

FREIBERGER  
FORSCHUNGSHEFTE

**C 152**

**GEOLOGIE**

WALTHER EHRENREICH TRÖGER und ALFRED SEIFERT †

**Der Basaltbrockentuff an der Hohwiese  
(Sächsische Schweiz)  
und seine „Edelstein“-Seife im Seifengründel**

FFH  
C152  
b



VERLAG FÜR GRUNDSTOFFINDUSTRIE LEIPZIG

1963

XVI 1142 b C 152

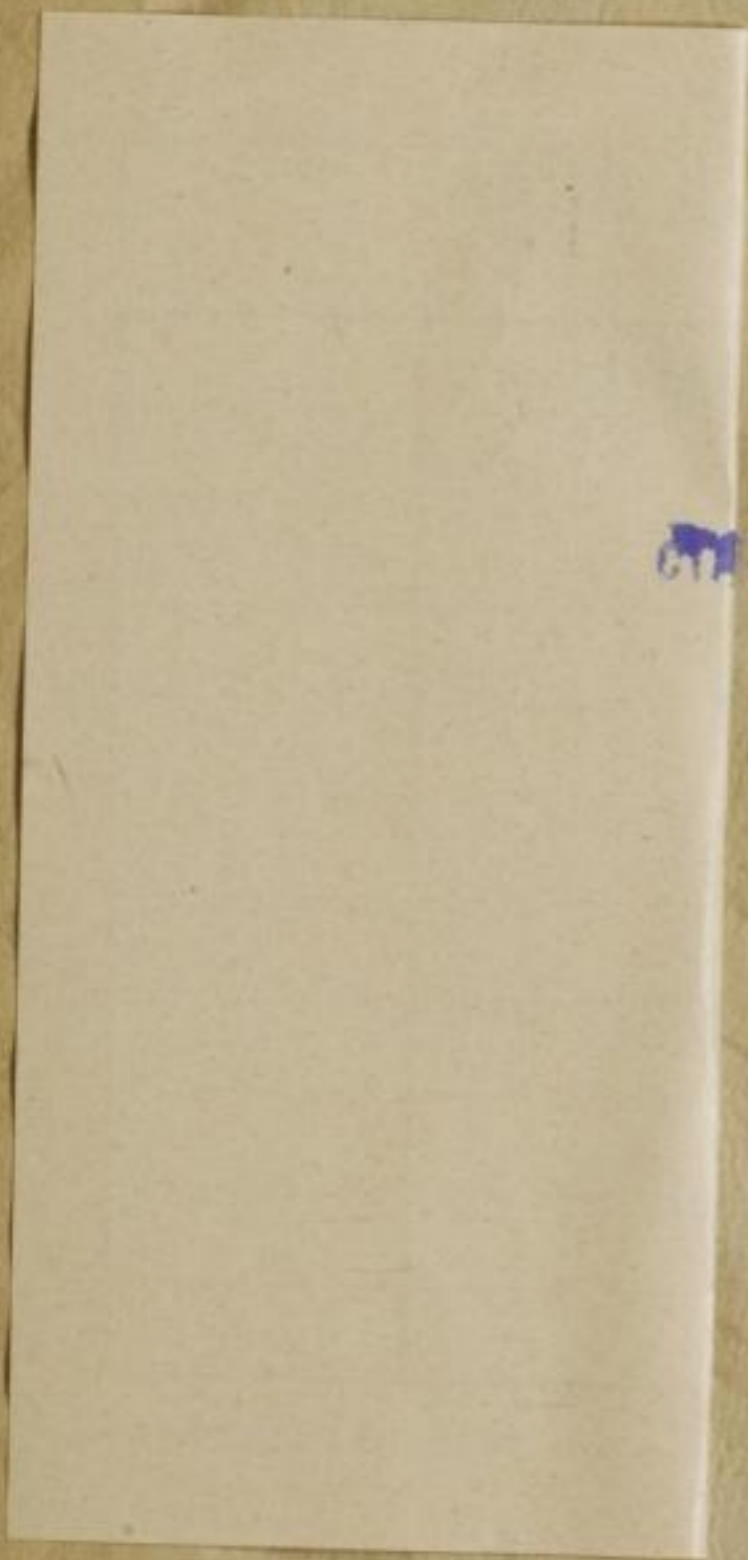
Bücher  
Bergafade  
Freiberg i.

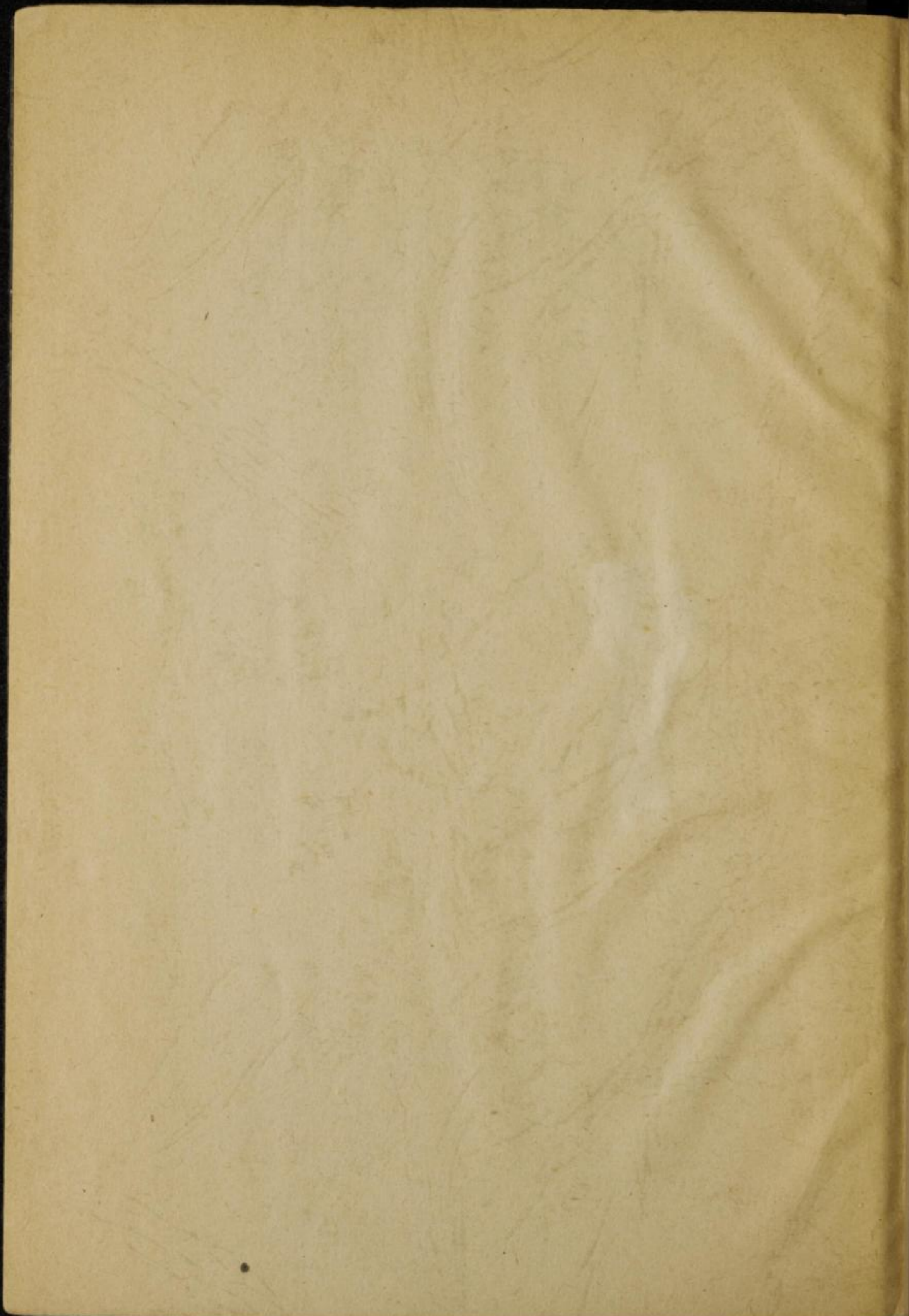


TU BERGAKADEMIE FREIBERG



XVI 1142 . C152B





FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

C 152

FREI

Herau

W

W

VEB De

Frankfurt

# FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 152

## GEOLOGIE

### **Der Basaltbrockentuff an der Hohwiese (Sächsische Schweiz) und seine „Edelstein“-Seife im Seifengründel**

Von

WALTHER EHRENREICH TRÖGER und ALFRED SEIFERT †

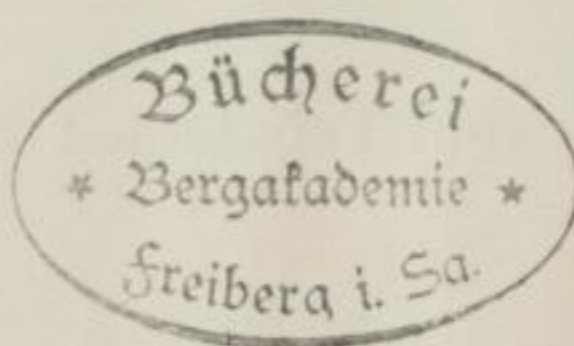


VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie · Leipzig

Freib. Forsch. – H.	C 152	S. 1–52	9 Bilder	14 Tabellen	Leipzig, April 1963
---------------------	-------	---------	----------	-------------	---------------------

## INHALT

1. Einleitung . . . . .	7
2. Rückblick . . . . .	8
3. Geologische Verhältnisse . . . . .	11
4. Morphologische Entwicklung und Entstehung der Seifenlagerstätte . . . . .	17
5. Korngrößenverhältnisse der Seife . . . . .	21
6. Beschreibung der Schwerminerale . . . . .	32
7. Beschreibung des Brockentuffs . . . . .	47
8. Tiefengestein-Einschlüsse . . . . .	49



JM 1142 (152) b

Das Manuskript wurde der Redaktion am 13. 3. 1962 übergeben

„Freiberger Forschungshefte“, Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften. Herausgeber: der Rektor der Bergakademie, Prof. Dr.-Ing. Günther Hollweg. — Chefredakteur: Dr. rer. nat. M. Wolf, Freiberg/Sa., Klubhaus der Bergakademie, August-Bebel-Str. 5 (Fernruf 2497, Telex 0578535). — Verlag: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig W 31, Karl-Heine-Straße 27 (Fernruf 44441). — Die Freiberger Forschungshefte erscheinen in zwangloser Folge in den Reihen A, B, C und D. Ausführliches Verzeichnis aller lieferbaren Hefte von der Redaktion der Bergakademie oder dem VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. — Vertrieb: in der Deutschen Demokratischen Republik durch den Buchhandel; in Westdeutschland 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: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“ Bad Langensalza. — Lizenz-Nr. VIN 152 — 915/210/63. — Kartengenehmigung: Mdl Nr. 8333/63. — Printed in Germany. — Alle Rechte vorbehalten. — ES 18 F 3

(63. 1705; 9,80, Vog.-R. 6,37)





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

Im  
seni  
wies  
20  
am  
Karte  
Es  
wegen  
Belle  
Bei  
Loden  
1876  
für die  
der Hoh  
über d  
im Jan  
die sch  
Schon  
pneum  
gesten  
Gesell

## 1. Einleitung

Im südlichen Teile des Forstreviers *Hinterhermsdorf* bei Sebnitz (Sachsen) liegt dicht an der Staatsgrenze zur ČSSR in 335 m bis 350 m Höhe die *Hohwiese*, von der aus sich ein kleines, schluchtartiges Tälchen zur Kirnitzsch bis auf 260 m Höhe hinabzieht. Dieses „*Seifengründel*“ wird im Volksmunde auch „*Seifzengründel*“ genannt, während es in der Literatur wie auf den amtlichen Karten seit hundertfünfzig Jahren sinnlos als „*Seufzergründel*“ bezeichnet wird. Es hat schon seit langem die Aufmerksamkeit der Mineralogen auf sich gezogen wegen der verschiedenen, zum Teil seltneren Minerale, die man aus dem Sande des Bachbettes beim Waschen gewinnen kann.

Bei der in den Jahren 1935 bis 1936 von *A. Seifert* durchgeführten geologisch-bodenkundlichen Kartierung einiger Forstreviere im Elbsandsteingebirge (*Seifert*, 1937a; *Härtel* und *Seifert*, 1938), die geologische und bodenkundliche Unterlagen für die forstliche Standortuntersuchungen schaffen sollte, wurde auch das Gebiet der Hohwiese mit aufgenommen; dabei wurden eine Anzahl neuer Beobachtungen über die dortigen geologischen Verhältnisse gesammelt. Dr. Alfred *Seifert* verstarb im Jahre 1953; von ihm stammen die Kapitel 3 und 4 des vorliegenden Berichts, die schon 1939 im wesentlichen abgeschlossen waren.

Schon längere Zeit vorher hatte *W. E. Tröger* mit einer genaueren mineralogisch-petrographischen Untersuchung der Minerale des Seifengründels und ihres Muttergesteins begonnen; er hat darüber auf einer Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft (1937) kurz berichtet.

## 2. Rückblick

Die *Hohwiese*, in deren Nähe sich noch Tonscherben aus der sogenannten Burgenzeit finden, lag in der Gemarkung des bescheidenen, schon frühzeitig zur Wüstung gewordenen Ortes *Krummhermsdorf*, der nach *Langer* (1929) im wesentlichen wohl aus den Berggebäuden und Mühlen bestand, die zwischen dem Hollgrunde und dem Weißbach-Tale lagen. Der *Eichelborn*, ehemals wohl der Brunnen eines Gehöfts an der Hohwiese, wurde auch später noch als Tränkplatz an der „Böhmischen Straße“ benützt, die aus der Lausitz über *Hinterhermsdorf* nach Böhmen führte.

Die ungewöhnliche Mineralführung des Seifengründels war mindestens schon zu Beginn des sechzehnten Jahrhunderts bekannt, da *Agricola* (1546, S. 277 u. 293) von sächsischen Hyazinthen berichtet, die „in einem Bach des Meißner Landes oberhalb der Burg Hohnstein“ aus dem Sand gewaschen werden. Direkte archivalische Nachweise über den Seifenbau an der Hohwiese stammen erst aus etwas späterer Zeit; so bezieht sich die Bezeichnung vom Jahre 1580: „*Das Bescheerte Glück*, im Walde, so man den Born findet“, zweifelsohne auf die Gegend des Eichelborns. Als Nachweis für Gewinnungsarbeiten nach der Unterbrechung durch den Dreißigjährigen Krieg führt *Langer* aus Bergamtsakten an: ein Seifenwerk „ohnweit Hinterhermsdorf, daß *Himmliche Jerusalem* genannt“, dessen Lage 1715 „im Seiffengrundt“, 1717 „beim Seiffenborn“ angegeben wird. Im Jahre 1715 bestand beim Seifenborn außerdem „*Das Frische Glück*“. Auch auf heute noch sichtbare Spuren des Betriebes weist *Langer* hin: Die als „ein Seifen- und Wäschewerk... im sogenannten Seiffengrunde“ 1725 genannte Baude muß dort gestanden haben, wo beim Stein <sup>(86)</sup> etwa 4 m über der Bachsohle ein 6 m langer und 4 m breiter, ovaler, ebener Platz am Hang sichtbar ist, zumal hier das Wässerchen den stärksten Gefällsknick aufweist.

Freilich ist nichts über die Ausbeute all dieser primitiven Unternehmen überliefert worden. Für die Versuchsperiode um 1720 ist der Gedanke maßgebend gewesen, aus den sogenannten „*Goldgranaten*“, womit die Magnetitgraupen gemeint waren, auf alchymistische Weise Gold erschmelzen zu können, ähnlich wie man ab 1714 mit dem „*Friedrichs-Thalischen Granaten Werck*“ am NW- und SW-Fuß des 6 km weiter westlich gelegenen Heulen-Berges aus magnetitreichen Sanden in der *Kirnitzsch* und im *Großen Zschand* dieses Edelmetall zu gewinnen trachtete\*. Immerhin muß auf eine Angabe *Schiffners* (1840, S. 492) hingewiesen werden, wonach die größeren im Seifengründel gefundenen Hyacinthe mit Vorteil in Dresden abgesetzt worden sein sollen. Analoge Verhältnisse gelten ja auch für die in der Mineralogie bekannte „*Iserwiese*“ in der Herrschaft

\* (historische Einzelheiten bei *Wiedemann*, 1961a).

Friedland (Böhmen), wo mindestens für die Jahre um 1610 die Tätigkeit welscher Edelsteinsucher archivalisch nachweisbar ist (Watznauer, 1935).

Die erste mineralogisch-geologische Schilderung der Hohwiese gab *Göttinger* (1804), der verdiente Erschließer der „Sächsischen Schweiz“. Seine Ausführungen, die von der schon recht gründlichen Mineralkenntnis seiner Zeitgenossen zeugen, seien wörtlich wiedergegeben (2. Aufl., 1812, S. 392):

„Bald kömmt man über ein großes Räumigt, Krummhermsdorf genannt, an das Seufzergründel (!). Dieses ist nur für Mineralogen merkwürdig, denn unter der Dammerde des Räumigts ist der Sandboden mit vielen zum Theil merkwürdigen und seltenen Mineralien gemengt. Brauner zum Theil in 4seitige mit 4 Flächen zugespitzte Säulen krystallisirter Hyacinth, den manche für Kaneelstein ausgehen wollen, Augit, basaltische Hornblende, beide häufig in Säulen krystallisirt, eine Titanart, Menakan, Iserin, Nigrin, schillernde Hornblende, Bohnenerz, sehr sparsam edler Granat, in großer Menge aber magnetischer Eisensand, mitunter oktaedrisch krystallisirt, auch kleine Brocken von Olivin liegen in größeren oder kleineren Körnern darinnen. Magnetischer Eisensand ist so viel darunter, daß er zu einem Eisenwerke benützt werden könnte. Bemerkenswerth ist es dabei, daß fast alle Mineralien nebst den Quarzkiesel, Sandsteinstücken, auch Braunzeisensteingeschieben, eine völlig abgerundete Gestalt haben, und doch durch Überschwemmung nicht auf diese Höhe gebracht seyn können.“

Bezüglich weiterer alter Literatur-Angaben, die aber nichts wesentlich Neues bringen, sei auf *Stelzners* Brief (1870a) verwiesen. In diesem Schreiben an die Dresdner „Isis“ geht *Stelzner* außerdem auf eigene Waschversuche mit Material aus dem Seifengründel und auf die Frage der Entstehung der Seifenlagerstätte ein (vergleiche auch *Stelzner*, 1870b). Er schildert den Mineralgehalt des durchgewaschenen Sandes und führt zur Ergänzung an, daß die Freiburger Mineraliensammlung ein kleines, blaßrotes Rubinkriställchen besitzt, das der Etikette nach ebenfalls von Hinterhermsdorf stammen soll und das *Gössel* (Mineraloge am Dresdner Mineralienkabinett) im Jahre 1831 dem Freiburger Professor *Breithaupt* geschenkt hat.

Als Muttergestein der Minerale des Seifengründels nahm *Stelzner* Basalte der Hinterhermsdorfer Gegend an. *Klemm* (1872), der kurze Zeit nach *Stelzner* das Seifengründel aufsuchte und Waschversuche anstellte, wollte als primäre Lagerstätte der Minerale den etwa 2½ km entfernten Basalt der Hackkuppe bei Hinterhermsdorf angesehen wissen. Erst die geologische Spezialkartierung des Meßtischblattes 86 (Hinterhermsdorf-Daubitz) erbrachte den Nachweis eines bis dahin unbekannt gebliebenen Eruptivkörpers an der Hohwiese selbst als Primärlagerstätte der Minerale. Ihn entdeckte im Jahre 1893 *Herrmann*, der bei der Kartierung des Granitgebietes nördlich der Lausitzer Überschiebung prüfen wollte, ob die Minerale des Seifengründels von den im Granit aufsitzenden Basaltstöcken und -decken abstammen könnten. Die petrographische Zusammensetzung des Kirnitzsch-Alluviums oberhalb der Einmündung des Seifengründels zeigte ihm aber, daß diese Herleitung unmöglich ist. Dagegen wies *Herrmann* (1896, S. 25) in dem Tälchen, das sich vom Eichelborn an der Hohwiese nach Westen hinzieht („Eichelbornbach“), anstehenden „Basalt“ nach, von dem aus „Basaltfragmente

nach allen Seiten hinweggeführt worden sind. Nach O hin sind sie in den lehmigen Sand des Untergrundes der Hohwiese gelangt, und aus diesem wird nach jedem Regenguß von dem kleinen Bach des Seifengründels von neuem Material zerrieben und gesichtet.“

*Herrmanns* Beobachtungen wurden kurze Zeit darauf von *Beck* (1897), der den Quadersandstein-Anteil von Blatt 86 aufnahm, wesentlich erweitert und vertieft. Die petrographische Untersuchung des „Basaltes“ an der Hohwiese ergab in ihm das Vorhandensein der meisten Minerale, die im Bachbett des Seifengründels zu finden sind: Titan- und Magneteisenerz, Hornblende, Bronzit, Spinell, Olivin, während die im Seifengründel bereits angereicherten Hyacinthe, Korunde und Rubine im Muttergestein noch nicht nachweisbar waren. *Beck* machte auch darauf aufmerksam, daß im Bett des Eichelbornbaches ebenfalls Schwermineral-Anreicherungen nachzuweisen sind. „Nur der zum Abfangen und zur Aufbereitung des Sandes weniger geeigneten Configuration des an Sandsteinblöcken viel ärmeren Bachbettes ist es zuzuschreiben, daß sich auf ihm eine derartige Concentration der Eisenerze nicht vollziehen konnte, wie im Seufzergründel, und daß zugleich die an und für sich seltenen Hyacinthe, Korunde und Rubine nicht zur Erscheinung gelangen.“

Auf Anregung *Becks* hat sich später *Oehmichen* (1900) noch näher mit den petrographischen Verhältnissen beschäftigt, ohne aber neue Geländebeobachtungen beizubringen. Seine Liste der aus dem Sande des Seifengründels zu gewinnenden Minerale lautet: Hornblende, Augit, Bronzit, Magnet- und Trappeisenerz, Diopsid, Apatit, Zirkon, Ceylanit und Korund (letzteres wenigstens sehr wahrscheinlich). Ältere Angaben über das Vorkommen von Granat und Nigrin konnten von ihm nicht bestätigt werden. Im besonderen untersuchte *Oehmichen* eine schon von *Beck* beschriebene Breccienbildung mit ihren eigenartigen Einschlüssen. Mit Hilfe von Dünnschliffen wies er nach, daß manche spinellreichen Partien den Mineralbestand eines bronzitreichen Gabbros besitzen. Er deutete sie entweder als konkretionäre Bildungen ähnlich Olivinknollen oder als „Stücke einer Tiefenerstarrungsmodifikation des Basaltes, die auf irgend eine Weise bei der Emporhebung der Wiedereinschmelzung im Magma entgangen sind.“

Die p  
Als ab  
e Ein  
nicht w  
Basalt  
wurde  
haben g  
bestän  
Aufnah  
keine Au  
schlagen  
gegeben  
belegt  
Der  
stein  
geht (L  
eine ziem  
gen Elu  
den Sch  
Orientie  
Nähe der  
kalen Kl  
Schar mit  
nach der  
in Klüft  
lich  
Beson  
schon vo  
Bei den  
zum Teil  
dern Zw  
Sandstei  
warweg  
über auf  
Brennste  
häng der

### 3. Geologische Verhältnisse des Gebietes der Hohwiese

Die geologischen Verhältnisse schienen durch *Becks* Kartierung geklärt zu sein. Als aber im Jahre 1933 von Seiten der Landesforstverwaltung (Forsteinrichtung) einige Einschlüge zu bodenkundlichen Probeuntersuchungen an der Hohwiese gemacht wurden, traf man auch außerhalb des von *Beck* angegebenen Gebietes Basaltboden an. Bei der 1935 erfolgten geologisch-bodenkundlichen Kartierung wurden dementsprechend auch wesentlich andere Grenzen der geologischen Einheiten gefunden, als *Beck* sie angibt. Aus dem Alter der einzelnen heutigen Waldbestände läßt sich erkennen, daß zur Zeit von *Becks* Kartierung die geologische Aufnahme durch Dickichte teilweise sehr erschwert war; außerdem standen *Beck* keine Aufgrabungen zur Verfügung, während 1935 eine größere Anzahl von Einschlügen, teilweise bis 2 m tief, angelegt werden konnten. Die als Abb. 1 beigegebene geologische Karte, in der die Untersuchungsergebnisse niedergelegt sind, basiert topographisch auf der Forstkarte im Maßstab 1 : 4835<sup>1</sup>/<sub>3</sub>.

Der Eruptivkörper an der Hohwiese setzt in mittelturonem *Quadersandstein* auf, der der Stufe b der *Lamprechtschen* Turonsandstein-Gliederung angehört (*Lamprecht*, 1934). Es sind meist mittel- bis grobbankige Schichten, die eine ziemlich starke und unregelmäßige Klüftung aufweisen. Zu der auch im übrigen Elbsandsteingebirge vorherrschenden Klüftung in zwei vertikalen, sich kreuzenden Scharen gesellen sich hier noch zahlreiche schräg verlaufende Klüfte, deren Orientierung sich nur schwer gesetzmäßig zusammenfassen läßt und die auf die Nähe der Lausitzer Überschiebung zurückgeführt werden können. Bei den vertikalen Klüften mißt man vorwiegend östliches bis ENE-Streichen, während die Schar mit nördlichem bis NNE- oder mit WNW-Streichen anteilmäßig und auch nach der Schärfe ihrer Ausbildung zurücktritt. Die Infiltrationen von Brauneisen in Klüftwänden, die sogenannten „*Eisenschwarten*“, treten fast ausschließlich auf den E- bis ENE-streichenden Klüften auf.

Besonders am östlichen Rain der Hohwiese findet man in losen Blöcken die schon von *Götzinger* erwähnten Sandsteinstücke und „*Brauneisensteingeschiebe*“. Bei den letzteren handelt es sich zum Teil um brauneisendurchtränkte Sandsteine, zum Teil um sandsteinartig verfestigte *Brauneisengeröll-Packungen*, deren Zwischenmittel außerdem noch vererzt sein kann. Solche Brauneisengeröll-Sandsteine findet man auch in der Umgebung im östlichen Teile des Schleusenhornweges. Es ist daher anzunehmen, daß die Blöcke auf der Hohwiese von dem höher aufragenden Sandsteinsporn des Schleusenhorns zugewandert sind. Die Brauneisengerölle gehören dem Saum konglomeratischer Bildungen an, der sich längs der Lausitzer Überschiebung im Turon-Sandstein findet (*Seifert*, 1937b, 1939).

Das Eruptivgestein liegt nur in einem kleinen Teil seines Vorkommens offen zutage. Anstehendes festes Gestein trifft man nämlich nur im Anschnitt des Eichelbornbaches an. Wie die petrographische Beschreibung (S. 47) im einzelnen zeigt, handelt es sich dabei nicht um einen massigen Basalt, sondern um ein breccienartiges Gestein, einen **Basalt-Brockentuff**. Aus den sonstigen Beobachtungen und vor allem aus den morphologischen Verhältnissen ist zu schließen, daß der gesamte Eruptivgesteinsstock den Charakter eines Tuffschlotes besitzt, in dem höchstens vereinzelte gangförmige Nachschübe auftreten können.

Da im Gebiet des Stockes tiefgehende künstliche Aufschlüsse fehlen, sei auf das offenbar ganz gleichartige Eruptivgesteins-Vorkommen im Dorfbach-Tal nördlich der **Unteren Schleuse** (im Kirnitzsch-Tal sw. Hinterhermsdorf; Blatt 86 der geologischen Spezialkarte) hingewiesen. Dieses Vorkommen, das bisher als Gang von Feldspatbasalt bezeichnet wurde, erwies sich als ein gangartiger Stock von Basalt-Brockentuff. In dem dortigen auflässigen Steinbruche beobachtet man einen Tuff mit Basaltbröckchen von geringer Größe (wenige Millimeter bis im allgemeinen 1 bis 2 cm Durchmesser). Größere Brocken mit Durchmessern von mehreren Zentimetern sind schon seltener, und Basaltblöcke mit einem Durchmesser bis zu einem halben Meter wurden in ganz wenigen Exemplaren beobachtet. Die Basaltbrocken haben durchgängig rundliche Gestalt; sie schwimmen in einer mürben Füllmasse. Der Basalt selbst ist meist blasig ausgebildet: im allgemeinen sind die Gasblasen nur 1 bis 3 mm im Durchmesser groß, doch wurden auch Stücke mit durchgängig 3 bis 12 mm großen Blasen gefunden. Diese ehemaligen Hohlräume sind heute meist von Calciumkarbonat erfüllt. Das Material der Blöcke ist nach Tröger ein **Hyalo-Olivinbasalt**. — Der Tuff ist deutlich geschichtet; in dem Aufschluß fällt die Schichtung mit etwa 30 bis 40° in WNW ein und steht damit in keiner direkten Beziehung zur Lage der Kontaktfläche. — Besonderes Interesse verdient dieser Brockentuff durch seine Einschlüsse von Granit (Beck, 1897, S. 45) und von sicherlich jurassischem, sandigem Kalkstein (Seifert).

Mit großer Wahrscheinlichkeit kann man für den Schlot an der Hohwiese eine ganz ähnliche Formgebung annehmen. Dafür spricht auch, daß die am Eichelbornbach zu beobachtende **Absonderung** des anstehenden Gesteins vom üblichen Verhalten eines massigen Basalts abweicht: Etwa 2 bis 3 m vom Kontakt entfernt tritt im Bachbett eine dünntafelige, oft wellige Plattung mit dem Streichen 150° bei einem Einfallen von 10 bis 20° West auf. 10 m bachaufwärts sind die entsprechenden Werte 10° (Fallen 40° W) und in einem Schurf nahe am Eichelborn 40° (Fallen 45° NW). Die plattige Absonderung verläuft also am Kontakt nicht parallel zu den Isothermen, wie es bei Magmatiten im allgemeinen der Fall wäre.

Die Verbreitung des Eruptivmaterials ist an der Oberfläche nicht nur an der schokoladenbraunen Farbe des Verwitterungsbodens zu erkennen, sondern schon an der Bodenvegetation. Namentlich die Tollkirsche (*Atropa belladonna*) ist in unserem Gebiete eine empfindliche, innerhalb von Sandsteinflächen basaltanzeigende Pflanze, die sofort dort fehlt, wo der Basalt von einer kaum dezimetermächtigen Lehmdecke überkleidet wird. Von weiteren, hier vorkommenden basaltanzeigenden Pflanzen sei die zu den Doldengewächsen gehörige, in der Volksmedizin gebräuchliche *Sanicula europaea* erwähnt. Auch der Sauerklee (*Oxalis acetosella*) verrät im vorliegenden Falle gut den Basaltboden, worauf schon Schulze (1930b, S. 381) bei seiner magnetischen Vermessung der Polzenitgänge hinwies. Doch handelt es sich beim Sauerklee nicht eigentlich um eine basaltanzeigende Pflanze, sondern um ein Gewächs, das sich nur bei gewissem Zersetzungsstande



einer mäßig sauren Humusdecke als Moderpflanze einstellt. Der Basaltboden weist diesen günstigen Zustand auf, ebenso aber beispielsweise die weiter unten zu besprechenden Kirnitzsch-Schotter am Brandwege, die vorwiegend aus Granitgrus bestehen. Auf den übrigen in der Umgebung vorkommenden Böden (Sandstein- wie Lehmböden) entwickelt sich im allgemeinen eine mächtigere, saure Rohhumus-Auflage, die vom Sauerklee gemieden wird. Bei Berücksichtigung dieser Bedingungen kann man aber auch Oxalis in dem einförmigen Gebiet des Elbsandsteingebirges ganz gut als Indikator verwenden.

Ergibt sich schon allein an Hand der freiliegenden Flächen des Hohwiese-Brockentuffs eine größere *A u s d e h n u n g* des Stockes als die seinerzeit von *Beck* angegebene, so wird das Bild erst recht verändert, wenn man den wirklichen Basalt/Sandstein-Kontakt im Osten unter der alles zudeckenden Lößlehmschicht aufsucht (siehe auch die Veröffentlichung von *Wiedemann*, 1961b, die uns erst nach Abschluß des Manuskripts zugänglich wurde). Auch die Nordgrenze ist weitgehend durch Sandüberrollung von seiten der am N-Kontakt hinziehenden Sandsteinmauer überdeckt (auf der Karte nicht ausgeschieden). — Die Ausbiß-Fläche des Eruptivgesteins, die durch die Aufgrabungen an einer ganzen Reihe von Stellen sehr genau umgrenzt werden konnte, ergibt sich zu 12,2 ha. Damit ist dieser Körper das zweitgrößte Eruptivgesteins-Vorkommen im sächsischen Anteil des Elbsandsteingebirges, denn als größter Anschnitt ist nach den Untersuchungen von *Rast* (1960) der Basaltstock am Fuß des Großen Zschirnsteins mit >35 ha anzusehen. Noch größere Eruptivgesteinsmassen treten erst jenseits der Staatsgrenze bei Annäherung an das Mittelgebirge auf.

Im großen hat der Hohwiese-Stock an der heutigen Erdoberfläche einen elliptischen *Q u e r s c h n i t t* mit einer Ost-West verlaufenden Längsachse von 675 m und einer Querachse von 240 m Länge. Mit seiner Längsachse fügt er sich ganz der im östlichen Teile des Elbsandsteingebirges herrschenden tektonischen Hauptrichtung ein, wie ja auch die Längserstreckung der übrigen Basaltkörper und die oben geschilderte Hauptrichtung der Klüfte im Sandstein sie widerspiegeln. Wahrscheinlich wird sein Querschnitt nach der Teufe zu schlanker und damit gangähnlicher.

Die *G r e n z e* des Tuffschlotes ist an einzelnen Stellen im Gelände deutlich zu sehen, besonders am *W e s t r a n d e*. Mauerartig bricht der Sandstein zu beiden Seiten des Eichelbornbaches am Kontakt gegen den Basalt ab. Durch einen auf der linken Seite des Baches neu angelegten Weg war einige Jahre lang die Gesteinsgrenze auch innerhalb des Hangschuttes gut sichtbar geworden, wiewohl natürlich infolge der geringen Anschnittstiefe die Durchmischung des Sandstein-Hangschuttes mit dem ortseigenen Basaltboden die genaue Lage des Kontaktes um 1 bis 2 Meter unsicher machte. Durch den Vergleich dieser einigermaßen sicheren Grenze mit dem höher am Hang aufragenden Sandsteinfelsen ergibt sich, daß hier die Kontaktfläche an der Westseite ungefähr saiger stehen muß.

Anders liegen die Verhältnisse am *O s t - K o n t a k t*. Es gelang, diesen mit einem Schurf östlich der Hohwiese im Walde aufzuschließen. Das Profil am östlichen Stoß der etwa 1 m breiten Grube ist folgendes (am westlichen Stoß lagen die Grenzen etwa 20 cm tiefer):

- 0— 90 cm *Lößlehm*, davon die obersten 30 cm fahlgrau, darunter braun, aber von zahlreichen grauen Reduktionsstreifen durchzogen (insgesamt stark gleiartig);
- 90—120 cm vorwiegend *Lößlehm*, aber lagenweise mit starker Beimischung von *Basaltzersatz*;
- 120—130 cm *Basaltzersatz* vorherrschend;
- 130—145 cm *tonig-lehmiges Material*, in feuchtem Zustande sehr zäh, mit Beimengung von Quarzkörnern; die obersten 10 cm grünlichgrau, darunter intensiv orangebraun gefärbt;
- 145—150 cm *Brauneisenstein* als schalig-blättrige Lage von 2 bis 5 cm Mächtigkeit;
- Liegendes *Quadersandstein*.

Das Streichen der bloßgelegten Sandstein-Oberfläche ergab sich zu  $25^\circ$ , also tangential zur Stockumrandung, ihr Fallen zu  $30$  bis  $40^\circ$  W. Der petrographische Befund ist analog dem von Tröger (1928, S. 71) mitgeteilten über die *Kontaktfläche* des Dolerits auf dem *Großen Zschirnstein* (Blatt 104 der Geolog. Spezialkarte). Dort folgt über Quadersandstein an einer  $20$  bis  $25^\circ$  einfallenden Grenzfläche ebenfalls eine 5 cm mächtige Schale von blättrigem Brauneisenstein, darüber eine lehmig-tonige Zersatzmasse mit der Struktur des Dolerits, die schließlich im Hangenden in frischen Dolerit übergeht. Der aus dem Verlauf der Kontaktfläche und der Absonderung des Dolerits am Zschirnstein gezogene Schluß, daß das Eruptivgestein ehemals ein weit größeres Gebiet bedeckte, läßt sich auch auf den Hohwiese-Basaltuff übertragen. Allerdings wurde hier das flache Fallen der Kontaktfläche nur im hoch gelegenen Ostteil beobachtet; am tiefer angeschnittenen Westende des Stockes steht die Grenze, wie oben beschrieben, saiger. Während der Stock aber in 310 m Höhe noch im mittel- bis grobbankigen Sandstein der Stufe b steht, nähert er sich in 335 m Höhe schon sehr der Grenze gegen die mittel- bis kleinbankigen Schichten der Stufe c (*Lamprecht*). Diese im Gebiet der Hohwiese gerade abgetragenen Schichten, deren Inhomogenität noch durch zwischengeschaltete Lagen losen Sandes erhöht wurde, boten naturgemäß für die Raumbewinnung des Schlotens etwas bessere Bedingungen als der massigere b-Sandstein. Aus diesem Grunde ist es sehr wahrscheinlich, daß sich der Stock etwa im Niveau der Hohwiese plötzlich trompetenartig verbreiterte.

Der größere Teil des Tuffschlotens wird von einer *Lößlehm-Decke* verhüllt. Der Lehm Boden, der meist die typische, gelbbraune Färbung zeigt, ist selbst dort, wo er infolge zeitweiser Nässestauung Rostausscheidungen und fahle Farben aufweist, immer schon an der Farbe von dem viel dunkleren Basalt-Verwitterungsboden zu unterscheiden. Der Lehm ist sehr dicht gelagert, so daß man besonders in trockenen Zeiten mit dem Bohrstock oder Flügelbohrer nur wenige Dezimeter in den Boden eindringen kann; im allgemeinen geben deshalb nur Aufgrabungen Aufschluß über die Mächtigkeiten. In der beigegebenen Karte (Abb. 1) ist das Gebiet zusammenhängender Lößlehmbedeckung von  $\geq 1$  m Mächtigkeit durch ein einheitliches Raster dargestellt, während die wenige Dezimeter mächtigen Lehm-



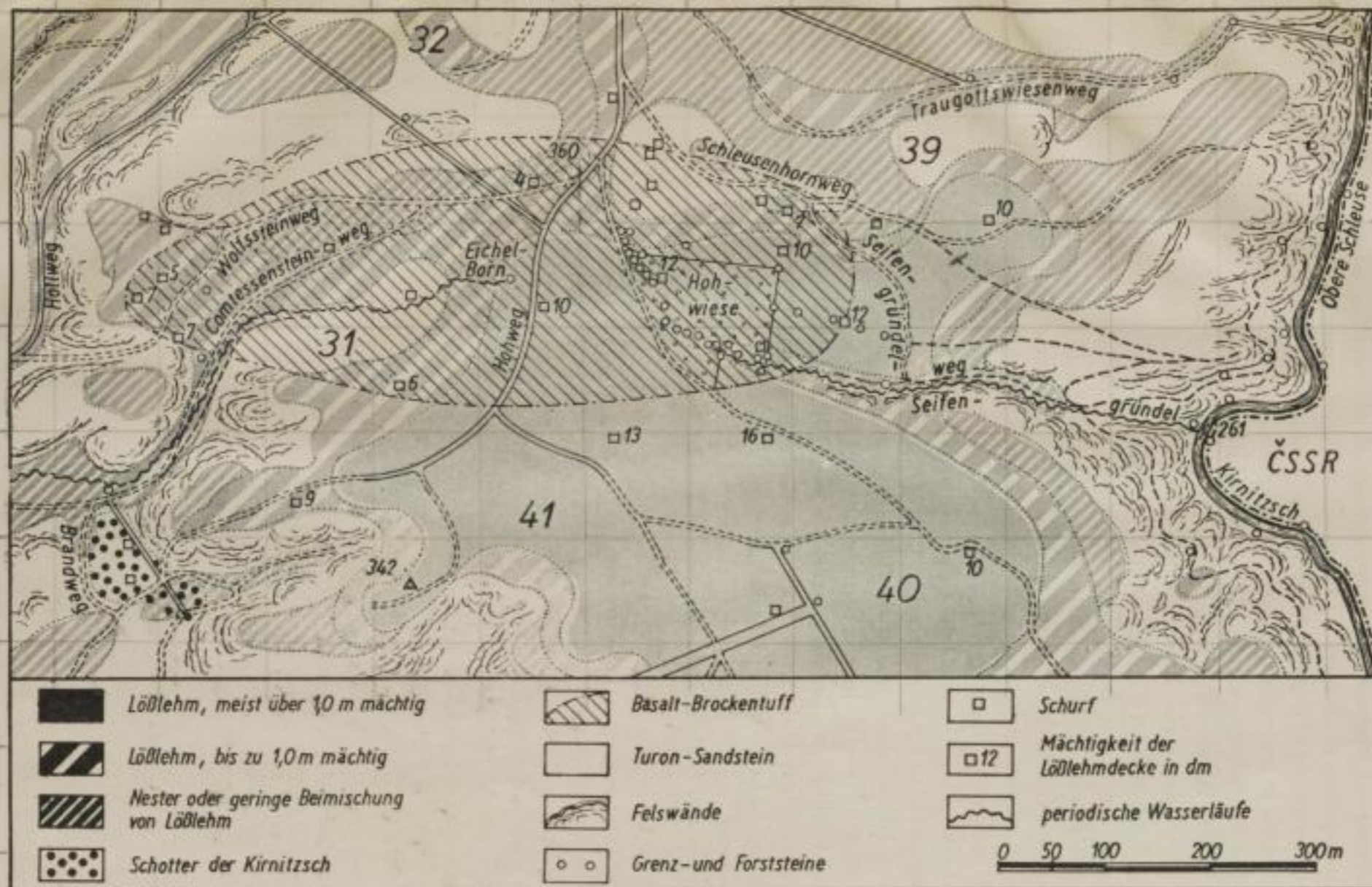


Abb. 1. Geologische Karte der Umgebung der Hohwiese

decken (zum Teil mit nesterartigem Auftreten des Lößlehms) oder Lehm als Beimischung zu anderem Untergrundmaterial als breitere oder schmalere, schräge Basterstreifen erscheinen. Es kann sich dabei aber nur um eine schematische Wiedergabe handeln, denn in Wirklichkeit wechselt die Mächtigkeit und Reinheit des Lößlehms je nach den örtlichen Verhältnissen auf kleinster Fläche sehr häufig. Die größte Mächtigkeit wurde südlich der Hohwiese mit 1,6 m angetroffen, während sie in der Wiese selbst zwischen 1,0 m und 1,2 m schwankt.

Der Lehm weist besonders im oberen Teil der Aufschlüsse häufig eine deutliche Schichtung und zum Teil stärkere Sandbeimengungen auf. Dies veranlaßte Beck, den Lehm der Hochflächen als fluviales Gebilde anzusehen. Wie jedoch Härtel (1934) zeigte, ist das Material durch Umlagerung von entkalktem Löß (der Weichseiszeit) entstanden, so daß man es als Lößlehm bezeichnen muß. Die an manchen Stellen deutlich erkennbare Schichtung — auch bei Vorkommen auf horizontal liegenden Flächen — weist auf flächenhafte Zuschwemmung des Materials hin. Sie war nur möglich in einer Zeit der Vegetationslosigkeit, beziehungsweise unter nur geringer Pflanzenbedeckung, also bei dem vegetationsfeindlichen Klima, das zur Zeit der Lößablagerung selbst oder kurz danach geherrscht haben muß. — Die lokale Vermischung des Lößlehms der Hohwiese mit einzelnen Sandsteinbrocken, Brauneisengeröllen und Eisenschwarten sowie mit Basaltbröckchen aus dem Untergrund läßt sich durch die Annahme einer flächenhaften Abspülung nicht so recht plausibel machen. Vielleicht erklärt man eine solche Durchmischung von Feinst- und Grobmaterial besser als eine Umlagerung nach dem Prinzip des Bodenkriechens und der Fließerden.

#### 4. Morphologische Entwicklung des Hohwiese-Gebietes und die Entstehung der Seifenlagerstätte

Für die Deutung, daß der Eruptivgesteinsschlot an der Hohwiese entweder vollständig oder doch wenigstens zum großen Teile mit Basaltbrockentuff gefüllt ist, spricht besonders die Tatsache, daß das Vorkommen *m o r p h o l o g i s c h* nicht in Erscheinung tritt. Wäre es insgesamt ein massiger Basaltstock, so müßte es in Anbetracht seiner Größe über den benachbarten Sandstein weit hervorragen, wie das ja bei den in der Nachbarschaft häufigen Basaltstielen und -gängen zutrifft. Das Gegenteil ist der Fall: Der jetzt höher aufragende Sandstein hat verhütet, daß der Tuffschlot noch tiefer abgetragen wurde. Die gleiche, morphologisch negative Erscheinungsweise zeigt auch der oben beschriebene Basalttuff an der Unteren Schleuse: In dem petrographisch uneinheitlichen und vielfach noch lockeren Material solcher Brockentuffe hat die Abtragung leichtes Spiel.

Man könnte daran denken, einen alten Kirnitzsch-Lauf zu postulieren, der sich in der Richtung der heutigen flachen Wanne Seifengründel—Eichelbornbach erstreckt haben könnte und der dann für die starke Ausräumung mit verantwortlich gemacht werden dürfte. Für eine solche Hypothese fehlt aber jeder Anhalt durch entsprechende Ablagerungen. Dagegen gelang der Nachweis eines alten *Kirnitzsch-Laufes*, der das heutige Tal südlich der Hohwiese verließ, sich durch die Schlucht der Rotkehle\* nach Norden wandte und am Brandwege in das heutige Tal des Eichelbornbaches eintrat. Von hier aus floß die alte Kirnitzsch damals durch den Hollgrund nach Westen zum Hühnerkropf, wo dieser präglaziale Lauf wieder mit dem heutigen Tal zusammentrifft. Den Beweis liefern die vorwiegend aus Granitschutt mit Basaltbeimischung bestehenden Sande und Schotter, welche den Sattel zwischen Rotkehle und Eichelbornbach am Brandwege bedecken. Sie liegen in 300 bis 315 m Höhe und damit etwa 50 bis 65 m über der heutigen Kirnitzsch-Talsole. Nach *Lamprechts* Gliederung der *Terrassensysteme* der Sächsischen Schweiz (1935) sind diese bisher unbekanntenen Schotter dem E-Talboden-System zuzuweisen, das von *Grahmann* (1934) als jungpliozän bis ältest-pleistozän datiert wird. Die Bedeutung dieses alten Kirnitzsch-Laufes für die Morphologie des Hohwiese-Schlotes liegt darin, daß die Erosionsbasis des Eichelbornbaches schon damals so tief gelegt wurde (wenige Meter über seiner heutigen Sohle), wie es ohne Mitwirkung des Hauptflusses bei der geringen Erosionskraft des Eichelbornbaches allein bis heute sicher nicht möglich gewesen wäre. Die *A u s f o r m u n g* des Hohwiese-Gebietes ist also schon zur Zeit des E-Talbodens im wesentlichen vollzogen gewesen; die seither geleistete Abtragung

\* Auf Meßtischblatt 86, auf dem der Name „Rotkehle“ nicht eingetragen ist, wird eine Seitenschlucht der Rotkehle (fälschlich) als „Jans-Loch“ bezeichnet.

darf man in der Talsohle mit wenigen Metern annehmen, während sie auf der Hochfläche zu vernachlässigen ist.

Dagegen ist im Seifengründel eine weit größere Abtragung erfolgt, allerdings nur im Unterlauf. Während der obere Teil des Rinnsals bis hinab zu einem Gefällsknick in etwa 320 bis 325 m Höhe (an der Einmündung des Seifengründelweges in das Tälchen) ebenfalls noch dem E-System entspricht, das demnach hier gut konserviert ist, senkt sich der Talboden vom genannten Gefällsknick auf kurzer Strecke steil bis zu 260 m Höhe hinab. Dieser Höhenunterschied entspricht der in der Kirnitzschlucht seit der Zeit des E-Talbodens geleisteten Erosion; die schwachen Kräfte im Seifengründel konnten ihr nicht entsprechend folgen, so daß der hintere Teil des alten E-Talbodens und damit auch der östliche Teil des Tuffschlotes im wesentlichen verschont geblieben ist.

Über die Bildung der *Seifenlagerstätte* im Seifengründel lassen sich jetzt auch genauere Angaben machen, als dies *Beck* möglich war, der schreibt: „Der Ausstrich dieses Basaltes liegt nur 100 bis 200 m westlich von der Hohwiese und in einem solchen Niveau, daß sein Detritus namentlich früher, als die Denudation noch nicht so weit fortgeschritten war wie jetzt, nothwendigerweise zum Theil durch das Seufzergründel befördert werden mußte. Auf diesem Wege erlitten die zerkleinerten Massen eine natürliche Aufbereitung.“ Durch den Nachweis der größeren Erstreckung des Basaltes nach Osten hin ist diese wenig wahrscheinliche Annahme eines Transports aus dem Gebiete jenseits der *Wasserscheide* überflüssig geworden.

Die Wurzel des nur periodisch fließenden Eichelbornbaches steckt im Basaltbrockentuff, aber nur ein ganz kleiner Teil des Schlotes liegt unbedeckt so an der Oberfläche, daß durch fließendes Wasser heute ein Abtransport des Verwitterungsmaterials stattfinden kann. Zum größten Teile ist der Basalttuff vielmehr unter der Hohwiese durch die Lößlehmdecke dem unmittelbaren Zugriff der Denudation entzogen, und zwar sicherlich schon seit der Weichseleiszeit, weil anzunehmen ist, daß die Ablagerung des Lößes und seine Umlagerung durch die Frühjahrs-Schmelzwässer im wesentlichen zeitlich zusammengehören (*Grahmann, 1934*).

Außer der allgemein bekannten, im Bachbett des Seifengründels anzutreffenden Schwermineral-Anreicherung liegt nun aber schon aus der Zeit vor Ablagerung des Lößlehms an der Hohwiese eine *zweite, ältere Seifenbildung* vor, die in einem neu angelegten, knapp 2 m breiten Schurf am nördlichen Gehänge des Rinnsals in der SE-Ecke der Wiese aufgeschlossen wurde, also an einer Stelle, die wahrscheinlich vor 250 Jahren schon einmal als der Gewinnungsort der Seife geschnitten war. Zwischen dem verwitterten Ausgehenden des Tuffes und der Lößlehmdecke schaltet sich hier nämlich eine wechselnd 10 bis 20 cm mächtige lehmige Schicht ein, die aus brauneisenreichen Sandsteinbrocken und losen Quarzkörnern, Basaltersatz-Bröckchen sowie aus vielen Körnern von schweren Mineralen besteht. Der Lehmgehalt dieser Bildung ist einesteils auf die dauernd fortschreitende Zersetzung des Basaltmaterials, andernteils auf Einschlammung aus dem hangenden Lößlehm zurückzuführen. Die Verhältnisse sind in dem nachstehenden Profil (Abb. 2) dargestellt. Zur Orientierung im Gelände sei erwähnt, daß diese Seifenlage im tiefsten Zipfel der Wiese etwa 1 m über Forststein Nr. 281 ausbeißt, aller-

dings durch überlagerten Lehm etwas überdeckt. Die Schicht scheint auf das engste Quellgebiet des heutigen, meist trockenen Bachbettes beschränkt zu sein, denn in den benachbarten Aufschlüssen wurden stets nur Lößlehm-Basaltersatz-Gemische, nicht aber solche lehmarne Schwermineral-Anreicherungen angetroffen. Wie weit nach Osten hin sie dagegen früher einmal im Seifengründel gereicht hat, ist nicht mehr zu ermitteln.

Dieses fossile Seifenlager im Liegenden des Lößlehms unter der Hohwiese muß schon in früheren Jahrhunderten bekannt gewesen sein; allerdings ist seine Kenntnis später wieder verloren gegangen. *Götzinger* spricht davon, daß „unter der Dammerde des Räumigts der Sandboden mit vielen merkwürdigen Mineralien gemengt“ sei. Diese Bemerkung verrät, daß *Götzinger* nur die quarzreiche Schwermineral-Anreicherung im Bachbett selbst von Augenschein gekannt und diese Beobachtung mit der schon damals unklaren Überlieferung über Art und Umfang

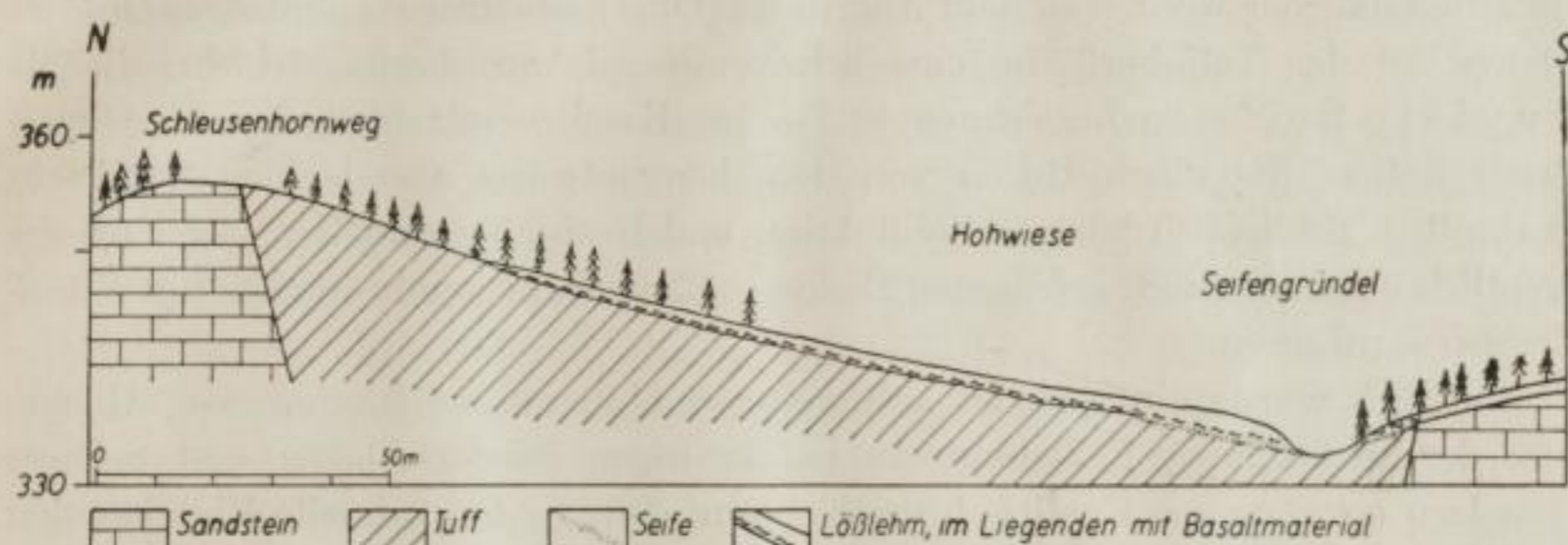


Abb. 2. Profil entlang dem Ostrande der Hohwiese

des Seifenbaues kombiniert hat. Es ist höchstwahrscheinlich, daß der Einschnitt, in dem die Quellwässer des Seifengründels sich heute in der SE-Ecke der Hohwiese sammeln, gar nicht natürlicher Entstehung ist, sondern als Zeuge des alten Seifenbaues aufgefaßt werden muß. Die verschiedenen Bergbau-Nachrichten lassen sich nämlich wohl kaum allein auf ein bloßes Herauskratzen der spärlichen rezenten Ablagerungen zwischen den Sandsteinblöcken im steilen Unterlaufe des Rinnals zurückführen. Die Alten werden sich vielmehr mit der üblichen Seifentechnik im Bache aufwärts gearbeitet haben und sind so auf die fossilen Ablagerungen gestoßen, deren reichsten, tiefstliegenden Teil sie abgebaut haben. Die seitdem verflossenen zwei Jahrhunderte haben aber genügt, um die Form dieses Tagebaues wieder weitgehend zu verwischen.

Die untere zeitliche Begrenzung für die Datierung der fossilen Seifenbildung ergibt sich dadurch, daß die Lagerstätte sich auf der jungpliozänen oder ältest-pleistozänen E-Fläche bildete, die obere Zeitmarke durch die Bedeckung mit weichseleiszeitlichem Lößlehm. Zur Zeit der Seifenbildung war der Zerfall des Basalttuffes in der Nähe der damaligen Erdoberfläche bis zur Trennung der einzelnen Mineralindividuen vorgeschritten, ohne aber die größeren Kristalle schon zu zersprengen. Die chemische Verwitterung muß also wesentlich kräftiger gearbeitet haben als die mechanische Zerstörung und der Abtransport. Solche Ver-

witterungsbedingungen können innerhalb der genannten Zeitspanne nur während der Interglazialzeiten geherrscht haben.

Die *Bildungsweise* dieses fossilen Seifenlagers kann man sich folgendermaßen vorstellen: Aus der weiter unten mitgeteilten Kornanalyse (S. 16) ist zu entnehmen, daß die Korndurchmesser des Basaltzersatzes und der Schwerminerale etwa der gleichen Größenordnung angehören. Die Transportmöglichkeit der Körner hängt in diesem Falle direkt vom spezifischen Gewicht ab. Bei einer geeigneten Gehängeneigung (etwa 1:10 unter der Hohwiese) und nicht zu starken Niederschlägen wird die abfließende Regenmenge vielleicht genügen, die spezifisch leichten Basaltzersatz-Bröckchen zu bewegen, dagegen werden die Schwerminerale in ihrem ursprünglichen Raume liegenbleiben oder höchstens um geringe Beträge verfrachtet werden. Bei aufgeweichtem Boden sinken sie außerdem in diesen ein; Gefrieren und Auftauen des Bodens können im gleichen Sinne gewirkt haben. Die Mineralkörner werden so dem Angriff des Oberflächenwassers entzogen, und es entsteht an der Tuffoberfläche eine Schwermineral-Anreicherungsschicht, die als *eluviale Seife* zu bezeichnen ist. — Im Basaltzersatz bleiben auch Quarzkörner haften, die durch Regen von dem hangaufwärts anstehenden Sandstein herabrollen. Schließlich können Solifluktion und Frühjahrsschmelzwässer auch gelegentlich über dem noch gefrorenen Boden größere Sandsteinbröckchen mit Eisenschwarten zuführen.

Natürlich wurde ein Teil des aufbereiteten Materials auch schon vor Ablagerung der schützenden Lößlehmdecke bei kräftigen Niederschlägen und Schneeschmelzen ostwärts zur Kirnitzsch geschwemmt. Das spätere schnelle Einschneiden der Kirnitzsch-Schlucht und die davon abhängige verstärkte Erosionstätigkeit des Seifengründelbaches haben aber die unteren Teile des Gründels restlos ausgeräumt. Man kann daher annehmen, daß das offenliegende „alluviale“ Seifenmaterial, das wir heute sehen und das die Alten zum Beginn des Seifenbaues anreizte, im wesentlichen erst vom Ausbiß der fossilen Seifenlagerstätte abgeschwemmt wurde und nicht etwa direkt von frisch aufgearbeitetem Tuff abstammt. Schwemmt wurde und nicht etwa direkt von frisch aufgearbeiteten Torf abstammt.

Im Eichelhornbach vermißt man, wie schon *Beck* hervorhob, eine entsprechend starke Mineralanreicherung. Nach unseren neuen Beobachtungen ist der Grund nicht mehr in der „weniger geeigneten Configuration“ und der Blockarmut des Bachbettes zu erblicken, sondern maßgebend ist das Fehlen einer eluvialen Seife in seinem Einzugsgebiet. Dieses Fehlen läßt sich am besten mit der morphologisch abweichenden Ausprägung zu beiden Seiten der Wasserscheide erklären, da wir annehmen können, daß zur Zeit der Seifenbildung die Landoberfläche im Gebiet des Schlotens schon nahezu die gleiche Form hatte wie heute. In der Quellmulde des Seifengründels bestand eine gleichmäßige, sanft ostwärts geneigte Fläche (die heutige Wiese), die zur Aufbereitung des Tuffs wesentlich günstiger war als das Gebiet des Eichelbornbaches mit seinen steilen, schmalen Hängen. An diesen konnte es infolge stärkerer Abschwemmung der obersten Bodenschicht niemals zur Bildung einer eluvialen Schwermineral-Anreicherung kommen, zumal die größere Transportkraft des von der Quelle an stärker geneigten Eichelbornbaches das ihm zugeführte Material restlos westwärts in die Kirnitzsch zu verfrachten vermochte.



## 5. Korngrößenverhältnisse der Seife

Über die Art der schweren Minerale, die man im Gebiet der Hohwiese findet, sind wir, wie oben schon berichtet wurde, durch mehrere alte Berichte ganz gut orientiert. Hingegen fehlen bislang noch nähere zahlenmäßige Angaben über das Mengenverhältnis, die Korngröße und die Konzentration der Lagerstätte.\* Um diesem Mangel abzuwehren, soll zuerst einmal das fossile (vorlöbzeitliche) Seifenmaterial betrachtet werden. Zur näheren Feststellung der Entstehungsbedingungen wurden knapp 2 kg (bergfeuchtes Gewicht) aus der Schurfgrube entnommen, und zwar über die ganze Mächtigkeit (10 cm) und die ganze nutzbare Breite des Aufschlusses (1 m) gleichmäßig verteilt. Das vereinzelt Auftreten von Geröllen bis zu 5 cm Durchmesser hätte eigentlich, um einen guten Durchschnitt zu erhalten, eine größere Probemenge, etwa 10 kg, verlangt, doch schien die entnommene Menge schon genügend, weil die wenigen groben Brocken für den besonderen Zweck der Untersuchung keine wesentliche Bedeutung besitzen und das mineralogisch interessante Material alles in viel feinerkörniger Form vorliegt.

Zur Bestimmung der Kornklassen-Verteilung wurde die Probe in noch bergfeuchtem Zustand in Wasser aufgeschwemmt und geschlämmt, so daß zuerst einmal alles Material mit Korngrößen  $< 0,2$  mm abgetrennt wurde. Dieser Feinanteil enthielt neben Lößlehm und Feinsand noch viel Basaltzersatz, aber keine wesentlichen Mengen schwerer Minerale. Er wurde deshalb nur noch in zwei Fraktionen Feinsand  $> 0,02$  mm  $>$  Schluff getrennt, später aber nicht mehr mineralogisch in Komponenten aufgeteilt. – Der Anteil  $> 0,2$  mm wurde dagegen auf Norm-Blechsieben weiter getrennt, so daß Fraktionen entstanden, deren jede etwa den doppelten Korndurchmesser besitzt wie die nächst kleinere. Ihre Benennung soll hier nach den Vorschlägen von *Niggli* (1935, S. 31) erfolgen, da sich diese am besten den benützten Siebgrößen anpaßt. Es ergab sich das in Tabelle 1 dargestellte Mengenverhältnis der einzelnen Fraktionen.

Wir überblicken diese Werte am besten in einem Diagramm, das die Kornklassen zu den Kumulativprozenten in Beziehung setzt.

Der auffallend gestreckte, lange Kurvenverlauf in Abb. 3 stellt einen in der Sedimentpetrographie nicht häufigen Fall dar. Das große Intervall vom Schluff bis zum Grobkies weist auf eine außerordentlich schlechte Sortierung hin. Diese kennzeichnen wir mit *Trask* (1932; zit. bei *Schneiderhöhn*, 1953) durch den Wert:  $So = \sqrt{Q_3/Q_1}$ . Die beiden Quartilmaße sind in unserem Falle:  $Q_1 = 0,21$  mm,  $Q_3 = 2,8$  mm; daraus ergibt sich  $So = 3,57$ . Werte von dieser Größenordnung sind auch aus notorisch schlecht sortierten Flußablagerungen, etwa den psammitischen Schuttfächern an Gebirgsrändern, kaum bekannt. Man vergleiche hierzu die Angaben, die *Füchtbauer* (1958) über Molassegesteine aus dem deut-

\* Nach *Rentzsch* (1958) beträgt der Zirkongehalt 0,03 Masse-%.

Tabelle 1. Kornklassen-Verteilung in der fossilen Seife der Hohwiese

Kornklasse	Bezeichnung	Trockengewicht	Prozentanteil
50—20 mm	$\alpha$ - Grobkies	118 $\frac{1}{2}$ g	7,5 Masse-%
20—10 mm	$\gamma$ - $\beta$ - $\alpha$ - } Feinkies	68 $\frac{1}{2}$	4,4 Masse-%
10—5 mm		85	5,4 Masse-%
5—2 mm		170 $\frac{1}{2}$	10,8 Masse-%
2—1 mm	$\gamma$ - $\beta$ - $\alpha$ - } Grobsand	117 $\frac{1}{2}$	7,5 Masse-%
1—0,5 mm		101 $\frac{1}{2}$	6,4 Masse-%
0,5—0,2 mm		135 $\frac{1}{2}$	8,6 Masse-%
0,2—0,02 mm	Feinsand	$\approx$ 375 g	24,0 Masse-%
<0,02 mm	Schluff	$\approx$ 400 g	25,4 Masse-%
		$\Sigma = 1572$ g	100,0 Masse-%

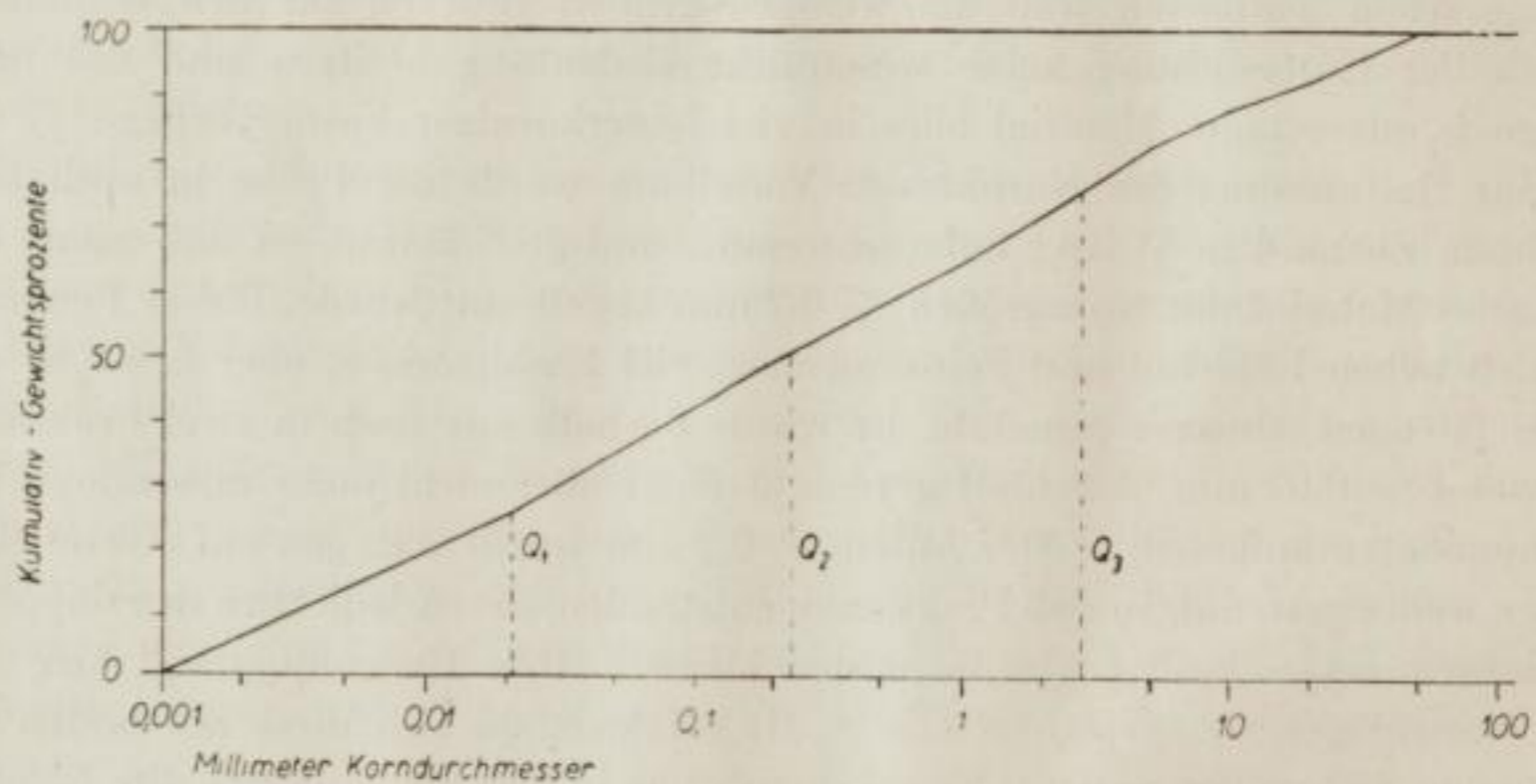


Abb. 3. Kornklassen-Verteilung (Summenkurve) der fossilen Seife

sehen Alpenvorland machte. Wir sehen in diesem schlechten Sortierungsgrad eine weitere Bestätigung dafür, daß es sich bei der fossilen Seife an der Hohwiese eben nicht um eine fluviale Ablagerung handeln kann. Dagegen ist ein solcher Kurvenverlauf typisch für Geschiebemergel, also für Sedimente, die ohne die sortierende Kraft des fließenden Wassers gebildet wurden. Wenn auch unsere Seife direkt nichts mit einer Glazialbildung zu tun hat, so ist doch bei ihr ebenfalls die Durchmischung in plastischem Zustand kennzeichnend. Mit der Vorstellung von der eluvialen Entstehung der Seife stimmt diese Beobachtung also gut überein.

Das Material der fossilen Seife ließ sich, soweit seine Korngröße  $> 0,2$  mm betrug, mit Hilfe von Schwerflüssigkeiten und unter dem Binokularmikroskop weiter in vier Komponenten trennen, deren jede mit rund einem Viertel am Gesamtgewicht beteiligt ist; 27,4 Masse-% verwitterte Tuffbröckchen von rund-

lichem Umriß; 24,1 Masse-% schwere Mineralkörner aus magmatischer Genese; 23,8 Masse-% lose Quarzkörner aus Turon-Sandstein; schließlich 20,2 Masse-% Sandsteinbrocken mit Brauneisen-Bindemittel („Eisenschwarten“), deren größere Stücke durch ihre plattige Form auffallen, da sich bei ihnen Länge zu Dicke im allgemeinen wie 10 : 4 verhält. Brocken von normalem Quadersandstein mit tonigem Bindemittel wurden in der fossilen Seifenlagerstätte im Gegensatz zur rezenten Seife des Bachbettes nicht beobachtet; sie sind hier wegen ihrer leichten Zerstörbarkeit auch nicht zu erwarten. Wie nun jede dieser vier Komponenten auf die einzelnen Kornklassen verteilt ist, soll die Tabelle 2 zeigen, in der jede Komponente auf 100 Masse-% umgerechnet ist.

Auch diese Werte können wir am besten in graphischer Form überblicken. Aus den verschiedenartigen Kurvenverläufen in Abb. 4 muß man folgern, daß jede der vier Komponenten offensichtlich eine andere geologische Vorgeschichte aufzuweisen hat, daß unsere Seife also ein genetisch heterogenes Gemisch darstellen muß.

Tabelle 2. Kornklassen-Verteilung in den vier Komponenten der fossilen Seife (Masse-%)

Kornklassen mm Ø	Quarzsand	Tuffbrocken	Schwer- minerale	Eisen- schwarten
50—20	0,0	0,0	0,0	73,5
20—10	0,8	1,4	18,1	15,4
10—5	3,7	7,9	24,2	5,5
5—2	11,0	41,7	27,3	3,8
2—1	12,0	32,0	12,3	1,3
1—0,5	24,4	12,2	10,2	0,5
0,5—0,2	48,1	4,8	7,9	0,0
	100,0	100,0	100,0	100,0

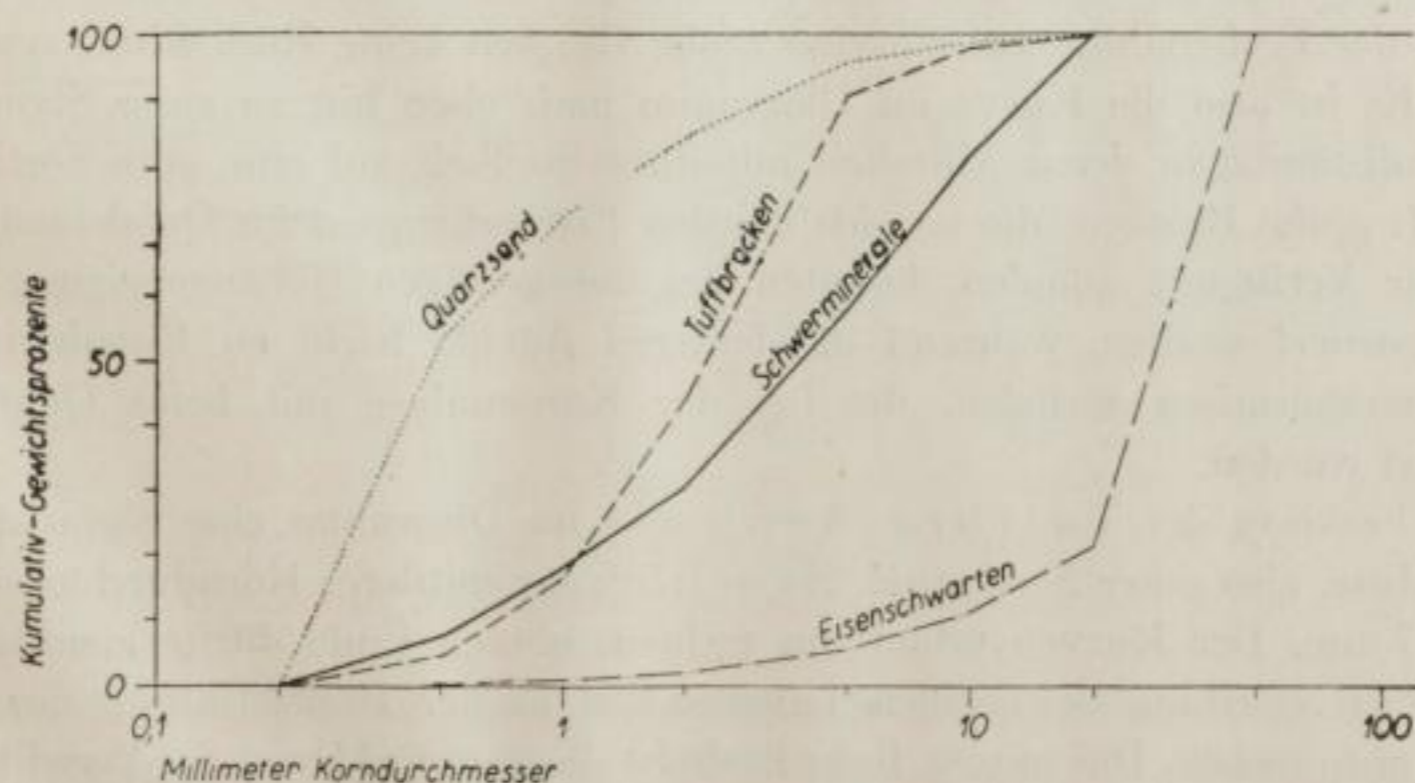


Abb. 4. Kornklassen-Verteilung (Summenkurven) der vier Komponenten aus der fossilen Seife der Hohwiese

Die Fraktion des Quarzsandes zeigt im Diagramm einen auffälligen, einseitig gekrümmten Kurvenverlauf mit der steilsten Stelle am feinkörnigen Ende. Bei seiner Deutung müssen wir daran denken, daß im Diagramm ja nur die Fraktionen  $> 0,2$  mm dargestellt sind, während der Quarzsand, der doch sicher aus turonem Sandstein durch Zerstörung des Bindemittels freigemacht worden ist, auch noch wesentliche Mengen von feinerer Korngröße enthielt. Die Linie müßte also unter die Null-Abszisse verlängert werden, und zwar nun mit entgegengesetzter Krümmung, um den für Flachmeersande üblichen, sigmoiden Verlauf zu zeigen. Zum Beweis wird die Kornverteilungsanalyse eines Quadersandsteines aus der benachbarten Forstabt. 21 des Hinterhermsdorfer Reviers herangezogen. Um einen direkten Vergleich zu ermöglichen, muß man allerdings die Werte des Quarzsandes unserer Seife proportional kürzen bis zur Gleichheit der Summen der Grobsande zwischen 2 mm und 0,2 mm. Aus Tabelle 3 ersieht man, wie groß die Ähnlichkeit ist: vom Ort der Sandstein-Verwitterung bis zur Ablagerung der Sandkörnchen in der Seife hat, soweit die Sandsteinprobe aus Abt. 21 als repräsentativ angesehen werden kann, nur eine unwesentliche Kornauslese (Kornvergrößerung) stattgefunden.

Tabelle 3. Vergleich der Kornklassenverteilung eines Quadersandsteins mit dem Quarzsand der fossilen Seife

Korngrößen mm	$> 2$	2-1	1-0,5	0,5-0,2	0,2-0,1	0,1-0,05	0,05-0,02	$> 0,02$
Sandstein, Abt. 21	n.b.	5,4	13,1	42,2	32,1	4,6	1,2	1,4
fossile Seife	11,1	8,6	17,6	34,6	nicht bestimmt			

Die Fraktion der Eisenschwarten und Eisensandstein-Brocken wird im Diagramm dagegen durch eine durchhängende Kurve dargestellt, deren steilste Stelle am grobkörnigen Ende liegt. Hier müssen wir uns daran erinnern, daß bei der Probenahme auf einzelne grobe Brocken keine Rücksicht genommen wurde. Es ist also die Kurve im Diagramm nach oben hin zu einer Sigmoiden zu vervollständigen, deren Mittelteil mit ihrer Steilheit auf eine gute Sortierung hinweist: grobe Brocken, die an sich bei den Eisenschwarten im Quadersandstein wohl zur Verfügung ständen, konnten bei der geringen Gehängeneigung nicht antransportiert werden, während die feineren Anteile leicht zu Eisenhydroxyd und Quarzkörnchen zerfielen, die bei der Kornanalyse mit beim Quarzsand registriert wurden.

Die Fraktion der Tuffbrocken ergibt im Diagramm eine Sigmoiden mit steiler Mitte, also guter Sortierung ( $So = 1,73$ ); ihr mittlerer Korndurchmesser ist  $d = 5,77$  mm. Der Kurvenverlauf am rechten, oberen Ende dürfte ziemlich gut der Größenverteilung der groben Lavabrocken in der Primärfüllung des Tuffschlotes entsprechen. Das untere, linke Ende ist dagegen wohl von der Verwitterung beeinflusst, denn diese zerstört natürlich am ehesten die kleinsten Lapilli und die Aschenanteile. Der tonige Basaltzersatz ist aber weich und im Wasser quellfähig:

er wurde bei der Korntrennung zerrieben und ging in die Fraktionen  $< 0,2$  mm, die vernachlässigt werden mußten, da ihre Aufteilung in die einzelnen Stoffgruppen eine sehr umständliche Trennung verlangt hätte und dann doch kein wahres Bild von der primären Korngrößenverteilung der Aschen und Feinlapilli ergeben hätte.

Die Fraktion der **Schwerminerale** weist den gestrecktesten Kurvenverlauf auf, besitzt also nicht besonders gute Sortierung ( $S_o = 2,33$ ). Die Linie ist nur schwach sigmoid gekrümmt und hat ihre größte Steilheit in der Mitte. Die Korngrößengruppen entsprechen also einer Gaußschen Wahrscheinlichkeitsverteilung mit recht breitem Maximum. Durch qualitative Prüfung hat sich ergeben, daß der unter 0,2 mm Durchmesser liegende Anteil der Schwerminerale in der Seife gewichtsmäßig zu vernachlässigen ist. Da in einer flächenhaft entwickelten eluvialen Seife bei der an der Hohwiese vorliegenden geringen Gehängeneigung ( $< 5^\circ$ ) nur geringe Transportkräfte wirksam gewesen sein können, ist mit einem wesentlichen Abtransport der Schwermineralkörper kaum zu rechnen. So könnte die Kornverteilung wohl noch einigermaßen den primären Größenverhältnissen der Einsprenglinge im Magma entsprechen. Die mittlere Korngröße läßt sich zu  $d = 2,80$  mm berechnen.

Es wurde nun versucht, die Korngrößenverteilung der einzelnen Minerale der Schwerfraktion getrennt festzustellen, um daraus vielleicht Rückschlüsse auf ihre magmatischen Bildungsverhältnisse ziehen zu können. Jede Kornklasse mußte deshalb mit Hilfe von schweren Lösungen, mittels Handmagnet und einem Elektromagneten von variabler, großer Feldstärke sowie schließlich durch Auslesen von Hand restlos und quantitativ in seine einzelnen mineralischen Bestandteile zerlegt werden — ein mühseliges Unterfangen, das nur dadurch möglich war, daß das Seifenmaterial fast keine verwachsenen Körner aufweist. Tabelle 4 soll zunächst einmal das Mengenverhältnis der verschiedenen Minerale kennzeichnen.

Tabelle 4. Mengenverhältnis der einzelnen Schwerminerale aus der fossilen Seife

	Gramm	Masse-%
Magnetit	134,19	70,4
Titanpyroxene	25,44	13,3
Orthopyroxene	14,59	7,7
Syntagmatit	12,08	6,2
Spinell	4,21	2,2
Zirkon	0,30 <sub>5</sub>	0,2
	190,81 <sub>5</sub>	100,0

Einige der angeführten Mineralbezeichnungen stellen Sammelbegriffe dar, da eine weitere quantitative Aufteilung nicht ratsam schien. So enthält der „M a g n e t i t“ auch Körner von Ilmenit und vereinzelt von Entmischungs-Produkten, die Ilmenit in verschiedenem Verhältnis umfassen; unter „T i t a n p y r o x e n e“ sind

Titanaugite von wechselndem optischen Verhalten zusammengefaßt; „Orthopyroxen“ repräsentiert vorherrschenden Bronzit neben eisenreicheren Orthopyroxenen sowie ihre Umwandlungsstufen zu Bastit, daneben aber auch einzelne Diopsid-Körner mit wechselndem Chromgehalt. Die übrigen Mineralarten sind einheitlich rein.

Tabelle 5. Verteilung der Schwerminerale der fossilen Seife auf die einzelnen Kornklassen (in Masse-%;  $d$  in mm)

Durchm. mm	Ti-Pyrox.	Syntagm.	Magnetit	Spinell	Orthopy.	Zirkon
20—10	6,8	7,7	0,0	0,0	0,0	0
10—5	25,3	17,8	3,7	12,4	4,7	0
5—2	<b>39,4</b>	<b>36,0</b>	<b>44,9</b>	<b>33,5</b>	25,8	8
2—1	16,7	20,4	36,2	23,9	<b>33,3</b>	30
1—0,5	7,7	11,3	11,7	15,8	23,5	<b>54</b>
0,5—0,2	4,1	6,8	3,5	14,4	12,7	8
$d_{\max}$	15	15	9	7	8	4
$d_{\text{mittl}}$	4,5	4,0	2,4 <sub>5</sub>	2,4 <sub>5</sub>	1,9 <sub>5</sub>	1,1

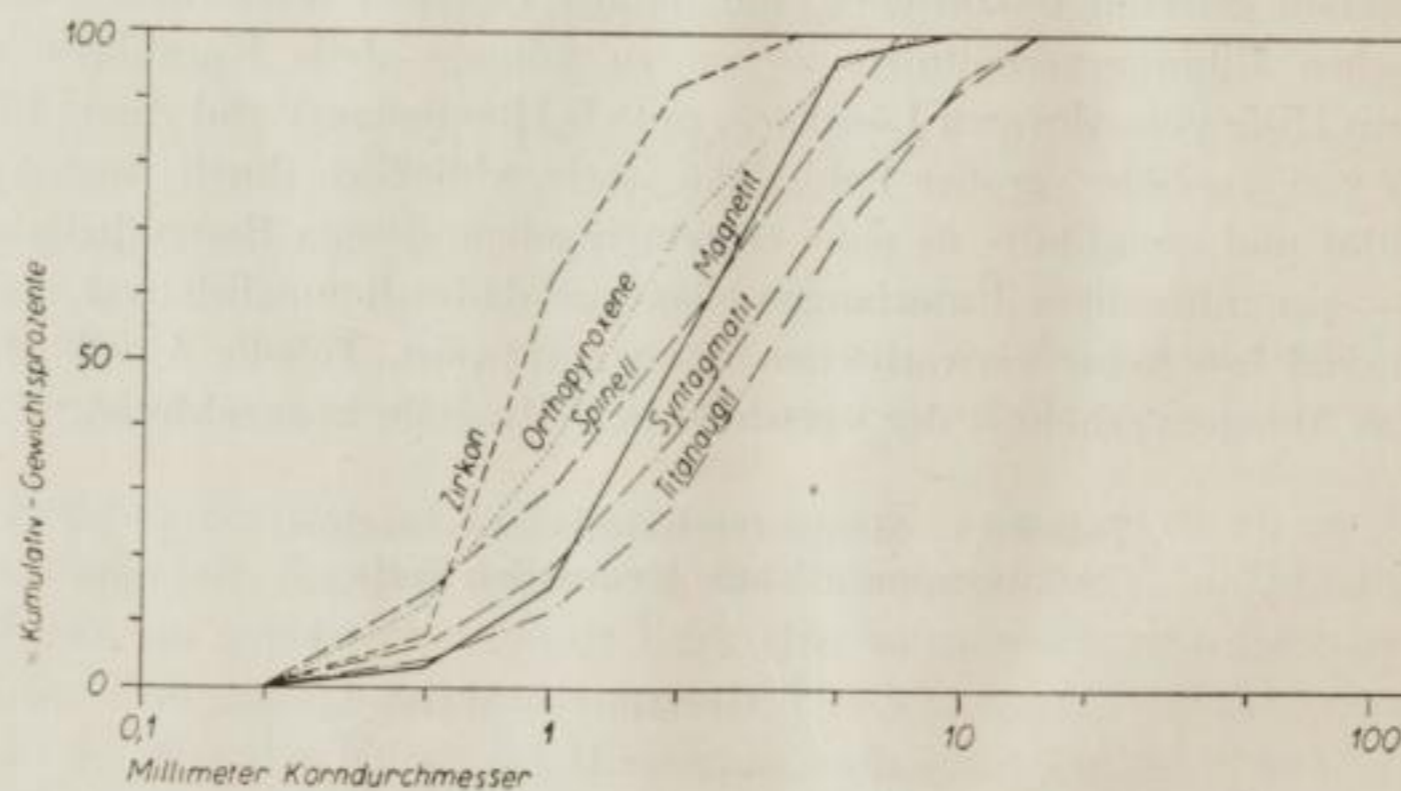


Abb. 5. Kornklassenverteilung (Summenkurven) der einzelnen Schwerminerale aus der fossilen Seife

Die einzelnen Minerale sind aber nun nicht gleichwertig über die verschiedenen Kornklassen verteilt. Tabelle 5 soll darüber Auskunft geben; die Anordnung der Minerale folgt hier der abnehmenden mittleren Korngröße ( $d_{\text{mittl}}$ ).

Aus Tabelle 5 und Abb. 5 läßt sich erkennen, daß Titanpyroxene und Syntagmatit sehr ähnliche Kornverteilung haben: bei beiden erreichen die Kristalle maximal 15 mm Länge und die mittlere Korngröße liegt bei  $\approx 4$  mm. Magnetit und Spinell bilden ein zweites Paar: sie erreichen maximal 7 bis 9 mm, während ihre mittlere Korngröße  $\approx 2\frac{1}{2}$  mm beträgt. Daß die Orthopyroxene (einschließlich Diallag) im Mittel nur knapp 2 mm groß sind, hat seine besondere, genetische Ursache, die später (S. 50) zu besprechen sein wird. Als letzter folgt der Zirkon.

dessen Kristalle in der untersuchten Probe maximal 4 mm Größe erreichen (in anderen Proben finden sich auch etwas größere Kristalle), während das Mittel gar nur bei etwa 1 mm liegt.

Betrachten wir die Form der Mineralkörner, so können wir zwei Gruppen unterscheiden. Einmal solche Kristalle, die im wesentlichen isometrische, kantengerundete Formen zeigen; es sind dies Magnetit, Spinell und Zirkon, also die harten und relativ schlecht spaltbaren Kristalle. Eine zweite Gruppe, die der Pyroxene und Amphibole, weist zwischen gerundeten Kanten oft gut spiegelnde Flächen auf, ja unter den Amphibolen findet man häufig modellscharfe Prismen, denen allerdings die Kopfflächen fehlen. Wenn aber die weicheren Minerale öfters scharfe Kanten und die härteren stets gerundete aufweisen, dann kann diese Ausbildung auf keinen Fall von einem Abrieb durch Wassertransport herrühren. In Dünnschliffen des Muttergesteins Basaltbrockentuff ist zu erkennen, daß alle Schwermineral-Einsprenglinge dort mehr oder weniger korrodierte Umrisse aufweisen. Die Scharfkantigkeit der Amphibol- und Pyroxen-Körner in der Seife kann also nur sekundär sein als Folge der guten Spaltbarkeit dieser Minerale, die durch Bodenfrost und eindringende Verwitterungswässer (Salzausscheidung beim Eintrocknen im Sommer!) beansprucht wurde. In der Tat sind alle auftretenden Flächen nur solche der besten Spaltbarkeit und nie Wachstumsflächen.

Diese Beobachtung schränkt die petrographische Aussagekraft der vorgelegten Kornanalyse insofern etwas ein, als ihre Werte nicht kritiklos direkt auch als Größenverteilung der Einsprenglinge im Magma aufgefaßt werden dürfen. Wohl kann das rechte obere Ende der Kurven in Abb. 5 für die obere Grenze der Einsprenglingsgröße einigermaßen repräsentativ sein; das linke untere Ende wird jedenfalls durch den Zerfall der Kristalle nach ihren Spaltflächen verzerrt dargestellt; der Anteil an kleinen Korndurchmessern dürfte bei Amphibol- und Pyroxen-Einsprenglingen geringer gewesen sein, als die Kurven des Seifenmaterials es darstellen.

Das nur periodisch fließende Rinnsal des Seifengründels nagt auch heute noch am östlichen Ausbiß der fossilen Seifenlagerstätte und führt in Regenzeiten alles bewegliche Material (Lößlehm, Seife, Basaltzersatz) nach und nach mit sich zur Kirnitzsch. Auf der letzten, steilen Strecke des Gründels findet dann eine scharfe Auslese statt, da hier die Transportkraft des Wassers zeitweilig so groß wird, daß nur noch die Schwerminerale und die größeren Quarzkörner der fossilen Seife hinter Sandsteinblöcken im Bachbett zurückgehalten werden. Sie vermischen sich hier in wechselndem Maße mit neuen Quarzkörnern, die aus der Verwitterung des Quadersandsteins stammen, der beiderseits der Schlucht in Felsen ansteht. Da ein Vergleich dieser rezent umgelagerten Seife mit der fossilen vielleicht interessante Einzelheiten über das Transportverhalten der einzelnen Schwerminerale aufdecken könnte, wurde aus mehreren Kolken im untersten Teil des Seifengründels, wenige Meter über dem Niveau der Kirnitzsch eine 10-kg-Sammelprobe (ohne Sandsteinbrocken) entnommen und aufbereitet. Wie zu erwarten war, ist das rezente Seifenmaterial reicher an Schwermineralen, wobei allerdings berücksichtigt werden muß, daß die Konzentration in jedem einzelnen Kolk und zu den verschiedenen Jahreszeiten beträchtliche Unterschiede aufweisen kann.

Tabelle 6. Vergleich der Konzentration der Schwerminerale in beiden Seifen (Masse-%, bezogen auf die bergfeuchten Seifenmassen)

	A) fossil unter Löß	B) rezent im Gründel	Anreicherungs- faktor
Magnetit	6,780%	17,002%	2,51
Titanpyroxene	1,285%	2,088%	1,62 <sub>5</sub>
Orthopyroxene	0,737%	0,614%	0,83
Syntagmatit	0,647%	0,935%	1,44 <sub>5</sub>
Spinell	0,213%	0,650%	3,05
Zirkon	0,015%	0,032%	2,13
Summe	9,677%	21,321%	2,20 <sub>5</sub>

Während die fossile Seife also, bezogen auf die entnommene Probe = 100<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, knapp 10<sup>0</sup>/<sub>0</sub> Schwerminerale enthielt, führt die rezente Seife über 20<sup>0</sup>/<sub>0</sub>. Das ist also eine Anreicherung auf mehr als das Doppelte. Wie die einzelnen Minerale sich dabei verhalten, zeigen die einzelnen Anreicherungs-faktoren: Am stärksten wurde der Spinell angereichert, am wenigsten die Orthopyroxene, die sogar einen gewissen Verlust aufweisen.

Auch die rezente Seife aus dem unteren Teil des Gründels wurde in einzelne Kornfraktionen aufgeteilt, um zu untersuchen, wie sich die verschiedenen Korngrößen der Schwerminerale beim Transport verhalten haben. Das Ergebnis ist in Tabelle 7 dargestellt.

Tabelle 7. Verteilung der Schwerminerale der rezenten Seife auf die einzelnen Kornklassen (in Masse-%;  $d$  in mm)

Durchm.	Ti-Pyrox.	Syntagm.	Magnetit	Spinell	Orthopy.	Zirkon
20—10	6,8	10,3	0,0	0,0	0,0	0
10—5	25,9	<b>45,3</b>	2,5	8,3	2,4	9
5—2	<b>51,5</b>	35,0	<b>53,1</b>	<b>52,9</b>	<b>50,8</b>	<b>53</b>
2—1	12,9	7,2	36,4	22,3	35,3	31
1—0,5	2,2	1,7	7,2	10,2	8,1	5
0,5—0,2	0,7	0,5	0,8	6,5	3,4	2
$d_{\max}$	18	22	9	10	9	6
$d_{\text{mittl}}$	4,9	6,4	2,6	2,9	2,5	2,9

Wir wollen jetzt Tabelle 7 mit der gleichartig aufgebauten Tabelle 5 vergleichen. Zuerst zeigt sich einmal, daß die maximale Korngröße ( $d_{\max}$ ) für alle Minerale in der rezenten Seife etwas höher liegt als bei der fossilen. Das will aber nicht viel besagen, denn da die rezente Probe das zehnfache Gewicht an Schwermineralen enthielt (2,132 kg gegenüber 0,191 kg), ist auch die Wahrscheinlichkeit größer, in ihr einmal ein noch etwas größeres Mineralkorn aufzufinden.



Wichtiger ist der Unterschied in den mittleren Korngrößen ( $d_{\text{mittl}}$ ). Auch hier ist eine eindeutige Steigerung festzustellen, denn im Mittel ist der Korndurchmesser durch den Transport auf den 1,15fachen Wert angestiegen. Das ist an sich kein großer Betrag, wird aber bedeutsam durch seine Konstanz, die alle Minerale betrifft außer Syntagmatit (1,6fach) und Zirkon (2,6fach). Das Ansteigen der  $d$ -Werte wird durch die ausschlämmende Wirkung beim Transport verursacht: die feinen Kornfraktionen werden bevorzugt weggespült, so daß der mittlere Durchmesser der Restkörner steigt. Beim Zirkon läßt sich die extreme Zunahme der Korngröße ( $d_{\text{mittl}}$  der rezenten Seife reicht schon nahe an  $d_{\text{max}}$  der fossilen heran!) allerdings nicht auf diese Weise erklären. Hier müssen wir wohl zugeben, daß die Probemenge bei der fossilen Seife noch nicht genügend groß gewesen ist oder daß sie an einer Stelle gezogen wurde, wo ausnahmsweise nur etwas kleinere Zirkonkriställchen vorkamen. Es ist auch zu bedenken, daß der Zirkon in beiden Proben nur je  $\approx 1$  Promille der Schwerfraktion ausmacht, weshalb seine Werte schon auf kleine Schwankungen recht empfindlich reagieren müssen. Der Zirkon soll also von der folgenden Diskussion ausgeschlossen werden.

Ferner fällt auf, daß die prozentualen Anteile der Hauptfraktion (fette Ziffern) bei allen Mineralen gestiegen sind, durchschnittlich von 35% auf 50%, während die Anteile der darüberstehenden, gröberen Fraktionen keine so auffallende Änderung erfahren haben, ja in einigen Fällen sogar beinahe konstant geblieben sind. Eine schwer erklärbare Ausnahme macht der Syntagmatit, bei dem der Hauptteil in die nächst gröbere Fraktion aufgerückt ist, während beim Orthopyroxen das Absteigen der Hauptfraktion in die nächst feinere Kornklasse sich durch seine Verwachsung mit dem leicht zerstörbaren Bastit erklären läßt.

In Tabelle 6 haben wir gesehen, daß die einzelnen Minerale beim Transport, bezogen auf das Gesamtgewicht der Proben, eine recht verschieden starke, relative Anreicherung erfahren haben. Absolut genommen handelt es sich aber, wie wir oben erkannt haben, um verschieden abgestufte Verluste, deren wirkliche Größe wir allerdings leider nicht rechnerisch erfassen können. Dagegen ist es möglich, relative Minimal-Verluste zu berechnen unter der Annahme, daß das scheinbar am stärksten angereicherte Mineral, der Spinell, sich bei der Umlagerung gerade konstant gehalten hätte. Alle anderen Minerale müssen danach entsprechende Verluste erlitten haben.

Tabelle 8. Minimalverluste der Schwerminerale bei der Umlagerung aus der fossilen in die rezente Seife unter der Voraussetzung, daß der Spinell konstant geblieben ist

	fossil	rezent		Differenz	prozentuale Minimal-Verluste
	Masse-% <i>A</i>	Masse-% <i>B</i>	reduziert <i>B'</i>		
Magnetit	6,780	17,002	5,570	—1,210	—17,8%
Titanpyroxene	1,285	2,088	0,684	—0,601	—46,8%
Orthopyroxene	0,737	0,614	0,202	—0,535	—72,6%
Syntagmatit	0,647	0,935	0,306	—0,341	—52,7%
Spinell	<b>0,213</b>	0,650	<b>0,213</b>	0,000	<b>0,0%</b>



Tabelle 9. Die wahrscheinlichen Verluste bei der Umlagerung aus der fossilen in die rezente Seife, verglichen mit den physikalischen Daten der beteiligten Schwerminerale

	Dichte	Härte	Spaltbarkeit		Zerstörbarkeit	$(D - 1) \cdot Z \cdot k$	wahrsch. Verluste
	$(D - 1)$	$H$	Form	Güte	$Z$	$(k = -7)$	$W$
Spinell	2,87 <sub>5</sub>	8	{111}	schlecht	1	-20	-20%
Magnetit	3,89	6	{111}	schlecht	1 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	-34	-34%
Titanpyroxene	2,38	6	{110}	gut	3 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	-58	-57 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> %
Syntagmatit	2,27	5	{110}	vollk.	4	-63 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	-61 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> %
Orthopyroxene	2,27	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	{110} {100}-Lamell. + Bastitbildung	deutl.,	5	-79 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	-78%

In Tabelle 9 ist in der drittletzten Kolonne der Begriff „Zerstörbarkeit“ eingeführt als ein vorläufig nicht exakt faßbarer Wert, der vor allem die Güte der Spaltbarkeit und der Ablösungsflächen an Entmischungslamellen, untergeordnet aber auch die Härte und den Verwitterungszustand, in einer gemeinsamen Zahl darstellen soll. Mit ihrer Hilfe können wir einen Ausdruck bilden, der die Zusammenhänge zwischen den wahrscheinlichen Verlusten  $W$  und den für Transportverluste verantwortlichen Meßdaten aufzeigt:

$$W = (D - 1) \cdot Z \cdot k.$$

Daß es sich hierbei nicht um eine wissenschaftliche Gleichung, sondern nur um eine empirische Formel handelt, merkt man sofort bei der Kontrolle der Dimensionen. Immerhin scheint sie nützliche Dienste leisten zu können, sobald wir für einen konkreten Transportfall die Konstante  $k$  kennen, die selbstverständlich für jeden Aufbereitungsvorgang eine andere ist. Wir gewinnen  $k$  dadurch, daß wir die Zerstörbarkeit des widerstandsfähigen Minerals gleich 1 setzten. Damit finden wir für das Seifengründel den Wert  $k = -7$ . Setzen wir in den folgenden Zeilen der Tabelle 9 diese Größe ein, so ergeben sich Werte der Zerstörbarkeit, die es gestatten, die einfache qualitative Reihung steigender Verluste in eine Abfolge mit quantitativ festgelegten Abständen umzuwandeln. Man sieht, daß zwischen Spinell und Magnetit offenbar nur ein ganz kleiner Unterschied besteht, daß dagegen die Inosilikate mit großem Abstand folgen. Titanpyroxene und Syntagmatit stehen wiederum recht nahe beieinander; die Orthopyroxene sind merklich leichter zerstörbar, da sie wegen ihrer Entmischungslamellen und der Bastitbildung leichter auf Schlag reagieren.

## 6. Beschreibung der Schwerminerale

### Titanaugit

Die Titanaugite sind im Konzentrat der Seifen als rissige, stumpf schwarze Körner mit betonten *P r i s m e n* flächen  $\{110\}$  (= Spaltflächen) gekennzeichnet. Primär angelegte Kopfflächen der Kristalle kann man nicht mehr erkennen, vielmehr tritt an ihre Stelle eine gestufte, aus alternierenden Spaltflächen zusammengesetzte Rundung. — Die *D i c h t e* wechselt je nach dem Erhaltungszustand der Kriställchen in gewissen Grenzen: an etwas unfrisch erscheinendem Material mißt man nur  $D = 3,285$ , während offensichtlich frische Kriställchen eine Reihe zwischen den Endwerten  $D_{\text{u}} = 3,34$  und  $3,38$  ergaben (mittels schwerer Lösung fraktioniert und im Pyknometer an je  $\approx 250$  mg Material bestimmt). Es gibt derzeit noch kein Diagramm, das es gestatten würde, aus der gemessenen Dichte auf die chemische Zusammensetzung eines Titanaugits zu schließen. Benützen wir dafür unter Vorbehalt in erster Annäherung die für Diopsid/Hedenbergit aufgestellte Kurve, so würden wir im ersten Fall eine Zusammensetzung  $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{38}\text{Fe}_{12}$ , im zweiten  $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{33}\text{Fe}_{17}$  ermitteln. Das entspricht aber recht gut den Ergebnissen chemischer Analysen der normalen Titanaugite.

In Dünnschliffdicke werden die Titanaugit-Kriställchen der Seife mit etwas verschiedenen *F a r b e n* durchsichtig: von lilabräunlich über neutralgrau bis grünlichgrau. Der *P l e o c h r o i s m u s* ist jeweils unauffällig. Es ist nicht angängig,

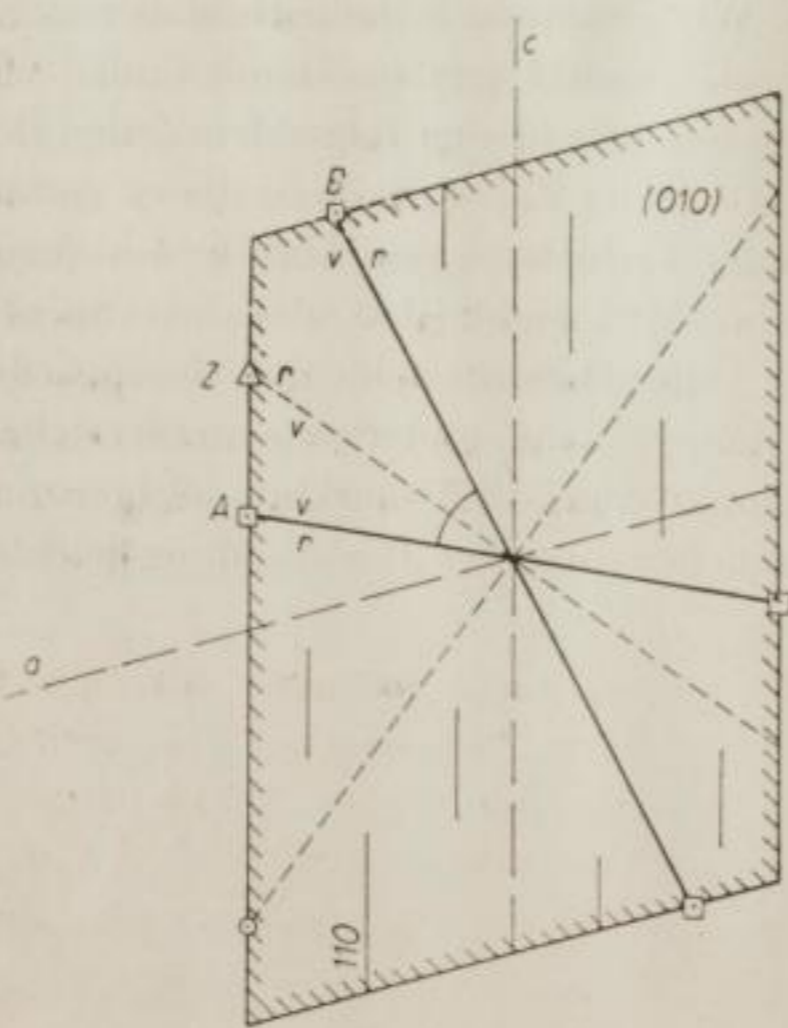


Abb. 6. Optische Orientierung des Titanaugits der Seife, Schnitt parallel (010)

aus dem Auftreten unterschiedlicher Färbung auf sehr verschiedene chemische Zusammensetzung zu schließen, denn es dürfte einigermaßen sicher sein, daß sie eher von der Wertigkeit des anwesenden Titans abhängig ist: Titan(III) ergibt in Kombination mit Eisen(III) typisch lilabraune Töne, während Titan(IV) zusammen mit Eisen(III) und Eisen(II) grün färbt. Solche Redox-Differenzen erscheinen aber bei der Tuffnatur des geologischen Körpers einigermaßen plausibel.

Die Ebene der optischen Achsen definiert die Lage der nicht konservierten Flächen  $\{010\}$ . In Präparaten parallel (010) kann man die *Auslöschungsschiefe* messen, wegen der kräftigen Dispersion am besten in monochromatischem Licht (Bild 6).

Es ergeben sich an den verschiedenen Körnern etwas unterschiedliche Werte:  $ZAc = +48^\circ, +55^\circ, +58^\circ$ . Meßserien an zwei Präparaten unter Benützung von vier Wellenlängen (Interferenzfilter) sollen den Betrag der Dispersion der spitzen Bisektrix darlegen.

Tabelle 10  
Dispersion der Auslöschungsschiefe  $ZAc$   
in zwei verschiedenen Titanaugit-Kristallen

$\lambda$ m $\mu$	Krist. I	Krist. II
442	57,35°	50,5°
509	56,1°	50,2°
588	55,15°	48,7°
649	54,55°	48,25°
Dispers. $\lambda$ 450—650	2,80°	2,25°

Schließlich wurden noch Größe und Dispersion des optischen *Achsenwinkels* bestimmt. Hierzu mußten von einer Anzahl von Körnern Dünnschliffe etwa parallel zu der (nicht ausgebildeten) Fläche (101) hergestellt werden. Ihre genaue Orientierung sollte erst auf dem Universal-Drehtisch erfolgen. Drei der Präparate lagen günstig genug, daß man beide optischen Achsen direkt einmessen konnte, und zwar unter Benützung von zehn gleichmäßig über die Breite des Spektrums verteilt ausgewählten Interferenzfiltern (*Schott*). Die Lage der optischen Achsen wird in der Tabelle 11 in interpolierten Werten aller 50 m $\mu$  angegeben; als Bezugspunkt der Neigungen dient die Lage der (durch Winkelhalbierung gefundenen) spitzen Bisektrix  $Z$  bei  $\lambda = 550$  m $\mu$ . In der Abb. 7 sind die Ergebnisse dann graphisch dargestellt.

Aus Tabelle 11 und Abb. 7 erkennen wir, daß die Krümmung der Kurven für die spitze Bisektrix und die optische Achse  $B$  der Titanaugite in der Reihenfolge von Kristall 1 bis Kristall 3 stetig zunimmt, während sich gleichzeitig die Krümmung der Kurven für die Achse  $A$  stetig vermindert, ja bei Kristall 3 sogar etwas ins Gegenteil verkehrt. Der Gesamteffekt ist, daß die Dispersion des optischen Achsenwinkels  $2V_z$ , gemessen zwischen  $\lambda = 400$  und  $700$  m $\mu$ , mit  $\approx 6^\circ$  nahezu

Tabelle 11. Lage der optischen Achsen *A* und *B* und der spitzen Bisektrix *Z* in drei Titanaugit-Kristallen vom Seifengründel

Wellenlänge $\lambda$ m $\mu$	Kristall 1			Kristall 2			Kristall 3		
	<i>A</i>	<i>Z</i>	<i>B</i>	<i>A</i>	<i>Z</i>	<i>B</i>	<i>A</i>	<i>Z</i>	<i>B</i>
400	-28,8°	-0,7°	+27,4°	-26,3°	-1,5°	+23,2°	-27,4°	-2,2°	+23,0°
450	-29,4°	-0,4°	+28,6°	-26,6°	-0,8°	+25,0°	-27,3°	-1,2°	+24,9°
500	-29,9°	-0,1°	+29,6°	-26,8°	-0,3°	+26,1°	-27,2°	-0,5°	+26,2°
550	-30,2°	0,0°	+30,2°	-27,0°	0,0°	+27,0°	-27,1°	0,0°	+27,1°
600	-30,5°	+0,1°	+30,7°	-27,1°	+0,2°	+27,6°	-27,1°	+0,4°	+28,0°
650	-30,6°	+0,2°	+31,1°	-27,2°	+0,4°	+28,1°	-27,1°	+0,8°	+28,8°
700	-30,7°	+0,4°	+31,4°	-27,2°	+0,6°	+28,4°	-27,1°	+1,1°	+29,4°
Dispers. $\lambda$ 400-700	1,9°	1,1°	4,0°	0,9°	2,1°	5,2°	0,3°	3,4°	6,4°

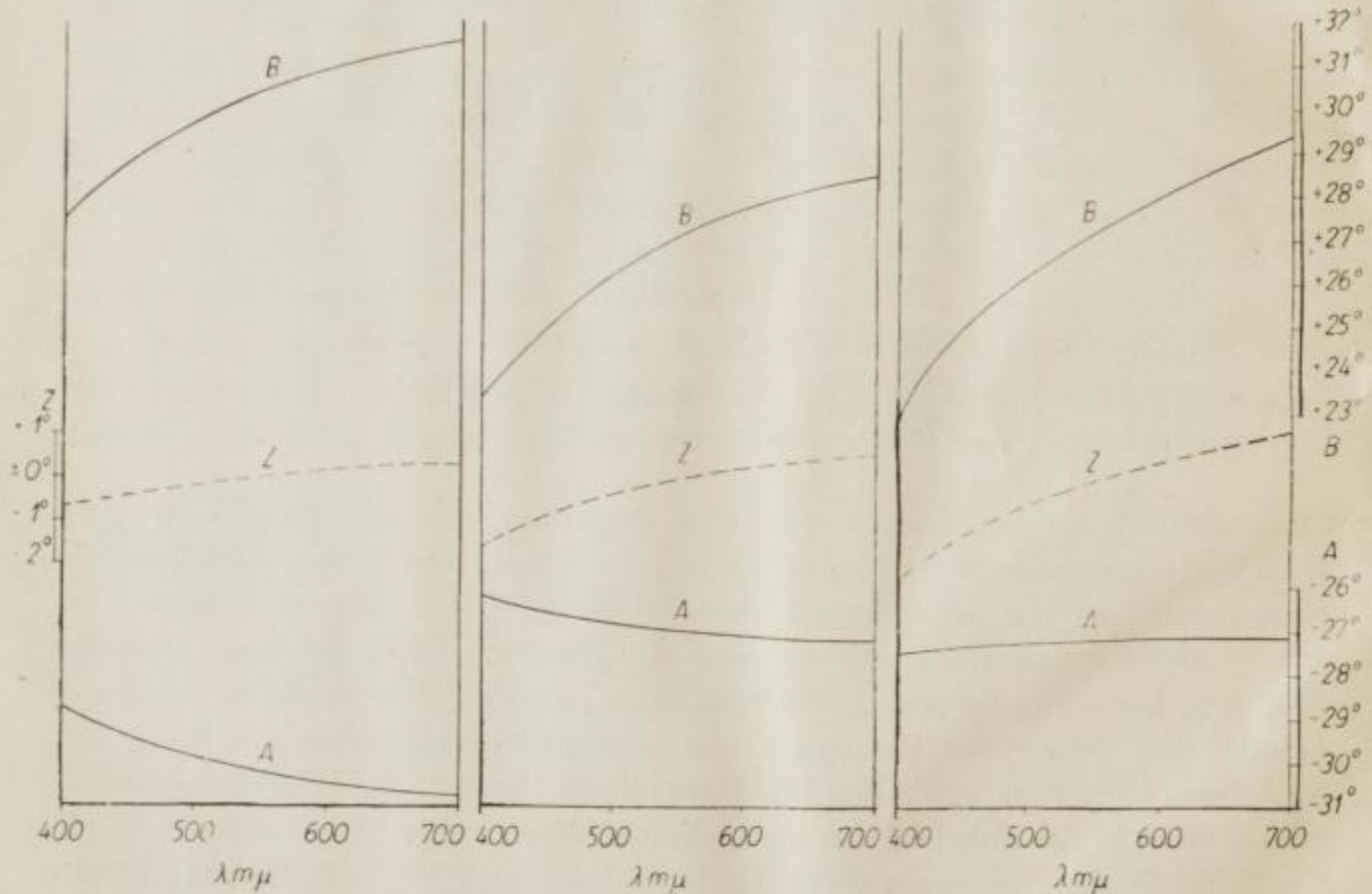


Abb. 7. Graphische Darstellung der in Tabelle 11 gegebenen Werte

konstant bleibt (stets  $r > v$ ). In der absoluten Größe des Achsenwinkels unterscheidet sich dagegen Kristall 1 von den beiden anderen:  $2V_z$  ist hier  $60,5^\circ$  gegenüber  $54,0^\circ$  und  $54,3^\circ$  (alle Werte bei  $\lambda = 550$  m $\mu$ ). Es ist zu vermuten, daß die Größe von  $2V_z$  vom Gehalt an Titan abhängt, wie Claussen (1941) statistisch ermittelte. Die davon unabhängige Änderung der Achsendispersion bei konstant bleibender Achsenwinkeldispersion könnte auf die wechselnden Gehalte an Alu-

minium, Eisen(III) und/oder Natrium zurückgeführt werden. Da Dispersionsmessungen der optischen Richtungen im Gegensatz zur Messung der Dispersion der Lichtbrechung auch in einem Dünnschliff an ausgesuchten Einsprenglingen auf dem U-Tisch leicht ausgeführt werden können, sollte diesem Problem künftig bei der Beschreibung von Titanaugiten mehr Beachtung geschenkt werden. Systematische Untersuchungen sollen in Freiburg durchgeführt werden.

Unter Berücksichtigung aller optischen Beobachtungen dürfte der Klinopyroxen der Seife mit etwa 3 Masse-%  $\text{TiO}_2$  an die Grenze zwischen Titanaugit und Basaltischem Augit zu stellen sein.

### Syntagmatit

Im Schwermineral-Konzentrat fallen die Syntagmatit-Körner durch ihre Größe und besonders durch ihre glänzenden Flächen auf. Es handelt sich um Spaltstücke mit  $55\frac{1}{2}^\circ$  Kantenwinkel, der vom Prisma  $\{110\}$  gebildet wird. Ihre Länge überschreitet selten zwei Zentimeter. Primär gewachsene Kristallflächen konnten an keinem Korn erkannt werden. Ihre Farbe ist schwarz, im Vergleich zum Magnetit mit deutlich braunem Ton. Die Dichte wurde an ausgesucht frischen, glänzenden Bruchstücken zu  $D_{40} = 3,27$  bestimmt; rissige Kristalle kommen nur auf  $D = 3,155$ . Soweit unsere spärlichen Kenntnisse über die Dichtevariation innerhalb der Titanhornblenden reichen, entspricht diesem Wert eine Zusammensetzung  $\text{Mg}_{70}\text{Fe}_{30}$ .

Im Dünnschliff parallel (010) erkennt man die zwei Scharen von wohlausgebildeten Spaltrissen nach  $\{110\}$ , außerdem aber kurze, absätzliche Spaltrisse, die einer Fläche ( $\bar{h}0l$ ) entsprechen. Da die c-Achse unter  $\approx 60^\circ$  geschnitten wird, kann es sich nur um eine bisher wohl noch nicht beschriebene Spaltbarkeit parallel (302) handeln. Röntgenographisch wird bei Amphibolen der Reflex ( $\bar{6}04$ ) als starke Linie angegeben. Der Abstand dieser Netzebenen ist also recht klein, die Wahrscheinlichkeit einer Spaltbarkeit in dieser Richtung dementsprechend gering. Daß sich in unserem Falle doch Spaltrisse bilden konnten, ist wohl auf die schnelle Abkühlung im Tuffschlot in Kombination mit der chemischen Zusammensetzung zurückzuführen.

Die Eigenfarbe unseres Syntagmatits ist auch in Schliffdicke noch ziemlich kräftig, der Pleochroismus recht ausgeprägt, wie das ja bei Titanhornblenden üblich ist: X = hell bräunlichgelb, Y = rosabraun, Z = dunkel bräunlichgrün; Absorptionsschema:  $X < Y < Z$ . Es erwies sich als recht schwierig, die Höhe der Lichtbrechung festzustellen, da die intensive Färbung daran hindert. Die Doppelbrechung konnte in einem dünnen Schliffpräparat zu  $\Delta = 0,031$  gemessen werden, während sie bei  $\text{Mg}_{70}\text{Fe}_{30}$  eigentlich nur = 0,027 betragen sollte. Die Differenz ist auf eine geringe Oxydation des Eisens bei der Eruption zurückzuführen.

Die optische Achsenebene liegt selbstverständlich parallel (010). Schliffe parallel zu dieser Ebene lassen eine Auslöschungsschiefe  $ZAc = +6^\circ$  bis  $+8^\circ$  erkennen (Messung bei  $\lambda = 550 \text{ m}\mu$ .)

Um die Größe und Dispersion des optischen A c h s e n w i n k e l s festzustellen, wurden einige Kristalle zu Dünnschliffen etwa parallel (100) verarbeitet. Auf dem U-Tisch wurden die Präparate justiert und die optischen Richtungen eingemessen. Bezugsrichtung ist die Normale zur Fläche (100). Die verschiedenen Kristalle ergaben voneinander abweichende Werte des optischen Achsenwinkels, etwa zwischen  $2V_x = 70^\circ$  bis  $83^\circ$ , stets  $v > r$ . Die Lage der optischen Achsen wurde im monochromatischen Licht gemessen unter Benützung von zehn Schott-Interferenzfiltern. Die daraus entworfenen Dispersionskurven zeigten keinen gleichmäßig gekrümmten Verlauf, an einem Schliff sogar eine deutliche Ausbeulung, deren genaue Form aber bei dem Abstand der benützten Wellenlängen nicht genau fest-

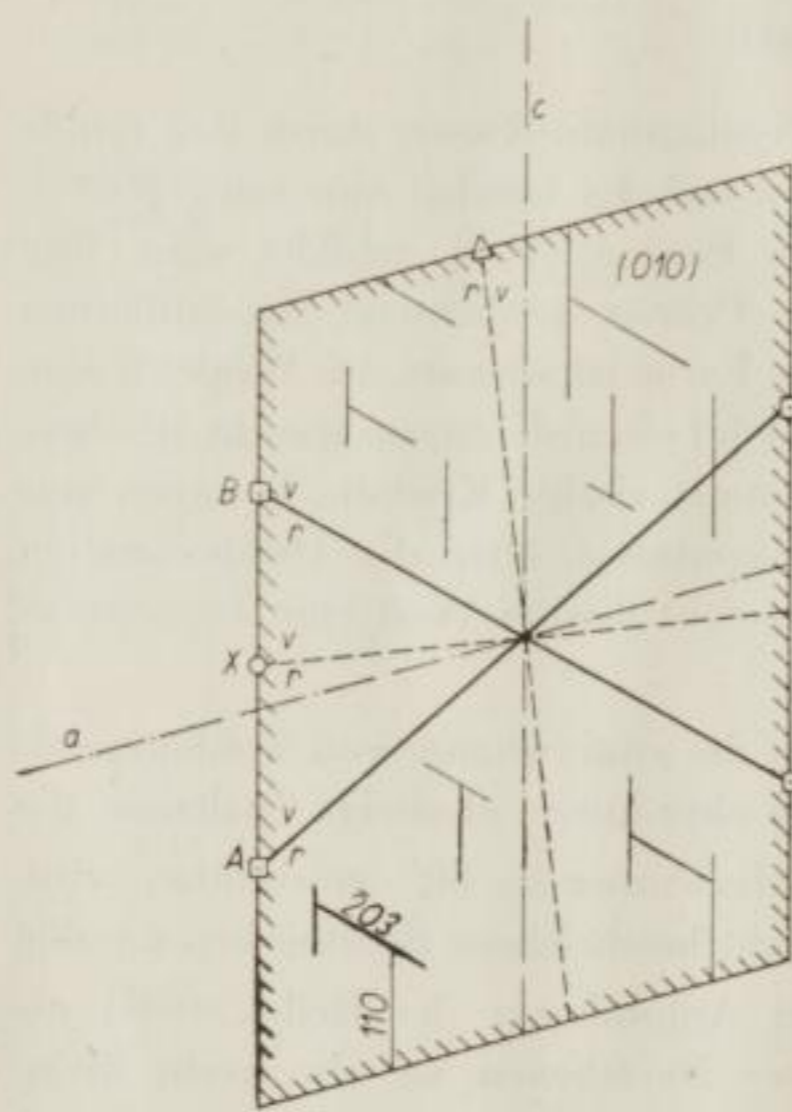


Abb. 8. Optische Orientierung des Syntagmatits der Seife, Schnitt parallel (010)

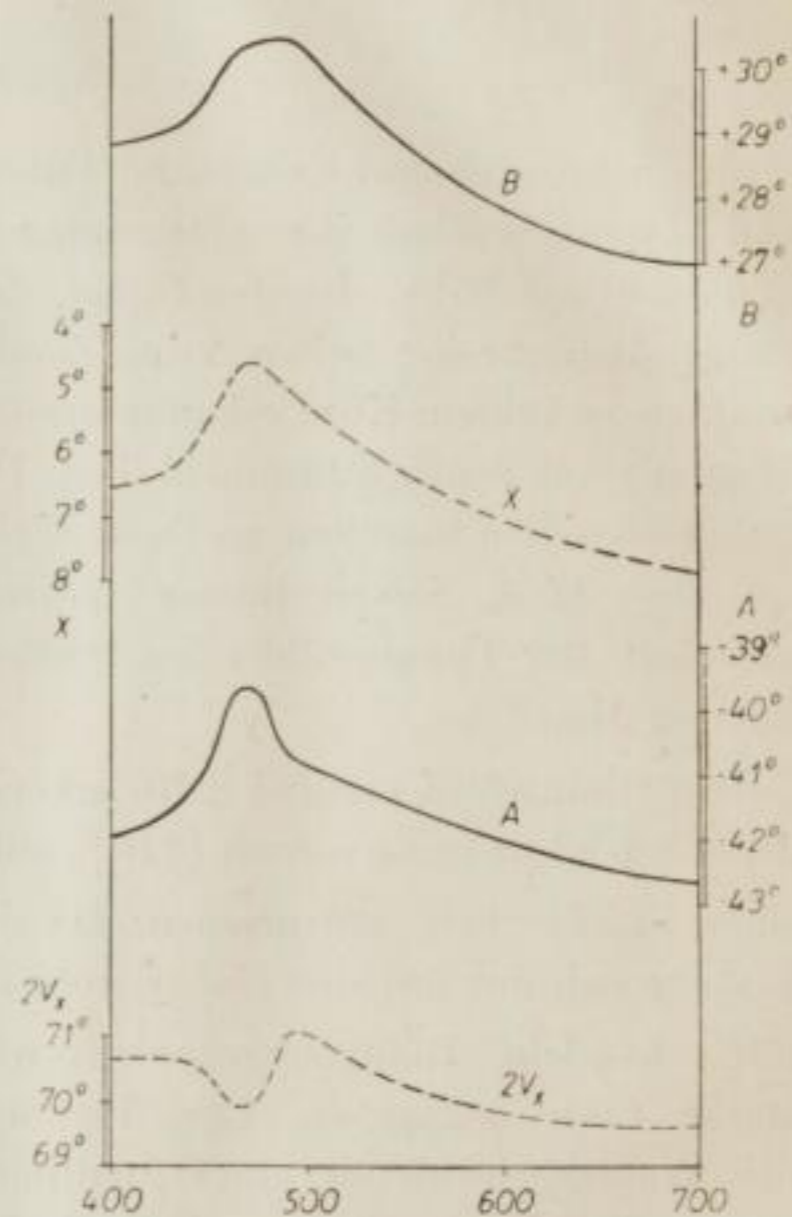


Abb. 9. Graphische Darstellung der in Tabelle 12 gegebenen Werte

gelegt werden konnte. Der Schliff mußte deshalb noch einmal genauer vermessen werden: Schott-Verlauffilter von  $20 \text{ m}\mu$  Halbwertsbreite, Einstellung aller  $10 \text{ m}\mu$ , Winkel jeweils aus 20 Beobachtungen gemittelt. Das erstaunliche Ergebnis dieser zeitraubenden Messungsreihe ist in Tabelle 12 und Abb. 9 dargestellt.

Zwar zeigen alle drei Dispersionskurven im Bereich  $\lambda = 700$  bis  $500 \text{ m}\mu$  einen normalen Anstieg, wie er bei titan- und aluminiumreichen Amphibolen und Pyroxenen üblich ist, doch gehen die Kurven bei den anschließenden kürzeren Wellenlängen in Gegenkrümmung über, nachdem wenigstens für die optische Achse A zuvor ein kurzer Steilanstieg zu beobachten ist. Der erste Wendepunkt liegt für A und X bei  $\lambda = 480$ , für B bei  $\lambda = 500 \text{ m}\mu$ . Bei  $\lambda = 470 \text{ m}\mu$  bzw.  $480 \text{ m}\mu$  wird der Scheitelpunkt durchlaufen, und die Dispersion nimmt bei kürzeren



Tabelle 12. Lage der optischen Achsen  $A$  und  $B$  und der spitzen Bisektrix  $X$  in einem ausgesuchten Syntagmatit-Kristall vom Seifengründel

$\lambda$ m $\mu$	$A$	$X$	$B$	$2 V_x$
400	-41,87	-6,52	+28,82	70,69°
410	,83	,49	,85	,68
420	,72	,39	+28,94	,66
430	,58	-6,25	+29,08	,66
440	-41,26	-5,97	,32	,58
450	-40,73	-5,52	+29,68	70,41
460	-39,82°	-4,85°	+30,12°	69,94°
470	,60	,62	,36	69,96
480	-39,92	-4,75	,42	70,34
490	-40,64	-5,11	,41	71,05
500	,84	,32	+30,19	71,03
510	-40,98°	,56°	+29,86°	70,84°
520	-41,10	,78	,54	,64
530	,21	-5,99	+29,23	,44
540	,32	-6,17	+28,97	,29
550	,43	,34	,74	,17
560	,54°	,50°	,53°	70,07°
570	,64	,65	,33	69,97
580	,74	,80	+28,14	,88
590	,84	-6,93	+27,97	,81
600	-41,94	-7,06	,81	,75
610	-42,03°	,18°	,67°	,70°
620	,12	,29	,54	,66
630	,21	,39	,43	,64
640	,29	,47	,34	,63
650	,36	,55	,26	,62
660	,42°	,61°	,19°	,61°
670	,48	,67	,13	,61
680	,53	,73	,07	,60
690	,58	,78	+27,02	,60
700	-42,62	-7,82	+26,97	69,59
Dispers.	0,75°	1,30°	1,85°	1,10°

Wellenlängen anomal ab. Da die Messungen immerhin mit einer Halbwertsbreite von  $\approx 20$  m $\mu$  gemacht wurden, sind die Angaben über Höhe und Krümmungsradius der Scheitel nur als vorläufige Annäherung zu betrachten. Die Beobachtungen sollen später mit wesentlich kleinerer Halbwertsbreite wiederholt werden, um zu entscheiden, ob sich nicht hinter den abgerundeten Scheitelpunkten eine wesentlich höher reichende, scharfe Zacke verbirgt, die nur wegen der integrierenden Wirkung der großen Halbwertsbreite nicht zu erkennen war.

Aus den für die Achsen  $A$  und  $B$  eingemessenen Lagen kann man die Größe des optischen Achsenwinkels bei wechselnden Wellenlängen berechnen. Die zugehörige Kurve in Abb. 9 erweckt den Anschein, als ob in eine normale Dispersionskurve zwischen  $\lambda = 440$  und  $550 \text{ m}\mu$  ein anomales Stück eingeschaltet wäre. Ein derartiger Verlauf der Achsenwinkel-Dispersion ist schon lange bei Kristallen bekannt, die ein ausgeprägtes Absorptionsband besitzen, wie es erstmalig wohl *Dufet* (1901) am Neodymsulfat erkannt hat. An gesteinsbildenden, farbigen Silikaten ist eine ähnliche Erscheinung aber bisher wohl noch nie nachgewiesen worden.

In den Absorptionskurven unseres Syntagmatits [Schnitt parallel (100), Strahlrichtung  $\perp (100) \approx //X$ . Polarisations Ebene  $//Y$  und  $\perp Y$ ] wurden allerdings bei den Wellenlängen  $\lambda = 470$  bis  $490 \text{ m}\mu$  nur schwache, aus dem allgemeinen glatten Kurververlauf wenig hervortretende Banden beobachtet. Jedoch ist über die genaue Lage der Absorptionsfläche im Kristall und über ihre Dispersion noch nichts bekannt.

### Orthopyroxene

Die *Orthopyroxene* fallen im Konzentrat schon durch ihre hellere Farbe auf: je nach der chemischen Zusammensetzung und dem Zersetzungsgrad wechselt sie von schwärzlich grün über tief „tombakbraun“ bis zu gelblichem Grün. Oft verrät ein leichtes Schillern die Anwesenheit von Entmischungslamellen.

Kristallflächen sind an den weitgehend gerundeten Körnern nicht zu erkennen. *Spaltflächen* nach  $\{110\}$  und nach  $\{010\}$ , die man im Dünnschliff als ab-sätzige, mäßig gut ausgebildete Risse erkennt, treten am Korn kaum hervor. Dagegen ist eine Teilbarkeit nach (100), auf der auch der Schiller auftritt, an den meisten Körnern durch ebene Flächen verwirklicht. Im Schliff erkennt man, daß parallel (100) viele glatte *Entmischungslamellen* aus Diopsid eingelagert sind; sie können schätzungsweise bis 30% des Kristallvolumens ausmachen. Der feine Wechsel der Lamellen erschwert die Messung optischer Konstanten. Wenn in einem Korn die Lamellen nach dem Rande hin auskeilen und einem klaren Orthopyroxen-Saum Platz machen, handelt es sich offenbar nicht um Bruchstücke, sondern um vollständige Kristalle, die auch am Ort ihrer Bildung nicht größer gewesen sein können. Entmischungslamellen solcher Art sind für plutonische Gesteine kennzeichnend. — Während die Diopsid-Entmischung in allen untersuchten Kornschnitten, wenn auch in wechselnder Menge und Feinheit auftritt, sind Entmischungslamellen von Ilmenit nach (100) nur in einzelnen Kristallen nachweisbar.

Aus einer größeren Portion von Körnern wurden die offensichtlich unfrischen, helleren ausgelesen. Der Rest wurde mittels schwerer Lösung fraktioniert. Etwa ein Drittel davon war schwerer als 3,31 und zeigte die schwärzlich grüne Farbe, zwei Drittel waren leichter und erschienen dunkelbraun. An extremen Fraktionen von je 250 mg wurde die *Dichte* im Pyknometer bestimmt: Die maximale Dichte  $D = 3,49$  deutet auf einen *Hypersthen* von  $F_{837}$  hin; die minimale  $D = 3,27$  auf einen *Enstatit* von  $F_{809}$ . Die Orthopyroxene unserer Seife gehören also bei ziemlicher Variationsbreite vorwiegend zu den magnesiumreichen *Bronziten* zwischen  $F_{810}$  und  $F_{815}$ .

Die Ebene der optischen Achsen liegt parallel zu den Entmischungslamellen // (100). Bei den Ferrosilit-reicheren Körnern war die Lamellierung so fein und dicht, daß keine weiteren Messungen möglich waren. Drei gröber lamellierte Körner von brauner Farbe ergaben optische Achsenwinkel von  $2V_z = 74^\circ$ ,  $82^\circ$  und  $87^\circ$ , das sind 6, 10 und 12 Mol-% Ferrosilit.

### Diopsid

In den Schwermineralkonzentraten tritt Diopsid nur sehr selten auf. Er konnte deshalb nicht gesondert abgetrennt und in der Verteilungsstatistik geführt werden, sondern wurde mit bei den Orthopyroxenen registriert, denen er sich in seinem Verhalten bei der Separation anschließt. Diese Zuordnung ist um so eher zu verantworten, als es sich ja bei beiden Mineralen um die gleiche Genese als untergeordnete Komponenten dunitischer Plutonite handelt.

Primäre Kristallflächen lassen sich an den vorliegenden Diopsidkörnern nicht erkennen, wohl aber zeigen die rundlich begrenzten Körner Reflexe von Spaltflächen nach {110}. Diese bilden bei der Einmessung eines Dünnschliffs auf dem U-Tisch einen Winkel von  $93^\circ$ , halten aber stets nur über kurze Erstreckung durch. Zusätzlich zeigen sich hier noch vereinzelt Spaltrisse nach (010) und (100), die beide zwar auch nur kurz sind, aber sehr scharf und gerade verlaufen. Auffallend sind die vielen, feinen Entmischungsplättchen von Ilmenit, die parallel (010) eingelagert sind, während analoge Lamellen nach (100) nur spärlich auftreten. Alle diese Lamellen durchschwärmen den Diopsid recht dicht; infolge ihrer Kleinheit wirken sie sich aber kaum auf die Teilbarkeit der Kristalle aus. Man kann das Mineral daher auch nicht als Diallag bezeichnen, zumal Entmischungslamellen von Orthopyroxen durchaus fehlen.

Oft fallen die Diopsidkörner im Konzentrat schon durch ihre chromgrüne Farbe auf. Bei genauem Zusehen gibt es aber mindestens ebenso viele Diopsidkörner von normaler, blaß grünlicher Farbe. In Schliffdicke ist von der Chromtönung nichts mehr zu bemerken. — An optischen Daten wurden zur Kennzeichnung nur bestimmt: die Auslöschungsschiefe  $ZAc = 40^\circ$  bis  $42^\circ$ ; der Winkel der optischen Achsen  $2V_z \approx 55$  bis  $56^\circ$ . Die geringe Dispersion ist ein weiterer Unterschied gegen den Titanaugit.

### Olivin

Die Olivinkörner, die sich in Dünnschliffen des Basaltbrockentuffs recht häufig finden, haben, wie auf S. 48 angegeben ist, eine Zusammensetzung um  $Fa_{19}$ . Sie verwittern bei der Seifenbildung so schnell, daß man in den Konzentraten kaum mehr etwas von ihnen merkt. In einem einzelnen Körnchen wurde der Achsenwinkel zu  $2V_x \approx 85^\circ$  gemessen, so daß hier ein Chrysolith mit  $\approx 23$  Mol-% Fayalitgehalt vorliegen dürfte. Es ist zu vermuten, daß dieses Kriställchen kein Basalteinsprengling war, sondern daß es aus einem dunitischen Plutonit stammt.

### Pyrop

In der 2-kg-Probe der fossilen Seife fand sich ein einziges, rundliches Körnchen von kräftig roter Farbe. Da in der Literatur immer wieder auf die Angabe von Breithaupt (1868) Bezug genommen wird, daß sich in der Freiburger Mineraliensammlung ein Rubinkörnchen mit der Tracht  $\{11\bar{2}0\}$ ,  $\{0001\}$  befindet, das nach der Beschriftung (ded. Gössel, 1831) vom Seifengründel stammen soll, wurde die Dichte unseres, leider nur 25 mg schweren, neuen Körnchens nach der Schwebemethode bestimmt. Es ergab sich:  $D = 3,69$ . Es handelt sich also eindeutig um einen *Pyrop*, der rund 20 Mol-% Almandin enthält. Da das Körnchen bei der Zerstörung des Dresdner Mineralogisch-Geologischen Instituts im Jahre 1945 verloren ging, konnten weitere Identitätsmessungen, die noch beabsichtigt waren, nicht mehr durchgeführt werden.\* Von zwei Dresdner Liebhaber-Mineralogen, die größere Materialmengen aus dem Seifengründel verwaschen hatten, wurde uns aber das seltene Auftreten von *Pyrop* bestätigt. Es ist zu vermuten, daß bei dem Freiburger Kriställchen eine Verwechslung der Fundortsangabe vorliegt.

### Apatit

An einigen wenigen Magnetit-Körnern der Seife beobachtet man halb eingeschlossene, idiomorphe Säulchen von *Apatit* von mattweißer Farbe. Die Kriställchen sind meist kleiner als 1 Millimeter und werden von Prisma und Basis begrenzt. Ihre Identität wurde optisch geprüft. Als *Apatit* wurde von *Oehmichen* (1900) auch das bläulichgraue Kriställchen erkannt, das von *Stelzner* (1870a) als „wahrscheinlich *Korund*“ angesprochen worden war. In den von uns untersuchten Proben konnte trotz großer Aufmerksamkeit kein *Korund* aufgefunden werden.\*\* Dabei wäre sein Auftreten im Seifengründel gar nicht so unwahrscheinlich, da ja aus anderen, analogen Paragenesen *Sapphir* beschrieben worden ist: Iserwiese, Finkenberg/Bonn, Bo Ploi/Siam, Anakie/Queensland, und andere.

### Zirkon

Die *Zirkon*-Kristalle sind fast ausnahmslos von ebenen, wenn auch nicht mehr besonders spiegelnden Kristallflächen begrenzt, nur die Kanten erscheinen etwas verrundet. Mit Hilfe der *Spaltbarkeit*  $\{110\}$ , die sich im Dünnschliff durch kräftige, aber gegen einander absetzende Risse kundgibt, kann man feststellen, daß bevorzugt das Prisma  $\{100\}$  ausgebildet ist, während das Prisma  $\{110\}$  nur untergeordnet oder höchstens im Gleichgewicht auftritt. Damit nimmt die kurzsäulige *Tracht* eine Mittelstellung zwischen der Ausbildung in granitischen und foyaitischen Gesteinen ein, die  $\{100\}$  beziehungsweise  $\{110\}$  ganz bevorzugt oder ausschließlich führen. In allen Fällen tritt an unserem Material die stumpfe Pyramide  $\{111\}$  auf, selten zusätzlich auch noch  $\{311\}$ .

Die *Farbe* der Kriställchen ist blaß graubraun, oft auch fast farblos. Kräftiger gefärbte, gelblichrote Kristalle, die man mit gutem Gewissen als „*Hyacinth*“

\* Weitere Angaben siehe bei *Wiedemann* (1962).

\*\* Dies gelang auch nicht bei der Aufbereitung wesentlich größerer Mengen Seifengut (*Wiedemann*, 1962).

bezeichnen könnte, findet man nur selten. Messungen der Farbabsorption an einem 1,2 mm dicken Zirkonplättchen vom Seifengründel führte *Simon* (1930) durch. Auch die Häufigkeit der Spaltrisse verhindert die Verwendung als Schmuckstein, so daß es recht unwahrscheinlich ist, daß in früheren Jahrhunderten vom Hinterhermsdorfer Seifengründel schleifwürdige Steine in den Handel gekommen sind. Es wird allerdings behauptet, daß um 1720 einzelne Kristalle für 10 bis 12 Taler verkauft worden seien. Die von uns ausgelesenen Zirkone haben höchstens 6 mm Länge; *Oehmichen* (1900) gibt auch nur 7 mm als Maximum an. Im Gewicht überschreiten sie selten 0,2 g (= 1 Karat).

Die *Dichte* eines Kriställchens wurde zu  $D_{40} = 4,706$  bestimmt; wegen der Rissigkeit ist mit kleinen Schwankungen zu rechnen. — Im Dünnschliff erweist sich unser Zirkonmaterial als optisch völlig einachsig ohne Andeutung von Gitterstörungen. Es gehört also zum Typ *b* nach *Stevanovič* (1903). Auch die Messung der *Lichtbrechung* nach der Prismenmethode (Prismenwinkel  $30^{\circ}59'$ ; Verlauf-Interferenzfilter *Schott*) ergab ein ganz normales Verhalten, das sich gut in die Reihe der von *Eppler* (1927) gemessenen Beispiele von *b*-Zirkonen einfügt: Die Lichtbrechungswerte, besonders  $n_0$ , liegen ein wenig niedriger, die Doppelbrechung dagegen etwas höher als üblich. Die von cand. geol. *Maus* gemessenen Werte sind:

Tabelle 13. Dispersion der Lichtbrechungswerte eines Zirkon-Kristalls vom Seifengründel

$\lambda$ m $\mu$	$n_0$	$n_E$	$\Delta$
450	1,9468	2,0090	0,0622
500	1,9359	1,9972	0,0613
550	1,9279	1,9884	0,0605
600	1,9221	1,9819	0,0598
650	1,9179	1,9771	0,0592
700	1,9150	1,9737	0,0587

### Spinell

Die Spinell-Körner der beiden Seifen sind Bruchstücke von Kristallen und bilden meist krummflächig begrenzte, kristallographisch nicht mehr identifizierbare Polyeder, deren Kanten entweder scharf ausgebildet (Bruch beim Transport) oder abgerundet sind. Die Rundungen sind aber nicht mattiert (Abrieb beim Transport), sondern sie erscheinen glatt „geflossen“, was auf magmatische Korrosion hindeutet. In einer abgeteilten Probe von 38 g Spinell-Körnern von  $> 1$  mm  $\varnothing$  fanden sich immerhin noch 2 g = 5% idiomorphe Kristalle oder Kristall-Bruchstücke mit mehreren erkennbaren Oktaederflächen; auch deren Kanten erscheinen „geflossen“.

Die *Dichte* des Spinells liegt bei  $D_{40} = 3,875$ ; *Breithaupt* (1868, S. 4) gab den entschieden zu niedrigen Wert 3,76 an. Die *Farbe* der Körner ist graulich schwarz, nicht viel von der des Magnetit verschieden. In Dünnschliffdicke werden sie allerdings hellgrau durchsichtig. Die *Lichtbrechung* wurde nach der Prismen-Methode an einem Kantenwinkel  $\omega = 16^{\circ}07'$  gemessen. Da die Licht-

absorption trotz der scharfen Schneide recht groß war, konnte nur im mittleren Teil des Spektrums beobachtet werden (Interferenzfilter (Schott) mit Xenon-Höchst-  
drucklampe). Es ergab sich eine beachtliche Dispersion (Messung von cand. geol.  
Czygan):

$\lambda$ m $\mu$	536	560	588	609
$n$	1,801	1,798	1,795	1,793

Im Bestimmungsdiagramm der Spinelle nach Tröger (1959, S. 11) resultiert aus den gemessenen Werten für  $D$  und  $n$  die Zusammensetzung eines Ceylanits nahe der Grenze gegen das Spinelfeld.

Die chemische Analyse bestätigte diese Bestimmung recht gut. Ihr Ergebnis ist in der folgenden Tabelle 14 als Kolonne 1 dargestellt. Es handelt sich um einen in Basalten weltweit verbreiteten Typ; recht ähnliche Zusammensetzung besitzen beispielsweise die Ceylanite der Iserwiese, aus der Auvergne, von Ceylon, Cambodga und Bo Ploi. Bei der Umrechnung unserer Analyse in Molekularprozentage zeigt sich, daß die beiden Normativmolekeln Spinell (MgAl) und Hercynit (FeAl) zusammen schon mehr als 90% ausmachen; Magnesioferrit ist die nächst-wichtige Komponente. Die normative Magnetitkomponente und der Ulvöspinell fallen fast aus, da ja gleichzeitig mit unserem Ceylanit auch Magnetit und Ilmenit gebildet wurden. Die Beteiligung der Magnesiochromit-Komponente ist erstaunlich gering, wenn man bedenkt, daß sich im Basaltbrockentuff (nicht aber in den Seifenkonzentraten) auch Splitter von Picotit fanden. Zur Kontrolle wurde aus den Komponenten die Dichte berechnet: das Ergebnis  $D_{\text{ber}} = 3,87$  stimmt mit dem gemessenen Wert ausgezeichnet überein.

Schließlich wurde auch noch eine Röntgenaufnahme gemacht. Aus ihr ergab sich die Gitterkonstante  $a_0 = 8,13 \text{ \AA}$ . Linien eines fremden Minerals traten nicht auf, wohl aber zeigten die Linien im Rückstrahlbereich der Guinier-Pulveraufnahme eine Aufspaltung, die einer Gitterkonstanten-Differenz von  $\approx 0,006 \text{ \AA}$  entspricht. Das aus mehreren Körnern hergestellte Pulverpräparat war also insofern nicht völlig homogen, als die einzelnen Graupen eine voneinander eben unterscheidbare Zusammensetzung haben müssen, oder daß sie schwach zonar aufgebaut sind.

### Titanomagnetit

Die im Bericht bisher einfach als Magnetit bezeichneten, schweren Körner der Seifenkonzentrate verändern beim Schütteln mit Karborundum ihr Äußeres etwas: anstatt des stumpfen Schwarz zeigen die meisten, nämlich 88 Masse-%, dann einen halbm metallischen, samtartigen Glanz, einige wenige (9 Masse-%) verlieren ihre glatten Flächen und zeigen eine feine Riefung oder Treppung. Damit parallel geht ein deutlicher Unterschied im Ferri magnetismus: die erste Gruppe wird von einem gewöhnlichen Hufeisenmagneten schon bei einem Luftabstand von 1 bis 2 mm heftig angezogen, während die zweite Gruppe erst am Magneten haften bleibt, wenn man das Korn direkt berührt hat. Die erste Gruppe wird hier als

Tabelle 14. Chemische Analysen von oxydischen Mineralen aus dem Seifengründel

	1. Ceylanit		2. Titanomagnetit		3. Ferriilmenit	
	Masse-%	Atomzahlen	Masse-%	Atomzahlen	Masse-%	Atomzahlen
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	59,63	1170	2,95	58	0,63	12 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,90	99	42,48	532	29,35	367 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	1/2	0,25	3 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	0,15	2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	Sp.	—	0,00	—
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sp.	—	Sp.	—	0,18	1
TiO <sub>2</sub>	0,43	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	18,35	229 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	37,20	465 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
MgO	18,61	461 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	1,86	46	2,02	45
FeO	12,93	180	33,41	465	30,14	419 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
MnO	0,13	2	0,55	8	0,26	3 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>
NiO	0,12	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	Sp.	—	Sp.	—
CuO	<0,01	—	0,06	1	0,04	1/2
CoO	0,04	1/2	Sp.	—	Sp.	—
ZnO	0,08	1	0,04	1/2	Sp.	—
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	—	0,02	—	0,00	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	—	0,00	—	0,00	—
ZrO <sub>2</sub>	Sp.	—	Sp.	—	Sp.	—
ThO <sub>2</sub>	Sp.	—	0,00	—	0,00	—
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	—	0,00	—	Sp.	—
Summe	100,04		99,97		99,97	
<i>n</i> <sub>Na</sub>	1,795		—		—	
<i>D</i> <sub>40</sub>	3,875		4,886		4,877	
Zelle	<i>a</i> <sub>0</sub> = 8,13 Å		Mt. <i>a</i> <sub>0</sub> = 8,42 Å Il. <i>a</i> <sub>0</sub> = 5,07 Å, <i>c</i> <sub>0</sub> = 13,94 Å		<i>a</i> <sub>0</sub> = 5,06 Å, { <i>c</i> <sub>0</sub> = 13,9° Å <i>c</i> <sub>0</sub> = 14,04 Å	
Normativzusammensetzung	MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> 66,2 Mol-% FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> 25,0 Mol-% MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> 5,7 Mol-% FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> 2,1 Mol-% MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub> 0,1 Mol-% Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> 0,9 Mol-%		FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> 46,6 Mol-% MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> 5,5 Mol-% MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> 3,2 Mol-% FeTiO <sub>3</sub> 42,1 Mol-% MnTiO <sub>3</sub> 1,5 Mol-% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (γ) 1,1 Mol-%		FeTiO <sub>3</sub> 55,9 Mol-% MgTiO <sub>3</sub> 6,0 Mol-% MnTiO <sub>3</sub> 0,5 Mol-% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 35,5 Mol-% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,7 Mol-% FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> 0,4 Mol-%	
vereinfacht	Al <sub>92</sub> Fe <sub>08</sub> <sup>3+</sup> /Mg <sub>71</sub> Fe <sub>29</sub> <sup>2+</sup>		Mt <sub>55</sub> Il <sub>45</sub>		Il <sub>62</sub> Hä <sub>37</sub> Mt <sub>1/2</sub>	

*Analysentechnik:* Das benützte Analysenmaterial war unter dem Binokular sorgfältig geprüft und auf magnetischem Wege sowie mit schwerer Lösung nochmals separiert worden. Die 2 bis 3 mm großen Körner wurden zur Entfernung einer möglichen Zersetzungshaut mit grobem Karborundum unter Wasser eine Viertelstunde lang auf einer Schüttelmaschine abgerieben, danach noch einmal Korn für Korn ausgesucht. Nach dem Grobbrechen auf 1/2 mm Korn-

größe wurden unter dem Binokular noch die wenigen Körnchen ausgelesen, die Rostflecken (Überzüge auf anfangs verborgenen Rissen) zeigten.

In den drei chemischen Analysen der Tabelle 14 wurden die Hauptkomponenten Si, Ti, Al,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mg auf dem klassischen, gravimetrischen Wege durch Dr. G. Grosser (1937) bestimmt, die restlichen Elemente röntgenspektrographisch durch Dr. F. Taborszky (1962).

Titanomagnetit beschrieben, die zweite im folgenden Abschnitt als Ilmenit. Eine dritte Gruppe (3 Masse-% der magnetischen Körner) hat schlackigen Querbruch: „Schlackiges Magneteisen“ der älteren Autoren; es wurde nicht weiter untersucht.

Genau wie beim Ceylanit sind die Titanomagnetit-Körner der Seife vorwiegend krummflächig begrenzt, doch kommt immerhin auf etwa je 100 Körner ein Kriställchen, das drei bis vier Oktaederflächen aufweist, auf je 1500 ein voll ausgebildetes Oktaeder. Alle Kristallkanten erscheinen wiederum „geflossen“. Solche Kristalle haben im Mittel 3 bis 4 mm Kantenlänge und wiegen etwa je 0,1 g. Nicht allzu selten trifft man Körner an, die einen Apatit-Kristall umschließen: ein schlankes Säulchen, dessen Querbruch in der Oberfläche des Titanomagnetit-Korns etwas vertieft eingelagert sichtbar wird.

Die Dichte des Titanomagnetits wurde an ausgesuchtem Material zu  $D_4 = 4,88_6$  bestimmt. Schon dieser geringe Wert läßt darauf schließen, daß neben der Magnetitmolekel noch andere, leichtere Komponenten einen wesentlichen Anteil an unserem Material haben müssen (Magnetit  $D = 5,17_5$ , Ilmenit  $D = 4,72$ ). Daraufhin wurde eine größere Anzahl von Körnern im polierten Anschliff unter dem Erzmikroskop untersucht. 95% aller Körner erwiesen sich auch bei stärkster Oelimmersion als völlig homogen, nur 5% zeigten ein System von parallelen Entmischungslamellen, deren Farbe die eindeutige Diagnose als Ilmenit gestattet. Diese feinen Ilmenitlamellen reichen meist von Rand bis Rand des Korns; sie behalten auf ihrer gesamten Länge nahezu die gleiche Breite und stellen innerhalb ihres Korns nur je  $< 1$  bis 7% der Anschliff-Fläche dar. In diesen wenigen lamellenführenden Körnern hat es den Anschein, als ob in der glatten, scheinbar einheitlichen Titanomagnetit-Fläche bei genauester Betrachtung viele, winzige Ilmenit-Entmischungsdisketten liegen. Ihre Größe liegt an der Grenze der Sichtbarkeit, außerdem sind sie nur im ideal polierten, völlig reliefreien Anschliff zu bemerken.

Da die wenigen mikroskopisch gut sichtbaren Entmischungslamellen nicht ausreichen, um die starke Erniedrigung der Dichte zu erklären, wurde eine chemische Analyse angefertigt, die als Kolonne 2 in Tabelle 14 aufgeführt ist. Bei der Umrechnung auf Molekularprozentage macht man die unerwartete Feststellung, daß die normative Ilmenit-Molekel knapp die Hälfte des Materials darstellt: summarisch etwa  $Mt_{55}Il_{45}$ . Neben Magnetit spielen normativ Spinell und Magnesioferrit, neben Ilmenit etwas Hämatit und Pyrophanit untergeordnete Rollen. Die aus diesen Komponenten berechnete Dichte  $D_{ber} = 4,87$  stellt eine recht gute Annäherung an den direkt gemessenen Wert dar.

Unser Titanomagnetit gehört somit zu den titanreichsten Varietäten; seine Zusammensetzung entspricht einer Bildungstemperatur um 950 °C, bei der eine fast



unbeschränkte Mischbarkeit Magnetit/Ilmenit möglich ist. Der ungewöhnlich geringe, sichtbare Entmischungseffekt ist der wichtigste Beweis für die von uns vertretene Anschauung, daß der Eruptivstock der Hohwiese explosiv gebildet worden ist: nur die kräftige, mit einer Explosion verbundene Expansionsabkühlung war fähig, einen derartig gemischten, heißen Titanomagnetit über das Temperaturintervall der lamellaren Entmischung hinweg schnell genug in den kühlen, metastabilen Bereich zu bringen.

Mit Hilfe von Röntgenaufnahmen sollte nachgeprüft werden, ob unser Titanomagnetit auch noch im Gitterbereich eine homogene Mischung darstellt. Wider Erwarten bestand das Diagramm einer Guinier-Aufnahme von optisch homogenem Material aber aus den nebeneinander liegenden Linien des Magnetits und des Ilmenits. Ihre Gitterkonstanten berechnet man zu  $a_0 = 8,42 \text{ \AA}$  für Magnetit,  $a_0 = 5,07 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 13,94 \text{ \AA}$  für Ilmenit. Es hat also im submikroskopischen Bereich doch eine erhebliche Entmischung stattgefunden, die wohl auf die Temperung während der letzten Abkühlung des Brockentuffs im Schlot (vielleicht im Intervall  $< 400 \text{ }^\circ\text{C}$ ) zurückzuführen ist. Diese Abkühlung verlief sicher recht langsam, nur war die Diffusionsgeschwindigkeit im Magnetit dann nicht groß genug, als daß Entmischungskörper von sichtbarer Größe hätten wachsen können.

Durch Vergleich der hier gefundenen Gitterkonstanten mit den in der Literatur angegebenen zeigt sich, daß bei der Entmischung weder beim Magnetit, noch beim Ilmenit die Zusammensetzung der reinen Endglieder erreicht worden ist, was ja auch nicht zu erwarten ist.

### Maghemit

Als erster hat wohl *Rentzsch* (1958) darauf hingewiesen, daß der Titanomagnetit von der Hohwiese teilweise in Maghemit umgewandelt ist. Seine Befunde konnten im allgemeinen bestätigt werden. Nur war der Maghemit nicht in so großer Menge am Aufbau unserer Titanomagnetitkörner beteiligt, wie dies *Rentzsch* angibt („Zum Teil sind die Magnetitkörner völlig in Maghemit umgewandelt“). Vielmehr war unser Material recht arm daran: etwa 1% im Durchschnitt aller angeschliffenen Kornflächen, maximal in einzelnen Körnern 2% erreichend. Teils bildet der Maghemit eine dünne Außenschale um die Magnetitgraupe, teils kommt er in feinsten Spaltrissen vor. Im ideal polierten, fehlerfreien Anschliff glaubt man manchmal, in den Maghemitsäumen beiderseits eines Risses eine feine, divergentstrahlige Textur etwa senkrecht zur Kluft erkennen zu können. Daraus wäre zu schließen, daß die Maghemit-Pseudomorphose nicht überall das Gitter des verdrängten Magnetits benützt. Anisotropie-Effekte waren nicht zu beobachten.

Die Mengenangabe von  $\approx 1\%$  Maghemit stimmt in ihrer Größenordnung gut mit der Höhe der Normativkomponente  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $\gamma$ ) in der chemischen Analyse überein. Da die analytische Bestimmung von Eisen(II) neben Eisen(III) bei solchen Mengen nicht absolut genau ausfallen kann, ist der Anteil an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Komponente sowieso nur ein Annäherungswert. — In der Röntgenaufnahme des Titanomagnetit-Pulvers (S. 43) sind die Linien des Maghemits nicht zu erkennen, da sein Anteil unter der Nachweisbarkeitsgrenze liegt. Dagegen gibt *Rentzsch* (1958) Röntgen-daten von isoliertem Material von der Hohwiese.

### Ferriilmenit

Wie schon berichtet wurde, unterscheidet sich der Ilmenit im Konzentrat äußerlich kaum vom Titanomagnetit. Man kann die beiden Erze aber leicht magnetisch von einander trennen. Die Riefung, die man durch Schütteln mit grobem Karborundum auf der Oberfläche der Ilmenitkörner erzeugen kann, ist der Ausdruck einer Teilbarkeit nach  $\{10\bar{1}1\}$ , die durch Entmischungslamellen hervorgerufen wird. Im polierten Anschliff erkennt man aber, daß diese Lamellen, die von Hämatit gebildet werden, nur einen verschwindend kleinen Anteil darstellen. Das steht im Widerspruch zur Dichte: von frischen, abgeschliffenen Körnern wurden zwei Fraktionen mit etwas verschiedener Dichte separiert. Die Pyknometerwägung ergab  $D_{40} = 4,873$  und  $D_{40} = 4,882$ . Das sind Werte, die zwischen reinem Ilmenit ( $D = 4,72$ ) und reinem Hämatit ( $D = 5,26$ ) stehen. Man kann daraus auf ein Mischungsverhältnis von ungefähr  $\text{Il}_{70}\text{Hä}_{30}$  schließen. Klarheit brachte die chemische Analyse, die in Kolonne 3 der Tabelle 14 reproduziert ist. In Molekularprozenten läßt sich ihr Ergebnis zusammenfassen als  $\text{Il}_{62\frac{1}{2}}\text{Hä}_{37}\text{Mt}_{\frac{1}{2}}$ . Die Beteiligung der anderen Normativkomponenten entnehme man der Tabelle. Unser Ilmenit gehört damit zum Ferriilmenit, der in heiß gebildeten Paragenesen öfter anzutreffen ist, so an der Iserwiese, aber auch in Ekersund. Berechnet man aus den Normativkomponenten die Dichte, so ergibt sich  $D_{\text{ber}} = 4,86$  in befriedigender Übereinstimmung mit dem gemessenen Wert.

Wenn auch die mikroskopische Kontrolle des tadellos polierten Anschliffs die Existenz eines anscheinend unentmischten Ferriilmenits erwies, so wurde zur Sicherung des Befundes doch noch eine röntgenographische Pulveraufnahme gemacht. Diese bewies, daß auch im submikroskopischen Bereich keinerlei Entmischung eingetreten ist, das Material also vollkommen homogen ist, abgesehen von den wenigen Hämatit-Lamellen, die vom Film nicht registriert wurden, da sie, bezogen auf den Ferriilmenit, weniger als 1% ausmachen. Die Guinier-Aufnahme zeigte aber eine Linienaufspaltung, die besonders groß wird bei Linien mit hohem  $l$ -Index. Die Linie mit größerem  $\vartheta$  jedes Doubletts ist jeweils die stärkere und schärfere. Die  $(hk0)$  in hexagonaler Indizierung zeigen dagegen höchstens eine leichte Verbreiterung. Die Aufspaltung wird wie beim Ceylanit dadurch hervorgerufen, daß das Pulver aus Körnern von etwas verschiedener Zusammensetzung oder mit Zonarbau hergestellt worden ist. Das Diagramm läßt sich mit den Gitterkonstanten  $a_0 = 5,068 \text{ \AA}$  und  $c_0 = 13,9_0 \text{ \AA}$  bzw.  $c_0 = 14,0_4 \text{ \AA}$  indizieren.

Das ternäre Gleichgewicht der Paragenese Spinell + Magnetit + Ilmenit in Basalten ist bisher noch kaum chemisch untersucht worden. Aus plutonischer Paragenese kennen wir die gleichzeitige Bildung der drei Minerale vom Storgang (Soggendal, Norwegen) durch die Untersuchung von Foslie (1928). Dort ist aber ihr Mengenverhältnis wie auch ihre chemische Zusammensetzung ganz anders: 0,1 Spinell : 1 Magnetit : 10 Ilmenit, während in der Seife der Hohwiese 0,3 Spinell : 10 Magnetit : 1 Ilmenit vorkommen. Andere norwegische Erzmagmen, die einen hohen Magnetitgehalt besitzen, sind leider noch nicht durch drei Mineralanalysen belegt.

## 7. Beschreibung des Brockentuffs.

Das Gestein, das den Schlot an der Hohwiese ausfüllt, ist nicht durchaus einheitlich aufgebaut. Zwischen einer einfachen Ansammlung basaltischer Lapilli von 1 bis 5 mm, selten bis 10 mm Durchmesser, die durch Karbonate (Dolomit?) verkittet sind, und einer magmatischen Breccie, in welcher schlackige Basaltbröckchen, Krotzen und Lapilli in noch flüssiges Basaltmagma eingewickelt wurden, sind alle möglichen Übergänge anzutreffen. Die Lapilli findet man, meist in schon recht verwittertem Zustande, besonders im Ostteil, die magmatische Breccie vorwiegend in den tiefer angeschnittenen Teilen im Westen, also besonders am Eichelbornbach.

Lokal spielen auch Trümmer des umgebenden Sandsteins in der magmatischen Breccie eine wesentliche Rolle; sie können bis  $\approx 60\%$  der Masse darstellen. Meist haben sich die Sandkörner von einander gelöst, selten stehen sie noch im Verband als Sandstein-Brocken. Die meisten solcher Quarzkörner weisen keinerlei Reaktionsrand auf, auch wenn sie vom Basaltglas direkt berührt werden, ein weiterer Beweis dafür, daß der Brockentuff sich sehr schnell abkühlte. Andererseits kann stellenweise gehäuft aber auch ein schöner „Porricin“-Saum ausgebildet sein, indem blaß graugrüne, schlanke Diopsid-Säulchen von außen nach innen in das Korn hineinwachsen und so einen wirren Filz bilden. Zwischen diesen Nadeln erkennt man eine kryptokristalline, anisotrope Füllmasse von chalcedonartiger Beschaffenheit, deren Natur nicht festgestellt werden konnte. — Granitbröckchen oder einzelne granitische Minerale aus dem tieferen Untergrund, die man ja eigentlich auch erwarten könnte, wurden von uns in keinem Präparat angetroffen. Dagegen konnte *Wiedemann* (1962) mehrere Granitvarietäten und Feldspatbruchstücke aus granitischen Gesteinen feststellen.

Die Lapilli erscheinen wiederum nicht homogen. Zwar sind sie alle aus dem gleichen Magma entwickelt, aber ihre Struktur wechselt vom kristallarmen Hyalobasalt bis zum nahezu holokristallinen Melabasalt (Ankaramit). Der Augit der Grundmasse ist stets anwesend, ebenso feine Magnetitkörnchen. Die Menge beider kann aber stark wechseln: in den glasärmeren Lapilli sind so viele Mikrolithe anwesend, daß sie auch in recht dünnen Schliffen die Durchsicht völlig decken. Die Anwesenheit des Restglases ist dann nur dadurch zu belegen, daß die Mikrolithe in der jeweiligen Abbildungsebene des starken Objektivs idiomorph abgegrenzt erkennbar sind, also noch von einer nieder lichtbrechenden Substanz umgeben sein müssen. Nur an wenigen Stellen war es möglich, Plagioklas-Mikrolithe zwischen den Pyroxenen zu entdecken. In einem einzigen Präparat, wo sie so häufig auftreten, daß man von nahezu holokristalliner Ausbildung sprechen kann, ließen sie sich, wenn auch mühsam, nach der Zonenmethode *Rittmanns* auf dem U-Tisch bestimmen als  $An_{60}$  mit rund  $\pm 3\%$  Variationsbreite. Solch mittlerer

Labradorit kennzeichnet viele der Feldspathbasalte Sachsens. Seine Zusammensetzung scheint weitgehend unabhängig von der Farbzahl eines Gesteins zu sein; auch Ankaramite führen ihn noch.

Die Menge und Größe der *Einsprenglinge* in diesen Lapilli schwankt stark. Fast stets trifft man etwas Olivin an, dessen Zusammensetzung aus der Größe des Achsenwinkels  $2V_z$  zu etwa  $Fa_{12}$  bestimmt wird. Er ist meist randlich und von Spaltrissen ausgehend in Serpentinisierung begriffen; Magnesit wird dort weniger angetroffen. Zonar gebaute Titanaugit-Einsprenglinge mit grünlichem Kern sind nicht immer anwesend, noch seltener findet man Bronzit und Syntagmatit. Alle vier Einsprenglingsarten haben die gleichen Eigenschaften, wie sie vom Seifenkonzentrat beschrieben worden sind. Sie sind entweder idiomorph ausgebildet oder stellen Bruchstücke größerer, idiomorpher Kristalle dar. In einem Dünnschliff fand sich ein Bronzit-Bruchstück, das im Magma unter subparalleler Abscheidung von Augit weitergewachsen war derart, daß es von einer dunkleren Aureole umgeben war. Selten sind dagegen braune, durchsichtige Bruchstücke von Picotit aus Dunit; sie weisen meist einen opaken Resorptionsaum auf als Beweis, daß sie nicht im Basaltmagma gewachsen sind. Auch Ceylanit von der aus der Seife beschriebenen Art tritt in Bruchstücken mit Resorptionsrand spärlich auf. Rhönittäfelchen, die schlierenweise gehäuft vorkommen, verraten, daß dort ein instabil gewordenes Mineral (Amphibol?) vom Basaltmagma aufgezehrt worden ist.

Manchmal treten zwischen den Lapilli auch sandartig lose Einsprenglinge oder Bruchstücke zusammen mit Quarzkörnchen auf; sie werden dann von einer chrysozilartigen Substanz spärlich verkittet (ehemaliges Basaltglas?). Es ist nicht zu entscheiden, ob diese losen Kriställchen und Bruchstücke ehemals einzelne Einsprenglinge waren, deren magmatische Umhüllung bei der Explosion weggeblasen wurde, oder ob es sich um die Komponenten zerlegter plutonischer Gesteine handelt.

Die Lapilli sind nur selten massiv ausgebildet. Meist zeigen sie einzelne bis viele *Gasblasen*, ja sie können ausnahmsweise bis zu einem schaumigen Bimsstein aufgebläht sein. Die ehemaligen Dampf Räume sind später fast alle hydrothermal gefüllt worden. Als Füllmaterial trifft man bevorzugt einen radialfasrig angeordneten Seladonit (?) mit merklichem Pleochroismus an:  $X =$  blaß gelbgrün,  $Z =$  blaugrün. Diese grünlichen Rosetten sind randlich in eine Schale von Chalzedon eingebettet. Weniger häufig findet man grob eisblumenartig struierte Karbonate als Mandelfüllung. Dagegen scheinen Zeolithe in unserem Brockentuff keine wesentliche Rolle zu spielen, ein Anzeichen dafür, daß der Wassergehalt des Magmas sich bei der Explosion verflüchtigt hat.

## 8. Tiefengesteins-Einschlüsse im Brockentuff

In der basaltischen Breccie finden sich nicht allzu selten Bruchstücke basischer Plutonite. Bei längerem Suchen im Einschnitt des Eichelbornbaches kann man sie in Erbs- bis Kirschgröße aufsammeln; *Beck* (1897, S. 49) beschrieb sogar einen über faustgroßen Brocken. Leider ist das Material aber oft schon so stark zersetzt, daß sich die Herstellung eines Dünnschliffs kaum mehr lohnt. *Oehmichen* (1900, S. 15) hatte das Glück, zwei nahezu frische Proben zu finden, deren Dünnschliffe von ihm im geologischen Institut der Bergakademie Freiberg deponiert wurden. Diese Dünnschliffe, die *Oehmichen* nur kurz qualitativ beschrieben hat, standen zur quantitativen Kennzeichnung zur Verfügung.

Das interessantere von beiden ist ein spinellführender Bronzit-Augit-Gabbro mit der Farbzahl  $FZ = 53$ , der vorwiegend aus Augit und Plagioklas besteht.

Drei Viertel der Pyroxene gehören zu einem titanhaltigen Augit, dessen Körner außer der Hauptspaltbarkeit nach  $\{110\}$  selten noch Risse nach (100) aufweisen. Die optischen Daten ( $2V_z \approx 55^\circ$ , Auslöschungsschiefe  $ZAc \approx 45^\circ$ ) weisen auf einen gemeinen Augit hin, der allerdings wesentliche Gehalte an Titan und Aluminium enthalten muß, da er eine kräftige Dispersion der Bisektrizen und optischen Achsen aufweist. Ihre genaue Lage, die aus monochromatischen Messungen im Licht einer Quecksilberdampfampe interpoliert wurde, sind schon oben bei der Besprechung der Seifen-Augite mit angeführt worden. Man sieht, daß es sich um nahezu das gleiche Material handelt. — Im Inneren des Augits treten parallel (100) schmale Entmischungslamellen eines Orthopyroxens auf, die gegen den Rand des Kornes auskeilen.

In geringer Menge tritt Orthopyroxen auch in selbständigen Individuen auf. Der Winkel der optischen Achsen ( $r > v$ ) wurde in einer Reihe von Körnern bestimmt zu:  $2V_x = 79^\circ - 78^\circ - 76^\circ - 74^\circ - 69^\circ$ , entsprechend einem Bronzit mit 18 bis 24 Mol-% Ferrosilit. Die Flächen  $\{110\}$  sind durch absätzigige Spaltrisse gegeben, (100) nur durch feine Ilmenit-Entmischungsplättchen und durch Diopsidlamellen, die am Kornrande verschwinden. Die Menge der Diopsidlamellen scheint in gesetzmäßigem Verhältnis zur Größe des Achsenwinkels im umgebenden Bronzit zu stehen: Dem größten  $2V_x$  und damit geringsten Eisengehalt sind die häufigsten Diopsidlamellen zugeordnet. Es entspricht dies der höheren Bildungstemperatur und damit der anfänglichen Gittertoleranz im Kern der Bronzite.

Der Spinell, der in gerundeten Körnern auftritt, hat kräftig grüne Farbe (Hercynit). Er gehört somit einer anderen Mischung an als die losen Ceylanite der Seifenlagerstätte.

Der Plagioklas hat Tieftemperatur-Optik und gehört mit etwa 63 Mol-% Anorthitgehalt zum Labradorit. Die gedrungenen Kristalle zeigen nur untergeordnet schmale Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz und Spaltrisse nach (001).

Die Integrationsmessung dieses Dünnschliffes ergab:

Plagioklas $An_{63}$	47 Masse-%
titanhalt. Augit	36 Masse-%
Bronzit	13 Masse-%
Spinell	3 Masse-%
Erz + Apatit	1 Masse-%

Der andere Dünnschliff *Oehmichens* muß als Leuko-Hypersthen-Gabbrodiorit bezeichnet werden, denn er besitzt nur die Farbzahl  $FZ = 22$ . Die Mafite sind hier vorwiegend Orthopyroxen; sie zeigen ausgesprochene Idiomorphie gegenüber den angrenzenden Plagioklasen. Der Orthopyroxen bildet Säulen in  $c$ -Richtung, die drei- bis fünfmal so lang wie breit sind und von vorherrschendem  $\{110\}$ , neben untergeordneten  $\{100\}$  und  $\{010\}$  begrenzt werden. Der Winkel der optischen Achsen ist noch kleiner als beim vorigen Gestein:  $2V_x = 64^\circ$  bis  $61^\circ$ , also 28 bis 33 Mol-% Ferrosilit. Damit gehört der Orthopyroxen an die Grenze Bronzit/Hypersthen, mehr schon zu letzterem hinneigend. Der Pleochroismus ist gering.

Die wenigen selbständigen Augitkörner haben ein  $2V_z = 56^\circ$  und eine Auslöschungsschiefe  $ZAc = 46^\circ$ , sind also genau so zusammengesetzt wie der Augit des spinellführenden Gabbros.

Etwas abweichend ist hingegen die Zusammensetzung des Plagioklas. Die Lage der häufigen Zwillingslamellen und der seltenen, schmalen Periklin-Lamellen ergibt nur 46 bis 47 Mol-% Anorthitgehalt, so daß das Gestein als Gabbrodiorit bezeichnet werden muß. Feinste stabförmige Einlagerungen parallel zur  $c$ -Achse des Plagioklas können wohl als Ilmenit-Entmischungskörper aufgefaßt werden.

Die Integrationsmessung dieses zweiten Schliffs ergab:

Plagioklas $An_{47}$	78 Masse-%
Bronzit/Hypersthen	16 Masse-%
titanhalt. Augit	4 Masse-%
Spinell	0 Masse-%
Erz + Apatit	2 Masse-%

Als drittes Tiefengestein findet sich unter den Einschlüssen in der Basaltbreccie auch häufig ein orthopyroxenführender Olivinfels (zwischen Dunit und Saxonit bis Harzburgit), der aber leider wegen fortgeschrittener Serpentinisierung und Zerkrümelung meist nicht mehr im Dünnschliff zu untersuchen ist. Der Olivin zeigt im Körnerpräparat ein wechselndes  $2V_z = 88$  bis  $90^\circ$  und besitzt damit 10 bis 12 Mol-% Fayalitgehalt. Der Orthaugit dürfte ebenfalls relativ eisenarm sein und an der Grenze Enstatit/Bronzit stehen, so daß dem ganzen Dunit das übliche Molekular-Verhältnis  $Mg : Fe^{2+} = 10 : 1$  zukommen dürfte. Nach mehrfachen, mißglückten Versuchen gelang es dann doch noch, ein völlig frisches Dunitbröckchen im Zusammenhang mit seinem einhüllenden Basalt durch einen Dünnschliff zu fassen. Das Bröckchen besteht aus einem einzigen Olivinkorn von 6 mm größtem Durchmesser und einem kleinen Bronzit. Beide zusammen sind gegen den glasreichen Basalt durch eine typische Reaktionszone abgeschildert, die vorwiegend aus Diopsid-Körnern besteht, denen bräunlich-gelbe Spinell-Oktaeder und etwas xenomorpher Plagioklas zwischengelagert ist. — „Olivinfels-Knollen“

haben in den tertiären Basalten Sachsens eine weite, wenn auch unregelmäßige Verbreitung. Spinellführenden Olivinfels neben Norit-Brocken in Basalt beschrieb *Graber* (1904) vom Mickenhaner Kahlstein im Polzen-Gebiet; analoge Bröckchen aus Olivin und Picotit fand schon *Beck* (1897) im Basalt des Eichelbornbaches.

Noch häufiger als kompakte Brocke dieser drei Gesteinstypen finden sich, wie schon auf S. 48 beschrieben wurde, im Basalt der Breccie einzelne Kristalle oder Bruchstücke ihrer dunklen Minerale. In abnehmender Häufigkeit sind es: Olivin, Bronzit mit Diopsidlamellen, titanhaltiger Augit, Picotit. Manchmal sind die Umrisse dieser Minerale schon durch hydrothermale Karbonatisierung oder Serpentinisierung angegriffen.

Zum Schluß sind noch die Beziehungen zu diskutieren, die zwischen den Schwermineralen der Seifenlagerstätte und den Komponenten der Tiefengesteins-Einschlüsse bestehen. Daß ein Teil der Titanaugite und der Bronzite in der Seife mit den Komponenten des Gabbros optisch nahezu übereinstimmen, ist nach den mitgeteilten Meßdaten wohl nicht zu bezweifeln; wenn noch kleine Differenzen in der Zusammensetzung bestehen, dann muß man bedenken, daß die zwei Dünnschliffe *Ochmichens* ja nicht als repräsentativ für alles plutonische Material in der Tiefe des Schlotens angesehen werden dürfen. Das explosive Zerschlagen des Gabbros im Bereich des Eichelbornbaches könnte in anderen Teilen des Schlotens, so unter der Hohwiese, von einer pneumatolytischen Auflockerung der plutonischen Gesteine abgelöst worden sein, womit sich auch die abgeätzten („geflossenen“) Kanten dieser Kristalle erklären ließen. Trotzdem dürften die meisten Titanaugite im Seifenmaterial nicht aus dem Gabbro stammen, sondern sie müssen wohl als ehemalige Einsprenglinge im Basaltmagma gewachsen sein. Für den Syntagmatit stellt diese Entstehung mit größter Sicherheit die einzige Möglichkeit dar. Lose, idiomorphe Kristalle von Titanaugit und Syntagmatit sind ja in den basaltischen Tuffen des Aussiger Vulkangebieten eine weit verbreitete und altbekannte Erscheinung.

Leider muß es unentschieden bleiben, ob Pleonast, Magnetit und Ilmenit sowie der seltene Zirkon der Auflösung oxydischer Schlieren in Plutoniten entstammen oder ob es sich auch bei ihnen um echte Einsprenglinge handelt, die isoliert im Basaltmagma gesproßt sind. Da sich in den basaltischen Gesteinen der weiteren Umgebung Einsprenglinge der fraglichen Minerale von solchen Dimensionen nicht finden, dürfte die Annahme einer plutonischen Bildung eine etwas größere Wahrscheinlichkeit haben.

## Literatur

- [1] *Agricola, G.*: De Natura Fossilium, liber VI (1546) (Übersetzung von G. Fraustadt, VEB-Verlag, Berlin, 1958).
- [2] *Beck, R.*: Geol. Spezialkarte Sachsen, **86** (1897) Erl. Bl. Hinterhermsdorf-Daubitz, 47–50.
- [3] *Breithaupt, H.*: Berg- u. Hüttenmänn. Ztg. (1868) 27.
- [4] *Claussen, C.*: Zs. angew. Miner., **3** (1941) 224–265.
- [5] *Dufet, H.*: Bull. soc. franç. Miner. **24** (1901) 373.
- [6] *Eppler, W. F.*: Neues Jahrb. Miner., Beil.-Bd. **55 A** (1927) 401–487.
- [7] *Foslie, S.*: Fennia, **50** (1928) 1–17.
- [8] *Füchtbauer, H.*: Eclog. geol. Helv., **51** (1958) 928–941.
- [9] *Götzinger, W. L.*: Schandau und seine Umgebungen: (1804) 1. Aufl., Dresden 1804.
- [10] *Graber, H. V.*: Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien (1904) 431–460.
- [11] *Grahmann, B.*: In: *Frenzel-Radig-Reche*, Grundriß d. Vorgeschichte Sachsens, Leipzig 1934.
- [12] *Härtel, F.*: Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **86** (1934) 497–508.
- [13] *Härtel, F., & Seifert, A.*: Abh. Sächs. geol. Landesamt, **17** (1938) 52 S.
- [14] *Herrmann, O.*: Ber. naturwiss. Ges. Chemnitz, **13** (1896) 24–26.
- [15] *Klemm, G.*: Sitzber. naturwiss. Ges. Isis, (1872) Dresden, **1871** 175–176.
- [16] *Lamprecht, F.*: Ber. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss., Leipzig, **86** (1934) 155–186.
- [17] *Lamprecht, F.*: Mitt. Ver. Erdk. (1935), Dresden, N. F., (1934/35) 111–157.
- [18] *Langer, J.*: Neues Archiv sächs. Gesch., **50** (1929) 1–66.
- [19] *Niggli, P.*: Schweiz. miner. petr. Mitt., **15** (1935) 31–38.
- [20] *Oehmichen, H.*: Zeitschr. prakt. Geol., **8** (1900) 1–17.
- [21] *Rast, H.*: Unveröffentl. Diplomarbeit, Leipzig 1960 (nicht eingesehen).
- [22] *Rentsch, J.*: Bergakademie **11** (1958) 586–589.
- [23] *Schöffner, A.*: Handb. Geogr., Statistik, Topogr. Kgr. Sachsen. Leipzig (1840).
- [24] *Schneiderhöhn, P.*: Neues Jb. Miner., Abh., **85** (1953), 141–202.
- [25] *Schulze, E. G.*: Zeitschr. Geophysik, **6** (1930a) 141–156.
- [26] *Schulze, E. G.*: Cbl. Miner., (1930 A) (1930 b) 380–387.
- [27] *Seifert, A.*: Bodenkarte d. Staatsforstrev. Hinterhermsdorf auf geol. Grundlage, Mitt. Erl.; Manuskript (Expl. im Forstamt Hinterhermsdorf u. im Sächs. geol. Dienst, Freiberg/Sa.) (1937a).
- [28] *Seifert, A.*: Zeitschr. geol. Ges., **89** (1937b) 629–647.
- [29] *Seifert, A.*: Abh. sächs. geol. Landesamt, **19** (1939) 38 S.
- [30] *Simon, W. G.*: Neues Jb. Miner., Beil.-Bd. **61 A** (1930) 165–226.
- [31] *Stelzner, A.*: Sitzber. naturw. Ges. Isis, (1870a) Dresden (1870) 12–19.
- [32] *Stelzner, A.*: Berg- u. Hüttenmänn. Ztg., **29** (1870b) 149–150.
- [33] *Tröger, W. E.*: Sitzber. naturw. Ges. Isis, Dresden: Festschr. Baldauf (1928) 68–76.
- [34] *Tröger, W. E.*: Fortschr. Miner., Krist., Petr., (1937) **22** LVIII–LXI.
- [35] *Tröger, W. E.*: Opt. Bestimm. d. gesteinsbil. Minerale (1959), Tl. 1, 3. Aufl.
- [36] *Watznauer, A.*: Heimatkunde d. Bezirks Gablonz, Böhmen, **4** (1935).
- [37] *Weigel, O., & Krüger, E.*: Die Saphirlagerstätte v. Bo Ploi, Siam: Tl. 1, Marburg 1934.
- [38] *Wiedemann, F.*: Bergakademie **13** (1961a) H. 6–8.
- [39] *Wiedemann, F.*: loc. cit., **12** (1961b) 768–770.
- [40] *Wiedemann, F.*: loc. cit., **14** (1962) 508–511.

13



Frankfurt  
1861

1861

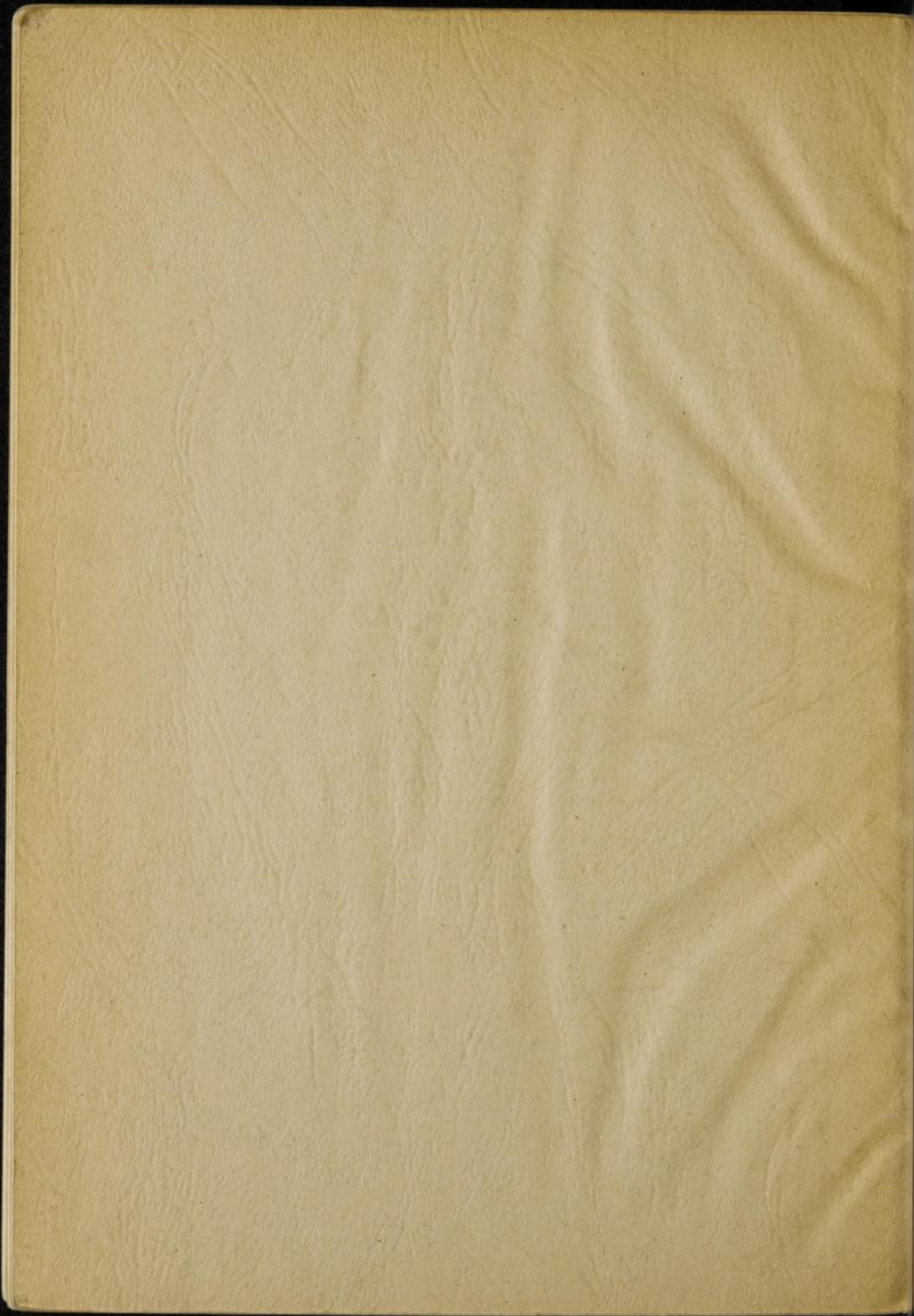
Leip-

1861

Mit  
1861

1861

1861



Bücherei  
• Bergakademie •  
Freiberg i. Sa.

