Schließlich finden sich einzelne Pegmatite, in denen neben zersetzten pegmatitischen Mineralen in der Gangmitte Epidot, Prehnit, Chlorit, Calcit und Chalcedon vorkommen. Eine letzte Gruppe von Pegmatiten ist durch das Auftreten von tafelförmigem Biotit, vereinzelter Hornblende, reichlich Titanit, Pyrit, Chalkopyrit und Plagioklas (An-Gehalte zwischen 10 und 12%) gekennzeichnet.

Wir begegnen demnach im Augitsyenodiorit von Gröba einer den übrigen Gesteinen des Meißener Massivs fremden Mannigfaltigkeit an aplitischen und pegmatitischen Bildungen.

#### 4.1.6. Vorkommen in den weiteren Gesteinen

In den Biotit-Hornblendegranodioriten zwischen Strehla und Görzig untersuchte *F. Mende* [209] sehr eingehend Aplite und Pegmatite.

Aplite finden sich besonders im Görziger Gebiet, dort geringmächtig mit Parallelt Texturen und Übergängen ins Nebengestein. Vielfach zeigen sich enge Beziehungen zwischen Apliten und Pegmatiten; beide können in Form von Schlieren und Gängen auftreten.

Einer älteren Pegmatitphase ordnete *F. Mende* Turmalinbänder zu, denen altersmäßig Hornblende, Plagioklas, Biotit und Quarz, gelegentlich auch bedeutende Mengen an Mikroklin (Karlsbader Zwillinge) folgen.

Unter den Gesteinen von den Grünen Bergen und vom Steinberg kommen aplitische und pegmatitische Typen vor.

Abschließend sei auf die Ergebnisse umfangreicher Messungen des Streichens und des Fallens von Apliten und Pegmatiten hingewiesen, deren Auswertung einer weiteren Arbeit vorbehalten bleibt.

## 4.2. Ganggranite

Die engen Beziehungen zwischen Apliten und Ganggraniten verdeutlichen nicht zuletzt chemische Analysenergebnisse (Tabelle 25a bis 25d).

Tabelle 25a  
Chemische Analysenergebnisse  
von Ganggraniten des  
Zentralteils  
(Analytiker E. Worm [373])

Masse-%	I.	II.
SiO <sub>2</sub>	73,58	71,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,30	14,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	2,13
FeO	0,27	0,26
MgO	0,44	0,34
CaO	0,88	0,73
Na <sub>2</sub> O	4,06	4,35
K <sub>2</sub> O	5,22	5,95
H <sub>2</sub> O	0,64	1,17
Summen	100,73	100,52

Tabelle 25b. Niggli-Werte zu den  
Analysenergebnissen von Ganggraniten  
des Zentralteils

	I.	II.
si	397,0	415,0
al	45,5	43,0
fm	10,0	12,0
c	5,0	4,0
alk	39,5	41,0
k	0,46	0,47
mg	0,35	0,27
qz	+139,0	+151,0
al — alk	+ 6,0	+ 2,0
alk	+ 6,6	+ 20,5
al — alk	+ 1,0	— 2,0
t		

Tabelle 25c. Kationenprozentage zu den  
Analysenergebnissen von Ganggraniten  
des Zentralteils

	I.	II.
Si	68,3	66,5
Al	15,6	15,6
Fe <sup>2+</sup>	0,9	1,5
Fe <sup>3+</sup>	0,2	0,2
Mg	0,6	0,5
Ca	0,9	0,7
Na	7,3	7,9
K	6,2	7,1

I = 10 m mächtiger Gang im Stbr. 3 unterhalb Meißen, links der Elbe

II = 12 m mächtiger Gang im Stbr. 18 bei Rottewitz, rechts der Elbe

Tabelle 25d. Standard-Katanormen zu den  
Analysenergebnissen von Ganggraniten des Zentralteils

	I.	II.
Q	25,2	20,0
Or	31,0	35,5
Ab	36,5	39,5
An	4,5	1,5
Wo	—	0,8
En	0,9	1,0
Mt	0,6	0,6
Hm	0,5	1,1
Cord	0,8	—

Der normative An-Gehalt beträgt den Standard-Katanormen zufolge 11,0 und 3,7 %.



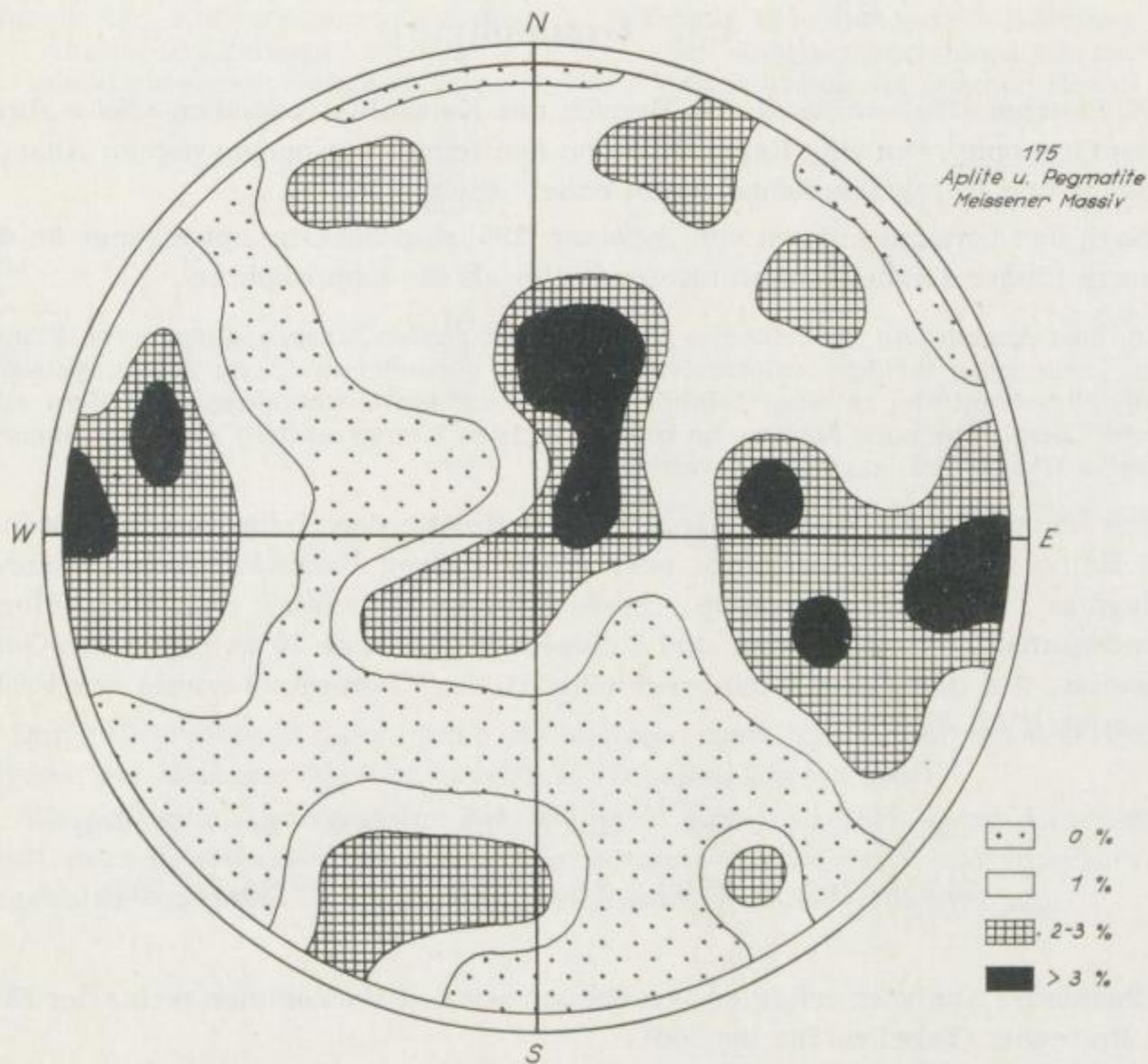


Bild 108. Streichen und Fallen von 175 Apliten und Pegmatiten aus dem Meißener Massiv

Leider fehlen chemische Analysen von Ganggraniten aus dem östlichen Zentralteil, ebenso aus den Nord- und Südteilen, so daß deren Vergleich mit Ganggraniten aus dem engeren Meißener Gebiet nur bedingt möglich erscheint. Einen ersten Anhalt geben die folgenden Integrationsergebnisse (Vol.-%):

	Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
I	58,6	25,8	8,9	Sp.	6,2	0,3	0,2	5022
II	56,1	22,8	6,6	—	12,5	0,6	0,6	3990
III	48,6	27,9	16,2	Sp.	5,7	1,4	0,2	5057
IV	44,4	29,4	22,2	—	3,4	0,5	0,1	6000

(I = Haltestelle Berbisdorf, Bl. 50; II = ehem. Tiergarten Moritzburg, Bl. 50; III = nördlich vom Niederen Waldteich bei Volkersdorf, Bl. 50; IV = östlich vom Schloßteich Moritzburg, Bl. 50)

### 4.3. Granophyre

*K. Pietzsch* [254] stellte die im Bereich des Kartenblatts Meißen (48) verbreiteten Granophyre in eine Reihe, „die von den feinkörnig-porphyrischen Abarten ausgeht und in felsitähnlichen Arten endet“ (Seite 756).

Nach den Untersuchungen von *A. Sauer* [290] sind die Granophyrgänge an der Knorre jünger als die Ganggranite und älter als die Lamprophyre.

In ihrer Ausbildung mit teilweise bis zu 0,6 mm großen Einsprenglingen von Plagioklas, mehr oder weniger chloritisiertem Biotit, gerundetem Quarz sowie typischen Granophyrstrukturen in einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse, vor allem aber ihrem Chemismus nach können sie sowohl Apliten (Ganggraniten) als auch jüngeren Effusiva (Porphyren) zugeordnet werden.

Der feinkörnig-porphyrische Granit von Rottewitz, den *K. Pietzsch* zur erwähnten Reihe stellte, ist ein gang- oder stockförmiger Nachschub relativ sauren „Magmas“, wie rechts der Elbe scharfe Grenzen gegenüber dem Biotit-Hornblendegranodiorit von Gasern und linkselbisch ein etwa 10 m mächtiger Gang beweisen. Aus dem Gang (Steinbruch nördlich des Kloosterguts) wurde eine Probe integriert (Vol.-%):

Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Bi.	Akz.	Erz	Punkte
36,3	24,1	25,0	2,9	10,4	1,3	Sp.	3051

Chemische Analysen erfolgten von Proben aus den Vorkommen rechts der Elbe bei Rottewitz (Tabellen 26a bis 26d).

Tabelle 26a. Chemische Analyseergebnisse von dem feinkörnig-porphyrischen Granit bei Rottewitz (Analytiker *R. Reinisch* [274])

Masse-%	I.	II.
SiO <sub>2</sub>	66,69	69,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,72	15,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12	2,29
FeO	0,94	0,69
MgO	2,28	1,39
CaO	1,62	1,24
Na <sub>2</sub> O	4,95	4,61
K <sub>2</sub> O	4,02	4,00
H <sub>2</sub> O	1,25	0,93
Summen	100,59	99,79

I = Granit  
II = granophyrähnliches Salband

Tabelle 26b. Niggli-Werte zu den Analyseergebnissen von dem feinkörnig-porphyrischen Granit

	I.	II.
si	259,0	322,0
al	36,0	41,0
fm	25,5	20,2
c	6,5	6,2
alk	32,0	32,6
k	0,31	0,36
mg	0,52	0,47
qz	+31,0	+91,6
al — alk	+ 4,0	+ 8,4
alk	+ 8,0	+ 3,9
al — alk		
t	— 2,5	+ 2,2

Tabelle 26c. Kationenprozentage zu den Analyseergebnissen von dem feinkörnig-porphyrischen Granit

	I.	II.
Si	61,7	65,0
Al	17,1	16,7
Fe <sup>3+</sup>	2,2	1,6
Fe <sup>2+</sup>	0,7	0,5
Mg	3,1	1,9
Ca	1,6	1,2
Na	8,9	8,3
K	4,7	4,8

Tabelle 26d. Standard-Katanormen zu den Analyseergebnissen von dem feinkörnig-porphyrischen Granit

	I.	II.
Q	14,4	20,5
Or	23,5	24,0
Ab	44,5	41,5
An	8,0	6,0
En	5,9	2,6
Mt	2,1	1,5
Hm	0,8	0,6
Cord	0,8	3,3

Normativer An-Gehalt der Plagioklasse:  
15,2 und 12,6 %.

Der Vollständigkeit halber seien die weiteren chemischen Analysen von Granophyren des Meißener Massivs angeführt (Tabellen 27a bis 27d).

Alle felsischen Ganggesteine des Meißener Massivs zeigen ihrem Chemismus nach granodioritische Tendenzen. Das kommt ebenso durch die Integrationsergebnisse und ihre Darstellungen zum Ausdruck (Bilder 109 und 110).

Tabelle 27a. Chemische Analyseergebnisse von Granophyren des Meißener Massivs (Analytiker R. Reinisch [274])

Masse-%	I.	II.
SiO <sub>2</sub>	73,43	75,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,04	13,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,08
FeO	0,21	0,05
MgO	0,56	0,24
CaO	1,02	0,57
Na <sub>2</sub> O	4,62	4,27
K <sub>2</sub> O	4,28	4,82
H <sub>2</sub> O	0,64	0,41
Summen:	100,33	100,14

I = einsprenglingreicher Granophyr, Katzensprung nördlich v. Meißen

II = felsitähnlicher Granophyr, nördlich von Gasern

Tabelle 27b. Niggli-Werte zu den Analyseergebnissen von Granophyren

	I.	II.
si	392,0	450,0
al	44,0	46,0
fm	11,5	7,3
c	6,0	3,7
alk	38,5	43,0
k	0,38	0,42
mg	0,39	0,30
qz	+ 138,0	+ 178,0
al — alk	+ 5,5	+ 3,0
alk	+ 7,0	+ 14,3
al — alk	+ 7,0	+ 14,3
t	— 0,5	— 0,7

Tabelle 27c  
Kationenprozentage zu den  
Analysergebnissen  
von Granophyren

	I.	II.
Si	68,2	70,4
Al	15,4	14,5
Fe <sup>3+</sup>	1,1	0,8
Fe <sup>2+</sup>	0,2	—
Mg	0,8	0,3
Ca	1,0	0,6
Na	8,3	7,7
K	5,0	5,7

Tabelle 27d  
Standard-Katanormen zu  
den Analysergebnissen  
von Granophyren

	I.	II.
Q	25,5	28,6
Or	25,0	28,5
Ab	41,5	38,5
An	5,0	3,0
En	1,5	0,6
Mt	0,6	—
Hm	0,6	0,8
Cord	0,3	—

Normativer An-Gehalt  
der Plagioklase:  
10,7 und 7,2%

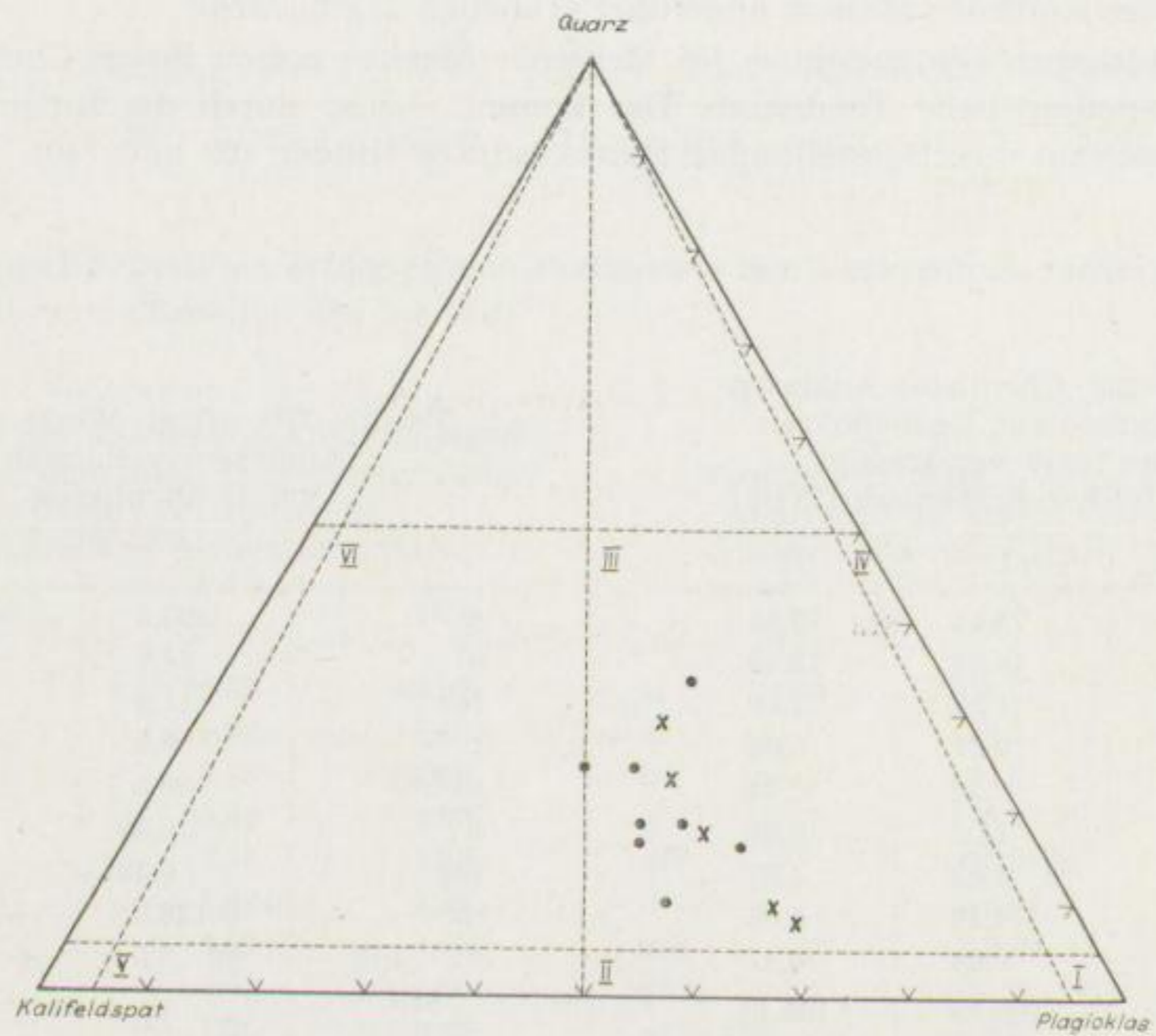


Bild 109. Integrationsergebnisse von Apliten (Punkte) und  
Ganggraniten (Kreuze) des Meißener Massivs  
III = Granodioritfeld, VI = Granitfeld

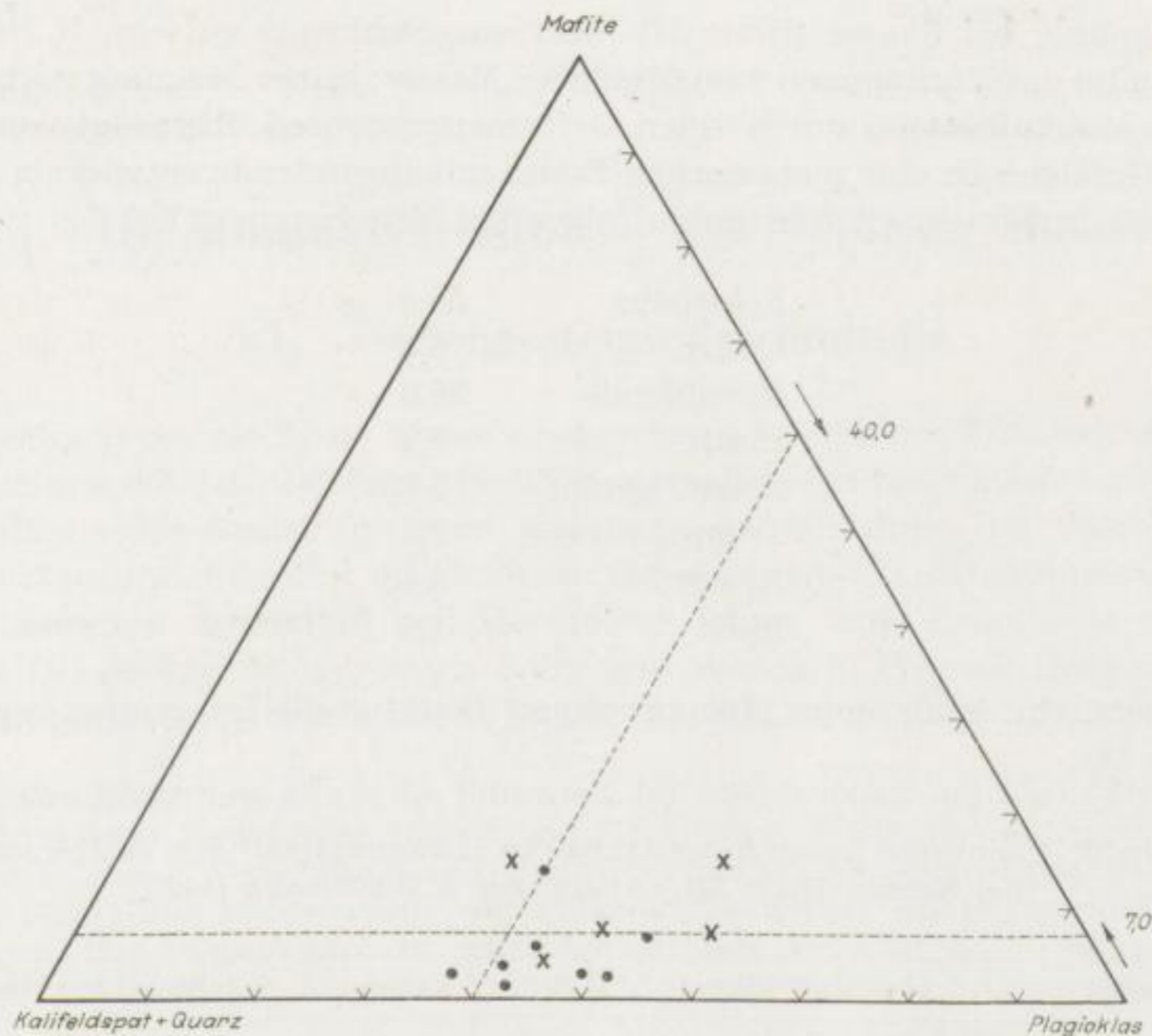


Bild 110. Integrationsergebnisse von Apliten (Punkte) und Ganggraniten (Kreuze) des Meißener Massivs unter Berücksichtigung der Mafite

#### 4.4. Lamprophyre

Mengenmäßig treten innerhalb des Meißener Massivs die dunklen Ganggesteine den hellen gegenüber zurück, obwohl ihre Verbreitung und Ausbildung besonders im Plauenschen Grund ständig das Interesse vieler Petrographen fanden [34] [67] [102] [104] [165] [215] [333] [362] und dadurch leicht der Eindruck ihrer großen Zahl entstehen kann.

Vorwiegend handelt es sich im Zentralteil um Kersantite, Spessartite und untergeordnet um Vogesite bzw. Minetten. Im Bereich des Hornblendesyenodiorits erwiesen sich einige „kartierte“ Lamprophyre als hornblendereiche Schollen; im übrigen muß auf die angeführte Literatur verwiesen werden.

Im Nordteil erinnern die dunklen „Schlieren“ im Augitsyenodiorit von Gröba sowie verschiedene Einschlüsse (Schollen) in den Biotit-Hornblendegranodioriten zwischen Strehla und Görzig an Lamprophyre. Sie müssen der Kontaktverhältnisse wegen – Apophysen des Normalgesteins dringen zum Teil in die „Lamprophyre“ ein – als echte Einschlüsse angesehen werden. Unter später zu diskutierenden genetischen Gesichtspunkten erscheint eine Parallelität zu den von *H. Hentschel* [149] eingehend untersuchten „gemischten Gängen“ in einem Steinbruch an

der Neumühle bei Skassa (Blatt 32) nicht ausgeschlossen zu sein. *H. Hentschel* selbst stellte das Vorkommen zum Meißener Massiv; seiner Meinung nach sei der primäre Mineralbestand durch einen Deformationsprozeß überprägt worden, in dessen Gefolge sich eine metamorphe Fazies mit Hornblende entwickeln konnte. *Hentschels* Integrationen führten zu folgenden Mittelwerten (Vol.-%):

Feldspäte	55,0
Quarz	6,3
Hornblende	25,0
Biotit	6,8
Zoisit, Epidot	3,25
Titanit, Zirkon	2,2
Apatit	0,45
Pyrit	1,0

Die chemische Analyse des „Lamprophyrs“ bestätigt die Integrationsergebnisse (Tabelle 28).

Tabelle 28. Chemische Zusammensetzung des „Lamprophyrs“ von der Neumühle bei Skassa (Blatt 32). (Analytiker *E. Wohlmann* [149])

Masse-%		Niggli-Werte		Kat.-%		Standard-Katanorm	
SiO <sub>2</sub>	56,10	si	157,0	Si	51,8	Ru	0,7
TiO <sub>2</sub>	1,00	al	25,6	Ti	0,7	Cp	0,2
ZrO <sub>2</sub>	0,04	fm	38,3	Zr	—	Or	19,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	c	18,0	P	0,1	Ab	40,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,53	alk	18,1	Al	16,9	An	12,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,15	ti	1,7	Fe <sup>3+</sup>	2,2	Wo	6,6
FeO	3,91	p	0,1	Fe <sup>2+</sup>	2,9	Hy	3,8
MnO	0,08	k	0,33	Mn	0,1	En	8,0
MgO	5,42	mg	0,59	Mg	7,4	Mt	3,3
CaO	5,95	qz	— 15,4	Ca	5,9	Fo	5,1
Na <sub>2</sub> O	4,50	al — alk	+ 7,5	Na	8,1		
K <sub>2</sub> O	3,32	alk	+ 3,4	K	3,9		
BaO	0,14	al — alk		Ba	—		
F	0,05	t	— 10,5				
S	0,11						
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,32						
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11						
Summe:	100,81						

Der normative An-Gehalt der Plagioklase beträgt 23,2%; optisch fand *H. Hentschel* um 24 %

## 5. Die Kontaktverhältnisse des Meißener Massivs

### 5.1. Nebengesteine des Südteils

Den Südteil des Meißener Massivs begrenzen Gesteine des Elbtalschiefergebirges, in dem auf die Mittelsächsische Störung nach Osten hin zunächst phyllitische und paläozoische Gesteinsgruppen und dann die Schichten der Weesensteiner Grauwackenformation mit kristallinen Grauwacken, Knotenglimmerschiefern, Quarzitschiefern, Quarziten und Hornfelsen folgen. Eine detaillierte stratigraphische Gliederung der gesamten Folge gab zuletzt *K. Pietzsch* [254] unter Berücksichtigung der Arbeiten von *P. Engert* [82] [83].

Besondere Bedeutung haben die Schichten des Oberdevons I mit Kalkstein, Diabasuff, graugrünem Tonschiefer, Diabas und Grauwacke. Weiterhin ist bemerkenswert, daß innerhalb der Weesensteiner Grauwackenformation ein Augit-Hornblendegestein ansteht (Spargrund nordwestlich von Falkenhain), dessen Hauptbestandteile grüne Hornblende und Diopsid sind. In dem feinkörnigen, xenomorphen Gestein kommen untergeordnet Feldspäte, Magnetit, Titanit und wenige Sekundärprodukte vor.

Die Kontaktmetamorphose vorwiegend der Diabase und Diabastuffe wurde eingehend von *R. Beck* [18] [21] untersucht. Eindeutige Beziehungen zu Gesteinen des Meißener Massivs oder zu anderen Intrusivgesteinen sind nur in wenigen Fällen zu finden.

Verbreitet ist in den ehemaligen Diabasen und Diabastuffen eine Uralitisierung zu beobachten, die unter Umständen zur Ausbildung massiger Hornblendegesteine führen kann. Neben grüner Hornblende, die häufig Augitreste im Kern führt, finden sich Plagioklas, Biotit, Ilmenit, Magnetit, Apatit, Titanit, Epidot, Calcit und weitere Akzessorien. Kontaktmetamorphe Diabastuffe weisen sehr oft lagige Gefüge mit Anreicherungen von Diopsid, Hornblende oder Biotit auf und erinnern an Einschlüsse im Hornblendesyenodiorit. Insgesamt ließen sich gerade im Elbtalschiefergebirge alle Übergänge von unveränderten basischen und sauren Nebengesteinen bis zu Einschlüssen in Intrusivgesteinen des Meißener Massivs verfolgen; derartige Untersuchungen müssen späteren Arbeiten vorbehalten bleiben.

Im Südosten setzt sich das Elbtalschiefergebirge bis zum Jeschkengebirge (Jěštěd) hin fort. Auch hier wurden neben Tonschiefern und anderen, vermutlich algonkischen bis unterkarbonen Ablagerungen Diabase und Diabastuffe nachgewiesen.

In seiner nordwestlichen Fortsetzung wird das Elbtalschiefergebirge vom Rotliegenden des Döhlener Beckens unterbrochen, doch fanden sich in der Gegend von Freital durch bergbauliche Aufschlüsse im Liegenden des Hornblendesyenodiorits kontaktmetamorphe Schiefer, die den Übergang zum Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge repräsentieren.

## 5.2. Nebengesteine des Zentralteils

Von den Intrusivgesteinen des Zentralteils kommt lediglich der Hornblende-syenodiorit mit Nebengesteinen in Kontakt, soweit das die derzeitigen Aufschluß-verhältnisse erkennen lassen.

### 5.2.1. Die Kontaktverhältnisse im Bereich des Mittelsächsischen Zuges

Auch im Nossen–Wilsdruffer Schiefergebirge folgt auf die Mittelsächsische Störung nach Osten hin eine phyllitische Gesteinsgruppe mit Chlorit- und Serizitgneisen. Bemerkenswert sind in einer mittleren Abteilung verbreitete Hornblendeschiefer und im Hangenden der Chloritgneise Kalksteinlager; schließlich finden sich in Phylliten einer oberen Abteilung Einlagerungen von Chlorit-Hornblende-Gesteinen.

In der der phyllitischen folgenden paläozoischen Gesteinsgruppe ist Ordovizium nicht sicher belegt, hingegen Ablagerungen des Silurs mit schwarzen graptolithenführenden Tonschiefern, Kieselschiefern und Einlagerungen von Ockerkalk [131]. Daran schließt sich eine bis zu 250 m mächtige Devonserie mit Diabasen, Spiliten (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dipl.-Min. *K. Fandrich*), Tuffen, Kalksteinen, Kalkschiefern und Tonschiefern an. Den Abschluß bilden sehr wahrscheinlich die hellen Kieselschiefer (Hornsteine), ehe das Unterkarbon mit grauen bis schwarzen Tonschiefern und Grauwacken beginnt. Zwischen beiden Gesteinsgruppen bestehen jedoch fließende Übergänge.

Alle genannten Gesteine können kontaktmetamorph verändert worden sein. Der Anschnitt des Kontakthofs ist im Durchschnitt 2 bis 3 km breit; im Triebischtal erreicht er Breiten von 4 km. Hinweise über die einzelnen Kontaktbildungen finden sich bei *R. Reinisch* [273] [274], *K. Pietzsch* [245] [246], *F. Härtel* [141] [142] und *H. Hentschel* [150].

Wichtig sind die kontaktmetamorphen Veränderungen der Diabase und Diabastuffe. Aus letzteren entstanden Hornblende- und Salitschiefer (Malakolithschiefer) mit feinkörnigen bis dichten, grünlichschwarzen oder graugrünen Typen. Die Hornblendeschiefer bestehen vorwiegend aus gemeiner Hornblende, die gelegentlich durch eine strahlsteinartige Hornblende oder Anthophyllit ersetzt sein kann. An der Zusammensetzung sind weiterhin albitischer Plagioklas, Ilmenit, Magnetit, Titanit, Apatit, Quarz, Biotit, Rutil, Pyrit, Diopsid (Salit), Calcit, Cordierit und Graphit in sehr unterschiedlichen Mengenverhältnissen beteiligt, so daß örtlich Anthophyllitschiefer oder Biotit-Hornblendeschiefer ausgehalten werden können. Reine Salitschiefer sind relativ selten, zumeist treten sie in Wechselagerung mit Hornblendeschiefen auf, zu denen alle Übergänge bestehen. Aus den Diabasen bildeten sich Amphibolite, in denen oftmals noch leistenförmige Plagioklase nachzuweisen sind. Neubildungen gemeiner grüner Hornblende umschließen häufig Augitreste. Akzessorisch kommen reichlich Biotit, Ilmenit, Magnetit, Apatit, Titanit, Epidot, Rutil und Calcit vor.



### 5.2.2. Die Kontaktverhältnisse im Bereich des Westlausitzer Zuges

Dem Westlausitzer Zug der Elbtalzone wird neben der Weesensteiner Grauwackenformation der Gneiszug zwischen Klotzsche und Großenhain zugeordnet, in dem *K. Schmidt* [296] folgende Typen unterschied:

1. Mittel- bis feinkörniger Granodioritgneis.
2. Plattige (feinkörnig schiefrige) Biotitgneise mit Grauwackengneisen.
3. Glimmerreiche, schiefrige, z. T. andalusitführende Paragneise mit reliktschen Grauwacken und Geröllen.

Andalusit und Muskovit in den schiefrigen Gneisen bezeichnete *K. Schmidt* als Produkte der durch das Meißener Massiv hervorgerufenen Kontaktmetamorphose, „die sicher bereits vergneiste Gesteine betroffen hat“ (Seite 22). Die Gneise insgesamt faßte er als Fortsetzung der erzgebirgischen, *K. Pietzsch* [254] als Kernteile des Nordsächsischen Sattels auf.

Im Gneiszug kommen verbreitet Amphibolite vor, in denen *K. Schmidt* [296] „zum Teil sicher amphibolreiche Misch- und Tiefengesteine des Meißener Massivs“ sah (Seite 26). Der Verfasser untersuchte verschiedene Proben vom Nordrand des Frauenteichs (I bis IV), aus den Vorkommen westlich von Berbisdorf (V und VI), nordwestlich und südwestlich von Bärwalde (VII und VIII), südwestlich von Radeburg (IX und X) sowie von Großenhain–Mülbitz (XI und XII). Die Integrationsergebnisse von diesen Proben finden sich in Tabelle 29.

Mit Ausnahme des Gesteins von Großenhain–Mülbitz erscheinen die Amphibolite geschiefert bei hypidiomorpher Ausbildung der Gemengteile. Mittlere Korngrößen liegen bei 0,24 mm; größte Abmessungen erreichen Kalifeldspäte (Karlsbader Zwillinge, zonar) mit Werten von 4,0 mal 2,7 mm. Auch einzelne Plagioklase weisen ähnliche Größen auf und schließen dann Biotit, Hornblende und Akzessorien – zum Teil in Form gerundeter und sehr kleiner Mikrolithe – ein. Vielfach sind gleiche „Feinkornzüge“ wie im Hornblendesyenodiorit zu beobachten; in ihnen kommen besonders häufig Myrmekite vor. Der An-Gehalt der Plagioklase schwankt zwischen 20 und 40%; im Kern treten oft Zersetzungserscheinungen (Serizit, Epidot) auf. Unter den Akzessorien finden

Tabelle 29. Integrationsergebnisse von Amphiboliten  
des Westlausitzer Zuges (Vol.-%)

	Plag.	Kf.	Qu.	Hbl.	Bi.	Akz.	Erz.	Punkte
I	43,8	14,7	11,5	11,1	15,3	2,3	0,3	10476
II	35,4	21,2	0,4	29,8	9,1	4,0	0,1	3116
III	31,6	18,1	0,7	40,0	7,2	2,4	Sp.	3587
IV	31,5	17,4	1,3	38,9	8,2	2,5	0,2	3003
V	41,4	Sp.	Sp.	20,2	34,8	3,2	0,4	2000
VI	45,2	12,1	10,6	24,4	5,5	2,0	0,2	2000
VII	29,1	0,3	Sp.	66,4	0,6	3,5	0,1	2200
VIII	44,6	Sp.	Sp.	27,1	21,1	6,8	0,4	2000
IX	25,1	30,5	4,7	34,6	3,5	1,3	0,3	2600
X	41,0	11,5	Sp.	28,1	16,5	2,6	0,3	2900
XI	24,0	0,4	Sp.	54,9	8,0	0,8	11,9	2010
XII	32,5	Sp.	0,7	44,0	15,2	0,5	7,1	1000

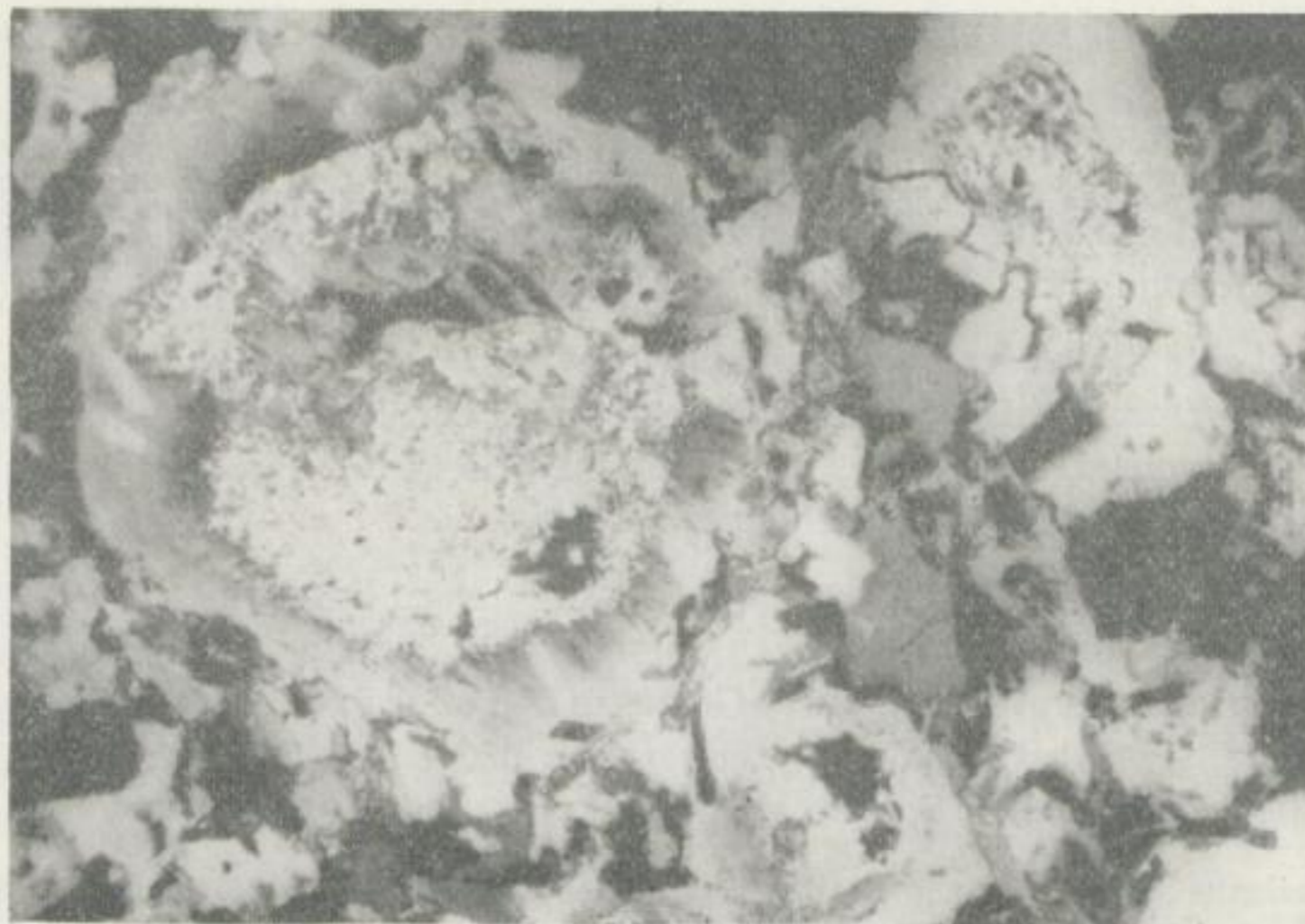


Bild 111. Plagioklasblast mit serizitisiertem Kern aus dem Amphibolit westlich von Berzdorf  
(Blatt 50, D 50/5, gekreuzte Nicols, Maßstab 32:1)

sich vorwiegend Apatit und Titanit. Zirkon ist in relativ großen und gerundeten Kristallen vertreten.

Die Amphibolite von Großenhain nehmen eine gewisse Sonderstellung ein. Neben einem ungewöhnlich hohen Magnetitgehalt kommt hier statt des Titanits das Mineral Rutil vor. Die Gesteine waren in einem Steinbruch am Südrand der Stadt Großenhain in Gestalt mehrerer etwa 0,5 m mächtiger Einlagerungen im Gneis und als ein 15 m mächtiges, von einzelnen Gneisbänken durchzogenes Lager aufgeschlossen worden. Übergänge in den Gneis fehlten.

Die in einem späteren Abschnitt darzulegende genetische Bedeutung basischer Nebengesteine des Meißener Massivs rechtfertigt an dieser Stelle einige chemische Vergleiche hornblendeführender Gesteine (Tabellen 30a bis 30c). Die analysierten Proben verteilen sich folgendermaßen:

1. Amphibolit von Großenhain (*E. Wohlmann* 1939).
2. Diabas von Tharandt (*R. Reinisch* 1902).
3. Chlorit-Hornblendeschiefer von der Talmühle im Ebergrund bei Tharandt (*R. Reinisch* 1902).
4. Chlorit-Hornblendeschiefer, Cottas Grab bei Tharandt (*R. Reinisch* 1902).
5. Schieferiger Amphibolit, Bahraberg zwischen Zehista und Friedrichswalde (*J. Jakob* 1950).
6. Schieferiger Amphibolit, Burkhardtswalde nahe Weesenstein (*J. Jakob* 1950).

Von den Amphiboliten aus dem Bereich des Kartenblatts 50 (Fraunteich, Bärwalde usw.) fehlen bislang chemische Daten.

Den normativen Mineralbeständen zufolge handelt es sich durchweg um dioritische Gesteinstypen; allerdings ist zu berücksichtigen, daß ein wesentlicher Teil des Kaliums zur Biotitbildung verbraucht wurde, wodurch sich einmal der normative Orthoklas-



Bild 112. Amphibolit von Großenhain-Mülbitz  
(Blatt 33, D 33/6, ohne Nicols, Maßstab 28 : 1)  
schwarz = Erz, grau = Hornblende, Biotit,  
hell = vorwiegend Plagioklas

Tabelle 30a. Chemische Analysenergebnisse hornblendeführender  
Nebengesteine des Meißener Massivs

Masse-%	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO <sub>2</sub>	45,33	49,20	45,59	46,39	49,61	50,24
TiO <sub>2</sub>	4,31	1,14	0,86	1,26	1,70	1,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	—	—	—	—	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,41	14,36	17,92	16,94	14,80	16,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	4,51	5,39	4,04	2,13	3,49
FeO	11,42	4,62	7,48	8,60	9,61	7,83
MnO	0,16	—	—	—	0,15	0,09
MgO	4,73	8,23	9,51	8,55	7,74	6,00
CaO	8,06	10,17	6,99	7,51	8,85	2,74
Na <sub>2</sub> O	3,18	4,52	4,83	4,72	4,01	4,10
K <sub>2</sub> O	1,35	0,44	0,38	0,57	1,33	1,56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,45	—	—	—	0,20	3,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	—	—	—	—	0,15
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	2,10
S	0,08	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	—	—	—	—	—
Glühverlust	—	2,20	2,01	1,99	—	—
Summen:	100,41	99,39	100,96	100,57	100,13	99,91

Tabelle 30b. Kationenprozentage hornblendeführender Nebengesteine des Meißener Massivs

Kat.-%	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Si	43,9	46,2	41,7	42,9	45,7	49,2
Ti	3,1	0,8	0,6	0,9	1,2	1,2
P	0,3	—	—	—	—	0,5
Al	17,6	15,9	19,4	18,4	16,0	18,7
Fe <sup>3+</sup>	2,4	3,2	3,7	2,8	1,5	2,6
Fe <sup>2+</sup>	9,2	3,6	5,7	6,7	7,4	6,4
Mn	0,1	—	—	—	0,1	0,1
Mg	7,0	11,5	13,0	11,8	10,6	8,8
Ca	8,4	10,2	6,9	7,4	8,7	2,9
Na	6,0	8,2	8,6	8,4	7,2	7,7
K	1,8	0,4	0,4	0,7	1,6	1,9
S	0,1	—	—	—	—	—
Cr	0,1	—	—	—	—	—

Tabelle 30c. Standard-Katanormen hornblendeführender Nebengesteine des Meißener Massivs

Katanorm	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Ru	3,1	0,8	0,6	0,9	1,2	1,2
Cp	0,8	—	—	—	—	1,2
Or	9,0	2,0	2,0	3,5	8,0	9,5
Ab	30,0	41,0	30,6	32,9	36,0	38,5
An	24,5	18,3	26,0	23,3	18,0	10,8
Wo	6,1	12,3	—	—	3,5	—
Hy	0,6	—	—	—	—	10,4
En	—	—	—	—	—	6,8
Mt	3,6	4,8	5,6	4,2	2,3	3,9
Cord	—	—	—	—	—	13,2
Fo	10,5	17,2	19,5	17,7	15,9	4,5
Fa	11,5	3,0	5,8	8,0	10,1	—
Cs	—	0,6	2,5	4,1	5,0	—
Ne	—	—	7,4	5,4	—	—
Pr	0,2	—	—	—	—	—
Cm	0,1	—	—	—	—	—
Normativer An-Gehalt der Plagioklase	45,0	30,8	45,9	41,4	33,3	21,9

gehalt reduziert und zum anderen die Summe der normativen mafischen Gemengteile erhöht. Weiterhin muß ein beträchtlicher normativer Anorthitteil zur Hornblende gerechnet werden; das kommt besonders deutlich beim Vergleich der Analyse 1 mit den entsprechenden Integrationsergebnissen von Großenhain–Mülbitz zum Ausdruck. Auf die Berechnung einer Äquivalentnorm, die diesen spezifischen Gegebenheiten Rechnung trägt, wird hier zunächst verzichtet.

Die Einschaltungen älterer Gesteine vorwiegend im Hornblendesyenodiorit sind scharf begrenzt und lassen im allgemeinen keine Beeinflussung des einschließenden Gesteins erkennen. Nur an einigen wenigen Stellen nehmen die angrenzenden Hornblendesyenodioritpartien eine ausgeprägte Paralleltexur an, wodurch der Eindruck entsteht, daß das ältere Gestein „umflossen“ wurde. Im Bereich von kleinen Gneiseinschlüssen im Biotitgranodiorit kam es stellenweise zu dessen grobkörniger Ausbildung mit Anreicherungen von Quarz und Kalifeldspat.

Die geologische Stellung der innerhalb des Zentralteils gelegenen sogenannten „Elbtalgneise“ ist nach wie vor umstritten. *K. Pietzsch* [246] [250] [252] [253] [254] sah in der von *K. H. Scheumann* [292] [293] beschriebenen Neubildung von Muskovit nicht eine Folgeerscheinung starker mechanischer, sondern thermischer und somit kontaktmetamorpher Beanspruchungen durch Gesteine des Meißener Massivs. Seiner Meinung nach sind sowohl die Gneisschollen im östlichen Zentralteil als auch die Elbtalgneise durch intrudierende Schmelzen aus der Tiefe mit nach oben gebracht worden. *H. Reichert* [268] hingegen vermutete zumindest in den Schollen Reste des ehemaligen Daches. Inwieweit ein Teil der Elbtalgneise (Augengneise) einem lineamenteigenen Magmatismus zugeordnet werden kann, den *A. Watznauer* [356] und „Einführungsvortrag zur Exkursion der Association pour l'étude géologique des zones profondes de l'écorce terrestre, September 1961“ zur Diskussion stellte, ist vorläufig nicht zu entscheiden.

### 5.3. Nebengesteine des Nordteils

Im Nordteil des Meißener Massivs sind die zu beobachtenden Kontakterscheinungen an den verschiedenen Nebengesteinen mangels geeigneter Aufschlüsse nur schwierig bestimmten Intrusivgesteinen zuzuordnen. In neuerer Zeit führten *K. Schmidt* [295] [296], *R. Erzberger* [92] [93] und *W. Jäger* [162] umfangreiche Untersuchungen durch; Einzelheiten sind ihren Arbeiten zu entnehmen.

Während die Biotitgneise links der Elbe bei Sahlassan und Görzig dem Westlausitzer Zug angehören, werden die am Nordwestrand der Nordsächsischen Mulde im Collmberg-Zug aufgeschlossenen Schichten zum Mittelsächsischen Zug gestellt. Sie sind nach *K. Pietzsch* [254] – bislang fehlen Versteinerungen – infolge ihrer Übereinstimmung mit den Gesteinen von Otterwisch und Hainichen (quarzitische Grauwacken, quarzitische Schiefer, Tonschiefer) sehr wahrscheinlich Bildungen aus dem Tremadoc. In ihrem östlichen Teil entstanden serizitquarzitische Kontaktgesteine, denen sich neben unbestimmten Kontaktgesteinen zwischen Leckwitz und Klein-Rügeln (Blatt 16) Chiasolithschiefer anschließen; in ihnen vermutete *R. Grahmann* [133] ehemalige silurische Kieselschiefer.

Nördlich des Collmberg-Zuges finden sich zunächst phyllitische und quarzitische Schiefer, die zum größten Teil kontaktmetamorph überprägt wurden. Ihnen folgt Grauwacke in zwei durch tektonische Wiederholung bedingten Zügen; die gesamte Gesteinsfolge ist als „Clanzschwitzer Grauwackenformation“ bekannt geworden. Sie gehört zum Bereich des Nordsächsischen Sattels und wurde von *K. Pietzsch* wiederholt als ein Äqui-

valent der Weesensteiner Grauwackenformation gekennzeichnet. Die Untersuchungen von *K. Schmidt* [295] ergaben weitgehende Übereinstimmungen hinsichtlich der Geröllbestände nicht nur der Clanzschwitzer und Weesensteiner Grauwackenformationen, sondern ebenso mit den geröllführenden Paragneisen und Quarz-Biotitschiefern aus dem Gneiszug von Klotzsche–Großenhain. Wichtig sind die sich abzeichnenden Parallelen zu den geröllführenden erzgebirgischen Paragneisen, wodurch die Gleichsetzung der Biotitgneise von Sahlassan und Görzig mit den Freiburger Gneisen der Oberen Stufe an Wahrscheinlichkeit gewinnt.

Für die nachfolgenden genetischen Betrachtungen ist von Bedeutung, daß neben kristallinen Grauwacken, Andalusitglimmerschiefern, Cordieritglimmerschiefern, Knotenschiefern und dergleichen auch hornblendeführende Schiefer, Amphibolite und – südöstlich der Leckwitzer Felsklippe (Blatt 16) – Strahlstein-Olivinfelse vorzufinden sind. Es muß demzufolge im Bereich des Nordteils mit ähnlichen Schichtenfolgen wie im Elbtalschiefergebirge gerechnet werden.

Einige chemische Analysen von gleichartigen Kontaktgesteinen im Süd- und im Nordteil des Meißener Massivs mögen die bisherigen Ausführungen ergänzen (Tabellen 31a bis 31c).

Tabelle 31a. Chemische Analysen kontaktmetamorpher Nebengesteine des Meißener Massivs

Masse-%	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub>	54,76	61,00	63,25	58,66	63,68
TiO <sub>2</sub>	1,14	0,97	0,81	0,35	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,04	0,02	Sp.	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,02	18,32	17,48	23,13	22,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,86	1,95	1,26	2,07	0,98
FeO	4,93	4,53	4,27	5,87	4,62
MnO	0,06	0,03	0,06	0,05	—
MgO	1,98	2,72	2,06	2,02	1,54
CaO	0,49	0,86	1,38	0,26	0,54
Na <sub>2</sub> O	2,10	3,02	3,23	1,69	0,62
K <sub>2</sub> O	5,98	4,93	4,38	4,13	3,01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,82	1,80	2,00	1,90	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,14	—
CO <sub>2</sub> bzw. C	Sp.	—	—	—	—
S	—	—	—	0,08	—
Glühverlust	—	—	—	—	1,19
Summen	100,14	100,17	100,20	100,35	100,09

1. Cordierit-Glimmerhornfels, Preuskerschacht im Lockwitztal bei Kreischa (*J. Jakob* 1950).
2. Andalusitglimmerschiefer, Seidewitztal (*J. Jakob* 1950).
3. Cordierit-Hornfels, Lockwitztal (*J. Jakob* 1950).
4. Cordierit-Hornfels, Punkt 128,5 nordwestlich von Riesa (*E. Wohlmann* 1938).
5. Cordieritglimmerfels, Grüne Berge nordwestlich von Riesa (*R. Reinisch* 1926).

Tabelle 31b. Kationenprozentage kontaktmetamorpher Nebengesteine des Meißener Massivs

Kat.-%	1.	2.	3.	4.	5.
Si	51,8	57,5	59,9	56,0	61,1
Ti	0,8	0,7	0,6	0,3	0,9
P	—	—	—	—	0,1
Al	26,7	20,4	19,6	26,1	25,8
Fe <sup>3+</sup>	1,3	1,4	0,9	1,5	0,7
Fe <sup>2+</sup>	4,0	3,9	3,5	4,7	3,7
Mn	—	—	—	0,1	—
Mg	2,8	3,8	2,9	2,9	2,2
Ca	1,5	0,9	1,4	0,3	0,6
Na	3,9	5,5	5,9	3,1	1,2
K	7,2	5,9	5,3	5,0	3,7

Tabelle 31c. Standard-Katanormen kontaktmetamorpher Nebengesteine des Meißener Massivs

Katanorm	1.	2.	3.	4.	5.
Q	—	9,1	13,4	10,8	26,6
Ru	0,8	0,7	0,6	0,3	0,9
Cp	—	—	—	—	0,2
Or	36,0	29,5	26,5	25,0	18,5
Ab	19,5	27,5	29,5	15,5	6,0
An	7,5	4,5	7,0	1,5	2,3
Hy	—	6,4	6,1	—	—
En	—	0,4	0,2	—	—
Mt	1,5	2,1	1,3	—	—
Hm	0,3	—	—	1,5	0,7
Cord	14,8	19,8	15,4	16,0	12,1
Fe-Cord	19,3	—	—	26,4	20,4
Sp	0,3	—	—	—	—
Sil	—	—	—	3,0	12,3
Normativer An-Gehalt der Plagioklase	27,8	14,1	19,2	8,8	27,7

## 6. Petrologische Folgerungen

### 6.1. Zur Genese des Zentralteils

#### 6.1.1. Geschichtlicher Überblick

Nachdem vor allen *C. G. Pötzsch* [255] [256] das engere Meißener Gebiet und *W. G. Becker* mit *A. Tauber* [24] bzw. [326] den Plauenschen Grund bei Dresden eingehend beschrieben hatten, gaben im Jahr 1845 *C. F. Naumann* und *B. Cotta* [221] erstmalig einen Überblick über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Meißen und Dresden.

Sie rechneten den „Syenit“ und „Granit“ des linken Elbufers zu „einer einzigen Bildung“, „weil an ihrer Gränze die unzweifelhaftesten Gesteinsübergänge vorliegen“ (Seite 103). Zugleich fiel ihnen auf, „daß innerhalb seines Gebietes ein jedes dieser Gesteine in der Regel sehr entschieden als solches ausgebildet ist“ (Seite 103). Sie ließen die Frage offen, aus welchem Grund unterschiedliche Gesteine entstanden, fanden aber an anderer Stelle, „daß der Syenitgranit des linken Elbufers eben so wie jeder andere Granit eine *eruptive*, aber wahrscheinlich erst *nach* der Aufrichtung der Schichten des Schiefergebirges hervorgetretene Bildung sei“ (Seite 138). Weitere Untersuchungen galten der „Moritzburger Syenitpartie“ mit ihren östlichen Grenzen und den „einspringenden Haken, welche der Gneiß in den Syenit und dieser umgekehrt in jenen bildet . . . , es scheint, daß solche Verzahnung, bei übrigens vollkommen scharfen Gränzen, nur durch gewaltsames Eindringen der einen in die andere Gebirgsart erklärt werden könne“ (Seite 438).

Bei den folgenden Aufnahmen zur geologischen Karte von Sachsen wurde an der Meinung festgehalten, daß das „Granit- und Syenitgebiet“ einheitlich gebildet worden sei [180]; auch die umfangreichen tektonischen Untersuchungen von *H. Reichert* [268] änderten nichts daran, obwohl einige Jahre zuvor *E. Tröger* [333] bei der petrographischen Bearbeitung einiger Ganggesteine des Meißener Massiv als Beispiel für die Differentiationsfähigkeit eines Magmas anführte und damit nachdrücklich auf die Verschiedenartigkeit der Gesteine hinwies.

Durch den Vergleich des Meißener Massivs mit der näher beschriebenen tektonischen und magmatischen Stellung der schlesischen „Syenite“ brachte *E. Berderke* [25] neue Gesichtspunkte in die genetische Diskussion, indem er auf die Verbindung der schlesischen „Syenite“ mit tektonisch wichtigen Grenzen und basischen Ergußgesteinen aufmerksam machte.

Die dortige Aufnahme des Nebengesteins in Form von Schollen und Septen sowie ein gewisser Schlierenbau im großen mit Übergängen einzelner Gesteinstypen, ferner manche petrographische Übereinstimmung hätten bereits zu dieser Zeit einfache Differentiationsvorgänge bei der Bildung der Gesteinstypen des Meißener Massivs zumindest fragwürdig erscheinen lassen müssen.

*E. Tröger* [336] hielt jedoch an Differentiationsvorstellungen fest und unterschied im Meißener Massiv zwei selbständige Intrusivkörper. Nach seiner in der Hauptfaltungs-



periode durch magmatische Intrusionen bewirkten Versteifung hätte sich das „Erzgebirgische Massiv“ mit seiner Ostspitze dem Isergebirgsgneis angepreßt; infolge eines daraus resultierenden Drehmoments der Sudeten im Uhrzeigersinn wäre es zu Scherbewegungen zwischen Erzgebirge und Lausitz und zum Einsetzen eines magmatischen Keiles im relativen Druckschatten gekommen. Nach *E. Tröger* bildete sich zunächst der Hornblendesyenodiorit, dem als neuer Magmenkeil bei ausklingenden Drehbewegungen der Biotitgranodiorit folgte.

Unter der Annahme starker Schwankungen der Mengenverhältnisse von Plagioklas und Kalifeldspat sowie einer Bildung der meisten Einschlüsse durch mechanische Zusammenballung bereits ausgefallener Kristalle lehnte *H. Ebert* [76] eine Entstehung des „Syenits“ aus einem annähernd homogenen Schmelzfluß ab.

Der „Syenit“ des Plauenschen Grundes sei nach seiner Meinung „in der Hauptsache eine tektonisch zusammengepreßte (Fließtextur!) Anhäufung von Kristallen . . ., die aus einem größeren Magmakörper ausfielen und nur durch einen relativ geringen Teil wirklichen Schmelzflusses verkittet wurden“ (Seite 37).

In einer kleineren Arbeit kam *K. Schmidt* [294] zu dem Schluß, daß die Gesteine des Meißener Massivs „das Ergebnis einer komplexen Kristallisations-differentiation der während der ausklingenden nachsudetischen Transversalbewegungen im Elbtallineament durchbrechenden Schmelzen“ (Seiten 57 und 58) seien, dabei hielt er Assimilationsprozesse für möglich.

*A. Watznauer* [356] bezeichnete in jüngerer Zeit das Meißener Massiv als Phakolithen mit steiler Achse, dessen Substanz durch reichliche Aufnahme septenartig eingelagerten Nebengesteins stark hybriden Charakter besitzen würde. Ein Schlierenbau sei unverkennbar. Zugleich wies *A. Watznauer* auf den Soretteffekt hin, wodurch eine Akkumulation der zuerst ausgeschiedenen Mafite an der Wand des Intrusivkörpers erfolgt sein könne.

In seinem Werk über die „Geologie von Sachsen“ unterstrich *K. Pietzsch* [254] erneut die Mehraktigkeit der Bildung des Meißener Massivs, in dem eine erste „Füllung“ vom „Syenit“ und von dem mit ihm eng verbundenen Hornblende-granodiorit“ gegeben worden sei. „Der Syenit hat aus der Tiefe große Gesteinschollen mit emporgebracht“ (Seite 745); eine bestimmte Ausscheidungsfolge würde nicht vorliegen. Das Parallelgefüge wäre als Fließgefüge anzusehen.

In tektonischer Hinsicht folgte *K. Pietzsch* *H. Reichert* [268], *H. Gallwitz* [111] und *H. Cloos* [57] mit dessen Feststellung, daß das Meißener Massiv ein linsenförmiger vertikaler Grenzpluton zweiter Größe sei, der konkordant, konform und harmonisch in das NW-gerichtete Schiefer- und Gneisgebirge eingedrungen wäre und dabei entweder kon- oder posttektonisch ein meist flächenhaftes Parallelgefüge erworben hätte. *K. Pietzsch* wies allerdings nachdrücklich auf diskordante Erscheinungen besonders im Südteil hin.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß mit Ausnahme einer Granitisation in situ bislang alle genetischen Möglichkeiten für das Meißener Massiv in Betracht gezogen worden sind, eine entscheidende Stellungnahme jedoch von eingehenden substantiellen Untersuchungen abhängig gemacht werden mußte.

### 6.1.2. Zur Intrusion des Hornblendesyenodiorits

Die Ausbildung eines Kontakthofs besonders im Westen des Zentralteils spricht eindeutig dafür, daß ortsfremdes Material mit einem gewissen Wärmeverrat und

höheren Temperaturen als das Nebengestein intrudierte. Als Beweis für Bewegungen hat die Einregelung von Einschlüssen und Schlieren sowie einzelner Gemengteile zu gelten. Die von *H. Reichert* [268], *H. Gallwitz* [111] und anderen beobachtete Beziehung der Paralleltexur zur Grenze des Massivs macht ihre Entstehung während der Platznahme wahrscheinlich.

Die notwendige Raumschaffung konnte tektonisch oder physikalisch-chemisch erfolgen.

Da die Ausbildung der Paralleltexur des Hornblendesyenodiorits und die Einregelung von Einschlüssen (Streuzonen) unabdinglich mit bestimmten Fließgeschwindigkeiten oder „Fließzeiten“ des mobilen Materials verknüpft waren, und beide Faktoren relativ große Intrusionswege bewirken konnten (*G. Kraus* [183]), schied ein aktives Beiseitedrängen der Nebengesteine mit großer Wahrscheinlichkeit aus, zumal diesbezügliche Anhaltspunkte in der Umgebung des Massivs fehlen.

Gegen ein Aufschmelzen oder -lösen der Nebengesteine, vergleichbar mit einem förmlichen „Hindurchfressen“ des Magmas durch die Deck- und Randschichten (*H. Termier* [329]), sprechen die Homogenität und Paralleltexur des Hornblendesyenodiorits. Es ist nicht anzunehmen, daß im gesamten Bereich der intrudierenden Schmelze gleichartige Gesteine in gleichmäßiger Verteilung anzutreffen oder noch im Erstarrungsraum Bedingungen zu einer weitgehenden Homogenisierung gegeben waren. Das mobile Material geriet zweifellos erst nach seiner Homogenisierung unter den Einfluß der kinetischen Momente, die zur Fließtextur führten.

Beim „Overhead-Stoping“ verschiebt sich der Aspekt auf eine mechanische Aufarbeitung überlagernder Gesteine; durch einen derartigen Prozeß gerieten einzelne Schollen in das „Magma“ und wurden dort mehr oder weniger assimiliert.

Von wesentlicher Bedeutung für die Raumschaffung waren allein tektonische Gegebenheiten. Im Verlauf gebirgsbildender Vorgänge (Auffaltungen, Spaltenbildungen usw.) entstanden „Hohlräume“, in die sofort mobiles Material eindringen konnte (Hulin-Prinzip [206]).

### 6.1.3. Zur Frage der Hornblendesyenodioritentwicklung aus einem basaltischen Magma

Bei der Bearbeitung des Hornblendesyenodiorits und anderer Gesteinstypen des Meißener Massivs hatte der Verfasser zu überprüfen, ob diese Gesteine das Ergebnis fraktionierter Kristallisationsvorgänge eines basaltischen Magmas – mit oder ohne dessen Contamination durch die Assimilation von Nebengesteinsmaterial – sein könnten.

Die primäre Bildung basaltischer Magmen erfolgt nach *Th. Ernst* [91] an der Grenze zwischen Peridotit und überlagerndem Gabbro im Bereich der Mohorovičić-Diskontinuität. Im allgemeinen entstehen dort Magmen mit olivin- bis feldspatbasaltischem Chemismus, wie sie beispielsweise den von *H. J. Rösler* [280] sehr eingehend untersuchten Diabasen und Spiliten Thüringens zugrunde liegen. Wahrscheinlich trifft gleiches für die devonischen Diabase und Spilite des Elbtalschiefergebirges und seiner streichenden Fortsetzungen zu, so daß in genetischer Hinsicht der Hornblendesyenodiorit des Meißener Massivs als Analogon zu den unterkarbonischen Quarzkeratophyrtuffen Thüringens aufgefaßt werden könnte. *H. J. Rösler* [281] wies dort auf wasserhaltige Minerale (Biotit) hin, ferner auf den Reichtum an primärem Rutil, Ilmenit, Zirkon, und nahm an, daß die Tuffe „syntektische Reaktionsprodukte des basaltischen Magmas mit einem sialischen Nebengestein“ sind (Seite 105).

Im Fall des Hornblendesyenodiorits hätten demnach basaltische Schmelzen mit Temperaturen über 1000 Grad Celsius relativ saures Nebengesteinsmaterial assimilieren müssen. Legt man einem chemischen Vergleich zwischen Hornblendesyenodiorit und basischen Magmatiten für letztere die im Abschnitt 5.2.2. genannten Analysen 2, 5 und 6 zugrunde, so ergeben sich bemerkenswerte Differenzen (Tabelle 32).

Dem basaltischen Magma hätten beträchtliche Mengen an Si, Al und K zur Syenodioritbildung gefehlt – vom H<sub>2</sub>O-Gehalt ganz abgesehen. Ein „Ausgleich“ der Differenzen wäre durch die Assimilation von Glimmerschiefern denkbar, doch bestehen keine linearen Beziehungen zwischen den chemischen Zusammensetzungen von „Diabas“, Glimmerschiefer und Hornblendesyenodiorit, so daß in jedem Fall mit Stoffverschiebungen gerechnet werden muß.

Tabelle 32. Vergleich durchschnittlicher chemischer Zusammensetzungen von Hornblendesyenodiorit und basischen Magmatiten

Kat.-%	Hornblende- syenodiorit	„Diabas“	Differenz
Si	54,2	47,0	+ 7,2
Ti	0,6	1,1	- 0,5
P	0,2	0,2	± 0,0
Al	19,0	16,8	+ 2,2
Fe <sup>3+</sup>	2,1	2,4	- 0,3
Fe <sup>2+</sup>	1,9	5,8	- 3,9
Mn	0,1	0,1	± 0,0
Mg	3,4	10,3	- 6,9
Ca	5,2	7,3	- 2,1
Na	7,9	7,7	+ 0,2
K	5,4	1,3	+ 4,1

Stoffverschiebungen mögen durch Differentiationen im weitesten Sinn verursacht worden sein. So könnten die Augitreste in Hornblenden des Hornblendesyenodiorits bei flüchtiger Prüfung als Kriterien für ein ursprünglich basisches Magma gewertet werden, das in seiner Ausscheidungsfolge der *Bowenschen* Reaktionsserie entsprochen und sich teilweise in bestimmten Differentiationsstadien von Erstausscheidungen getrennt hätte (vgl. [76]). Dem würde sich auch die Annahme unterordnen, daß viele dunkle Einschlüsse lediglich Zusammenballungen solcher Frühausscheidungen wären, wodurch das basische Magma allmählich saurer und an Si, Na und K reicher geworden sei. Letzthin gilt hier die Feststellung von *F. J. Turner* und *J. Verhoogen* [347]: „It is in fact possible to explain the mineralogy of almost all common igneous rocks ... in terms of such a process“ (Seite 114).

Verschiedene Anzeichen sprechen gegen eine derartige genetische Deutung des Hornblendesyenodiorits.

So fehlen z. B. Relikte saurer assimilierter Nebengesteine — von Gneis- und ähnlichen Einschlüssen abgesehen, die erst in den letzten Intrusionsstadien aufgenommen und zum Teil kaum verändert worden sind. Helle Gesteinspartien treten schlierenförmig stets in Bereichen mit relativ vielen diopsidführenden Einschlüssen auf. Die Ausbildung der Streuzonen sowie die Einregelung und -formung dunkler Einschlüsse sind den petrographischen Untersuchungsergebnissen zufolge nur dadurch zu erklären, daß die Einschlüsse als Relikte assimilierter Nebengesteine aufgefaßt werden (Amphibolite in Gneisen, basische Nebengesteine). Falls die Augite des Hornblendesyenodiorits Fröh-ausscheidungen eines eventuell hybriden basischen Magmas wären, müßten sehr wahrscheinlich entgegen allen Beobachtungen Unterschiede zwischen den Augiten der Einschlüsse und denen des Normalgesteins festzustellen sein. Zusammenballungen früh ausgeschiedener Minerale konnten im Hornblendesyenodiorit nirgends beobachtet werden. Weiterhin ist Zirkon als ältestes Mineral für basische Magmatite zumindest ungewöhnlich; seine genetische Bedeutung sollte jedoch einem freundlichen Hinweis von Prof. A. Watznauer zufolge nicht überschätzt werden. Wichtiger ist die Tatsache, daß Ilmenit nur selten und Magnetit in gleicher Ausbildung sowohl im Normalgestein als auch in den Einschlüssen vorkommen. Schließlich könnte man bei einer Abstammung des Hornblendesyenodiorits von einem hybriden basaltischen Magma mit Nachschüben unveränderten Magmas rechnen, die den Hornblendesyenodiorit unterlagern müßten. Dafür fehlen alle Anzeichen; unter anderem sprechen die Ergebnisse gravimetrischer Vermessungen dagegen, wonach der Zentralteil als Schwereminimum in Erscheinung tritt [239].

Die umfangreichen Versuchsergebnisse an künstlichen und natürlichen silikatischen Schmelzen einerseits und die petrologischen Beziehungen zwischen den wesentlichen Gesteinstypen des Meißener Massivs andererseits lassen die Genese des Hornblendesyenodiorits in anderem Licht erscheinen, als das noch vor wenigen Jahren möglich war.

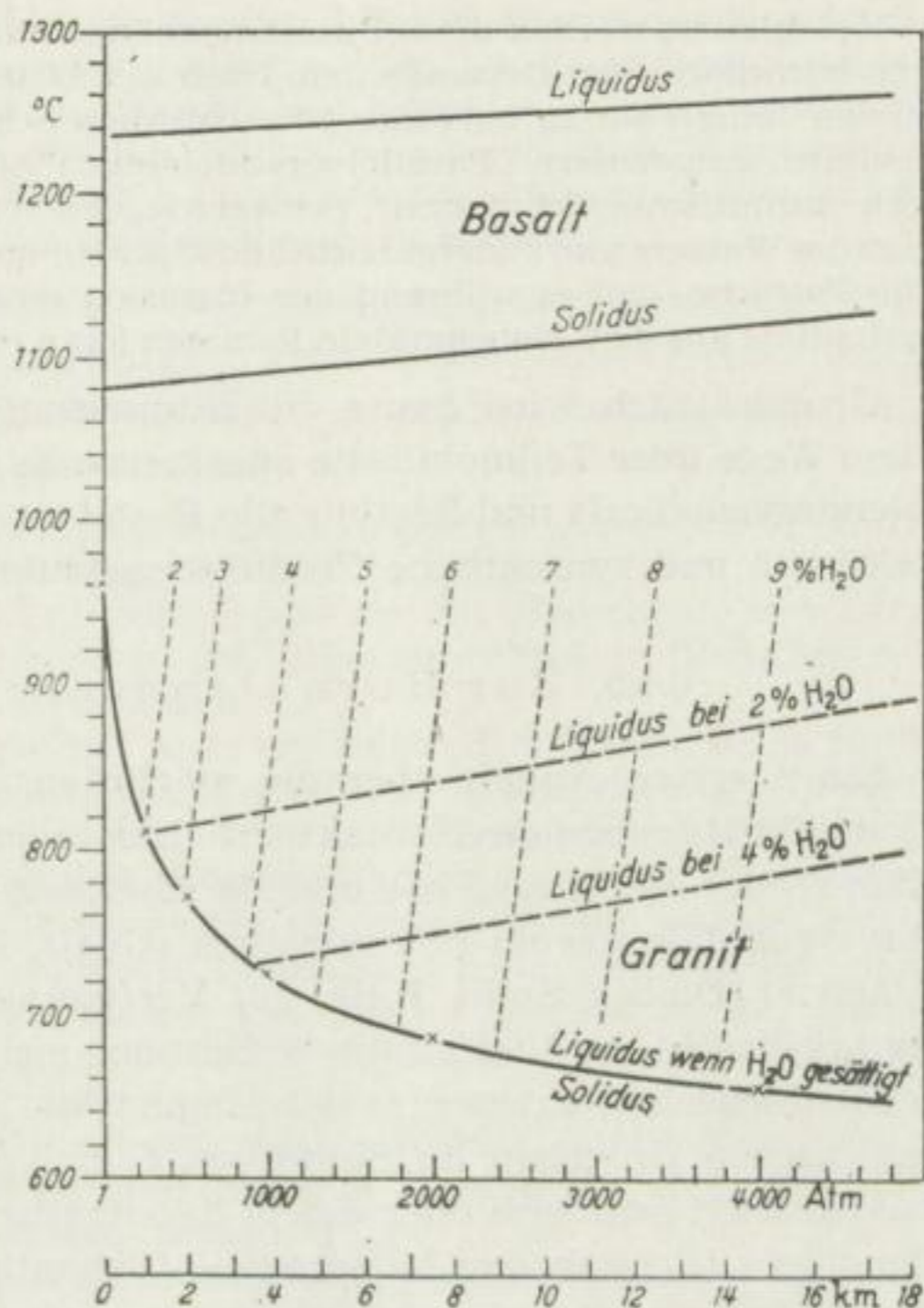
#### 6.1.4. Die Mobilisationsmöglichkeiten verschiedener Ausgangsgesteine

N. L. Bowen [41] [42] [43] [44] hatte schon frühzeitig darauf hingewiesen, daß aus relativ sauren Xenolithen nach ihrem Einschluß in basaltische Magmen zunächst schmelzflüssige granitische Fraktionen entstehen, somit Mobilisationsprodukte, die sich mit der basaltischen Schmelze vermischen und zu deren Hybridisierung führen können. Die mafischen Gemengteile der Xenolithen bleiben unter Umständen zurück und kristallisieren unter dem Einfluß relativ hoher Temperaturen, bestimmter Druckbedingungen und Mineralisatoren um; es verbleiben nach einer weitgehenden Abwanderung leichtschmelzender Anteile sogenannte „Restite“ [206]. Als entscheidende Faktoren sah N. L. Bowen Temperatur und Wärmeverrat der basaltischen Schmelzen an.

Später ermittelten O. F. Tuttle und N. L. Bowen [348] [349] die Liquidus- und Solidusbeziehungen „granitischer Magmen“ in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (Bild 113).

Wie auch H. G. F. Winkler und seine Mitarbeiter [365] [366] [367] [368] [369] [370] zeigen konnten, werden beim Vorhandensein genügender H<sub>2</sub>O-Mengen „Granite“ in sehr kleinen Temperaturintervallen aufgeschmolzen. Erste Schmelzen entstehen bei 640 Grad Celsius und 4000 at H<sub>2</sub>O-Druck. Unter solchen Bedingungen fallen Solidus- und Liquiduskurven praktisch zusammen; die Schmelzen nehmen in Abhängigkeit von Druck und Temperatur spezifische H<sub>2</sub>O-Mengen bis zu ihrer Sättigung auf (schwache unterbrochene Linien in Bild 113).

Bild 113  
Liquidus- und Solidusbeziehungen  
von „Magmen“  
(nach H. G. F. Winkler [366])



Falls Wasser fehlt, bildet sich nur soviel Schmelze, wie H<sub>2</sub>O zu deren Sättigung – den jeweils herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen entsprechend – zur Verfügung steht. Weitere Anteile des Ausgangsgesteins (im Experiment von granitähnlicher Beschaffenheit und pulverförmig) können erst nach erheblicher Temperatursteigerung aufgeschmolzen werden, wobei dann die Liquidus- und Soliduskurven mehr oder weniger weit voneinander getrennt sind.

Nimmt man in einem granitischen Ausgangsgestein (z. B. Gneis) einen H<sub>2</sub>O-Gehalt von 2 Masse-% an, dann bedarf es bei 4000 at H<sub>2</sub>O-Druck – damit in Tiefen von etwa 15 km – Temperaturen um 880 Grad Celsius, um eine vollständige Aufschmelzung zu erreichen. In 10 km Tiefe wird der gleiche Effekt bei 840 Grad Celsius erreicht, bei einer Temperatur also, bei der in 15 km Tiefe allenfalls eine Teilschmelze erzeugt werden kann.

Aus den genannten Untersuchungsergebnissen ergibt sich, daß eine Druckerniedrigung (Intrusion) bei annähernd konstanter Temperatur zwangsläufig die Sättigungskonzentration einer Schmelze erniedrigen muß, wodurch weitere Anteile eines Ausgangsgesteins aufgeschmolzen werden können. Ein ursprünglicher Kristallbrei kann in Abhängigkeit von bestimmten Wassergehalten und Temperaturen während der Intrusion bzw. durch Druckentlastungen vollständig aufgeschmolzen werden.

Kompliziert werden diese Zusammenhänge durch die Beteiligung von HF und anderen leichtflüchtigen Bestandteilen. Nach den bislang vorliegenden Untersuchungsergebnissen führen sie zu teilweise beträchtlichen Schmelzpunktniedrigungen, damit also lediglich zu gewissen „Parallelverschiebungen“ in den Liquidus- und Solidusbeziehungen „granitischer Schmelzen“. Schwerwiegender sind die Möglichkeiten zu einem Einbau des Wassers und anderer leichtflüchtiger Komponenten in Mineralphasen, desgleichen die Tatsache, daß es während der Intrusion einer Schmelze zur zusätzlichen Wasseraufnahme aus dem Nebengestein kommen kann (positive Transvaporisation; [323] [324]).

Grundsätzlich wird heute die Bildungsmöglichkeit granitoider Gesteine auf dem Wege über Teilmobilisate anerkannt. Es bleibt zu klären, ob auch der Hornblendesyenodiorit und letztlich alle Gesteinstypen des Meißener Massivs als anatektische und syntektische Produkte gedeutet werden können.

#### 6.1.5. Zur Hornblendesyenodioritbildung

Einen ersten Anhalt über die möglichen Ausgangsgesteine des Hornblendesyenodiorits geben die Kontaktverhältnisse des Meißener Massivs. Berücksichtigt man ferner die Einschlüsse und Einschaltungen im Hornblendesyenodiorit, dann hat zweifellos sowohl relativ saures (Gneis, Phyllit, Quarzit) als auch basisches Material (Diabas, Spilit, Kalk) zur Verfügung gestanden. Eine genaue Bilanz ist in Anbetracht der Vielfalt dieser Gesteine nicht möglich.

Mit Sicherheit entstammt das Magma des Hornblendesyenodiorits einem migmatitischen Unterbau im Sinne von *C. E. Wegmann* [358] [359] und nicht einer basaltischen Schmelze oder einem hypothetischen Magmenreservoir in sehr großer Tiefe (Bereich der Mohorovičić-Diskontinuität). Ob dort gleiches Material mobilisiert wurde, wie wir es heute im Anschnitt beobachten, oder unbekannte Gesteinstypen einbezogen werden konnten, läßt sich zur Zeit nicht entscheiden.

Auf jeden Fall unterlagen die Ausgangsgesteine einer zunehmenden Metamorphose, bei der in Anpassung an die jeweiligen *pt*-Verhältnisse Umkristallisationen und Mineralneubildungen erfolgten. Erste Schmelzen werden sehr wahrscheinlich bei Temperaturen um 640 Grad Celsius und  $H_2O$ -Drücken um 4000 at aus granitähnlichen Ausgangsgesteinen (Gneise) gebildet worden sein. Sie wiesen zunächst pegmatoide Zusammensetzungen auf; ihre Menge richtete sich nach den Gehalten an Wasser und anderen leichtflüchtigen Komponenten ( $CO_2$ ). Weitere Temperatur- und Drucksteigerungen bildeten die Voraussetzung dafür, daß im geeigneten Moment durch Druckentlastungen relativ große Massen verschiedenartiger Ausgangsgesteine mobil wurden.

Die Intrusion des mobilen Materials führte zu dessen weitgehender Vermischung und Homogenisierung; mechanische und chemische Contaminationen waren Begleiterscheinungen. Die auffallende Armut des Hornblendesyenodiorits an nichtbasischen Einschlüssen findet ihre Erklärung damit, daß gneisartige, saure Gesteine zumeist restlos assimiliert worden und die basischen Einschlüsse demzufolge zum überwiegenden Teil als Relikte aus dem Mobilisationsbereich verschiedenartiger Ausgangsgesteine anzusehen sind. In ihnen begegnen wir letzten Zeugen eines aoritischen (unausgereiften) Stadiums des Hornblendesyenodiorits.

Wegen der bereits geschilderten engen Verknüpfung von diopsidreichen Einschlüssen mit einem Hornblendesyenodiorit, in dem vermehrt Hornblenden mit diopsidischen Kernpartien auftreten, ist zu vermuten, daß ein Teil der Mafite mechanische Conta-

minationsprodukte sind; weitere Anzeichen finden sich dafür in Akzessorien und Erzen. Eindeutige Aussagen sind dadurch erschwert, daß besonders im Bereich pegmatoider Schmelzen (Quarz, Kalifeldspat) Magnetit, Diopsid und Hornblende umkristallisieren konnten. Bezeichnend jedoch sind die gleichen Bildungen an mafischen Mineralen in amphibolitisierten Diabasen und Diabastuffen (auch Kalksilikatfelsen), wobei untergeordnet Gleichgewichte der Pyroxenhornfelsfazies erreicht wurden.

Das Gefüge des Hornblendesyenodiorits widerspiegelt dessen Petrogenese; es ist durch Umkristallisationen („Feinkornzüge“), kristalloblastische Erscheinungen und normale Kristallisationsabfolgen kompliziert. Anzeichen metamorpher und magmatischer Bildungen gehen ineinander über.

Unter Vorbehalt mag der Zirkon als älteste Bildung mit seinen Abmessungen (L/B-Verhältnissen) auf magmatische Entstehungsmöglichkeiten schließen lassen; zum Teil führt er Einschlüsse und gerundete Kerne, die ebenso auf die Übernahme von „Altbeständen“ in eine „Schmelze“ deuten können. Die Zirkoneinschlüsse in Diopsiden finden ihre Erklärung in Rekristallisationsvorgängen.

Apatit und Magnetit besitzen etwa gleiches Alter und folgen dem Zirkon. Beide Minerale wurden korrodiert. Inwieweit Apatite mit „Seelen“ auf Hybridisierungen hindeuten, ist umstritten [167] [325]. Der ungewöhnlich hohe  $\text{La}_2\text{O}_3$ -Gehalt von 2,14 Masse-%, den *F. Hofmann* [158] in Apatiten aus dem Hornblendesyenodiorit des Plauenschen Grundes ermittelte, muß nach *F. K. Taborsky* [325] als typisch für ein saures Gestein angesehen werden. Seltene Apatiteinschlüsse in Diopsiden gehören offensichtlich einer anderen Generation an, sofern sie nicht ebenso wie manche Zirkone bei Rekristallisationen eingeschlossen wurden. Eng vergesellschaftet mit Magnetit kommt gelegentlich Ilmenit in Form grober Lamellen vor; geeignete Schnitte lassen hexagonale Umrisse erkennen. Einzelne Hämatite mit Ilmenitentmischungen verweisen einerseits auf relativ hohe Bildungstemperaturen der Mischkristalle und zum anderen auf einen beträchtlichen Sauerstoffpartialdruck im ehemaligen „Mobilisat“.

Beim Diopsid entstanden die zuweilen zu beobachtenden poikiloblastischen Implikationsgefüge mit Biotit und Quarz durch komplizierte Reaktionen zwischen Diopsid und schmelzflüssigen Mobilisaten. Das Vorkommen der meisten Diopside ist auf die Kernpartien von Hornblenden beschränkt; wenige Diopside finden sich in ausgezeichneter Idiomorphie besonders in Kalifeldspäten. Demnach muß mit Umkristallisationsmöglichkeiten des Diopsids bis in pegmatoiden Bildungsbereiche hinein gerechnet werden.

Gleiches gilt für die Hornblenden, die fast ausnahmslos jünger als die Diopside und Biotite sind. Ein Teil der Plagioklase sowie vereinzelte Quarze weisen ein höheres Alter auf.

Bei den jüngeren Mineralen des Hornblendesyenodiorits zeichnen sich vielfach blastische Erscheinungen ab; zuvor gebildete Minerale wurden korrodiert und eingeschlossen. Verschiedene Plagioklase mit Diopsid- und Biotitmikrolithen in sonst diopsid- und biotitfreien Gesteinspartien „konservierten“ frühere Faziesbedingungen. Die Hauptmenge des Quarzes gelangte noch vor dem Kalifeldspat zur Kristallisation, bis zu dessen Bildung somit Teile des Hornblendesyenodiorits schmelzflüssig blieben und ein „schwammartiges Gerüst“ aus bereits existierenden Kristallen förmlich durchtränkten (vergleichbar dem „Ichor“ *J. J. Sederholms*). Wegen der zonaren Ausbildung der Kalifeldspäte, der orientierten Einlagerung von Plagioklasen und der eigenen Einregelung in *s* (vgl. *B. Sander* [288] Seite 354) erscheint eine nachträgliche Zufuhr von Kalifeldspatsubstanz in ein bereits verfestigtes dioritisches Gestein sehr unwahrscheinlich.

Nunmehr werden die früher genannten „Feinkornzüge“ verständlich. Hier handelte es sich um bereits verfestigte Gesteinspartien, die während der Intrusion

bzw. in ihren letzten Phasen mechanisch beansprucht wurden, demnach protoklastische Merkmale aufweisen. Zerbrochene Apatite, Hornblenden, Plagioklase und Quarze konnten rekristallisieren oder wurden von Kalifeldspat verheilt. Mitunter ähneln solche „Feinkornzüge“ mylonitischen Bildungen, gelegentlich xenoblastischen und gestreckten Einschlüssen. In allen Fällen blieb eine primäre Regelung der Gemengteile erhalten, so daß mit tektonischen Beanspruchungen des mehr oder weniger verfestigten Hornblendesyenodiorits in gleichen Richtungen zu rechnen ist, in denen zuvor Intrusionsmöglichkeiten eröffnet worden waren. Einströmungs- und Am-Platz-Gefüge gingen anscheinend ineinander über.

Zusammenfassend muß den Untersuchungsergebnissen zufolge der Hornblendesyenodiorit des Meißener Massivs als ein gemischter Granodiorit (*K. Smulikowski* [313]) bezeichnet werden, der im wesentlichen anatektische Merkmale aufweist. Palingene Schmelzen (Mobilisate) vermischten sich vom Zeitpunkt ihrer Bildung an mechanisch mit Fremdmaterial, chemische Contaminationen folgten. Insofern bestehen Beziehungen zu syntektischen Gesteinstypen.

#### 6.1.6. Zur Genese des Biotitgranodiorits

Aus den Anschnittsverhältnissen im Zentralteil des Meißener Massivs folgt, daß der Biotitgranodiorit in offensichtlich gleicher Menge am Aufbau des Massivs beteiligt ist wie der Hornblendesyenodiorit. Ihm kommt eine ebenso große genetische Bedeutung zu.

Man könnte den Biotitgranodiorit als räumlich und zeitlich isoliertes Mobilisationsprodukt ansehen und dadurch verschiedenen genetischen Fragen aus dem Weg gehen.

Unter der Annahme eines gemeinsamen Bildungsbereichs der wesentlichen Gesteinstypen des Zentralteils wären Differentiationsvorgänge unumgänglich. Dabei könnten der Hornblendesyenodiorit als hybrider Biotitgranodiorit und dieser als hybrider Riesensteingranit gedeutet werden.

Apatit und Zirkon sind im Biotitgranodiorit auffallend ähnlich wie die des Hornblendesyenodiorits entwickelt. Der Magnetit ist mit wenigen Ausnahmen martitisiert. Ilmenit, Titanit und Orthit scheinen im Normalgestein vollständig zu fehlen. Die Altersfolge führt über Zirkon, Apatit, Magnetit, Biotit, Plagioklas und Quarz zum Kalifeldspat; gelegentlich finden sich Überlagerungen.

Der Biotit wurde von Plagioklas und jüngeren Mineralen korrodiert und teilweise eingeschlossen; mitunter schmiegt sich Biotitzüge größeren, blastisch erscheinenden Plagioklasen an. Plagioklas wiederum wurde von Quarz und Kalifeldspat verdrängt. Bei den Quarz- und Kalifeldspateinschlüssen in einzelnen Plagioklasen und den Einschlüssen von gegitterten Mikroklinen in ungegitterten Anorthoklasen handelt es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um Verdrängungsreste aus einem Bereich, in dem — nicht zuletzt durch endoblastische Vorgänge — die Ausgangsmaterialien des Biotitgranodiorits mobilisiert und homogenisiert wurden.

Die durch umfangreiche Integrationsanalysen erwiesene Homogenität des Biotitgranodiorits zeigt, daß zwischen der Hornblendesyenodiorit- und der Biotitgranodioritbildung ein Hiatus gelegen haben muß.

Auch die dem Biotitgranodiorit fehlende deutliche Paralleltexur spricht dafür, daß die Intrusion des mobilen Materials entweder erheblich langsamer als beim



Hornblendesyenodiorit oder im Zustand geringerer Viskosität erfolgte. Da keine „Feinkornzüge“ entwickelt sind, Einschlüsse jedoch eingeregelt wurden, kristallisierten die meisten Gemengteile vermutlich erst nach der Platznahme des mobilen Materials aus.

Nach allem besteht an der magmatischen Bildung des Biotitgranodiorits kein Zweifel.

#### 6.1.7. Der Biotit-Hornblendegranodiorit (Typ „Gasern“) als Exokontaktfazies des Biotitgranodiorits

Ausbildung und geologische Stellung des Biotit-Hornblendegranodiorits und der mit ihm sehr eng verwandten Gesteinstypen im östlichen Zentralteil lassen deren Selbständigkeit recht zweifelhaft erscheinen. *K. Pietzsch* [252] [253] [254] faßte sie als Fazies des Hornblendesyenodiorits auf und betonte allmähliche Übergänge zum Biotitgranodiorit hin; er folgte damit unter anderen *E. Tröger* [336], nach dem der Biotitgranodiorit in das noch nicht vollkommen verfestigte Zentrum eines „Syenitkeiles“ intrudiert sei und durch seine randliche Vermischung mit „Syenit“ eine in situ erfolgte konzentrische Differentiation des Magmas vorgetäuscht hätte.

Es finden sich eindeutige Hinweise dafür, daß der Biotit-Hornblendegranodiorit des Zentralteils eine Kontaktbildung des Biotitgranodiorits ist.

Enge Beziehungen zum Hornblendesyenodiorit hin widerspiegeln die Akzessorien, ferner Hornblende und Plagioklas. Die zum Teil außergewöhnlichen Größen dieser Gemengteile beruhen auf Umkristallisationen. Zwischen Hornblendesyenodiorit und Biotitgranodiorit vermitteln Quarz und Kalifeldspat; letzterer ist kaum nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Auch in quantitativer Hinsicht nimmt der Biotit-Hornblendegranodiorit eine Mittelstellung ein.

Die strenge Bindung des Biotit-Hornblendegranodiorits an den Grenzbereich zwischen Hornblendesyenodiorit und Biotitgranodiorit im engeren Meißener Gebiet (Gasern) sowie im östlichen Zentralteil zeigt, daß der Biotitgranodiorit im Kontakt mit dem Hornblendesyenodiorit zur Entwicklung kam und dort – offensichtlich unter Mitwirkung leichtflüchtiger Komponenten – Umkristallisationen und Stoffverschiebungen mit eindeutiger Tendenz zu einem Angleich bewirkte. Das beweist unter anderem die Neubildung von Biotit auf Kosten von Hornblende.

Das Fehlen einer solchen Exokontaktfazies des Biotitgranodiorits im westlichen Zentralteil, in dem zum Beispiel südwestlich von Lommatzsch der Hornblendesyenodiorit unmittelbar an den Biotitgranodiorit heranreicht und keinerlei Beeinflussung erkennen läßt, unterstreicht diese Folgerung. Der Hornblendesyenodiorit wurde dort zum Biotit-Hornblendegranodiorit umgewandelt, wo er das Hangende des Biotitgranodiorits darstellte. Die leichtflüchtigen Komponenten reicherten sich in den oberen Partien des intrudierenden Materials an, migrierten zum Teil in den hangenden Hornblendesyenodiorit und führten dort nicht nur zu chemischen Verschiebungen, sondern auch zu einem gewissen Wärmetransport, der wiederum Reaktionsmöglichkeiten begünstigte.

### 6.1.8. Zur Genese des Riesensteingranits

Der Riesensteingranit unterscheidet sich in mineralischer und chemischer Hinsicht deutlich von den bisher diskutierten Gesteintypen.

Mafische Gemengteile spielen eine untergeordnete Rolle; die Plagioklase besitzen die niedrigsten An-Werte aller Intrusivgesteine des Massivs. Der Quarz führt reichlich Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse und zeigt sehr starkes Idiomorphiebestreben; Kalifeldspat findet sich ausschließlich nach den Manebacher und Bavenoer Gesetzen verzwillingt. Übereinstimmungen zu den anderen Gesteinstypen ergeben sich allenfalls in der Ausbildung von Zirkon, Apatit und Magnetit.

Die Altersfolge beginnt mit Zirkon und endet über Apatit, Magnetit, Biotit, Plagioklas und Quarz beim Kalifeldspat bzw. beim Albit.

Alle Untersuchungsergebnisse verweisen auf ein Gestein, das magmatisch gebildet wurde und dessen Magma nach der Verfestigung des Biotitgranodiorits durch erneute tektonische Bewegungen (Aufreißen alter Fugen) zur Intrusion kam.

Die Bildung des Magmas (Schmelze, Mobilisat) erfolgte in engem Zusammenhang mit der Genese des gesamten Massivs, worauf unter Umständen die chemischen Beziehungen zwischen Riesensteingranit und verschiedenen Ganggesteinen schließen lassen.

### 6.1.9. Bemerkungen zu den Ganggesteinen

Die Übereinstimmung in chemischer Hinsicht und gleichartige geologische Positionen können Zeichen dafür sein, daß ein großer Teil der Ganggranite, Aplite und Pegmatite des Zentralteils zur selben Zeit und unter gleichen *ptx*-Bedingungen gebildet wurden. Unterschiede vermögen durch Nebengesteinseinflüsse bedingt sein; zweifellos verdanken Titanit, Orthit, Hornblende und einige seltener Minerale ihre Entstehung Wechselwirkungen mit basischen Gesteinstypen – im Plauenschen Grund zum Beispiel mit dem Hornblendesyenodiorit.

Eine generelle Parallelisierung aller Aplite, Pegmatite und Ganggranite ist nur unter Vorbehalt möglich. Dagegen sprechen Aplit- und Pegmatitvorkommen im Riesensteingranit und schlierige Pegmatitbildungen im Bereich des diopsidführenden Hornblendesyenodiorits (Leuben), die als „Relikte“ erster Mobilisationsphasen oder ungenügender Homogenisierung des Substrats angesehen werden können.

Eine Entstehung etwa „in der Art echter ‚Exsudate‘ aus dem durch die Gangspalte angeschnittenen Intergranularnetz des Gesteins“ (F. K. Drescher-Kaden [72] Seite 245) ist wenig wahrscheinlich, da in solchen Fällen gesetzmäßige Unterschiede im Modalbestand des Nebengesteins zu beobachten sein müßten. Das schließt jedoch ähnliche Möglichkeiten in größerer Tiefe nicht aus.

Die Genese der *Lamprophyre*, die durchweg jünger als die Ganggranite, Aplite und Pegmatite sind, ist auch im Bereich des Meißener Massivs problematisch. Es kann nach der Ausbildung und Verfestigung der wesentlichen Gesteinstypen des Massivs zur Öffnung tiefreicher Spalten gekommen sein, in die relativ basisches Material intrudierte [26].

## 6.2. Zur Genese des Südteils

### 6.2.1. Die petrogenetischen Beziehungen der Gesteinstypen vom Röhrsdorfer Teich

*K. Pietzsch* faßte die zur Diskussion stehenden Gesteine „als besonders weitgehende Differentiationen des Syenits“ auf [254, Seite 749]. Es ist zu prüfen, wieweit sie sich den bisherigen genetischen Schlußfolgerungen unterordnen.

Im Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich begegnen wir einem Gestein des Meißener Massivs, in dem Augite wesentliche Gemengteile sind. Besonders wichtig ist, das Vorkommen von Hypersthen zu beurteilen, der von früheren Bearbeitern übersehen worden war.

Die gesamte Paragenese des Gesteins erinnert einmal an gewisse Charnockite [235] [262], zum anderen an Kontaktbildungen der Pyroxenhornfelsfazies, wie sie *V. M. Goldschmidt* [127] aus dem Oslo-Gebiet beschrieben hat. Ein Vergleich mit Norit erübrigt sich wegen der relativ sauren Plagioklase.

Die sehr geringe Verbreitung des Augitsyenodiorits im Südteil und die enge Verbindung mit einem Biotit-Hornblendegranodiorit sprechen dafür, daß ein basisches Ausgangsgestein kontaktmetamorph verändert, in eine granitische oder pegmatitische „Schmelze“ eingebettet und dort umgewandelt worden ist.

Einen Hinweis hierzu gaben *F. J. Turner* und *J. Verhoogen* [347], indem sie Kontaktgesteine der Klasse 6 mit Plagioklas, Hypersthen, Diopsid, Biotit, Kalifeldspat und Quarz als Derivate basischer Eruptivgesteine in Betracht zogen. Typisch für die Pyroxenhornfelsfazies sei Orthoklas, nicht Mikroklin! Porphyritische, ophitische oder granitoide Strukturen könnten erhalten bleiben.

Unter solchen Gesichtspunkten erscheint es sehr wahrscheinlich, daß der Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich unmittelbarer Abkömmling der im Elbtal-schiefergebirge verbreiteten Diabase oder Diabastuffe ist. Anzeichen eines „Amphibolitstadiums“ finden sich in Form gelegentlicher Hornblende-, Magnetit-, Biotit- und Plagioklaseinschlüsse in Pigeoniten. Durch intensive Wechselwirkungen mit der „einschließenden Schmelze“ kam es unter Temperaturerhöhungen und Druckerniedrigungen ( $H_2O$ ) zu Umkristallisationen und Stoffverschiebungen bis zur nunmehr vorliegenden Paragenese. Eine Mengenbilanz ist beim derzeitigen Aufschluß sowie der unbekannteren Erosionsverhältnisse wegen kaum möglich und führt nicht weiter; wichtiger sind prinzipielle Hinweise von *F. R. Boyd* [46] [47].

*F. F. Boyd* konnte zeigen, daß Tremolit in Abhängigkeit von Druck ( $H_2O$ ) und Temperatur oberhalb einer bestimmten Kurve zu Enstatit, Diopsid, Quarz und Wasser zerfällt (Bild 114). Dabei können pigeonitische Augittypen entstehen.

In ähnlichen Druck- und Temperaturbereichen zerfällt Pargasit zu Al-Diopsid, Forsterit, Nephelin, Spinell, Anorthit und Wasser (Bild 122). Im Vergleich zum Tremolit ist Pargasit stabiler und kann demnach in Paragenese mit Diopsid, Hypersthen und Quarz gefunden werden, sofern Tremolit ursprünglich beteiligt war. Ein eventueller Eisen-gehalt in den Hornblenden erniedrigt den Stabilitätsbereich um einige hundert Grad; *F. R. Boyd* vermutete den Schnittpunkt zwischen der Minimalschmelzkurve eines Granits und der Stabilitätskurve einer relativ eisenreichen Hornblende bei etwa 1000 Bar  $H_2O$ -Druck. Hier liegt also einerseits die obere  $H_2O$ -Druckgrenze einer Pyroxenhornfelsfazies und andererseits die untere  $H_2O$ -Druckgrenze, die zur Ausscheidung einer Hornblende im Gleichgewicht mit einer Schmelze notwendig ist.

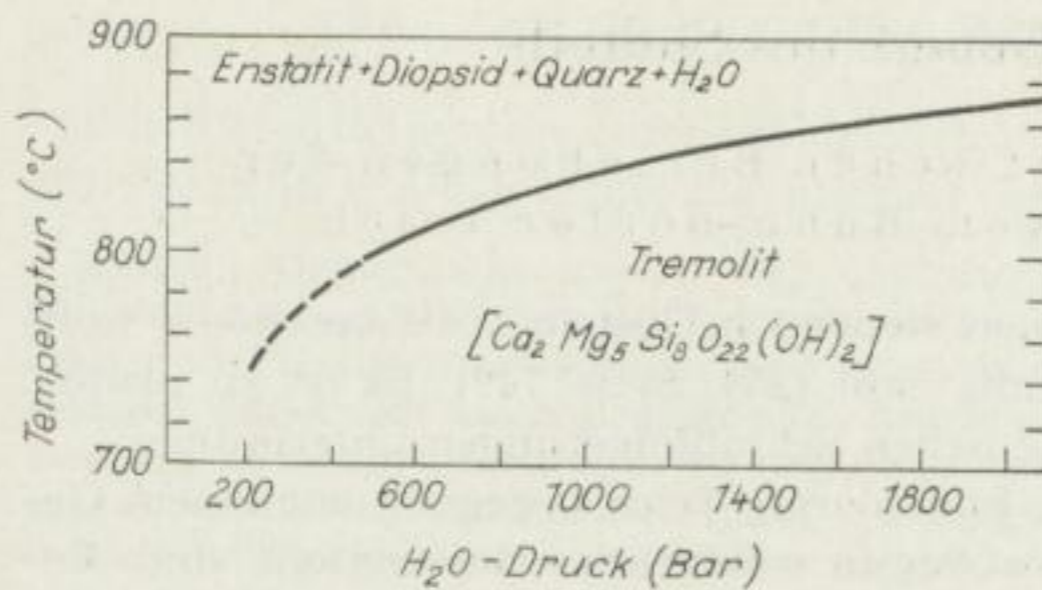


Bild 114  
Stabilitätsbereiche  
des Tremolits  
(nach F. R. Boyd [46])

Nach diesen Untersuchungsergebnissen wird verständlich, daß sich aus hornblende- und tremolitführenden Ausgangsgesteinen, wie sie im Elbtalschiefergebirge – und schließlich auch in weiteren Bereichen der Elbtalzone – in Betracht kommen, Pyroxenhornfelse entwickeln konnten, die unter dem Einfluß granitischer und pegmatitischer „Schmelzen“ umkristallisierten und nach ihrer Imprägnation mit Kalifeldspat- und Quarzsubstanz echt magmatische Züge aufweisen.

Am Röhrsdorfer Teich bleibt ungeklärt, ob beispielsweise Übergänge in massige Hornblendegesteine bestehen. Wegen der isolierten Stellung des Augitsyenodiorits inmitten eines Schichtkomplexes mit Kieselschiefern, Tonschiefern und verwandten Gesteinen muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß ein basisches Ausgangsmaterial durch die Imprägnation mit granitischen bzw. pegmatitischen „Schmelzen“ beweglich wurde und u. U. diapirartig in überlagernde Schichten eindringen konnte.

Der Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich ist als Mobilisationsrelikt anzusehen, dessen Entwicklung im Randbereich des intrudierenden Hornblendesyenodiorits in der Pyroxenhornfelsfazies verlief.

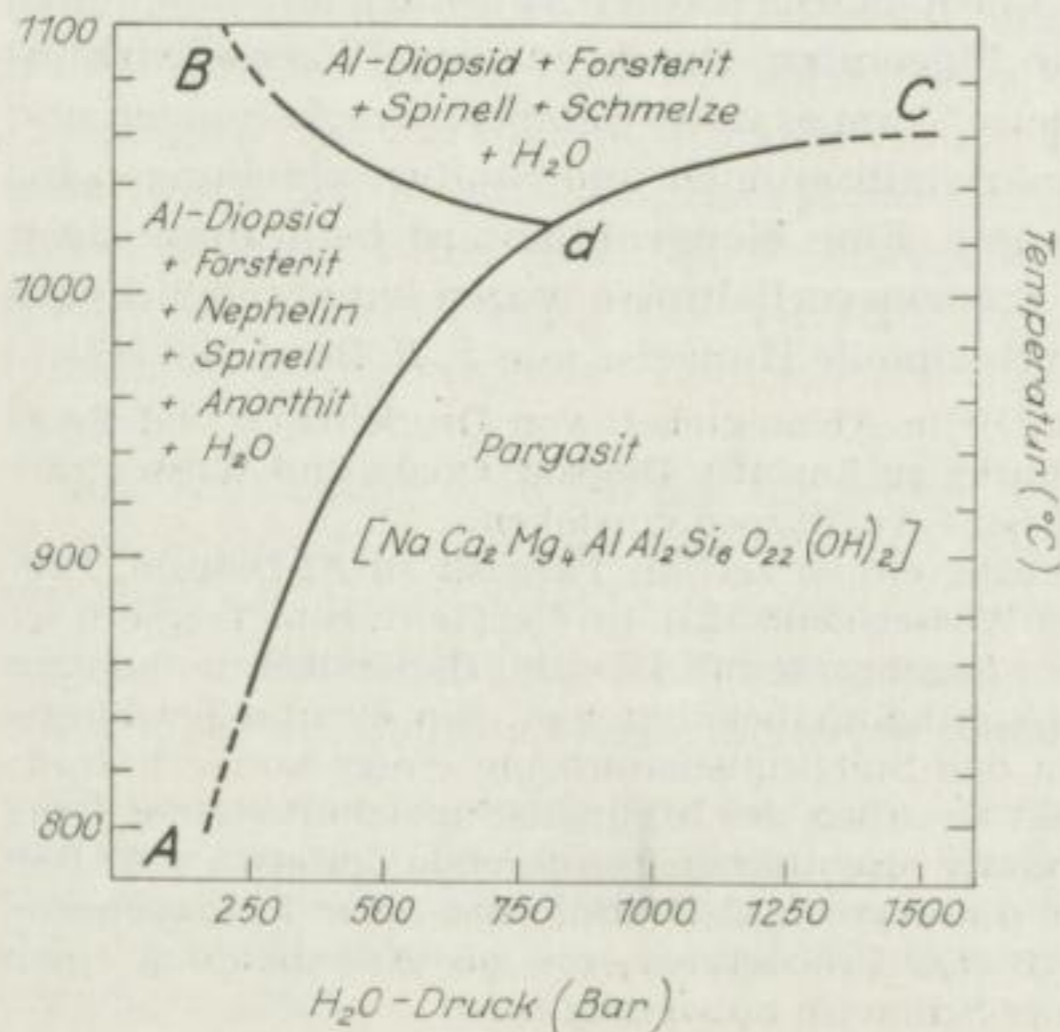


Bild 115  
Stabilitätsbereiche  
des Pargasits  
(nach F. R. Boyd [46])

Die genetische Stellung des Augitsyenodiorits wird um so augenfälliger, je näher man seine Beziehungen zum Biotit-Hornblendegranodiorit des Röhrsdorfer Teiches untersucht. Dieses Gestein zeigt deutliche Anklänge an den Hornblendesyenodiorit und unterscheidet sich von ihm lediglich in der modalen Zusammensetzung. Ursache dafür waren mangelhafte Homogenisierungsmöglichkeiten.

Die spärlichen Diopsidreste in Hornblenden und das völlige Fehlen von Hypersthen deuten darauf hin, daß der Biotit-Hornblendegranodiorit nicht unmittelbar aus dem Augitsyenodiorit hervorging, sondern allenfalls ein „Mischprodukt“ zwischen diesem und einem granitoiden Mobilisat ist. Bei der Entwicklung des Gesteins mußten Bedingungen der Amphibolitfazies herrschen, die nur unvollständig zur Einstellung neuer Gleichgewichte führten. In welchem Ausmaß eine ungenügend lange „Einwirkungszeit“ der granitischen Mobilisate auf den Augitsyenodiorit bzw. den Pyroxenhornfels oder der Mangel an Wasser an diesem Ungleichgewicht schuld sind, kann nicht entschieden werden. Vielleicht war auch die primäre Wasserarmut des Nebengesteins von Bedeutung.

### 6.2.2. Zur Genese des Biotit-Hornblendegranodiorits von Weesenstein

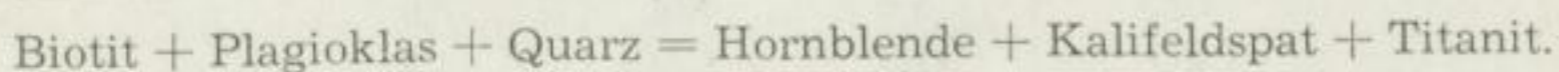
Gleichfalls ungenügenden Homogenisierungsmöglichkeiten verdankt der Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein seine Ausbildung als Fazies des Hornblendesyenodiorits.

Von Interesse ist der Vergleich von Kalifeldspat- und Plagioklasgehalten verschiedener Gesteine des Massivs:

Vol.-%:	Plag.:	Kf.:
Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein	49,6	14,5
Biotit-Hornblendegranodiorit vom Röhrsdorfer Teich	43,2	22,1
Biotit-Hornblendegranodiorit von Gasern	46,4	27,5
Hornblendesyenodiorit	43,4	32,1

Demnach unterscheiden sich der Biotit-Hornblendegranodiorit von Weesenstein und der Hornblendesyenodiorit in ihren Feldspatgehalten sehr deutlich; die Biotitgehalte differieren um 11 Vol.-%. Gemeinsam sind den beiden Gesteinen übereinstimmende Gehalte an Quarz und Hornblende, die ausgeprägte Paralleltexur und „Feinkornzüge“. Auch die Altersfolgen sind die gleichen.

Offensichtlich kam es zur Ausbildung des Biotit-Hornblendegranodiorits von Weesenstein, weil hier eine im Meißener Massiv verbreitete Kalifeldspat-Endoblastese weniger wirksam war. Der hohe Biotitgehalt des Weesensteiner Gesteins zwingt beim Vergleich mit dem Hornblendesyenodiorit zu der Annahme, daß verschiedentlich Reaktionen nach folgender Gleichung stattfanden:



Entscheidend mögen sich neben den mangelhaften Homogenisierungsmöglichkeiten primäre Unterschiede im Ausgangsmaterial ausgewirkt haben.

Die im Bereich der Weesensteiner Grauwackenformation gelegentlich anzutreffenden Augit-Hornblendefelse (Spargrund, nordwestlich Falkenhain) gleichen den augit- und hornblendeführende Einlagerungen im Biotit-Hornblendegranodiorit.

### 6.2.3. Bemerkungen zu den Gesteinstypen von Sobrigau und Gombsen

Bereits in einem früheren Abschnitt wurde darauf hingewiesen, daß diese Gesteinstypen als Einschlüsse im Hornblendesyenodiorit zu deuten sind. Als Ausgangsmaterial kamen Diabase oder Diabastuffe in Frage.

Es ist bei den derzeitigen Aufschlußverhältnissen nicht zu entscheiden, ob die Gesteine in situ aufgenommen oder mit dem „Magma“ des Hornblendesyenodiorits transportiert worden sind.

Unter den „magmatischen“ Bedingungen kam es zu weitgehenden Umkristallisationen und Kornvergrößerungen sowie – im Gefolge einer Gefügelockerung – zu Mineralneubildungen. Von diesen Mineralneubildungen ist Kalifeldspat in seinen ersten Entwicklungsstadien („Fetzen“ in Plagioklasen, Intergranularfilme) besonders interessant.

## 6.3. Zur Genese des Nordteils

### 6.3.1. Der Augitsyenodiorit von Gröba

Die petrographische Ausbildung des Augitsyenodiorits von Gröba zeigt Anklänge an den Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich, so daß auch hier an das Zusammenwirken kontaktmetamorpher, metasomatischer und „magmatischer“ Prozesse gedacht werden muß. Von Bedeutung sind einerseits die verschiedenartigen Einschlüsse und andererseits die im Gebiet Riesa–Gröba bislang negierte Homogenität des hypidiomorphen Normalgesteins.<sup>1</sup>

Unter den Einschlüssen verdienen die zahlreichen gerundeten und augitreichen Typen besondere Beachtung. Sie deuten auf Fremdmaterial hin, dessen ursprünglicher Chemismus aus den Integrationsergebnissen unter Abzug eventueller Stoffzufuhren (Kalifeldspat) berechnet werden kann. In erster Annäherung ergeben sich folgende Werte:

Masse-%		Kat.-%	
SiO <sub>2</sub>	45,4	Si	43,3
TiO <sub>2</sub>	3,4	Ti	2,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,9	P	0,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,9	Al	14,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,3	Fe <sup>3+</sup>	3,8
FeO	11,0	Fe <sup>2+</sup>	8,8
MgO	5,6	Mg	8,0
CaO	11,0	CaO	11,3
Na <sub>2</sub> O	2,6	Na	4,8
K <sub>2</sub> O	1,9	K	2,3

<sup>1</sup> Die augitreichen Einschlüsse wurden – im Gegensatz zu den hornblendereichen – erstmalig vom Verfasser erkannt und untersucht.

Ihrem Chemismus nach entsprechen die augitreichen Einschlüsse basischen Gesteinstypen der Basaltgruppe. Das unterstreicht die Ähnlichkeit mit dem augitporphyrischen Spilit von Görkwitz bei Schleiz (Bohrungen 85, 37 und 30 m Tiefe), den *H. J. Rösler* [280] eingehend untersuchte. Die Analysen wurden  $H_2O$ -, F-, Cl- und  $CO_2$ -frei umgerechnet (Masse-%):

	Einschlüsse	Spilit-37 m	Spilit-30 m
$SiO_2$	45,4	48,9	47,6
$TiO_2$	3,4	2,7	3,4
$P_2O_5$	0,9	0,3	0,7
$Al_2O_3$	12,9	13,0	13,4
$Fe_2O_3$	5,3	1,8	2,3
FeO + MnO	11,0	10,2	9,1
MgO	5,6	5,7	7,4
CaO	11,0	13,1	12,6
$Na_2O$	2,6	2,6	3,1
$K_2O$	1,9	1,7	0,4

Es ist somit möglich, daß im Nordteil des Meißener Massivs spilitähnliche Gesteine kontakt- oder regionalmetamorph zu einem Pyroxenhornfels mit Hypersthen, Diopsid, Plagioklas, Biotit, Zirkon, Ilmenit und anderen Mineralen umgewandelt wurden.

Eine weitere Stütze erfährt diese Möglichkeit in Nebengesteinsaufschlüssen. Sogenannte „Amphibolite“ waren zum großen Teil Diabase oder Diabastuffe; der „Strahlstein-Olivinfels“ südöstlich der Leckwitzer Felsklippe gleicht in seinem Chemismus pikritischen bis olivindiabasischen Gesteinen (I = Strahlstein-Olivinfels, II = Olivindias aus der Bohrung Schleiz 34/57 aus 470 m Tiefe, III = Pikrit aus der Bohrung Schleiz 34/57 aus 510 m Tiefe). Die Vergleichsanalysen wurden der Arbeit von *H. J. Rösler* [280] entnommen und ebenso wie die des Strahlstein-Olivinfelses  $H_2O$ -, F-, Cl-, S- und  $CO_2$ -frei umgerechnet (Masse-%):

	I.	II.	III.
$SiO_2$	42,2	44,7	44,0
$TiO_2$	2,3	1,1	1,0
$P_2O_5$	0,4	0,2	0,2
$Al_2O_3$	10,9	11,0	8,2
$Fe_2O_3$	6,9	1,8	3,2
FeO + MnO	7,7	10,8	11,4
MgO	23,6	20,6	25,0
CaO	5,8	9,8	7,0
Alkalien	0,2	—	—

Schließlich verweist die Paragenese Spinell-Olivin-Diopsid-Diallag im „Strahlstein-Olivinfels“ auf Bedingungen der Pyroxenhornfelsfazies.

Die augitreichen Einschlüsse des Augitsyenodiorits von Gröba besitzen durchweg granoblastische Strukturen, wobei sich die Korngrößen der einzelnen Gemengteile im allgemeinen nur geringfügig unterscheiden. Das Ausgangsmaterial wird demzufolge relativ feinkörnig gewesen sein. Auch das spricht nicht gegen die Annahme von Spiliten, obwohl bei allen derartigen Vergleichen Konvergenz-

erscheinungen – in diesem Fall chemisch gleichartige, doch petrographisch abweichende Gesteinstypen als Ausgangsmaterialien – in Betracht gezogen werden müssen.

Am Beispiel des Augitsyenodiorits vom Röhrsdorfer Teich wurde gezeigt, daß sich bei relativ niedrigen Temperaturen unter dem Einfluß des Wassergehalts aus Hornblenden sowohl Ortho- als auch Klinopyroxene bilden und dabei neben  $\text{SiO}_2$  gewisse Mengen an  $\text{H}_2\text{O}$  frei werden können. Diese  $\text{H}_2\text{O}$ -Mengen vermag der zu gleicher Zeit gebildete Biotit zum Teil zu binden. In diesem Zusammenhang sei auf eine Beobachtung von *E. H. Kranck* und *R. V. Oja* [182] hingewiesen, wonach bei Versuchen mit chloritführenden Diabasproben bei 800 Grad Celsius und 2800 at  $\text{H}_2\text{O}$ -Druck aus Chlorit Hypersthen entstehen kann.

Offensichtlich begegnen wir in den augitreichen Einschlüssen des Augitsyenodiorits von Gröba Hornfelsrelikten, die von splitischen und verwandten Gesteinstypen abgeleitet werden können. Ähnliche Möglichkeiten wurden wiederholt – zuletzt anläßlich der Exkursionstagung der Association pour l'étude géologique des zones profondes de l'écorce terrestre 1961 – für die hornblendereichen Schlieren und Einschlüsse zur Diskussion gestellt, die jedoch streng von den augitreichen Einschlüssen (siehe Abschnitt 3.7.1) zu unterscheiden sind.

Bei den augitreichen Einschlüssen vermitteln in erster Linie blastische Plagioklase zum Normalgestein hin. Diese Plagioklase gingen aus den Plagioklasen der „Grundmasse“ hervor; sie ähneln weitgehend denen des Normalgesteins und tendieren ebenso zu leistenförmiger, hypidiomorpher Ausbildung. Ältere Gefügebestandteile wurden korrosiv verdrängt und in ihren Resten als gerundete Mikrolithen eingelagert.

Der nachfolgenden und in den Einschlüssen sehr unterschiedlich wirksamen Kalifeldspatblastese mußte eine gewisse Gefügelockerung parallel gegangen sein, die tektonisch oder „thermisch“ möglich war. Nur so konnten entsprechende „Lösungen“ eindringen.

Alle Anzeichen deuten darauf hin, daß die augitreichen Einschlüsse in eine mehr oder weniger mobile „Schmelze“ gerieten, die genügend hoch temperiert war, um Plagioklas- und – nach einer Gefügelockerung – Kalifeldspatblastesen bewirken zu können. Die Einschlüsse erlangten womöglich erst in der „Schmelze“ Hornfelscharakter.

Auffällig sind die Übereinstimmungen zwischen den dunklen Gemengteilen der augitreichen Einschlüsse und des Normalgesteins. Einschlüsse mit reichlich Kalifeldspat lassen Kornvergrößerungen und Umkristallisationen der Erze und Augite in einem Ausmaß erkennen, daß der Schluß gerechtfertigt erscheint, augitreiche Einschlüsse und Normalgestein entstammen gleichartigen Pyroxenhornfelsen bzw. Ausgangsgesteinen.

An dieser Stelle sei an die im gesamten Nordteil des Meißener Massivs im Kontaktbereich nachgewiesene Kalifeldspatpatisierung erinnert, die besonders intensiv Gesteine der Pyroxenhornfelsfazies erfaßte und ehemals geringe Wärmegefälle zwischen Intrusiv- und Nebengestein sowie relativ hohe Temperaturen anzeigt.

Problematisch sind die Kaliquellen, doch kann ebenso wie beim Hornblendesyenodiorit und anderen Gesteinstypen des Meißener Massivs angenommen werden, daß aus „granitähnlichen“ Ausgangsgesteinen (Gneis, Grauwacken, Tonschiefer) unter geeigneten Bedingungen (siehe Abschnitt 6.1.4.) granitoide oder pegmatoide Mobilisate entstanden. Solche „granitähnlichen“ Ausgangsgesteine



dürften aller Wahrscheinlichkeit nach auch im Nordteil in ausreichendem Maß zur Verfügung gestanden haben.

Die pegmatoiden oder granitoiden Mobilisate traten in Wechselwirkung mit basischen Gesteinen (Pikrite, Diabase, Diabastuffe, Spilite), die bereits regional-metamorph überprägt worden waren und nun einer Kalifeldspatisation unterlagen, in deren Gefolge der gesamte Komplex eine gewisse Beweglichkeit erlangte.

Für den intrusiven Charakter des Augitsyenodiorits von Gröba spricht nicht so sehr die Gleichförmigkeit des Gesteins im kleinen Aufschlußbereich, sondern viel mehr das Vorkommen zahlreicher dunkler, hornblenderreicher Schlieren und Einschlüsse, die Hornblendeschiefern ähneln und auf Bedingungen der Amphibolitfazies verweisen. Ihre Assimilation war ebensowenig möglich wie ihre mineralfazielle Anpassung. Druck und Temperatur reichten lediglich dazu aus, um pegmatoide oder granitoide Mobilisate aus dem eingeschlossenen Material zu entwickeln, die sich in Form der beschriebenen hellen „Bänder“ zu beiden Seiten der Schlieren finden.

Auf Grund von gravimetrischen und erdmagnetischen Meßergebnissen [31] [162] [196] [210] [222] [229] [311] [312] könnte hier der Einwand erfolgen, daß im Bereich des Nordteils gabbroide Magmen intrudierten und verschiedenartige Nebengesteine assimilierten. Dabei hätten syenitische Gesteine in gleicher Art und Weise entstehen können, wie sie beispielsweise *O. H. Erdmannsdörffer* [84] aus dem Harz beschrieben hat.

Tatsächlich finden sich im Nordteil und insbesondere im Raum Riesa Schwere-maxima, die jedoch sowohl auf Aufwölbungen des tieferen Untergrunds als auch auf basische Gesteinskörper in einem höheren Niveau bezogen werden können.

Die erdmagnetischen Vermessungen von *G. Siemens* [311] ergaben im Zentralteil des Meißener Massivs stets dort Störungswerte von über 500 Gamma (Vertikalintensität), wo entweder Amphibolite (Gebiet Moritzburg) oder relativ basische Gesteinspartien mit Diopsid und Biotit (Wilsdruff, Leuben) nachzuweisen waren. Unter solcher Version und in Anbetracht der spärlichen Aufschlüsse im Nordteil sind bislang eindeutige Aussagen auf der Grundlage geophysikalischer Meßergebnisse nicht zu treffen.

### 6.3.2. Zu den Biotit-Hornblendegranodioriten zwischen Strehla und Görzig

Nach eingehenden Untersuchungen kam *F. Mende* [209] zu dem Schluß, daß die sogenannten „Quarzdiorite“ von Strehla und Görzig und der „biotitführende tonalitische Quarzsyenit“ vom Nixstein älter als der Hornblendesyenodiorit und damit auch älter als der Augitsyenodiorit von Gröba seien. Enge Beziehungen hingegen würden sie zum „Wellerswalder Granit“ (Laaser Granodiorit) aufweisen. Einige Nachphasen vermitteln *F. Mende* zufolge mit ihrer syenitischen Tendenz (Hornblendebildungen) zum Meißener Massiv hin, dessen Einwirkungen in allen Gesteinstypen zwischen Strehla und Görzig zu Rekristallisationen mit Anklängen an kristalloblastische Strukturen und zur Hornblendebildung aus Biotit, Anorthit und Quarz geführt hätten.

*H. Gallwitz* [111] [114] hielt an der von *F. Mende* gegebenen Vorstellung fest und bezeichnete die „Quarzdiorite“ als „hybride Randfazies“ des Laaser Granodiorits, während sie *K. Schmidt* [294] wie zuvor *G. Klemm* [170] zum Meißener Massiv stellte. *K. Schmidt* betonte den schlierigen Habitus der Gesteine von Strehla und Görzig und führte die Paralleltexturen auf eine ehemals beträchtliche Teilbeweglichkeit zurück. Im Gegensatz zu den benachbarten Teilen des Laaser Granodiorits seien die Biotit-

Hornblendegranodiorite kaum deformiert worden, so daß allein ihr Gefüge die Zugehörigkeit zum Meißener Massiv dokumentiere.

Obwohl *K. Schmidt* Übereinstimmungen zwischen den zur Diskussion stehenden Gesteinstypen des Nordteils und Gesteinen im östlichen Zentralteil (Volkersdorf) aufwies, sah er in den Gesteinen von Strehla, Görzig, Gröba und vom Nixstein lediglich „das Produkt einer komplexen Kristallisationsdifferentiation, der sich, wie der Reichtum an z. T. sicher sedimentogenen Einschlüssen und Schollen und der noch teilweise zu erkennende Hornfelscharakter dunkler Schlieren zeigt, lokale Assimilationsprozesse einfügten“ (Seite 55).

Den bisherigen Untersuchungsergebnissen zufolge sind die Biotit-Hornblendegranodiorite des Nordteils Mobilisationsprodukte, die durch komplizierte Wechselwirkungen zwischen pegmatoiden oder granitoiden „Erstmobilisaten“ und metamorphen Gesteinen entstanden, wobei sich der Chemismus der Ausgangsgesteine sehr wesentlich bemerkbar machte.

Diese Ausgangsmaterialien unterlagen Bedingungen der Amphibolitfazies und wiesen demzufolge noch genügende  $H_2O$ -Mengen auf, um Hornblende- und Biotitbildungen zu ermöglichen. Kalkassimilationen förderten durch  $CO_2$  Reaktionen und Umkristallisationen; der Ca-Anteil fand zur Plagioklas- und Hornblendebildung Verwendung. Daraus resultiert der ziemlich hohe An-Gehalt von 34 bis 37% in den Plagioklasen.

Der schlierige Habitus der Gesteine deutet einmal auf ungenügende Homogenisierungen und zum anderen auf eine hohe Viskosität der Mobilisate oder Teilschmelzen hin. Tendenzen zur Pyroxenhornfelsfazies wurden überwunden, wie die reliktsch im Kern von Hornblenden erhaltenen Diopsidreste zeigen. Bemerkenswert sind die niedrigen Erzgehalte.

Sehr wahrscheinlich verdanken die Biotit-Hornblendegranodiorite im Gegensatz zum Augitsyenodiorit von Gröba und zu den augitführenden Gesteinen der Bohrung Reudnitz ihre Entstehung einer weitgehenden Mobilisation sedimentogener (tuffogener) Ausgangsgesteine mit Kalkeinlagerungen. Ob und in welchem Umfang dafür Grauwacken, Tuffe, Tonschiefer oder andere Gesteine – metamorph überprägt und stratigraphisch unbestimmt (Paragneise) – in Betracht kommen, ist nur unter Vorbehalt zu entscheiden, doch deuten die zahlreichen Biotitbutzen in den Gesteinen, ferner Turmalingehalte in Pegmatiten sowie kalksilikatische Einschlüsse auf die Einbeziehung von Tonschiefern und Kalken hin.

Wieweit schließlich die „lamprophyrischen Schollen“ als Reste ehemaliger basischer Gesteinsgänge anzusehen und mit „Schlieren“ im Augitsyenodiorit von Gröba zu parallelisieren sind, bleibt fraglich. *F. Mende* wies auf ähnliche Schollen im Laaser Granodiorit (Leißnitz) hin; man könnte ebenso an Beziehungen zu den von *H. Hentschel* [149] beschriebenen „gemischten Gängen“ bei Skassa denken. In ihrer Ausbildung gleichen die „lamprophyrischen Schollen“ den von *P. Eskola* [96] untersuchten Metabasitgängen aus dem Helsinki-Granit. *P. Eskola* fand dort granitische Quergänge in den Metabasiten und sah in deren teilweise sehr hellen Typen Ergebnisse einer partiellen Anatexis, bei der „nur der leichtest schmelzende Anteil ausgeschwitzt wurde“ (Seite 113).

### 6.3.3. Petrogenetische Folgerungen aus den Ergebnissen der Bohrung Reudnitz

Von großer Bedeutung für die petrogenetische Klärung des Meißener Massivs war der Nachweis einer engen Vergesellschaftung von basischen und sauren Ge-

steinstypen im Bereich der nur 200 m tiefen Bohrung Reudnitz. Die Gesteine demonstrieren die gesamte Variationsbreite des Massivs; nicht zufällig fanden sich amphibolitische Gesteinstypen.

Wenn in Analogie zu den übrigen Gesteinen des Meißener Massivs die der Bohrung Reudnitz ebenfalls paligen entstanden, dann müssen basische Ausgangsgesteine ähnlicher Beschaffenheit wie beim Augitsyenodiorit von Gröba in zunehmendem Maß durch pegmatoide und granitoide Mobilisate umgewandelt worden sein. Die übereinstimmenden Mineral- und Gefügeausbildungen von augitreichen Einschlüssen in Gröba und sogenannten „Pyroxendioriten“ der Bohrung Reudnitz geben dazu einen Hinweis.

Besonderes Interesse erregte der sogenannte „Pyroxensyenit“ mit seinen extrem großen Kalifeldspäten. Das Fehlen von Orthoaugiten deutet darauf hin, daß hier Bedingungen der Pyroxenhornfelsfazies nur noch geringfügig wirksam und Übergänge zur Amphibolitfazies zu verzeichnen waren. Dagegen spricht keineswegs der Anorthoklascharakter der Kalifeldspäte; verschiedentlich wurden Beispiele für eine niedrig temperierte Kalifeldspatisation unter Bildung sogenannter „Anorthoklas-Granite“ bekannt [1] [2] [32] [174].

D. S. Korshinski [176] [177] [178] widmete den Fragen des Aziditäts-Alkalitäts-Verhältnisses in „Magmen“ besondere Aufmerksamkeit und kam zu der Folgerung, daß in einem Granit mit normaler Alkalität die Paragenese Biotit-Oligoklas stabil und typisch sei. Mit zunehmender Alkalität würde bei Quarzgegenwart diese Paragenese instabil und durch Kalifeldspat und Hornblende ersetzt. Bei einer weiteren Steigerung der Kaliumaktivität könnten schließlich Gesteine mit Kalifeldspat und Klinoaugit entstehen. Unter solchem Gesichtspunkt sind Kalifeldspatationen von Gesteinen der Pyroxenhornfelsfazies ohne Mineralumbildungen denkbar, d. h., neben Kalifeldspat können beträchtliche Mengen an Augiten stabil sein.

Beim sogenannten „Pyroxensyenit“ von Reudnitz ist zwar die Paragenese verständlich, schwieriger jedoch sind die Fragen nach der Herkunft der Kalifeldspatsubstanz und nach dem Mechanismus der Kalifeldspatisation unter Umkristallisation und gelegentlicher Mobilisation der älteren Gefügebestandteile zu beantworten. Wie an anderer Stelle bereits dargelegt wurde, müssen auch hier pegmatoide oder granitoide Mobilisate mit basischen Ausgangsgesteinen in Wechselwirkung getreten sein und unter partieller oder vollständiger Aufschmelzung „echt magmatische“ Erscheinungen verursacht haben. Der Kalifeldspat des Pyroxensyenits kann demnach sowohl porphyrischer Einsprengling als auch Porphyroblast sein, je nachdem, ob er sich einer Ausscheidungsfolge aus einer „Schmelze“ oder einer Gefügeumkristallisation unterzuordnen hatte.

Verfolgt man diese Gedanken weiter, dann mag sich in der Wechsellagerung verschiedener Gesteine der Bohrung Reudnitz eine primäre Gesteinsfolge vielleicht mit Spiliten, Diabasen, Tuffen und dergleichen widerspiegeln, die zunehmend mobilisiert oder umgebildet wurde. Grundsätzlich ist auch die Einbeziehung keratophyrischer Ausgangsgesteine in die Bildungen des Meißener Massivs nicht von der Hand zu weisen, doch kann das vorläufig nicht bewiesen werden. Es erübrigt sich aber, zur genetischen Klärung der Gesteine von Reudnitz die Differentiationsvorstellung eines ursprünglich einheitlichen „Magmas“ zu Hilfe zu nehmen.

Die Gesteine der Bohrung Reudnitz sind Migmatite (Mischgesteine) aus basischen Ausgangsgesteinen und pegmatoiden oder granitoiden Mobilisaten. Ihre Homogenisierung war nur in begrenztem Umfang möglich; weitgehende Intrusionen des mobilisierten Materials unterblieben. In Teilbereichen wurden homophane Texturen entwickelt.

## 7. Schlußbetrachtungen

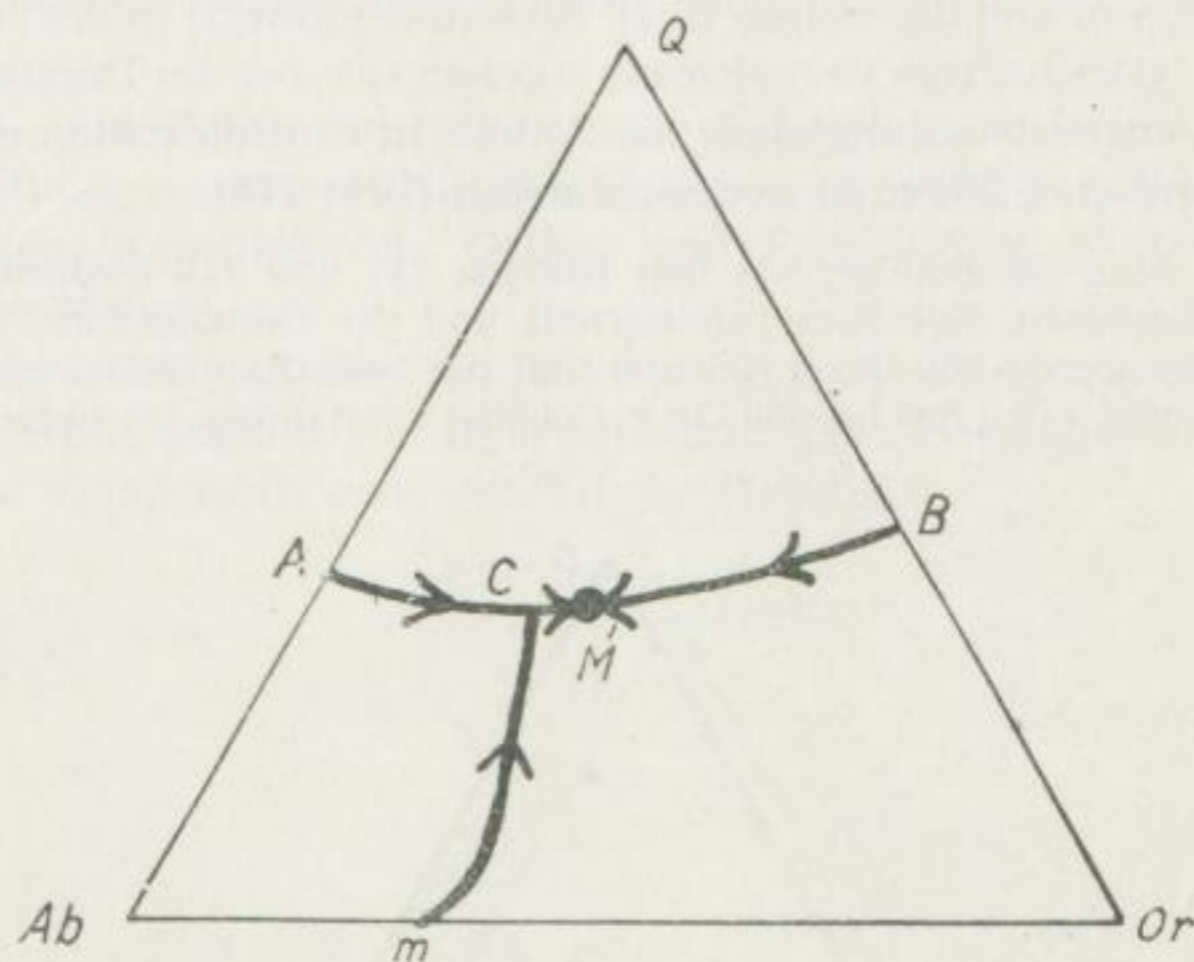
### 7.1. Zur Petrogenese des Meißener Massivs

Obwohl einige Gesteinstypen des Meißener Massivs in mehrfacher und teilweise sehr unterschiedlicher Art und Weise gedeutet werden können, ordnet sich den bisherigen Ausführungen zufolge das „magmatische“ Geschehen während der Bildung des Massivs einheitlichen Aspekten unter.

Das kommt besonders deutlich bei der Auswertung des Stoffbestands zum Ausdruck. Bei einer Darstellung der modalen und normativen Quarz-Kalifeldspat-Albit-Verhältnisse finden sich Beziehungen zu künstlichen und natürlichen Silikatsystemen, die wichtige petrologische Rückschlüsse gestatten.

Aus der Literatur ist das System Albit-Kalifeldspat-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O hinreichend bekannt [348] [349]. Oberhalb einer Linie AB kristallisieren Quarz und unterhalb KNa-Feldspäte.

Bild 116  
Vereinfachter isobarer  
Schnitt auf die Grundfläche  
des Systems Quarz-Albit-  
Orthoklas-Wasser  
(nach K. R. Mehnert,  
O. F. Tuttle u. a.)



Von dem binären Minimum *m* an verläuft in Richtung *C* ein thermisches Tal; das ternäre Minimum liegt bei *M*. Die Temperatur des ternären Minimums liegt für 4000 at H<sub>2</sub>O-Druck bei etwa 640 bis 650 Grad Celsius, für 1000 at bei 730 Grad Celsius (K. R. Mehnert [206]). Gewisse Verschiebungen sind durch Änderungen des H<sub>2</sub>O-Druckes, der Gehalte an leichtflüchtigen Bestandteilen sowie durch Alkalitäts- und Aziditätsänderungen möglich.

Trägt man die normativen Werte für Quarz (*Q*), Kalifeldspat (*Or*) und Albit (*Ab*) der wichtigsten Gesteinstypen des Meißener Massivs in das Quarz-Kalifeld-

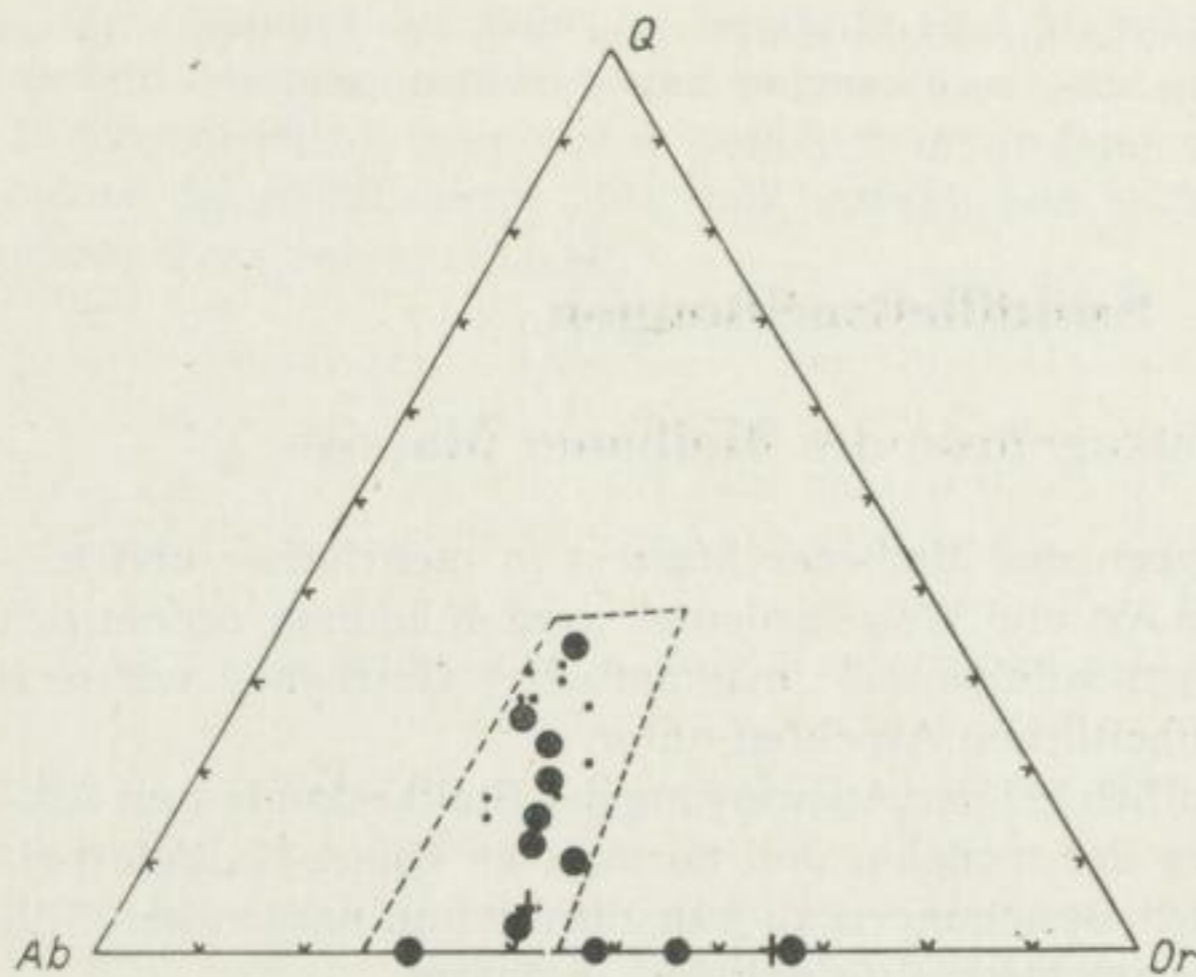


Bild 117  
Normative Quarz-Albit-Orthoklas-Verhältnisse der Gesteine des Meißener Massivs

- = Intrusivgesteine
- = Ganggesteine
- + = Einschlüsse

spat-Albit-Dreieck ein, so zeichnet sich deutlich die Verbindungslinie  $m-C$  ab. Die basischen Gesteinstypen liegen mit ihren Projektionspunkten in der Nähe von  $m$  und die sauren (z. B. Riesensteingranit) in der Nähe von  $C$  (Bild 117).

Gleichartige Verhältnisse ergeben sich bei der Darstellung modaler Werte unter Vernachlässigung eines Ab-Anteils in Kalifeldspäten und unter Berücksichtigung optischer Plagioklasvermessungen (Bild 118).

Man ist geneigt, aus den Bildern 117 und 118 bestimmte Temperaturbedingungen abzulesen. Der Riesensteingranit und die Ganggesteine wären demnach bei niedrigsten (etwa 650 Grad Celsius) und die basischen Gesteinstypen bei höchsten Temperaturen (etwa 850 bis 900 Grad Celsius) entstanden. Da jedoch einerseits die Temperatur-

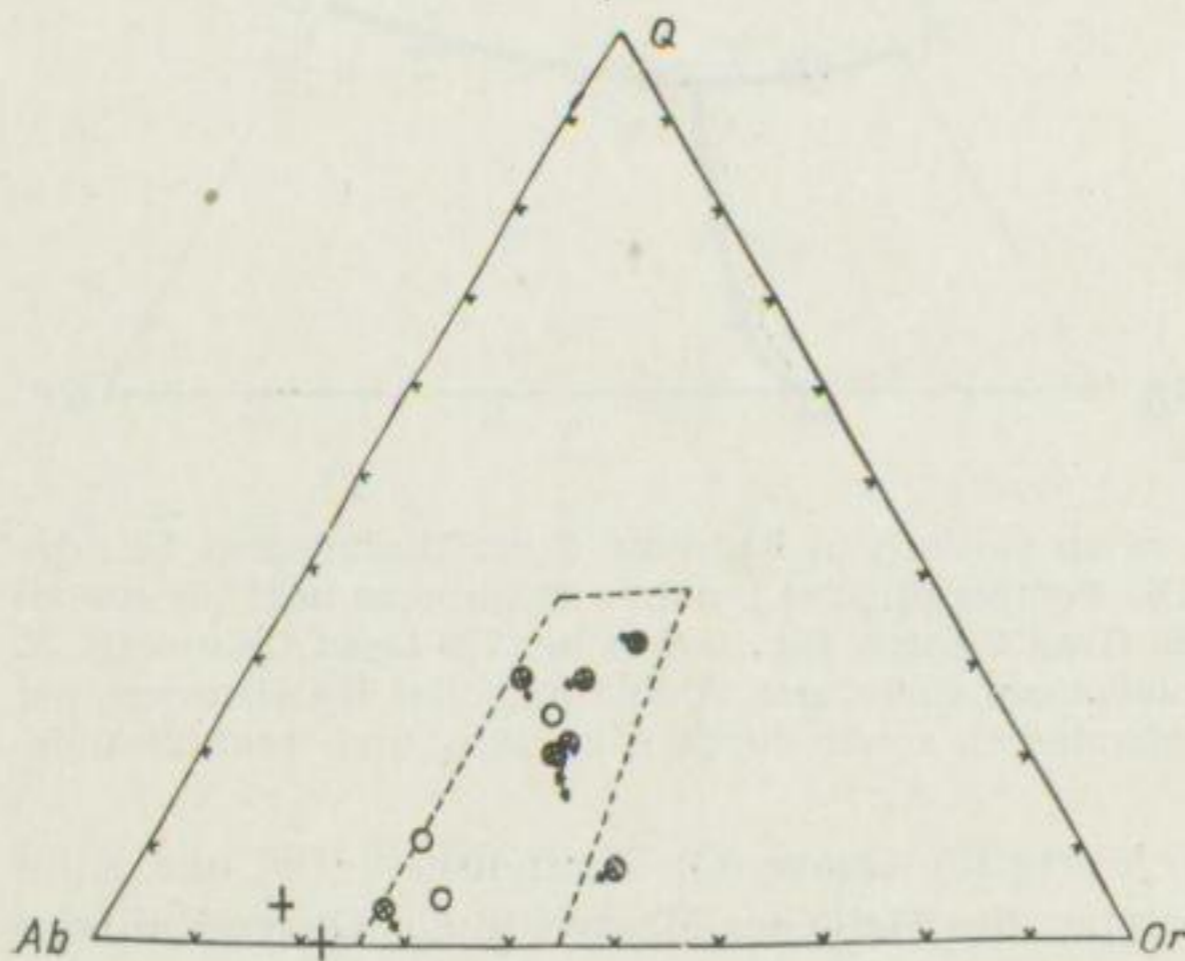


Bild 118  
Modale Quarz-Albit-Orthoklas-Verhältnisse der Gesteine des Meißener Massivs

- ⊕→ = chemisch analysierte Intrusivgesteine, Pfeil weist auf normatives Verhältnis hin
- = Intrusivgestein ohne chemische Analyseergebnisse
- + = Einschlüsse

bedingungen am reinen System Albit–Kalifeldspat–Quarz–Wasser erforscht wurden und demzufolge nicht exakt die wesentlich komplizierteren Bedingungen „granitischer“ Systeme widerspiegeln können, und andererseits bei den Gesteinen des Meißener Massivs reine magmatische Vorgänge nur bedingt diskutabel sind, muß eine solche Temperaturabschätzung mit erheblichen Unsicherheiten belastet sein.

Dem Bild 119 wurden Kationenprozentage zugrunde gelegt, die sich als Durchschnittswerte für die einzelnen Gesteinstypen ergaben. Fe umfaßt das Gesamt-eisen. Wiederum zeichnet sich eine bestimmte Reihenfolge ab. Auffällig ist die Tendenz zum eutektischen Verhältnis Oligoklas–Kalifeldspat ( $\text{Na} + \text{Ca} / \text{K}$ ) hin. Während bei der Darstellung der normativen Quarz–Kalifeldspat–Albit–Verhältnisse die Gesteine der Bohrung Reudnitz rechts außerhalb des thermischen Tales zu finden waren, ordnen sie sich hier in die Reihe ein; Pyroxendiorit und Augit-syenodiorit von Gröba haben nahezu gleiche Projektionspunkte.

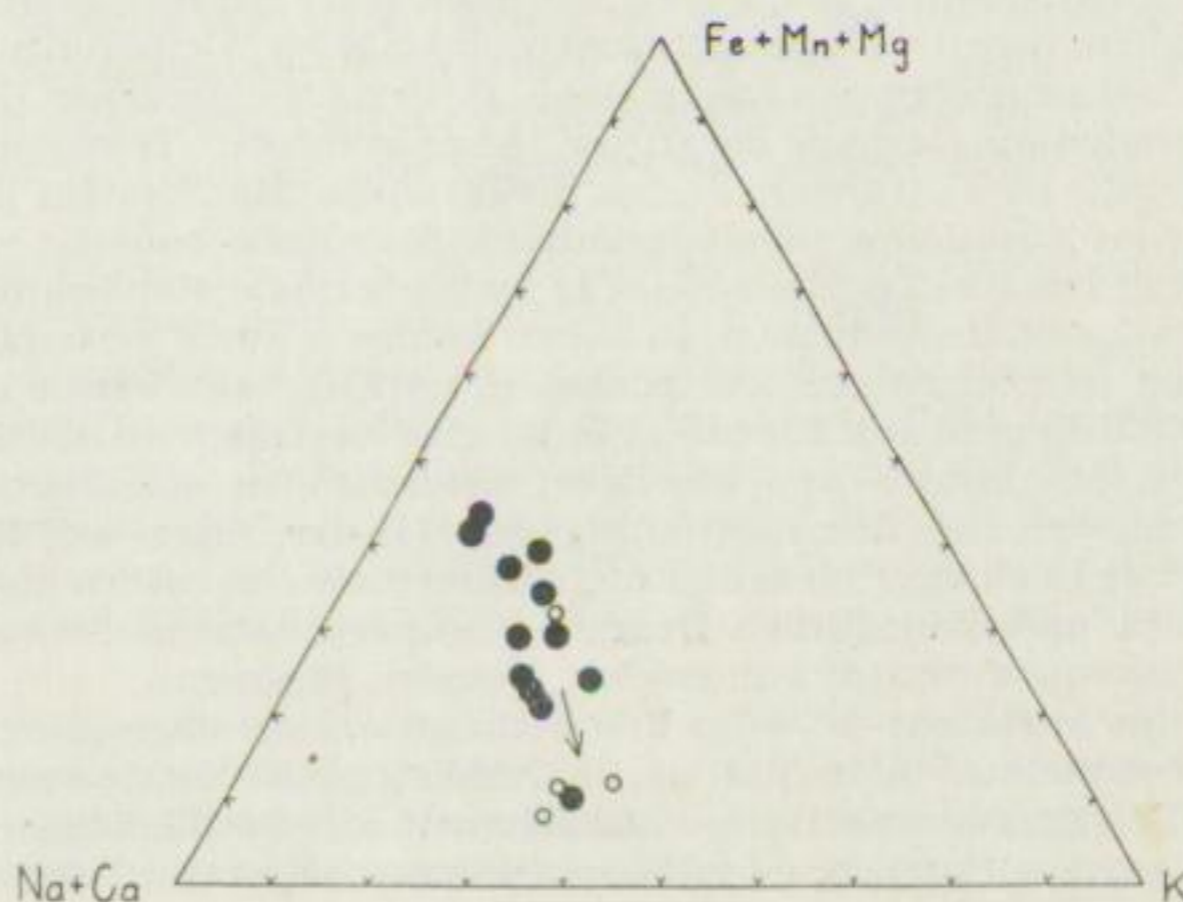
Eindeutig ergibt sich eine gesetzmäßige Erhöhung des  $\text{SiO}_2$ -Anteils mit abnehmendem Alter der Gesteine und in diesem Zusammenhang eine Erhöhung des Alkalianteils in bezug auf Eisen, Mangan, Magnesium und Kalzium. Diese Gesetzmäßigkeit findet ihre Erklärung darin, daß über die partielle und vollständige Mobilisation verschiedener Ausgangsgesteine hinaus Differentiationsvorgänge bei der Entwicklung der Gesteinstypen des Meißener Massivs wirksam waren.

Folgender Ablauf des „magmatischen Geschehens“ steht nunmehr zur Diskussion:

1. Bei ständigen Druck- und Temperaturerhöhungen erfolgten zunehmende metamorphe Umwandlungen unterschiedlicher Gesteine, darunter von Kalken, Diabasen, Spiliten, Keratophyren, Ortho- und Paragneisen, Tuffen, Grauwacken und Tonschiefern.
2. Nach Gleichgewichtseinstellungen der Amphibolit- und Pyroxenhornfelsfazies bildeten sich in Abhängigkeit von  $\text{H}_2\text{O}$ , leichtflüchtigen Bestandteilen, Ausgangsmaterial und Temperatur erste eutektische Mobilisate.

Bild 119  
Die Beziehungen zwischen den  $(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$ -,  $(\text{Ca} + \text{Na})$ - und K-Gehalten (Kat.-%) wesentlicher Gesteinstypen des Meißener Massivs

● = Intrusivgesteine,  
○ = Ganggesteine



3. Druckentlastungen führten zur weitgehenden Mobilisation, Homogenisierung und Intrusion der „Magmen“ des Hornblendesyenodiorits und verwandter Gesteine.
4. Zugleich „drangen“ pegmatoide und granitoide Mobilisate aus benachbarten Bereichen in die freigewordenen Räume „nach“.
5. Erneute Druckentlastungen bewirkten die Ausbildung des Biotitgranodiorits und in diesem Zusammenhang des Biotit-Hornblendegranodiorits von Garsen.
6. Wiederum drangen Mobilisate mit deutlicher Tendenz zu pegmatoiden Verhältnissen nach.
7. Nochmalige Druckentlastungen waren die Voraussetzung dafür, daß der Riesensteingranit und verschiedene Ganggesteine entstehen konnten.

Dieser generellen Folge ordnen sich sämtliche Erscheinungen im Meißener Massiv unter. Modifikationen ergaben sich allenfalls durch Reaktionsmöglichkeiten mit Nebengesteinen (Contaminationen), mehr oder weniger gute Homogenisierungen und abweichende H<sub>2</sub>O-Gehalte.

Die Mobilisation und Migration von pegmatoiden oder granitoiden Bestandteilen – vorwiegend von Natrium, Kalium und Silizium – hatten oftmals relative Anreicherungen nichtmobiler Bestandteile („Restite“ [205] [206]) ermöglicht. Die Mobilisate selbst folgten – sofern die notwendigen Voraussetzungen (Wegsamkeiten) gegeben waren – einem Druckgefälle und bildeten bis zum Raum mit dem relativ niedrigsten Druck hin „Einzugsbereiche“ und dadurch spezifische „Differentiationserscheinungen“ mit teilweise ungewöhnlichen Mineralparagenesen.

In einfachen Fällen kam es aus geeigneten Nebengesteinen (Gneise) lediglich zur Abwanderung granitoider Mobilisate und damit zu Degranitisationserscheinungen.

In weniger hochtemperierten, „entfernteren“ Nebengesteinsbereichen entstanden pegmatoide und schließlich nur noch hydrothermale Mobilisate. Druckentlastungen mußten zwangsläufig auch deren Migration in „Unterdruckräume“ verursachen, so daß zuvor von granitoiden Mobilisaten eingenommene und nach deren Abwanderung freigewordene Plätze sofort von pegmatoiden oder gar hydrothermalen Bestandteilen besetzt werden konnten. In physikalisch-chemischer Hinsicht eröffneten sich Reaktionsmöglichkeiten, denen Gefügelockerungen und Kornzerkleinerungen Vorschub leisteten.

Bei einer Temperaturabnahme im Verlauf epirogener Hebungen größeren Ausmaßes mußten die Gesteine derartiger „Migmatitzonen“ Temperaturbedingungen durchlaufen, bei denen es früher zu einer progressiven Mobilisation gekommen war. Gesteine, an deren Ausbildung bereits granitoide Mobilisate beteiligt waren, gelangten in Bereiche, in denen allein pegmatoide oder hydrothermale Mobilisationen erfolgen konnten. Rückläufige Stoffverschiebungen waren nunmehr kaum noch möglich; abgesehen von fehlenden leichtflüchtigen Komponenten, wirkten sich jetzt die neuen Mineralparagenesen stabilisierend aus. Die aus granitähnlichen Gesteinen relativ leicht mögliche Abspaltung von Mobilisaten und die dabei herrschenden eutektischen Verhältnisse hatten sich geändert; zur „Remobilisierung“ zugeführter Quarz- und Kalifeldspatmengen beispielsweise in einem Pyroxenhornfels bedurfte es wesentlich höherer Temperatur- und meist auch unterschiedlicher Druckbedingungen. Auszuklammern sind natürlich Wechselwirkungen mit intrudierenden, fremden Magmen.

Im Intrusions- oder im Erstarrungsraum kommen „Magmen“ mit faziesfremden Nebengesteinen in Berührung. In Abhängigkeit von Temperatur (Wärmeverrat), chemischer Zusammensetzung und Gehalten an leichtflüchtigen Komponenten kommt es zu Wechselwirkungen, deren Auswirkungen allgemein bekannt sind.



Im Fall des Meißener Massivs reichte offensichtlich der Wärmeverrat der „Magmen“ nach ihrer Intrusion bzw. in ihren letzten Phasen nur noch dazu aus, um in weiteren Nebengesteinsbereichen pegmatoide bis hydrothermale Mobilisationen zu veranlassen. Dadurch gleichen sich vielfach Verdrängungsstrukturen, Myrmekitbildungen, Serizitisierungen, Chloritisierungen usw. in Intrusiv- und Nebengesteinen.

Für die Pyroxensyenite der Bohrung Reudnitz oder für den Augitsyenodiorit vom Röhrsdorfer Teich beispielsweise wäre demnach zu entscheiden, ob sie einer Druckentlastung zufolge im Einzugsbereich pegmatoider oder granitoider Mobilisate – vergleichbar mit einer positiven Transvaporisation im Sinne von *E. Szadeczky-Kardoss* – oder im Kontaktbereich eines intrudierenden bzw. erstarrenden granitoiden „Magmas“ – einer negativen Transvaporisation entsprechend – mit Kalifeldspat-Substanz „durchtränkt“ wurden, sofern nicht grundsätzlich andere Entstehungsmöglichkeiten in Betracht kommen können.

Wir begegnen letztthin auch im Meißener Massiv Konvergenzerscheinungen an den Grenzen unserer Aussagemöglichkeiten und damit Grundproblemen der „Granitgenese“, wie sie in den vergangenen Jahren wiederholt erörtert wurden. Solange die physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten komplizierter silikatischer Systeme unbekannt sind, kommen diejenigen petrologischen Schlußfolgerungen der Wahrheit am nächsten, die sich widerspruchslos mit geologischen Fakten verbinden lassen.

## 7.2. Zur geologischen Stellung des Meißener Massivs

Im westlichen Kontakthof des Meißener Massivs stehen u. a. unterkarbone Sedimente an; Gerölle des Hornblendesyenodiorits finden sich im Rotliegenden des Döhlener Beckens. Das Meißener Massiv entstand während der varistischen Orogenese.

Nach *K. Pietzsch* [254] ist „wahrscheinlich bald nach der Platznahme der Schiefergebirgsschichten in der Elbtalzone während der Erzgebirgischen Phase ... das Meißener Syenit-Granit-Massiv aufgedrungen“ (Seite 809). Es sei in seiner Längserstreckung durch das Elbtallement bedingt. Kurz zuvor – vielleicht schon während der Sudetischen Phase (Goniatites-Stufe des Unterkarbons) – hätte sich die Mittelsächsische Störung gebildet. Die Westlausitzer Störung hielt *K. Pietzsch* für etwas jünger als das Meißener Massiv und damit jünger als die Erzgebirgische Phase (Namur B).

Nach *H. Reichert* [268] sind die Lausitzer und Dohnaer Granodiorite jünger als das Meißener Massiv.

*H. Gallwitz* [111] [114] [115] stellte den Lausitzer Granodiorit zeitlich zwischen die Intrusionen des Meißener Biotitgranodiorits und des Riesensteingranits.

Die Laaser und Dohnaer Granodiorite gehörten nach seiner Meinung einem einheitlichen Kernpluton zwischen Laas und Dohna an, der im Anschluß an die Sudestische Phase in den Westlausitzer Zug der Elbtalzone intrudierte und in der Erzgebirgischen Phase teilweise deformiert und in einzelne Körper aufgelöst wurde. Diese Gemeinsamkeit zumindest des Laaser und des Dohnaer Granodiorits blieb umstritten; *A. Schüller* [300] und *K. Pietzsch* [252] [254] stellten beide Plutone in die assyntische Orogenese.

*A. Watznauer* stellte neuerdings (Einführungsvortrag zur Exkursion der Association pour l'étude géologique des zones profondes de l'écorce terrestre 1961) im Bereich des Elbtallements einen lineamenteigenen sialischen Magmatismus zur Diskussion, der durch orogenetische Bewegungen in der Nachbarschaft verstärkt worden ist.

K. Schmidt [296] [298] umging die Frage, ob der Meißener Hornblendesyenodiorit in der Erzgebirgischen oder Asturischen Phase (Westfal D/Stefan) intrudierte und bezeichnete ihn als jünger im Vergleich mit den Laaser und Dohnaer Granodioriten.

In Anlehnung an die genannten Arbeiten läßt sich zur Zeit folgender Ablauf der varistischen Orogenese im Bereich der Elbtalzone skizzieren:

1. Faltung der Gesteine des Mittelsächsischen und Westlausitzer Zuges, dabei Flexur- und Bruchbildungen u. a. am Ostrand des Erzgebirges.
2. Intrusionen und teilweise Verformungen des Laaser Granodiorits, der Turmalin granite und des Dohnaer Granodiorits.
3. Fortsetzung der Faltung.
4. Überschiebung des Elbtalschiefergebirges nach SW hin (Mittelsächsische Störung), eventuell untergeordnete Bewegungen in NW-SE-Richtung [83].
5. Fugenbildung in NW-SE-Richtung; Bewegungen in NE-SW-Richtung – soweit diese nicht auf jüngere Störungen im Zusammenhang mit der Lausitzer Überschiebung zurückzuführen sind.
6. Intrusion des Meißener Hornblendesyenodiorits und der folgenden Gesteine.
7. Hebung des erzgebirgischen Flügels; damit verbunden schräge Auf- und Abschiebungen. Entstehung der Westlausitzer Störung.
8. Effusion der porphyrischen Gesteine. Weiterführung der Hebung des erzgebirgischen Flügels. Bruchtektonik mit Mylonitisierungen verschiedener Gesteine des Meißener Massivs.
9. Weitere Hebung des Erzgebirges – relative Abschiebung des Schiefergebirges (H. J. Behr [30]).

Wichtig sind die nach den Verfaltungen unabdinglich anzunehmenden Fugenbildungen in NW-SE-Richtung, die zugleich mit Bewegungen in NE-SW-Richtung erfolgten. Sie eröffneten Mobilisations- und Intrusionsmöglichkeiten zunächst des Hornblendesyenodiorits und eng verwandter Gesteine.

Nach der Intrusion des Hornblendesyenodiorits bzw. seines „Magmas“ kam es in der Elbtalzone zu gegenläufigen Bewegungen. Die zuvor gefördert Gesteine wurden nunmehr gepreßt, wobei partielle Mobilisationen und Umkristallisationen möglich waren („Feinkornzüge“ im Hornblendesyenodiorit).

Weitere Fugenbildungen in NW-SE-Richtung führten schließlich zur Intrusion des Biotitgranodiorits und des Riesensteingranits. Danach kam es nur noch in geringem Umfang zu gegenläufigen Bewegungen.

Die folgenden bruchtektonischen Beanspruchungen schufen günstige Voraussetzungen zur Intrusion und Extrusion verschiedener Ganggesteine und der im Zentrum des Meißener Massivs verbreiteten porphyrischen Gesteinstypen.

Bestimmte Richtungen wurden bis in die jüngste geologische Geschichte nachgezeichnet, so daß im Sammeldiagramm der vermessenen Klüfte des Meißener Massivs (Bild 127) Hauptkluftrichtungen zu erkennen sind, die Parallelen im Erzgebirge und in der Lausitz finden [16] [213] [278] [297].

Beachtenswert ist die Häufung der Klüfte in erzgebirgischer Richtung, an die sehr wahrscheinlich analog zu den Bewegungen am Erzgebirgsabbruch Verschiebungen zwi-

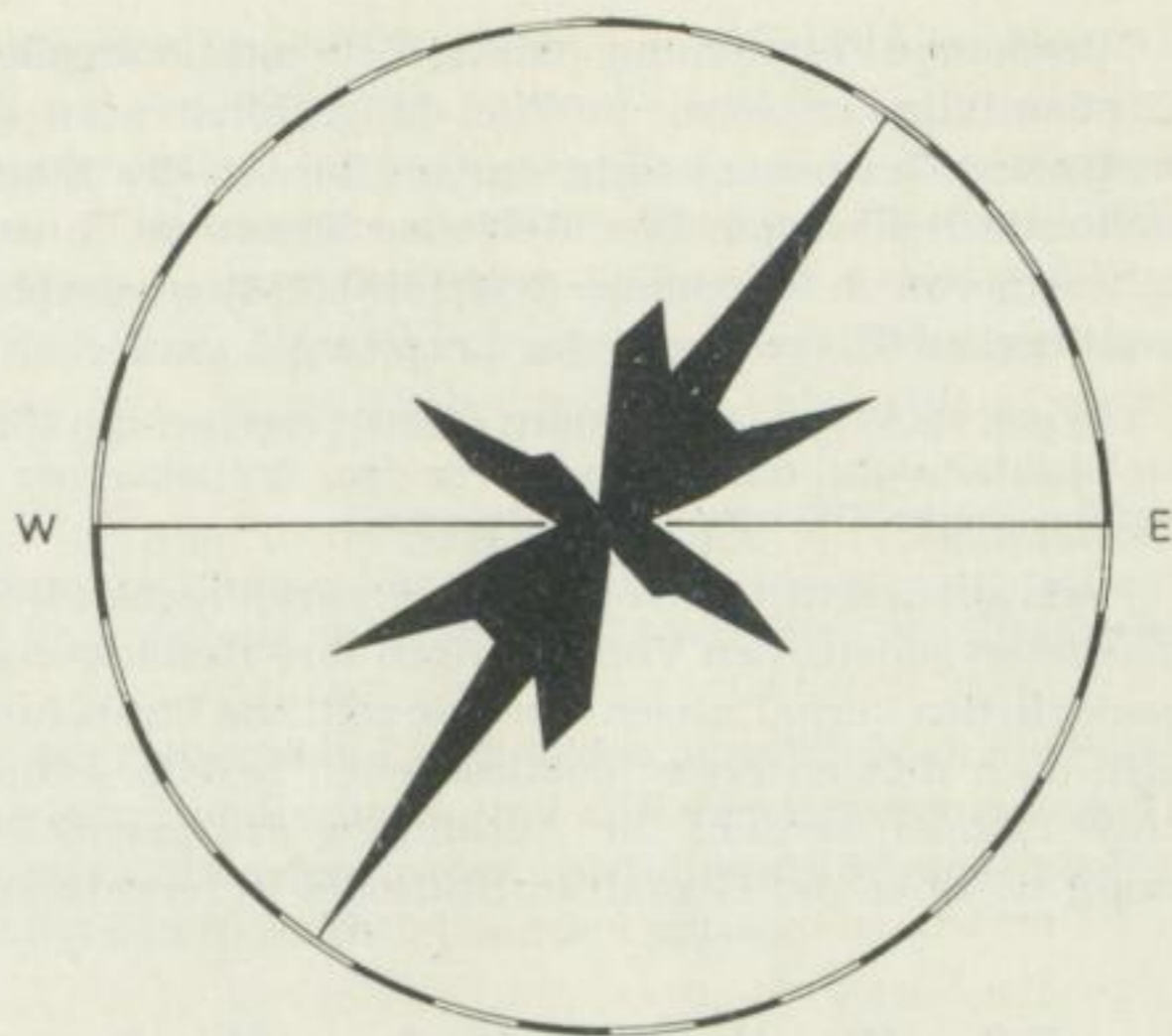


Bild 120  
Die Hauptkluftrichtungen  
im Meißener Massiv

schen Nord- und Zentralteil des Meißener Massivs gebunden sind. Der Nordteil wurde dem Zentralteil gegenüber gehoben.

Es ist kein Zufall, daß die Paralleltexur des Hornblendesyenodiorits ein durchschnittliches Einfallen nach Nordosten hin aufweist. Das mobile Material intrudierte aus einer Richtung, in der entweder der östliche Gebirgstheil unter- oder der westliche überfahren wurde.

Bei den damit verbundenen tektonischen Bewegungen mußte es zwangsläufig zur „zusätzlichen“ Wärmeerzeugung kommen, vielleicht zu eigenen Mobilisationen [73] [374]. Ob im Fall des Meißener Massivs von einer Unterschiebungspalingenese im Sinn von *H. Stille* [316] gesprochen werden kann, ist erst nach dem Vorliegen ausreichender tektonischer Untersuchungsergebnisse zu entscheiden.

Auf die Elbtalzone lassen sich Vorstellungen übertragen, die *C. E. Wegmann* [358] [359] unter den Begriffen „Oberbau“ und „Unterbau“ entwickelte.

Im varistischen Geosynklinalraum wurden ältere Gesteinsserien mit unterschiedlichem Material – vor allem Sedimente des Devon mit Einschaltungen basischer Magmatite und deren Abkömmlingen – in die Entwicklung eines „migmatitischen Unterbaus“ einbezogen. Eine „Übergangszone“ – nach *C. E. Wegmann* „Sitz der sogenannten Regionalmetamorphose“ – vermittelte zum „nicht-migmatitischen Oberbau“.

Der von *C. E. Wegmann* geschilderte Aufstieg des Unterbaus in die Antiklinalen des Oberbaus entspricht in seinen Erscheinungen den skizzierten Mobilisationsmöglichkeiten geeigneter Ausgangsmaterialien durch Druckentlastungen, sofern bestimmte *pt*-Bedingungen (vgl. Abschnitt 6.1.4.) erreicht worden waren. Dabei sind alle Übergänge zwischen ersten Teilmobilisationen – demzufolge einem mehr oder weniger plastischen Kristallbrei – und „idealen“ Schmelzen denkbar.

Wegmanns Feststellung, daß Gebiete mit „hochgelegener Migmatitfront“ meist Großantiklinalen seien, eröffnet Möglichkeiten zu einer Verbindung des magmatischen Geschehens nicht nur im Bereich der Elbtalzone, sondern auch in angrenzenden Räumen. Das Meißener Massiv ist in ursächlichem Zusammenhang mit dem von A. Watznauer [354] [355] [356] wiederholt postulierten einheitlichen granitischen Tiefenkörper des Erzgebirges entwickelt worden.

Für den Hornblendesyenodiorit speziell ergeben sich Bildungs- und für sein „Magma“ Mobilisationsmöglichkeiten noch vor dem Entstehen der Mittelsächsischen Störung im Gefolge erster SW-vergenter Faltungen.

Nach allem finden die aus den petrographischen Untersuchungsergebnissen abgeleiteten genetischen Vorstellungen ihre Bestätigung in den derzeitig bekannten geologischen Verhältnissen. Genaue zeitliche Einstufungen sind bislang nicht möglich, doch müssen erste Mobilisationen bereits während der Sudetischen Phase angenommen werden. Die Ausbildung des gesamten Massivs erfolgte im Zeitraum zwischen der Goniatites-Stufe des Unterkarbons und dem Stefan.

### 7.3. Zur Frage hydrothermalen Lagerstättenbildungen

Unter den oben genannten Voraussetzungen mußten in einer Migmatitzone nach oder besser: mit der Intrusion granitoider und pegmatoider Mobilisate aus abgelegeneren Bereichen hydrothermale Lösungen (Mobilisate) nachwandern, mit Restbeständen reagieren und sich zum Teil ansammeln. Hydrothermale Mobilisate konnten weiterhin in der Umgebung der Intrusions- und Erstarrungsräume gebildet werden, und schließlich wurden bei der Erstarrung der einzelnen Gesteine Restlösungen frei. Wenn dennoch im Meißener Massiv kaum hydrothermale Lagerstätten zu finden sind, dann kommen dafür verschiedene Ursachen in Betracht.

Da das „Magma“ des Hornblendesyenodiorits aus nordöstlicher Richtung intrudierte und auch die jüngeren Intrusivgesteine des Meißener Massivs ähnlichen Richtungen folgten, mußten sich leichtflüchtige Komponenten — darunter hydrothermale Lösungen — angereichert in den östlichen Teilen des Meißener Massivs oder in seinen östlichen Kontaktgesteinen nachweisen lassen.

Bis auf Gesteine des Westlausitzer Zuges fielen die hangenden Schichten des Hornblendesyenodiorits und mit ihnen eventuelle hydrothermale Absätze weitgehend der Erosion zum Opfer. Die derzeitige räumliche Stellung des Gneiszuges von Klotzsche—Großenhain in bezug auf das Meißener Massiv ist zumindest problematisch.

Den intensiven Reaktionen mit hangenden Teilen des Hornblendesyenodiorits zufolge mußten weiterhin im östlichen Zentralteil hydrothermale Lösungen Anreicherungs- und Absatzmöglichkeiten gefunden haben, die sich im Zusammenhang mit der Intrusion des Biotitgranodiorits gebildet hatten. Vermutlich gelangten sie ebenfalls in später abgetragene Bereiche.

Zu ähnlichen Schlußfolgerungen zwingen die Verhältnisse beim Riesensteingranit, obwohl hier geringfügige Anzeichen hydrothermalen Vererzungen erhalten blieben.

Bekannt ist, daß wesentliche hydrothermale Erzanreicherungen an großräumige Mobilisationen in Antiklinalen oder Hebungszonen und an „granitoide Magmen“ sowie deren Differentiationen gebunden sind, sofern nicht Nachwir-

kungen eines basaltischen Magmatismus in Betracht kommen. Die in allen Gesteinen des Meißener Massivs zu verfolgenden hydrothermalen Nachphasen bestätigen zwar Differentiationsvorgänge im weitesten Sinn, lassen aber zugleich erkennen, daß im ehemaligen Mobilisationsbereich der Meißener Gesteine offensichtlich nur ungenügende Mengen an erzbildenden Elementen einbezogen werden konnten. Ob dafür ein primärer Mangel in Ausgangs- und Nebengesteinen oder schwierige Mobilisations bzw. Migrationsbedingungen entscheidend waren, muß ungeklärt bleiben.

Hinsichtlich der Lagerstätte von Scharfenberg bei Meißen und ihrer beträchtlichen Silber-, Blei- und Kupfermengen in Gängen, die vor allem im Biotitgranodiorit aufsetzen, ist mit der regionalen Verknüpfung mit ähnlichen Lagerstätten des Erzgebirges zu rechnen.

Im Meißener Massiv sind hydrothermale Lagerstätten ausschließlich als Folgeerscheinungen „übergeordneter“ Mobilisations- und Differentiationsvorgänge im Bereich von Großantiklinalen zu erwarten, wobei relativ große Wandermöglichkeiten hydrothermalen Lösungen berücksichtigt werden müssen.

## 8. Zusammenfassung

Nach kurzer Einführung in das Untersuchungsgebiet werden im Hauptteil der Arbeit die Intrusivgesteine des Meißener Massivs eingehend beschrieben.

Auf der Grundlage makroskopischer und mikroskopischer Beobachtungen, umfangreicher Integrationsanalysen und chemischer Bestimmungen ist es möglich, für das gesamte Massiv sichere Aussagen zu treffen, insbesondere statistisch untermauerte Klassifikationen nach dem petrographischen System von *A. Johannsen* vorzunehmen. Die wesentlichen Gesteinstypen sind ziemlich homogen zusammengesetzt und unterliegen kaum Änderungen; sie sind zumeist Syeno- und Granodiorite.

Im *Nigglishen* System der Magmentypen ordnen sich die Gesteine vorwiegend den Werten für monzonit-syenitische, monzonitische, quarzdioritische, granodioritische und aplitgranitische Typen unter. Mit wenigen Ausnahmen im Nordteil sind die Natriumgehalte größer als die an Kalium; generell zeichnet die Gesteine ein ungewöhnlich hoher Alkaligehalt aus.

Selbst die hellen Ganggesteine weisen granodioritische Tendenzen auf. Die Lamprophyre verdienen wegen gelegentlicher Verwechslungsmöglichkeiten mit basischen Schollen besondere Aufmerksamkeit.

Die Diabase und ihnen verwandte Gesteine im Kontaktbereich des Massivs lassen enge Beziehungen zu verschiedenen Gesteinstypen oder ihren Einschlüssen erkennen.

Folgende petrologische Aussagen sind möglich:

1. Trotz unterschiedlicher mineralfazieller Prägungen verweisen die petrographischen Merkmale der wesentlichen Gesteinstypen auf gleichartige genetische Bedingungen.
2. Das Meißener Massiv verdankt seine Sonderentwicklung dem Umstand, daß im Gegensatz zu granitoiden Gesteinen des Erzgebirges und der Lausitzer Masse relativ große Mengen basischer Gesteine in eine Mobilisation einbezogen wurden, deren differenzierten Verlauf die spezifischen tektonischen Gegebenheiten im Bereich des Elbtallineaments ermöglichten.
3. Ähnliche Erscheinungen einer partiellen oder vollständigen Mobilisation verschiedenartiger Ausgangsgesteine unter anderem in der Lausitzer Masse deuten auf eine weitgehende „magmatische Auffrischung“ (Reaktivierung) alter Gesteinsserien während der varistischen Orogenese hin. Besonderheiten der Ausgangsgesteine (Chemismus) widerspiegeln sich in den petrographischen und geochemischen Verhältnissen der „magmatischen“ Bildungen (Lagerstätten).

4. Die Vorstellung eines einheitlichen granitischen Tiefenkörpers mit mehreren Differentiationsfolgen im Erzgebirge und in den benachbarten Gebieten wird dahingehend erweitert, daß Teile einer Migmatitzone (Unterbau) durch tektonische Bewegungen (Falten- und Bruchbildungen) mobil und intrusiv oder extrusiv werden konnten.

## LITERATUR

- [1] *Afanasjew, G. D.* (1949): Erscheinungen der Mikroklinisation in den Granodiorit-intrusionen batholithischen Typus im westlichen Kaukasus. — *Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, 3, 27–44 (russ.).
- [2] — (1951): Über die Rolle der Granitisierung bei der Bildung von Granitoidmassen einiger Faltengebiete. — *Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, 4, 5–18 (russ.).
- [3] *Alling, H. L.* (1938): Plutonic perthites. — *J. Geol.*, 46, 142–165.
- [4] *Althaus, E.*, und *H. G. F. Winkler* (1962): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. VI. Einfluß von Anionen auf metamorphe Mineralreaktionen. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 145–180.
- [5] *Ambrohn, C.* (1907): Die geologischen Verhältnisse und die chemische Zusammensetzung der Pyroxenquarzporphyre und der Pyroxengranitporphyre im Leipziger Kreis. — Dissertation, Leipzig.
- [6] *Andreatta, C.* (1937): Über die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine und ihre diagrammatische Darstellung. — *Zbl. Min., A*, 303–313 und 321–343.
- [7] — (1954): Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose. — *N. Jb. Min., Mh.*, 2–17.
- [8] *Angel, F.*, und *R. Staber* (1937): Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). — *Min. Petr. Mitt.*, 49, 117–167.
- [9] *Ansilewski, J.* (1959): The problem of classification of the alkali feldspars. — *Arch. Mineralogiczne*, 23, 6–77.
- [10] *Artus, F.* (1959): Über metamorphe Breccien basischer Gesteine im Granit des Bergeller Massivs. Zur Petrogenese basischer Einschlüsse. — *Hbg. Beitr. Angew. Min. usw.*, 2, 1–39.
- [11] *Backlund, H. G.* (1946): The granitization problem. — *Geol. Mag.*, 83, 105–117.
- [12] *Barth, T. F. W.* (1928): Zur Genese der Pegmatite im Urgebirge. I. Die Geologie und Petrographie der granitischen Pegmatite im südlichsten Norwegen. — *N. Jb. Min., BB, A*, 385–432.
- [13] — (1939): Die Eruptivgesteine. — In: *Barth, T. F. W., Correns, C. W., und P. Eskola* (1939): Die Entstehung der Gesteine. — Berlin.
- [14] — (1952): Theoretical petrology. — New York.
- [15] *Báth, M.* (1961): Die Conrad-Diskontinuität. — *Freib. Forsch.-H. C* 101, 5–34.
- [16] *Baumann, L.* (1958): Tektonik und Genesis der Erzlagerstätte von Freiberg (Zentralteil). — *Freib. Forsch.-H. C* 46.
- γ [17] *Beck, R.* (1891a): Das Granit- und Syenitgebiet der Gegend von Meißen. — *Isis* (Dresden), 27–28.
- γ [18] — (1891b): Über Amphibolitisierung von Diabasgesteinen im Contactbereich von Graniten. — *Z. Dt. Geol. Ges.*, 43, 257–263.
- χ [19] — (1892a): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 82 (Kreischau–Hänichen). — Leipzig.
- χ [20] — (1892b): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 83 (Pirna). — Leipzig.



- [21] — (1892c): Die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiete des Elbthalgebirges. — *Min. Petr. Mitt.*, **11**, 290–342.
- [22] — (1914): Geologischer Führer durch das Elbtalgebiet zwischen Meißen und Tetschen. — 2. Aufl., Berlin.
- [23] *Beck, R.*, und *J. Hazard* (1893): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 66 (Dresden). — Leipzig.
- [24] *Becker, W. G.* (1799): Der Plauensche Grund bei Dresden, mit Hinsicht auf Naturgeschichte und schöne Gartenkunst. — Nürnberg.
- [25] *Bederke, E.* (1927): Die tektonische und magmatische Stellung der schlesischen „Syenite“. — *Cbl. Min.*, A, 440–442.
- [26] — (1947): Zum Problem der Lamprophyre. — *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 2, 53–57.
- [27] — (1949): Kennzeichen magmatischer Granite. — *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 4, 27–32.
- [28] — (1956): Die Granitgenerationen des Riesengebirges, ein Beitrag zur Frage der Regeneration von Graniten und Erzlagerstätten. — Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, 349–359.
- [29] — (1958): Tektonik und Metamorphose im Penninikum der Westalpen. — *Freib. Forsch.-H. C* 57, 28–33.
- [30] *Behr, H.-J.* (1961): Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges. — *Freib. Forsch.-H. C* 119, 4–118 (Anlagemappe).
- [31] *Bein, E.* (1933): Die Geologie des Gebietes zwischen Saale und Elbe im Lichte erdmagnetischer Messungen. — *Beitr. phys. Erforsch. d. Erdrinde*, **6**, 13–69.
- [32] *Beljankin, D. S.* (1927): On the „anorthoclase“ of kaukasites. — *Bull. de l'Acad. des Sci. de l'URSS*, 1115–1124.
- [33] *Beljankin, D. S.*, und *S. Tomkejew* (1915): Sur la composition minéralogique de la syénite de Plauen (Plauenscher Grund) près Dresde. — *Festschrift für Loewinson-Lessing, St. Petersburg*, 425–433 (russisch, franz. Résumé).
- [34] *Bergt, W.* (1895): Die Melaphyrgänge am ehemaligen Eisenbahntunnel im Plauenschen Grunde bei Dresden. — *Isis (Dresden)*, 20–29.
- [35] — (1911): Die Entwicklung der chemischen Petrographie Sachsens. — *Geol. Rdsch.*, **2**, 498–511.
- [36] *Beyer, W.* (1956): Untersuchung der Verhältnisse des Laaser Granodiorits zu den Gneisen der Großenhainer Zone. — Diplomarbeit, Freiberg.
- [37] *Bindrich, J.* (1914): Schwarze Quarzkristalle aus dem Syenit des Plauenschen Grundes bei Dresden. — *Isis (Dresden)*, 43–48.
- [38] — (1929): Kristallerde mit Quarz-Zwillingen aus dem Ratssteinbruch in Dresden-Plauen. — *Isis (Dresden)*, 29–32.
- [39] *Bley, C.* (1881): Über Kalkspatkrystalle aus dem Syenit des Plauenschen Grundes. — *Isis (Dresden)*, 7.
- [40] *Bott, M. H. P.* (1953): Negative gravity anomalies over acid „intrusions“ and their relation to the structure of the Earth's Crust. — *Geol. Mag.*, **90**, 257–267.
- [41] *Bowen, N. L.* (1920): Deformation of crystallizing magmas. — *J. Geol.*, **28**, 265–267.
- [42] — (1922): The behavior of inclusions in igneous rocks. — *J. Geol.*, **30**, 515–570.
- [43] — (1940): Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. — *J. Geol.*, **48**, 225–274.
- [44] — (1934): The evolution of the igneous rocks. — *Trans. Amer. Union, 15 Ann. Meeting. New York 1952.*

- [45] *Bowen, N. L., und O. F. Tuttle* (1950): The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--H}_2\text{O}$ . — *J. Geol.*, **58**, 489–511.
- [46] *Boyd, F. R.* (1959): Hydrothermal investigations of amphiboles. — In: *Abelson, P. H.* (1959): *Research in Geochemistry*. — New York, 377–396.
- [47] — (1955): Experimental study of the calciferous amphiboles. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **66**, 1953.
- [48] *Bubnoff, S. v.* (1932): Über Paraphoren. Ein Beitrag zum Bewegungsbild der Erdrinde. — „*Scientia*“, **52**, 287–302.
- [49] *Bucher, W. H.* (1956): Modellversuche und Gedanken über das Wesen der Orogenese. — Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, 396–410.
- [50] *Burri, C.* (1931): Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **11**, 285–295.
- [51] — (1956): Bemerkungen zur Anwendung der Niggli-Werte. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **36**, 29–48.
- [52] — (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. (Methoden von Paul Niggli.) — Basel und Stuttgart.
- [53] *Chao, E. C. T., und M. Fleischer* (1960): Abundance of zirconium in igneous rocks. — Report of the 21. Sess. Norden, Int. Geol. Congr., I, 106–131.
- [54] *Chayes, F.* (1955): Potash feldspat as a by-product of the biotite-chlorite transformation. — *J. Geol.*, **63**, 75–82.
- ◉ [55] — (1957): Petrographic modal analysis. — New York.
- ◉ [56] *Chayes, F., und H. W. Fairbairn* (1951): A test of the precision of thin-section analysis by point counter. — *Amer. Miner.*, **36**, 704–712.
- [57] *Cloos, H.* (1928): Zur Terminologie der Plutone. — *Fennia*, **50**, Nr. 2.
- [58] — (1948): Grundschollen und Erdnähte. — *Geol. Rdsch.*, **35**, 133–154.
- [59] *Cornelius, H. P.* (1935): Zur Deutung gefüllter Feldspäte. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **15**, 4–30.
- ✓ [60] *Dalmer, K.* (1888): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 64 (Tanneberg). — Leipzig.
- ✓ [61] — (1892): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 47 (Lommatzsch–Leuben). — Leipzig.
- ✓ [62] *Dalmer, K., und R. Beck* (1894): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 65 (Wilsdruff–Potschappel). — Leipzig.
- ✓ [63] *Dathe, E.* (1879): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 46 (Döbeln). — Leipzig.
- ✓ [64] *Dathe, E., und T. Siegert* (1899): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 46 (Döbeln–Scheergrund). — 2. Aufl. (revidiert von *T. Siegert*), Leipzig.
- [65] *Dietrich, R. V., und K. R. Mehnert* (1960): Proposal for the nomenclature of migmatites and associated rocks. — Report of the 21. Sess. Norden, Int. Geol. Congr., XXVI, 56–67.
- ✓ [66] *Dolar-Mantuani, L.* (1931): Zur Charakteristik der Feldspäte des Syenits vom Gröba-Typus. — *Min. Petr. Mitt.*, **41**, 272–307.
- ✓ [67] *Doss, B.* (1889): Die Lamprophyre und Melaphyre des Plauen'schen Grundes bei Dresden. — *Min. Petr. Mitt.*, **11**, 17–82.
- ✓ [68] — (1895): Über Pseudomorphosen von Anatas nach Titanit im Syenit des Plauen'schen Grundes bei Dresden. — *N. Jb. Min.*, **I**, 128–138.

- [69] *Drescher, F. K.* (1927): Über Mikroclinholoblasten mit Grundgewebseinschlüssen, Internregelung von Biotit und einige diesbezügliche genetische Erwägungen. — Notizbl. Ver. Erdk. u. Hess. Geol. L.-A., **5**, 246–269.
- [70] *Drescher-Kaden, F. K.* (1936): Über Assimilationsvorgänge, Magmatitbildungen und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. — Chem. d. Erde, **10**, 271–310.
- [71] — (1943): Zur Bildungsweise dioritischer Gesteine. — Chem. d. Erde, **15**, 299–324.
- [72] — (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. — Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, 1. Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- [73] — (1961): Reibungswärme als Energiequelle hydrothermalen Vorgänge. — Ber. Geol. Ges. DDR, **6**, 3–13.
- [74] *Duparc, L.*, und *T. Hornung* (1907): Sur les propriétés chimiques et optiques des hornblendes communes. — Arch. des Sci. physiques et naturelles, 4. période, **23**, 505–509.
- [75] *Ebert, H.* (1935): Hornfelsbildung und Anatexis im Lausitzer Massiv. — Z. Dt. Geol. Ges., **87**, 129–147.
- [76] *Ebert, H.*, *Grahmann, R.*, und *K. Pietzsch* (1934): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 66 (Dresden). — 3. Aufl., Leipzig.
- [77] *Edelman, N.* (1948): On the water content of rocks. — Bull. Comm. Géol. Finlande, **142**, 53–58.
- [78] — (1949): Microcline porphyroblasts with myrmekite rims. — Bull. Comm. Géol. Finlande, **144**, 73–80.
- [79] *Emmons, R. C.*, *Grump, R. M.*, und *K. B. Ketner* (1960): High- and low-temperature plagioclase. — Bull. Geol. Soc. Amer., **71**, 1417–1420.
- [80] *Engel, A. E.*, und *C. G. Engel* (1958): Progressiv metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York. — Bull. Geol. Soc. Amer., **69**, 1369–1414.
- [81] *Engelhardt, W. v.* (1936): Die Geochemie des Bariums. — Chemie der Erde, **10**, 187–246.
- [82] *Engert, P.* (1956a): Neue stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Elbtalschiefergebirge. — Ber. Geol. Ges. DDR, **1**, 202–205.
- [83] — (1956b): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Elbtalschiefergebirges. — Geologie, Beiheft 16.
- [84] *Erdmannsdörffer, O. H.* (1930): Die Syenite des Radautaales im Harz als palinogene Eruptiva. — Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **15**, 1–61.
- [85] — (1941): Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. I. Schollen und Mischgesteine im Schriesheimer Granit. — Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **1**, 3–23.
- [86] — (1946a): Über unausgereifte Magmatite (Aorite). — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., **2**, 96.
- [87] — (1946b): Über Intergranularsymplektite und ihre Bedeutung. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., **2**, 97–98.
- [88] — (1949a): Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten. — Heidelb. Beitr. Min. Petr., **1**, 213–250.
- [89] — (1949b): Die Rolle der Endoblastese im Granit. — Fortschr. Min. **28**, 22–25.
- [90] — (1950): Aus dem Grenzgebiet magmatisch-metamorph. — Z. Dt. Geol. Ges., **100**, 204–212.

- [91] *Ernst, Th.* (1961): Die Herkunft basaltischer Magmen. — Fortschr. Min., **39**, 108 bis 112.
- [92] *Erzberger, R.* (1958): Die Kartierung und Beschreibung der Kontaktzone des Laaser Granodiorits bei Oschatz in Sachsen. — Diplomarbeit, Berlin.
- [93] — (1959): Ein (Na)-Feldspat-Hornfels zwischen dem Laaser Granodiorit und dem Meißener Massiv. — Beitr. z. Geol., **1**, 57–68.
- [94] *Eskola, P.* (1955): About the granite problem and some masters of the study of granite. — Bull. Comm. Géol. Finlande, **168**, 117–130.
- [95] — (1956): Postmagmatic potash metasomatism of granite. — Bull. Comm. Géol. Finlande, **172**, 85–100.
- [96] — (1961): Granitentstehung bei Orogenese und Epirogenese. — Geol. Rdsch., **50**, 105–123.
- [97] *Farquhar, O. C.* (1953): From dolerite to diorite: Older granite activity near Ellon, Aberdeenshire. — Geol. Mag., **90**, 393–403.
- [98] *Fersmann, A.* (1931): Über die geochemisch-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. — Min. Petr. Mitt., **41**, 64–83.
- [99] *Fiedler, A.* (1936): Über Verflößungserscheinungen von Amphibolit mit diatektischen Lösungen im östlichen Erzgebirge. — Min. Petr. Mitt., **47**, 470–516.
- [100] *Fischer, E.* (1871): Baryt in Drusen des Syenits bei der Garnisonmühle. — Isis (Dresden), 189.
- [101] *Fischer, W.* (1934): Die Mineralien im Syenite des Plauenschen Grundes bei Dresden. — Isis (Dresden), 126–170.
- [102] *Fischer, W.*, und *E. Gruner* (1928): Ein Beitrag zur Kenntnis der Lamprophyre des Meißener Granitmassivs. — Cbl. Min., **A**, 193–198.
- [103] *Francke, H.* (1891): Laumonit und Orthit im Hornblendegranit oberhalb Weesenstein bei Pirna. — Isis (Dresden), 9.
- [104] — (1896): Die Melaphyrgänge im Syenit des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 34–35.
- [105] *Frasl, G.* (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granitgneise und Augengneise Österreichs. — Jb. Geol. Bundesanst., **97**, 71–131.
- [106] *Fröhlich, F.* (1960): Beitrag zur Geochemie des Chroms. — Geochim. Cosmochim. Acta, **20**, 215–240.
- [107] *Gallwitz, H.* (1929): Der Quarzit der Weesensteiner Grauwacke im Elbtalschiefergebirge südlich Pirna. — Isis (Dresden), 52–59.
- [108] — (1931): Das geologische Profil entlang der Rohrleitung oberhalb Niederwartha bei Dresden. — Mit einem petrographischen Beitrag von *E. Tröger*. — Isis (Dresden), 81–99.
- [109] — (1934a): Plauenscher Grund und Heidenschanze Coschütz (Ausflugsbericht). — Z. Dt. Geol. Ges., **86**, 522–523.
- [110] — (1934b): Oberau und Niederwartha (Ausflugsbericht). — Z. Dt. Geol. Ges., **86**, 523–524.
- [111] — (1934c): Die Altersfolge der Intrusionen in der Elbtalzone. — Ber. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss., **86**, 351–382.
- [112] — (1935): Die spätvaristische Tektonik und das Magma in Ostsachsen. — Geol. Rdsch., **26**, 141–143.
- [113] — (1936): Die tektonische und morphologische Entwicklung des Elbtalgrabens. — Festschr. 60. Geburtstag H. Stille, 146–169.

- [114] – (1955): Stratigraphische und tektonische Stellung der Elbtalzone. – Z. Dt. Geol. Ges., **105**, 208–213.
- [115] – (1959): Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der Mitteldeutschen Hauptscholle. – Geol. Rdsch., **48**, 27–32.
- [116] *Geinitz, H. B.* (1860): Die Silurformation in der Gegend von Wilsdruff und der Orthit im Syenite des Elbtales. – Isis (Dresden), 67–68.
- [117] – (1861): Die Entstehung des Plauenschen Grundes. – Sachsengrün, **1**, 9 und 10, 96–99 und 105–107.
- [118] – (1862): Über Titanit im Syenit von Pennrich bei Dresden. – Isis (Dresden), 156.
- [119] – (1871): Violetter Flußspat im Syenit am Paradies im Löbnitzgrund. – Isis (Dresden), 88.
- [120] – (1874): Über gediegenes Silber im Urkalk von Miltitz. – Isis (Dresden), 122.
- [121] – (1875): Über das Silberloch im Plauenschen Grunde. – Isis (Dresden), 6.
- [122] – (1879): Profil im Keilbusch unterhalb Meißen. – Isis (Dresden), 131.
- [123] – (1895): Der Syenitbruch an der Königsmühle im Plauenschen Grund bei Dresden. – Isis (Dresden), 30–32.
- [124] *Gindy, A. R.* (1953): Progressiv replacement of limestone inclusions in granite at Ballynacarrick, Co. Donegal. – Geol. Mag., **90**, 152–158.
- [125] *Glauser, A.* (1961): Zur Orientierung der Indikatrix im Plagioklas-Material von *R. C. Emmons*. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **41**, 443–471.
- [126] *Gokhale, K. V. G. K.* (1961): Studies on the oxydation of magnetite. – Econ Geol., **56**, 963–971.
- [127] *Goldschmidt, V. M.* (1911): Die Kontaktmetamorphose im Kristianagebiet. – Vidensk. Skr. Math.-Nat. Kl., **1**, 1–483.
- [128] *Goodspeed, G. E.* (1955): Relict dikes and relict pseudodikes. – Amer. J. Sci., **253**, 146–161.
- [129] – (1959): Some textural features of magmatic and metasomatic rocks. – Amer. Miner., **44**, 211–250.
- [130] *Goransen, R. W.* (1931): The solubility of water in granite magmas. – Amer. J. Sci., **22**, 483–502.
- [131] *Gotte, W.* (1956): Neue stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Wilsdruff-Nossener Schiefergebirge. – Ber. Geol. Ges. DDR, **1**, 199–201.
- [132] *Graber, H. V.* (1930): Redwitzite und Engelburgite als Mischformen von Amphibolit und Granit. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **22**, 16–24.
- [133] *Grahmann, R.* (1927): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 16 (Riesa-Strehla). – 2. Aufl., Leipzig.
- [134] *Granigg, B.* (1932): Granite und Syenite als Rohstoffe der Glas- und keramischen Industrie. – Sprechsaal, **65**, 155–158.
- [135] *Griffiths, A. B.* (1883): Contributions to mineral chemistry. The Chemical News, **47**, 169–170.
- [136] *Grossling, B. F.* (1959): Temperature variations due to the formation of a geosyncline. – Bull. Geol. Soc. Amer., **70**, 1253–1282.
- [137] *Groth, P.* (1886): Über den Titanit im Syenit des Plauenschen Grundes bei Dresden. – N. Jb. Min., 44–51.
- [138] *Grout, F. F.* (1937): Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. – Bull. Geol. Soc. Amer., **48**, 1521–1572.
- [139] *Härme, M.* (1958): Examples of the granitization of plutonic rocks. – Bull. Comm. Géol. Finlande, **180**, 45–64.

- [140] *Härme, M.*, und *M. Laitala* (1955): An example of granitization. — Bull. Comm. Géol. Finlande, **168**, 95–99.
- [141] *Härtel, F.* (1931): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 47 (Lommatzsch). — 2. Aufl., Leipzig.
- [142] — (1932): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen. 31 (Stauchitz). — 2. Aufl., Leipzig.
- [143] — (1934): Über den Bau des Nordwestabschnittes der erzgebirgisch-lausitzer Grenzzone zwischen Roßwein und Riesa in Sachsen. — N. Jb. Min., BB, B, 488–502.
- [144] *Haller, J.* (1956): Probleme der Tiefentektonik. Bauformen im Migmatitstockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. — Geol. Rdsch., **45**, 159–167.
- [145] *Harder, H.* (1960): Das Bor im Kreislauf der Gesteine. — Report of the 21. Sess. Norden, Int. Geol. Congr., I, 10–13.
- [146] *Hazard, J.* (1892): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 50 (Moritzburg–Klotzsche). — Leipzig.
- [147] *Hegemann, F.* (1932): Über Feldspatflecken in Dioriten des Bayrischen Waldes und ihre Bedeutung für die Genesis dieser Gesteine. — N. Jb. Min., BB, A, 173–214.
- [148] *Hentschel, E.* (1938): Bosel. — Mitt. Landesver. Sächs. Heimatschutz, **27**, 96–100.
- [149] *Hentschel, H.* (1934): Über zusammengesetzte Gänge des Meißener Granits im Großenhainer Gneiszug und ihre Metamorphose. — Ber. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss., **86**, 215–240.
- [150] — (1940): Über das „Gneisfenster von Munzig“ im Bereich der mittelsächsischen Schubmasse. — Min. Petr. Mitt., **51**, 391–412.
- [151] *Herrmann, E.* (1925): Über Eruptivgesteine der Arabischen Wüste. — N. Jb. Min., BB, 302–352.
- [152] *Herrmann, O.* (1890): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 34 (Radeburg). — Leipzig.
- [153] *Hirschi, H.* (1901): Beiträge zur Kenntnis der gesteinsbildenden Biotite und ihre Beziehungen zum Gestein. — Dissertation, Zürich.
- [154] *Hoenes, D.* (1940): Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südlichen Schwarzwaldes. — N. Jb. Min., BB, A, 153–256.
- [155] — (1948): Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. — Heidelb. Beitr. Min. Petr., **1**, 121–202.
- [156] — (1955): Mikroskopische Grundlagen der technischen Gesteinskunde. — In: *Freund, H.* (1955): Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Band IV, Teil 1. Mikroskopie der Gesteine. — Frankfurt am Main, 322–696.
- [157] — (1956): Der prägranitische Bau des Gneisgebirges im südlichen Schwarzwald und seine Ableitung aus dem Fremdgesteinsinhalt der hybriden Granite. — Heidelb. Beitr. Min. Petr., **5**, 272–288.
- [158] *Hofmann, F.* (1962): Mineralogische Untersuchungen am Syenit des Plauenschen Grundes bei Dresden. — Dissertation, Dresden.
- [159] *Holgate, N.* (1954): The role of liquid immiscibility in igneous petrogenesis. — J. Geol., **62**, 439–480.
- [160] *Hoppe, G.* (1963): Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. — Abh. Dt. Akad. Wiss. Bln., Kl. f. Bergbau, Hüttenwesen u. Montangeologie, 1.
- [161] *Hornung, T.* (1907): Les hornblendes communes. These. — Geneve, 43–47.
- [162] *Jaeger, W.* (1961): Die petrographisch-tektonischen Verhältnisse im Gebiet zwischen Strehla und Leisnitz sowie die Beziehungen zur Großenhainer Zone. — Diplomarbeit, Freiberg.

- [163] *Johannsen, A.* (1931–1938): A descriptive petrography of the igneous rocks. — I.–IV. Band, Chicago und Illinois.
- [164] *Jung, D.* (1955): Die Bestimmung des mittleren An-Gehaltes in zonargebauten intermediären Plagioklasen. — N. Jb. Min., Mh., 265–266.
- [165] *Keiling, K.* (1960): Die Minette im Plauenschen Grund bei Dresden. — Jb. d. Staatl. Mus. f. Min. u. Geol. z. Dresden, 75–110.
- [166] *Kennedy, G. C.* (1955): Some aspects of the role of water in rock melts. — Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 62, 489–504.
- [167] *Kind, A.* (1938): Der magmatische Apatit, seine chemische Zusammensetzung und seine physikalischen Eigenschaften. — Chem. d. Erde, 12, 50–81.
- [168] *Kittl, E.* (1960): Lagerstättenbildung und Mobilisierung in Geosynklinalen. — Abh. Dt. Akad. Wiss. Bln., Kl. f. Bergbau, Hüttenwesen u. Montangeologie, 1, 321–328.
- [169] *Klemm, G.* (1888): Über den Pyroxensyenit von Gröba bei Riesa in Sachsen und die in demselben vorkommenden Mineralien. — Z. Dt. Geol. Ges., 40, 184–187.
- [170] — (1889): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, 16 (Riesa–Strehla). — Leipzig.
- [171] — (1892): Über den sogenannten archaischen Distrikt von Strehla bei Riesa in Sachsen. — Z. Dt. Geol. Ges., 44, 547–552.
- [172] *Köhler, A.* (1950a): Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenese. — Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 1, 51–67.
- [173] — (1950b): Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. — Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 1, 175–184.
- [174] *Koptew-Dwornikow, W. S.* (1953): Über die Hybridisation an Beispielen einiger Granitintrusionen im Paläozoikum Zentralkasachstans. — Trudy instituta geologitscheskich nauk, vyp. 148, geol. ser. 44, 112–155 (russ.). Deutsche Übersetzung in: Beiträge zum Granitproblem. — Fortschr. d. sowj. Geol., 3, 65–107. Berlin 1961.
- [175] *Korn, H., und H. Martin* (1953): Der Intrusionsmechanismus der großen Karroo-Plutone in Südwestafrika. — Geol. Rdsch., 41, 41–58.
- [176] *Korshinski, D. S.* (1958): Azidität — Alkalität als wichtigster Faktor magmatischer und postmagmatischer Prozesse. — Materialy k II. Wsesojusnomu petrografitscheskomu soweschtschaniju, 22–35. Deutsche Übersetzung in: Beiträge zum Granitproblem. — Fortschr. d. sowj. Geol., 3, 151–161. Berlin 1961.
- [177] — (1960): Acidity — alkalinity in magmatic processes. — Report of the 21. Sess. Norden, Int. Geol. Congr., XXI, 160–170.
- [178] — (1961): Über die Abhängigkeit der Mineralumwandlung in den vulkanogenen Formationen von der Tiefenlage. — Ber. Geol. Ges. DDR, 6, 14–22.
- [179] *Kosmann, B.* (1889): Chemische Analyse einer Varietät des Meißener Granits. Berg- und Hüttenmänn. Ztg., 48, 11–12
- [180] *Kossmat, F.* (1925): Übersicht der Geologie von Sachsen. — Erl. z. d. vom Sächs. Geol. L.-A. veröffentl. Übersichtskarten, 2., erw. Aufl., Leipzig.
- [181] — (1931): Das Problem der Groß-Überschiebungen im variskischen Gebirge Deutschlands. — Cbl. Min., B, 577–602.
- [182] *Kranck, E. H., und R. V. Oja* (1960): Experimental studies of anatexis. — Report of the 21. Sess. Norden, Int. Geol. Congr., XIV, 16–29.
- [183] *Kraus, G.* (1962): Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranites I im vorderen Bayrischen Wald. — N. Jb. Min., Abh., 357–434.
- [184] *Krenkel, E.* (1917): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 66 (Dresden). — 2. Aufl., Leipzig.
- [185] *Kunitz, W.* (1928): Die Rolle des Titans in den Silikaten. — Cbl. Min., A, 400–404.

- [186] — (1930): Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe. — N. Jb. Min., BB, A, 171–250.
- [187] — (1931): Eine Schnellmethode der gravimetrischen Phasenanalyse mittels der Zentrifuge. — Cbl. Min., A, 225–232.
- [188] — (1936): Die Rolle des Titans und Zirkoniums in den gesteinsbildenden Silikaten. — N. Jb. Min., BB, A, 385–466.
- [189] *Lane, A. Ch.* (1887): Über den Habitus des gesteinsbildenden Titanit. — Min. Petr. Mitt., 9, 207–215.
- [190] *Langer, O.* (1931): Die Kupferhöhle im Plauenschen Grund. — Mitt. Landesver. Sächs. Heimatschutz, 20, 118–123.
- [191] *Langerfeldt, H.* (1961): Über Syenitbildung durch Palingenese und Kalifeldspat-Metablastesis im mittleren Schwarzwald. — Jahreshefte d. Geol. L.-A. i. Baden-Württemberg, 5, 19–52.
- [192] *Laves, F.* (1954): The coexistence of two plagioclase in the oligoclase compositional range. — J. Geol., 62, 409–411.
- [193] *Lebedew, A. P.* (1958): Fragen der Untersuchung des basaltischen Magmas. — Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 12, 30–44 (russ.).
- [194] *Lehmann, E.* (1925): Die quantitative Ermittlung der Mineralassoziation in den Eruptivgesteinen. — N. Jb. Min., BB, A, 61–112.
- [195] *Leinz, V.* (1932): Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten und Graniten. — Min. Petr. Mitt., 42, 81–135.
- [196] *Lettau, H.* (1938): Die erdmagnetische Anomalie bei Reudnitz und ihre geophysikalisch-geologische Deutung. — Veröff. d. Geophysik. Inst. d. Univers. Leipzig, 10, 83–89.
- [197] *Linder, A.* (1951): Statistische Methoden für Naturwissenschaftler, Mediziner und Ingenieure. — 2., erw. Aufl., Basel.
- [198] *Marmo, V.* (1956): On the emplacement of granites. — Amer. J. Sci., 254, 479–492.
- [199] — (1958a): The problem of late-kinematic granites. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 38, 19–42.
- [200] — (1958b): Granite und Erzbildung. — Freib. Forsch.-H. C 57, 34–47.
- [201] — (1960): On the possible genetical relationship between sulfide schists and ores. — Report of the 21. Sess. Norden, Int. Geol. Congr., XVI, 160–163.
- [202] — (1962): On granites. — Bull. Comm. Geol. Finlande, 201.
- [203] *Matthes, S.* (1951): Die kontaktmetamorphe Überprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontakthof des Steinwald-Granits nördlich von Erbdorf in der bayrischen Oberpfalz. — N. Jb. Min., Abh., 1–92.
- [204] *Maucher, A.* (1943): Über geregelte Plagioklaseinschlüsse in Orthoklas (Sanidin). — Z. f. Krist., A., 105, 82–90.
- [205] *Mehnert, K. R.* (1951): Zur Frage des Stoffhaushalts anatektischer Gesteine. — N. Jb. Min., Abh., 155–198.
- [206] — (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. — Fortschr. Min., 37, 117 bis 206.
- [207] — (1960a): Über endogene Erzbildung und ihre Beziehungen zur Granitentstehung durch selektive Mobilisation. — N. Jb. Min., Abh., 49–76.
- [208] — (1960b): Zur Geochemie der Alkalien im tieferen Grundgebirge. — Beitr. Min. Petr., 7, 318–339.
- [209] *Mende, F.* (1922): Über die genetischen Verhältnisse der eruptiven Gruppe von Strehla an der Elbe. — Dissertation, Leipzig.



- [210] *Merbt, H.* (1940): Erdmagnetische Untersuchungen der westlichen Lausitz und des Elbsandsteingebirges in ihrer Beziehung zum Gesteinsuntergrund. — Dissertation, Leipzig.
- [211] *Michot, P.* (1960): Le problème des intrusions marginales. — *Geol. Rdsch.*, **50**, 94 bis 105.
- [212] *Mikkola, A.* (1949): On the geology of the area north of the Gulf of Bothnia. — *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 146.
- [213] *Möbus, G.* (1955): Petrographisch-tektonische Untersuchungen im Lausitzer Granitmassiv. — *Abh. Dt. Akad. Wiss. Bln., Kl. f. Chemie u. Biol.*, 8.
- [214] — (1958): Der „Syenit“ von Plowdiw in Bulgarien. — *Abh. Dt. Akad. Wiss. Bln., Kl. f. Chemie, Geol. u. Biol.*, 7.
- [215] *Möhl, H.* (1875): Das Ganggestein im Plauenschen Grund ist Minette. — *N. Jb. Min.*, 176–179.
- [216] *Moenke, H.* (1960): Spurenelemente in variskischen und prävariskischen deutschen Graniten. Eine spektrochemische Analyse altersverschiedener granitischer Gesteine. — *Chem. d. Erde*, **20**, 227–301.
- [217] *Müller, D.* (1961): Einige Bemerkungen über die Vererzung der Scharfenberger Erzgänge, insbesondere der Gänge Grube „Güte Gottes“. — *Bergakademie*, **10**, 617–623.
- [218] *Müller, P.* (1957): Aufbereitungsversuche und Untersuchungen an Zirkonen aus magmatischen Gesteinen. — Diplomarbeit, Freiberg.
- [219] *Muir, I. D.* (1953): A local potassic modification of the Ballachulish Granodiorite. — *Geol. Mag.*, **90**, 182–192.
- [220] *Nacken, R.* (1914): Über die chemische Zusammensetzung des Syenits aus dem Plauenschen Grunde bei Dresden. — *Cbl. Min.*, 183–185.
- [221] *Naumann, C. F.*, und *B. Cotta* (1845): Geognostische Beschreibung des Königreiches Sachsen und der angrenzenden Länderabteilungen. 5. Heft. Geognostische Skizze der Umgegend von Dresden und Meißen. — Dresden und Leipzig.
- [222] *Neumann, W.* (1960): Irreguläre geomagnetische Anomalien und ihre Bedeutung für die Geologie. — *Geophysik u. Geol.*, **2**, 3–63.
- [223] *Nicholls, G. D.* (1951): An unusual pyroxene-rich xenolith of the Glenelg-Ratagain Igneous Complex. — *Geol. Mag.*, **88**, 284–294.
- [224] *Nickel, E.* (1949): Bemerkungen zur Zwillingsbildung bei Plagioklasen. — *Heidelb. Beitr. Min. Petr.*, **2**, 176–180.
- [225] — (1953): Zur Perthitbildung durch Plagioklaseresorption bei Kalifeldspatblastese. — *N. Jb. Min., Mh.*, 246–264.
- [226] *Niggli, P.* (1936): Die Magmentypen. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **16**, 335–398.
- [227] — (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. 1. Bd. Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten. — Basel.
- [228] — (1950): Some hornfelses from Saxony and the problem of metamorphic facies. — *Am. Miner.*, **35**, 867–876.
- [229] *Oelsner, Chr.* (1963): Ergebnisse der Gravimetermessungen im Osterzgebirge. — *Freib. Forsch.-H. C 144*, 37–82.
- [230] *Oelsner, O.* (1956): Rohstoff- und Lagerstättenprobleme in der DDR. — *Freib. Forsch.-H. C 23*, 5–21.
- [231] — (1958): Die erzgebirgischen Granite, ihre Vererzung und die Stellung der Bi-Co-Ni-Formationen innerhalb dieser Vererzung. — *Geologie*, **7**, 682–701.
- [232] — (1961): Zur Genese der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten. — *Ber. Geol. Ges. DDR*, **6**, 117–123.

- [233] *Oelsner, O.*, und *G. Tischendorf* (1957): Über einige Mineralvorkommen im Pyroxengranulit von Hartmannsdorf bei Karl-Marx-Stadt. — *Geologie*, **6**, 278–288.
- [234] *Palm, Q. A.* (1960): Wet and dry regional metamorphism. — *Geol. en Mijnbouw*, **39**, 244–252.
- [235] *Parras, K.* (1958): On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in southwestern Finland. — *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 181.
- [236] *Petzhold, J.* (1842): *Der Plauensche Grund*. — Dresden.
- [237] *Pfeiffer, L.* (1961): Petrographische Probleme des Meißener Massivs. — *Freib. Forsch.-H. C* 119, 137–144.
- [238] — (1962a): Zur Nomenklatur syenitischer Gesteine. — *Ber. Geol. Ges. DDR*, **7**, 226–232.
- [239] — (1962b): Modale und normative Mineralbestände als Grundlagen einer quantitativ-mineralogischen Gesteinssystematik. — *Bergakademie*, **14**, 566–568 und 695–700.
- [240] *Pietzsch, K.* (1914): Verwitterungserscheinungen der Auflagerungsfläche des sächsischen Cenomans. — *Z. Dt. Geol. Ges.*, **65**, 594–602.
- [241] — (1916): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 83 (Pirna). — 2. Aufl., Leipzig.
- [242] — (1917a): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 82 (Kreischau). — 2. Aufl., Leipzig.
- [243] — (1917b): Das Elbtalschiefergebiet südwestlich von Pirna. — *Z. Dt. Geol. Ges.*, **69**, 177–286.
- [244] — (1920): Die Tektonik des varistischen Bogens in Sachsen. — *Ber. Freiburger Geol. Ges.*, **8**, 70–72.
- [245] — (1922a): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 64 (Tanneberg–Deutschenbora). — 2. Aufl., Leipzig.
- [246] — (1922b): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 65 (Wilsdruff). — 2. Aufl., Leipzig.
- [247] — (1922c): Die geologische Literatur über den Freistaat Sachsen aus der Zeit 1870 bis 1920. — Leipzig.
- [248] — (1927): Der Bau des erzgebirgisch-lausitzer Grenzgebietes. — *Abh. Sächs. Geol. L.-A.*, **2**.
- [249] — (1928): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 32 (Hirschstein). — 2. Aufl., Leipzig.
- [250] — (1934): Zur Neuauflage des geologischen Kartenblattes Dresden. — *Z. Dt. Geol. Ges.*, **86**, 453–454.
- [251] — (1953): Die geologische Literatur über Sachsen 1921–1950. — *Geologie*, Beiheft 5/6.
- [252] — (1956): Die Elbtalzone. — *Ber. Geol. Ges. DDR*, **1**, 117–135.
- [253] — (1959): Der geologische Bau des Raumes um Dresden. — *Sächs. Heimatbl.*, **5**, 37–47.
- [254] — (1962): *Geologie von Sachsen*. — Berlin.
- [255] *Pötzsch, C. G.* (1779): C. G. Pötzschens, der Leipziger ökonomischen Societät Ehrenmitglieds, ausführliche mineralogische Beschreibung der Gegend um Meißen. — Dresden.
- [256] — (1803): Bemerkungen und Beobachtungen über das Vorkommen des Granits in geschichteten Lagen oder Bänken, besonders in der Oberlausitz und dessen relatives Alter, wie auch über den Sienit, mit Berichtigungen und Zusätzen zur mineralogischen Beschreibung der Gegend um Meißen. — Dresden.

- [257] *Pohlig, H.* (1877): Der archaische District von Strehla bei Riesa in Sachsen. — Dissertation, Leipzig.
- [258] — (1893): Über die Geologie der Strehlaer Berge. — Z. Dt. Geol. Ges., **45**, 104–165.
- [259] *Poldervaart, A.* (1950): Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. — Nature, **165**, 574–575.
- [260] *Poldervaart, A.*, und *A. K. Gilkey* (1954): On clouded plagioclase. — Amer. Miner., **39**, 75–91.
- [261] *Prescher, H.* (1953): Beiträge zur Tektonik der Elbtalzone und des Dresdner Elbtalgrabens. — Bergakademie, **5**, 44–48.
- [262] *Quensel, P.* (1950): The charnockite series of the Varberg district on the southwestern coast of Sweden. — Arkiv Min. Geol., **1**, 227–332.
- [263] *Ramberg, H.* (1952): The origin of metamorphic and metasomatic rocks. — Chicago.
- [264] *Ramdohr, P.* (1927): Die Eisenerzlager des Oberharzer Diabaszuges und ihr Verhalten im Bereich des Brockengranits. — N. Jb. Min., BB, A, 333–392.
- [265] — (1940): Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. — Abh. Preuß. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., **2**.
- [266] — (1955): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — Berlin.
- [267] *Read, H. H.* (1957): The granite controversy. — London.
- [268] *Reichert, H.* (1926): Tektonik des Meißener Syenit-Granitmassivs. — Abh. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss., **39**.
- [269] *Rein, G.* (1952): Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. — N. Jb. Min., Abh., 365–435.
- [270] — (1961): Die quantitativ-mineralogische Analyse des Malsburger Granitplutons und ihre Anwendung auf Intrusionsform und Differentiationsverlauf. — Jahreshefte d. Geol. L.-A. i. Baden-Württemberg, **5**, 53–116.
- [271] *Reinhard, M.* (1931): Universaldrehtischmethoden. — Basel.
- [272] *Reinisch, R.* (1902): Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit und seinen Diabasgängen. — Habilitationsschrift, Leipzig.
- [273] — (1920): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 48 (Meißen). — 2. Aufl., Leipzig.
- [274] — (1928): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 48 (Meißen). — 3. Aufl., Leipzig.
- [275] *Reynolds, D. L.* (1958): Granite: Some tectonic, petrological, and physico-chemical aspects. — Geol. Mag., **95**, 378–396.
- [276] *Rimann, E.* (1930): Die geologischen Ergebnisse des Tharandter Stollenbaus. — Isis (Dresden), 11–15.
- [277] *Ringwood, A. E.* (1959): Genesis of the basalt-trachyte association. — Beitr. Min. Petr., **6**, 346–351.
- [278] *Rösler, H. J.* (1951): Petrographisch-geochemische Untersuchungen des Niederbobritzscher Granits. — Diplomarbeit, Freiberg.
- [279] — (1953): Zur Frage der Hybridität von Graniten. — Freib. Forsch.-H. C 5, 63–67.
- [280] — (1960a): Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. — Freib. Forsch.-H. C 92.
- [281] — (1960b): Bemerkungen zur Genese von Geosynklinalmagmatiten. — Report of the 21. Sess. Norden, Int. Geol. Congr., **XIII**, 96–107.
- [282] *Roscher, Chr. G.* (1876): Flußspath auf Klüften des unteren Pläners im Plauenschen Grund. — Isis (Dresden), 112.

- [283] *Roscher, Chr. G., und E. Zschau* (1875): Über Epidot im Syenit des Plauenschen Grundes. — *Isis* (Dresden), 4.
- [284] *Rose, G.* (1849): Über die zur Granitgruppe gehörenden Gebirgsarten. — *Z. Dt. Geol. Ges.*, 1, 352–386.
- [285] *Rosiwal, A.* (1898): Über geometrische Gesteinsanalysen. Ein einfacher Weg zur ziffermäßigen Feststellung des Quantitätsverhältnisses der Mineralbestandteile gemengter Gesteine. — *Verh. d. k.-k. geol. Reichsanstalt*, Jg. 1898, 143–175.
- [286] *Saksela, M.* (1957): Die Entstehung der Outokumpu-Erze im Lichte der tektonisch-metamorphen Stoffmobilisierung. — *N. Jb. Min., Abh.*, 278–302.
- [287] *Sander, B.* (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. — Wien und Innsbruck.
- [288] — (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 2. Teil: Die Korngefüge. — Wien und Innsbruck.
- [289] *Sansoni, G.* (1962): Zur Zirkonführung des Syenits aus dem Ratsbruch im Plauenschen Grund bei Dresden. — *Chem. d. Erde*, 22, 579–585.
- [290] *Sauer, A.* (1889): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 48 (Meißen). — Leipzig.
- [291] *Sauer, A., und N. V. Ussing* (1890): Über einfachen Mikroklin aus dem Pegmatit von Gasern unterhalb Meißen. — *Z. f. Krist.*, 192–208.
- [292] *Scheumann, K. H.* (1931): Über die Altersstellung sächsischer Gneisgranite und Granitgneise. — *Isis* (Dresden), 118–136.
- [293] — (1939): Über die petrographische und chemische Substanzbestimmung der Gesteinsgruppe der Roten Gneise des sächsischen Erzgebirges und der angrenzenden Räume. — *Min. Petr. Mitt.*, 50, 391–440.
- [294] *Schmidt, K.* (1955a): Beitrag zur Petrographie und Tektonik des Meißener Granit-Syenit-Massivs. — *Ber. Geol. Ges. DDR*, 1, 50–59.
- [295] — (1955b): Die Konglomerate der Clanzschwitzer Grauwacke bei Oschatz in Sachsen. — *Geologie*, 4, 219–227.
- [296] — (1956): Die Granodiorite des Elbtales. — *Abh. Dt. Akad. Wiss. Bln., Kl. f. Chemie, Geol. u. Biol.*, 4.
- [297] — (1959): Zur tektonischen Analyse des sächsischen Erzgebirges. — *Abh. Dt. Akad. Wiss. Bln., Kl. f. Chemie, Geol. u. Biol.*, 2.
- [298] — (1960): Zum Problem variszischer Störungen der Elbtalzone. — *Freib. Forsch.-H. C 80*, 178–191.
- [299] *Schott, R.* (1960): Quarzporphyr — ein einheimischer Feldspatrohstoff. — *Silikatechnik*, 2, 87–88.
- [300] *Schüller, A.* (1949): Die Granite der Deutschen Demokratischen Republik. — Manuskript.
- [301] — (1961): Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. — *N. Jb. Min., Abh.*, 250–290.
- [302] *Seifert, A.* (1955): Stratigraphie und Paläogeographie des Cenomans und Turons im sächsischen Elbtalgebiet. — *Freib. Forsch.-H. C 14*.
- [303] *Seim, R.* (1960): Über kontaktmetasomatische Prozesse an einem Diorit-Granitkontakt. — *Geologie*, 9, 515–520.
- [304] *Semenenko, N. P.* (1960): Theory of metamorphism of mobile zones. — Report of the 21. Sess. Norden, Int. Geol. Congr., XIV, 62–71.
- [305] *Siegert, T.* (1886): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 31 (Lommatzsch–Stauchitz). — Leipzig.

- [306] – (1889): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 32 (Hirschstein). – Leipzig.
- [307] – (1892): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 49 (Kötzschenbroda). – Leipzig.
- [308] – (1899): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 46 (Döbeln–Scheergrund). – 2. Aufl., Leipzig.
- [309] – (1906): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 49 (Kötzschenbroda–Oberau). – 2. Aufl., Leipzig.
- [310] – (1910): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, 50 (Moritzburg–Klotzsche). – Leipzig.
- [311] Siemens, G. (1935): Erdmagnetische Untersuchungen der Elbtalzone zwischen Torgau und Dresden. – Beitr. z. phys. Erforsch. d. Erdrinde, 7.
- [312] – (1953): Die Schwerekarte der DDR. – Freib. Forsch.-H. C 7, 21–29.
- [313] Smulikowski, K. (1958): Problem of genetic classification of granitoids. – Studia Geologica Polonica, 1, 59–115.
- [314] Stelzner, A. (1885): Die Entwicklung der petrographischen Untersuchungsmethoden in den letzten fünfzig Jahren. – Isis (Dresden), 25–48.
- [315] Stille, H. (1940): Zur Frage der Herkunft der Magmen. – Abh. Preuß. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., 19.
- [316] – (1954): Unterschiebungs-Palingenese. – Int. Geol. Congr., Alger., XV, 127–137.
- [317] Strunz, H. (1957): Mineralogische Tabellen. – 3. Aufl., Leipzig.
- [318] Sueß, F. E. (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. – Berlin.
- [319] – (1927): Begriff und Bedeutung der Intrusionstektonik. – Geol. Rdsch., 18, 149 bis 154.
- [320] – (1936): Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose. – Akad. Anzeiger Nr. 23, Akad. Wiss. Wien.
- [321] Süß, J. (1927): Geologisches vom Plauenschen Grund. – Mitt. Landesver. Sächs. Heimatschutz, 16, 81–103.
- [322] Szadeczky-Kardoss, E. (1957): On the determination of the depth of crystallisation of igneous rocks and magmatic ore deposits. – Acta Geol. Sci. Hung., 4, 341–360.
- [323] – (1958a): On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. – Acta Geol. Sci. Hung., 5, 97–233.
- [324] – (1958b): Über die Migrationserscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinsbildungsprozesse. – Freib. Forsch.-H. C 58, 66–92.
- [325] Taborsky, F. K. (1962): Geochemie des Apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes. – Beitr. Min. Petr., 8, 354–392.
- [326] Tauber, A. (1799): Mineralogische Beschreibung des Plauischen Grundes bis Tharandt. – In: Becker, W. G. (1799).
- [327] Taupitz, K.-C. (1954): Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. – Chem. d. Erde, 17, 103–164.
- [328] Tempel, H.-G. (1938): Der Einfluß der seltenen Erden und einiger anderer Komponenten auf die physikalisch-optischen Eigenschaften innerhalb der Epidotgruppe. – Chem. d. Erde, 11, 525–551.
- [329] Termier, H., und G. Termier (1956): L'Evolution de la Lithosphère. I. Pétrogénese. – Paris.
- [330] Teuscher, E. O. (1933): Methodisches zur quantitativen Strukturgliederung körniger Gesteine. – Min. Petr. Mitt., 44, 410–421.

- [331] *Timofejew, B. W.* (1958): Über das Alter sächsischer Grauwacken. — *Geologie*, **7**, 826–845.
- [332] *Treptow, E.* (1927): Der Bergbau des Plauenschen Grundes in alter und neuer Zeit. — *Mitt. Landesver. Sächs. Heimatschutz*, **16**, 103–127.
- [333] *Tröger, E.* (1922): Neues zum Gangfolge des Meißener Massivs. — *Cbl. Min.*, 451 bis 457.
- [334] — (1927): Endogen kontaktmetamorphe Amphibolgesteine im Lausitzer Granit. — *Cbl. Min.*, A, 229–240.
- [335] — (1928): Über den sogenannten „Porphyrit“ von Klotzsche bei Dresden. — *Cbl. Min.*, A, 1–6.
- [336] — (1930): Chemismus und provinzielle Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. — *N. Jb. Min.*, BB, A, 1–110.
- [337] — (1931a): Zur Sippenteilung magmatischer Gesteine. — *N. Jb. Min.*, BB, A, 249 bis 330.
- [338] — (1931b): Bericht über die Exkursion in die Umgebung Dresdens. — *Fortschr. Min.*, **16**, 10.
- [339] — (1932): Bericht über die Vorexkursion Meißen–Lausitz (29. bis 31. August). — *Fortschr. Min.*, **16**, 7–9.
- [340] — (1934): Umgebung von Meißen (Ausflugsbericht). — *Z. Dt. Geol. Ges.*, **86**, 523.
- [341] — (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Berlin.
- [342] — (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. — Stuttgart.
- [343] — (1955): Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. — In: *Freund, H.* (1955): *Handbuch der Mikroskopie in der Technik*. Band IV, Teil 1. Mikroskopie der Gesteine. — Frankfurt am Main, 51–319.
- [344] *Tröger, K.-A.* (1956): Über die Kreideablagerungen des Plauenschen Grundes. — *Jb. d. Staatl. Mus. f. Min. u. Geol. z. Dresden*, II, 22–124.
- [345] *Tschirwinsky, P.* (1922): Augitbiotitsyenit von Gröba in Sachsen. — *Cbl. Min.*, 293 bis 298.
- [346] — (1923): Über quantitative chemische und mineralogische Zusammensetzung des Hornblendesyenits aus dem Plauenschen Grund bei Dresden. — *Cbl. Min.*, 161 bis 167.
- [347] *Turner, F. J.*, und *J. Verhoogen* (1951): *Igneous and metamorphic petrology*. — New York, Toronto, London.
- [348] *Tuttle, O. F.*, und *N. L. Bowen* (1952): The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2$  (synthetic granites). — *Carnegie Inst. Washington, Jb.* **51**, 37–40.
- [349] — — (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ . — *Geol. Soc. Amer., Mem.*, **74**, 1–153.
- [350] *Uhlich, A.* (1933): Der Eisenbahntunnel bei Oberau. — *Jb. Berg- und Hüttenwesen*, **107**, A, 63–65.
- [351] *Vater, H.* (1890): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, 33 (Großenhain–Priestewitz). — Leipzig.
- [352] *Wahlstrom, E. E.* (1950): *Introduction to theoretical igneous petrology*. — New York und London.
- [353] *Washington, H. S.* (1960): The Plauenal Monzonose (Syenite) of the Plauenscher Grund. — *Amer. J. of Sci.*, **172**, 129–135.
- [354] *Watznauer, A.* (1954): Die erzgebirgischen Granitintrusionen. — *Geologie*, **3**, 688 bis 706.

- [355] — (1955): Saxothuringikum — Lugikum, ein regionaltektonischer Vergleich. — Freib. Forsch.-H. C 17, 30–53.
- [356] — (1960): Beiträge zur Kenntnis der varistischen Plutogenese. — Abh. Dt. Akad. Wiss. Bln., Kl. f. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie, **1**, 62–76.
- [357] Wasserburg, G. J. (1957): The effect of H<sub>2</sub>O in silicate systems. — J. Geol., **65**, 15 bis 23.
- [358] Wegmann, C. E. (1935): Zur Deutung der Magmatite. — Geol. Rdsch., **26**, 305–350.
- [359] — (1956): Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiationen. — Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, 3–19.
- [360] Wenk, E. (1954): Berechnung von Stoffaustauschvorgängen. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., **34**, 309–318.
- [361] Whitten, E. H. T. (1953): Modal and chemical analyses in regional studies. — Geol. Mag., **90**, 337–344.
- [362] Wichmann, A. (1875): Über den Melaphyrgang des Plauenschen Grundes. — N. Jb. Min., 623–624.
- [363] Wiedemann, F. (1958): Geologische und petrografische Situation der Serizit- und Chloritgneise der Elbtalzone. — Freib. Forsch.-H. C 55.
- [364] — (1959): Beobachtungen an der Mittelsächsischen Überschiebung. — Bergakademie, **11**, 181–186.
- [365] Winkler, H. G. F. (1957): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. I. Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone. — Geochim. Cosmochim. Acta, **13**, 42–69.
- [366] — (1962): Viel Basalt und wenig Gabbro — wenig Rhyolith und viel Granit. — Beitr. Min. Petr., **8**, 222–231.
- [367] Winkler, H. G. F., und H. v. Platen (1958): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. II. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden kalkfreien Tonen. — Geochim. Cosmochim. Acta, **15**, 91–112.
- [368] — — (1960): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. III. Anatektische Metamorphose kalkhaltiger Tone. — Geochim. Acta **18**, 294–316.
- [369] — — (1961a): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. — Geochim. Cosmochim. Acta, **24**, 48–69.
- [370] — — (1961b): Experimentelle Gesteinsmetamorphose. V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. — Geochim. Cosmochim. Acta, **24**, 250–259.
- [371] Winogradow, A. P., Tugarinow, A. J., Zhirowa, V. V., Sykow, S. I., Knorre, K. G., und V. I. Lebedew (1958): Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen. — Freib. Forsch.-H. C 57, 73–85.
- [372] Wolff, F. v., und W. Jäger (1930): Die mechanische Phasenanalyse. — In: *Abderhalden, E.* (1930): Handbuch biologischer Arbeitsmethoden. — Berlin, X, 943–1022.
- [373] Worm, E. (1913): Über die aplitischen Gänge im Syenit-Granitmassiv von Meißen in Sachsen. — Dissertation, Leipzig.
- [374] Wurm, A. (1935): Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung. — Z. f. Vulkanologie, **16**, 98–119.
- [375] Yoder, H. S. (1955): The role of water. — Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, **62**, 505 bis 524.
- [376] Zirkel, F. (1873): Mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. — Leipzig.
- [377] — (1864): Syenit- und Granulitanalyse. — Ann. Phys. Chem., **122**, 621–625.

- [378] Znamenskij, N. D. (1954): Über die Mikroklüftung nach Plagioklasen in Granodioritmassen der Gabbro-Peridotitformation des Urals. — Doklady Akad. Nauk SSSR, 98, 1027–1028 (russ.).
- [379] Zschau, E. (1852): Bemerkungen über ein neues Vorkommen des Orthits im Plauenschen Grunde bei Dresden, mit besonderer Hinsicht auf die Orthit-Fundstätten auf Hitteröe in Norwegen. — N. Jb. Min., 652–661.
- [380] — (1856/57): Über die Mineralien des Syenites im Plauenschen Grunde. I. und II. Teil. — Drechslers Allgem. Dt. Naturhist. Z., 2, 81–96 und 3, 124–143.
- [381] — (1866): Gneis mit Syenit verwachsen oberhalb Forsthaus; Pistazit und Titanit, Orthit und Magnetit im Syenit. — Isis (Dresden), 134.
- [382] — (1878): Aragonit im Plauenschen Grund. — Isis (Dresden), 144.
- [383] — (1880): Über das Vorkommen von Quarz im Syenit des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 9–10.
- [384] — (1883): Kupfervorkommen im Syenite des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 26–27.
- [385] — (1885a): Über das Vorkommen des Kalkspaths im Syenit des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 33.
- [386] — (1885b): Bemerkungen über den Quarz im Syenite des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 49–54.
- [387] — (1886): Neue Mineralfunde aus dem Plauenschen Grunde (Kalkspath). — Isis (Dresden), 49.
- [388] — (1889): Anatas im Syenit des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 8.
- [389] — (1890a): Anthophyllit aus dem Syenit des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 6.
- [390] — (1890b): Granat aus dem Syenit des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 6.
- [391] — (1891): Strontiangehalt des Aragonits aus dem Plauenschen Grunde. — Isis (Dresden), 29.
- [392] — (1892): Bemerkungen über den Quarz im Syenite des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 60–66.
- [393] — (1893a): Die Zeolithe im Syenitgebiete des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 90–105.
- [394] — (1893b): Ein Titanitabkömmling im Syenite des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 106–107.
- [395] — (1894): Kalkspatkrystalle aus dem Syenit des Plauenschen Grundes. — Isis (Dresden), 9.
- [396] Unterlagen des Archivs der Bergakademie über den Bergbau bei Munzig, Scharfenberg und Taubenheim.
- [397] Unterlagen des VEB Geologische Erkundung Süd, Freiberg, über Arbeiten im Gebiet des Meißener Massivs.
- [398] Unterlagen des Zentralen Geologischen Instituts der VVB Feste Minerale, Berlin, über die Ergebnisse der Bohrung Reudnitz.
- [399] Geologische Karte von Sachsen im Maßstab 1 : 25 000, Blätter 15, 16, 31, 32, 33, 34, 46, 47, 48, 49, 50, 64, 65, 66, 82, 83, 102.



# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

## **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 und 30 Tabellen · Format 16,7×24 cm  
Kartonierte 24,80 MDN

Pörmitz ist eine oberdevonische Roteisenerzlagstätte vom Typ Lahn-Dill. Makroskopisch lassen sich drei Lagerfazies unterscheiden:

1. die eisensilikatisch-magnetischen Fazies,
2. die hämatitisch-magnetisch-kieseligen Fazies und
3. die kalkig-hämatitischen Fazies.

Ziel der Untersuchungen war die quantitativ-mineralogische Phasenanalyse dieser Dispersionserze. Ein Vergleich zwischen chemischer Analyse und auf den Chemismus umgerechneter Phasenanalyse ist – innerhalb einer gewissen Fehlergrenze – möglich. Voraussetzung für diese Phasenanalyse war u. a. die exakte Bestimmung von zwei gesteinsbildenden Eisensilikaten, die röntgenographisch, differentialthermoanalytisch und chemisch belegt werden. Die Bestimmung und Unterscheidung der Karbonate Kalkit, Dolomit, Ankerit und Siderit nebeneinander gelang durch Kombination verschiedener Ätzmethoden. Besonderes Augenmerk wurde den Beziehungen zwischen Magnetit und Anthraxolit gewidmet. Die vielzitierte Reduktionstheorie, daß der Anthraxolit Hämatit zu Magnetit reduzierte, wird widerlegt. Neu für den Lagerstättentyp sind die für die Genese interessanten Minerale Ilmenit und gewöhnlicher Spinell. – Die Fragen der Genese werden im Schlußteil der Arbeit kurz diskutiert.

# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

## C 159 Mineralogie

HEINZ SCHÜTZEL, DIETER KUTSCHKE und  
GÜNTER WILDNER

### Zur Problematik der Genese der „Grauen Gneise“ des sächsischen Erzgebirges (Zirkonstatistische Untersuchungen)

65 Seiten mit 15 Bildern und 7 Tabellen · Format 16,7×24 cm  
Kartonierte 12,80 MDN

Die Diskussion über die Genese des sog. Freiburger Kerngneises, der das Nebengestein von mehr als 1000 Erzgängen bildet, die seit fast 800 Jahren bebaut werden, ist nach der höchst interessanten Kontroverse zwischen dem Seniorgeologen der Deutschen Demokratischen Republik, Prof. Dr. K. Pietzsch, und dem verdienstvollen Forscher und Lehrer der Petrographie, Prof. Dr. K. H. Scheumann, erneut aufgelebt.

Nachdem im letzten Jahrzehnt – vor allem aus dem angloamerikanischen Schrifttum – bekannt geworden ist, daß zirkonstatistische Untersuchungsmethoden mit Erfolg für petrogenetische Aussagen verwendet werden können, ist in vorliegender Arbeit versucht worden, die Frage über die Genese der Grauen Gneise des Erzgebirges mit Hilfe der Zirkonstatistik zu lösen.

Es wird nachgewiesen, daß die sog. Oberen Graugneise (Annaberger Gneis, Marienberger Gneis, Freiburger Hüllgneis) zweifelsfrei Parametamorphite sind, die in ihren zirkonstatistischen Kennwerten trotz des weiträumigen Verbreitungsgebietes überraschend gut übereinstimmen. Die erarbeiteten Kennwerte der Unteren Graugneise (Kerngneis) weichen von denen der Oberen Graugneise einerseits so stark ab und stimmen andererseits mit denen von erzgebirgischen Graniten so gut überein, daß auf einen beträchtlichen magmatogenen Anteil an Edukt der Unteren Graugneise (Kerngneis) geschlossen wird.

Es wird der Nachweis erbracht, daß zirkonstatistische Methoden – bisher meist auf Sedimentgesteine und Magmatite beschränkt – sich auch für die Untersuchung hochmetamorpher Komplexe als durchaus brauchbar erweisen. Methode und Auswertungsverfahren werden eingehend beschrieben.

WZ





✓

