

# Die alten Laven im Gebiete von Krakau.

Ein petrographisch-chemisches Studium

von

Z. Rozen



CRACOVIE  
IMPRIMERIE DE L'UNIVERSITÉ  
1909.

Séance du 8 Novembre 1909.

*Dawne lawy W. Ks. Krakowskiego. — Die alten Laven im Gebiete von Krakau. — Mémoire de M. Z. ROZEN, présenté par M. J. Morozewicz m. c.*

(Planches XL, XLI, XLII, XLIII, XLIV, XLV).

Seit Staszic<sup>1)</sup> wurden die Laven des Krakauer Gebietes von vielen Autoren<sup>2)</sup> bei verschiedener Gelegenheit und von verschiedenen Standpunkten behandelt, und bei Kreutz<sup>3)</sup> und Zuber<sup>4)</sup> sehen wir schon auch dieses Thema monographisch bearbeitet. Trotzdem erschien es der Mühe wert, mich mit demselben Stoff im Lichte der neueren Methoden zu befassen, und die erzielten Resultate beweisen, daß unser Wissen über diese Effusivprodukte keineswegs völlig erschöpft ist.

Die vorliegende Arbeit wurde im mineralogischen Institut der Jagellonischen Universität auf Veranlassung und unter Leitung des Herrn Prof. Morozewicz ausgeführt. Ich erfülle eine angenehme Pflicht, wenn ich hier meinem hochverehrten Lehrer, der mich in die schöne petrographische Wissenschaft eingeführt hat, für sein bereitwilliges Entgegenkommen, seine liebenswürdige und wohlwollende Unterstützung und Förderung bei der Ausführung dieser Arbeit meinen lebhaftesten Dank ausspreche. Bei der Sammlung des petrographischen Materials sowie bei Beobachtungen im Freien wurde ich seitens der Physiographischen Kommission der Akademie der Wissenschaften in Krakau in entgegenkommender Weise unterstützt.

Unsere hier in Betracht kommenden Eruptivgesteine umfassen — mit Ausnahme der Tuffe — etwa eine Fläche von 200 km<sup>2</sup> in der

<sup>1)</sup> Staszic Stanisław. O ziemiordztwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Warschan, 1815, Seite 49 und 52.

<sup>2)</sup> Sieh das Literaturverzeichnis im polnischen Text: Z. Rozen. Dawne lawy W. Ks. Krakowskiego. Verh. d. Akad. d. Wissensch. Krakau. Mathem.-Naturw. Klasse Ser. A. Band XLIX.

<sup>3)</sup> Kreutz F. Plutonische Gesteine in der Umgebung von Krzeszowice bei Krakau. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, 1869, S. 157—162.

<sup>4)</sup> Zuber Rudolf. Skály wybuchowe z okolicy Krzeszowic. Verh. der Akad. d. Wiss. Krakau. Math.-Naturw. Klasse 1886. XV. B.

Gegend von Krzeszowice, 26 km westlich von Krakau. Porphyre finden sich nämlich nördlich von Krzeszowice in Miękinia und bei Dubie an der russischen Grenze, ferner südlich zwischen Zalas, Frywałd, Baczyn und Sanka, wie auch in Głuchówki. Dagegen finden sich die sog. Melaphyre nur auf der Südseite, nämlich in der Gegend von Tenczynek, Rudno, Regulice, Alwernia, Poreba und Mirów; in dem sog. Tiergarten von Tenczynek, am Berge Niedźwiedzia Góra, kommt auch ein Hypersthendiabas vor.

In den großangelegten Porphyrrbrüchen von Miękinia<sup>1)</sup> sehen wir eine schöne prismatische Absonderungsform (S. Taf. XL, Fig. 1), und oft auch mit horizontaler Klüftung (S. Taf. XL, Fig. 2).

In Dubie finden wir eine Kontakterscheinung zwischen Porphyr und Kohlenkalk, der umkristallisiert ist und eine bläulich-weiße Färbung angenommen hat, jedoch keine Kontaktminerale enthält. Mehrere große Brüche werden in Zalas ausgebeutet, und dem Umstande haben wir zu verdanken, daß wir hier eine merkliche Verwerfung (über 7 m) unter den jurassischen Kalk- und Sandsteinen (Kelloway) beobachten können (S. Taf. XLI, Fig. 1). Außer den auf der Karte von Zaręczny<sup>2)</sup> angegebenen Porphyrentblößen habe ich noch zwei Punkte in Frywałd konstatiert, welche zu beiden Seiten der Landstraße mitten im Dorf liegen.

Das relative Alter der Porphyre wird gewöhnlich mit Zaręczny als oberkarbonisch angenommen, und zwar auf Grund des Kontaktes in Dubie mit dem Kohlenkalk und in Miękinia mit den Kohlenschiefern. Szajnocha<sup>3)</sup> betrachtet die Porphyre als oberpermisch und das stimmt mit unseren Beobachtungen für die Melaphyre überein.

In letzter Zeit wurden bedeutende Melaphyrbrüche in Regulice angelegt. Im Gegensatz zu den Porphyren sehen wir hier eine völlig unregelmäßige Absonderung (S. Taf. XLII, Fig. 2).

Mehrere Brüche befinden sich auch in Poreba und zwischen Mi-

<sup>1)</sup> Der geologische Teil dieser Arbeit ist ausführlicher im polnischen Text behandelt a. a. O. Seite 294—305.

<sup>2)</sup> Zaręczny, St. Dr. „Mapa geologiczna Krakowskiego Okręgu“. Geolog. Atlas von Galizien. III. Heft. Ausgabe der Physiogr. Kommission der Akad. der Wissensch. Krakau, 1893, mit Text 1804, Seite 63—79.

<sup>3)</sup> Szajnocha, Prof. Dr. L. Einige Worte über den geolog. Bau des Gebietes von Krakau. Mit 2 Profilen von F. Bartonec. Congrès intern. de Géologie. Session IX. Wien, Führer III a.

rów und Brodła („Przymiarki“) und ein weiter Melaphyrhügel erstreckt sich in Rudno, der die Ruinen des Tenczyner Schlosses trägt (S. Taf. XLI, Fig. 2).

Am Klosterberg von Alwernia habe ich im Herbst 1908 einen Kontakt von Melaphyr mit permischem Kwaczałasandstein (S. Taf. XLII, Fig. 1) feststellen können, und demnach wurde die Eruptionszeit dieses Gesteins als jünger als die des permischen Kwaczałasandsteins bestimmt. Wie wir später sehen werden, sind alle „Melaphyre“ in chemischer und petrographischer Hinsicht identisch, und mit Recht können wir diese Identität auch ihrer Durchbruchzeit zuschreiben und alle als oberpermische Eruptionsprodukte betrachten.

Eine spezielle Abart der „Melaphyre“ bildet der Diabas von Niedźwiedzia Góra, wo sich nur kleine natürliche Entblößungen befinden.

Tuffe und besonders die Porphyrtuffe sind im Krakauer Gebiete stark vertreten. Ein ausführliches Studium derselben würde uns zu weit führen. Ich habe mich vorläufig nur mit dem Porphyrtuff von Filipowice befaßt.

## Chemische und mikroskopische Untersuchungen.

Hier wurde Nachdruck auf die chemischen Verhältnisse gelegt. Die analytischen Methoden, welche in den bekannten Lehrbüchern von Treadwell, Jannasch, Hildebrand, Dittrich u. and. zu finden sind und welche Prof. Morozewicz<sup>1)</sup> vielfach geprüft und modifiziert hat und seit Jahren anwendet, gaben auch mir exakte Resultate. Die bei den chemischen Operationen erhaltenen Produkte wurden immer auf ihre Reinheit und Einheitlichkeit hin mikroskopisch geprüft, was sich als unentbehrlich bei der Bestimmung, wie z. B. von Kalium, Phosphorsäure und Fluor erwies.

### 1. Die Porphyre.

**Miękinia.** Im Handstücke des dunkelroten Porphyrs von Miękinia sind *Einsprenglinge* von Feldspat, Biotit und Quarz in einer

<sup>1)</sup> Vergl. J. Morozewicz: „Über die Methode der Trennung des Kaliums von Natrium als Chloroplatinate“. Bulletin de l'Académie des Sciences de Cracovie. Classe des Sciences mathém. et naturelles, November 1906, Seite 796—803, wie auch: „Über die chemische Zusammensetzung des Nephelins. Dasselbst, Octobre 1907, Seite 958—1008.

dichten schmutzigen roten *Grundmasse* wahrnehmbar. Am reichsten ist der farblose, oft trübe oder weiß- bis schwachrosige *Feldspat* in Kristallen von 1—8 mm Länge vertreten. Diese sind entweder tafelförmig nach *M* entwickelt oder in der Richtung der Achsen  $x$  oder  $z$  gestreckt. Mit bloßem Auge sind oft Karlsbader Zwillinge zu erkennen. An anderen Feldspäten ist Zwillingsstreifung zu sehen, was auf Plagioklase hinweist. Der *Quarz* ist wegen seines fettigen Glanzes, seiner muscheligen Bruchfläche und unregelmäßigen

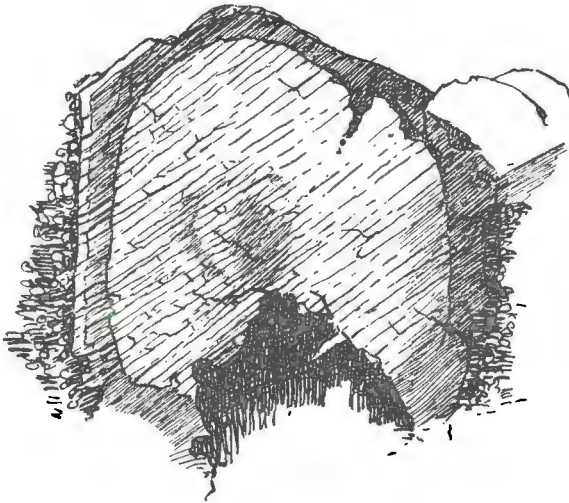


Fig. 1.

Konturen leicht zu unterscheiden. Er ist auch gewöhnlich dunkler, wie „verraucht“. Am seltensten tritt der *Biotit* hervor. Er ist dunkelrot, metallisch glänzend, was auf vorgerückte Verwitterung schließen läßt. Die oft ausgebildeten sechseckigen Täfelchen erreichen bis 8 mm Durchmesser. Die feine, makroskopisch fast einheitliche *Grundmasse* mit ihrem muscheligen Bruch erinnert an Felsitsubstanz und verhält sich zu der Masse der Einsprenglinge etwa wie 3 : 1.

Fremde, graugrünliche oder rosige *Einschlüsse*, bis 5 cm<sup>2</sup> Oberfläche und mit Gneisstruktur, gehören, wie wir unten sehen werden, zum Diorit. Auch finden sich fremde haselnußgroße, abgeschmolzene Einschlüsse von Quarz.

Unter dem Mikroskope sehen wir eine echt porphyrische Struktur (Taf. XLIII, Fig. 1). Die Einsprenglinge von Orthoklas, Pla-

gioklas, Quarz, Biotit und gänzlich verwittertem Amphibol sitzen in einer Grundmasse, die aus einem automorphen Feldspat und xenomorphen Quarz, wie auch aus Biotit, Hämatit und sekundären Produkten besteht und keine Glasbasis enthält. Wir haben also hier *eine holokristallin-porphyrische Struktur mit mikrogranitischer Grundmasse* (nach H. Rosenbusch). Die rote Farbe der Grundmasse rührt von dem reich verteilten feinen Hämatitstaub oder Limonit her. Andere Nebenbestandteile, wie Apatit, selten Zirkon, bilden Ein-

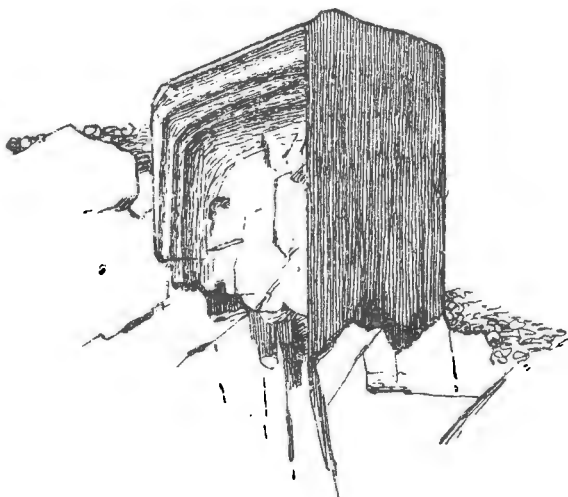


Fig. 2.

schlüsse im Quarz und in den Feldspäten; Rutil kommt am meisten im Biotit und im Quarz vor. Außerdem findet sich auch ein grünlich-gelbes Zersetzungsprodukt, welches meist an Stelle des ursprünglichen Amphibols entsteht.

Unter den Feldspateinsprenglingen herrscht der Plagioklas gegenüber dem Orthoklas vor. Alle Feldspate kennzeichnet eine eminente, zwei- bis dreifache magmatische Resorption mit gleicher episomorpher Umwachsung. Auf Durchschnitten sehen wir einen abgeschmolzenen und abgerundeten Kern von einer oder mehreren automorphen Schalen (S. Fig. 1) umgeben, welche die ursprünglichen Kristallkonturen wiedergeben.

Die optischen Richtungen im abgeschmolzenen Kern und in der Schale stimmen oft überein, so daß sich die Schale vom Kern

nur durch ihre größere Durchsichtigkeit unterscheidet. Es kommt auch vor, daß die Schale mit dem Kern nicht übereinstimmt, als ob sie um die  $z$  Achse etwa um  $60^\circ$  gegeneinander gedreht wären, so daß die Fläche (010) der Fläche (110) der Schale entspricht, was aus der Verschiebung der gegenseitigen Spaltrisse zu schließen ist. Die Karlsbader Zwillinge der *Orthoklaseinsprenglinge* zeigen bei mikroskopischer Untersuchung auf einer Hälfte ausgeprägten Zonenbau, während die andere Hälfte ganz einheitlich ist (S. Fig. 2), was

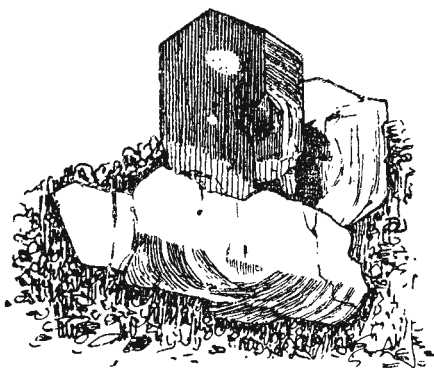


Fig. 3.

wir als eine spezifische Eigenschaft des Porphyrs von Miękinia betrachten.

Manchmal wachsen solche Zwillinge in Gruppen zu drei oder noch mehr Individuen zusammen (S. Fig. 3).

Die Orthoklaskristalle sind tafelförmig nach  $M$  entwickelt und haben am häufigsten die Flächen: (010), (001), ( $\bar{1}01$ ) und (110). Die an mikroskopischen Durchschnitten gemessenen Winkel betragen:  $001 : \bar{1}01 = 130^\circ$ ;  $001 : 100 = 116 - 117^\circ$ ;  $\bar{1}10 : \bar{1}10 = 119 - 120^\circ$ . Die optische Orientierung der größeren Kristalle ist  $ax = 4 - 7^\circ$ . Dieser Auslöschungswinkel auf  $M$  wächst jedoch bis  $10^\circ$ , was auf einen bedeutenden Gehalt von Albitmolekülen hinweisen würde. Die Durchschnitte von der  $y$  Zone löschen gerade aus.

An kleineren wasserhellen Individuen wurde die Orientierung des *Sanidins* gefunden: Die Achsenebene ist  $\parallel$  (010) und auf 001 finden wir um  $c$  einen großen Achsenwinkel ( $> 90^\circ$ ).

Die Plagioklase sind von zweierlei Art. Wir finden kleine von 0.6 bis 0.8 mm Länge und 0.2 bis 0.4 mm Breite, welche nach

dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz verzwillingt sind, einen kleinen Auslöschungswinkel auf Spaltblättchen nach (001)—(2—4°) und ein spez. Gew. 2·638 bis 2·654 haben und deren Brechungsexponenten  $\alpha$  und  $\beta$  kleiner sind als  $n$  des Kanadabalsams, also zu dem sauren Oligoklas gehören; ferner andere seltenerere, von 1·4—1·8 mm Länge und 0·2 bis 0·6 mm Breite, deren Brechungsexponenten bedeutend größer sind als  $n$  des Kanadabalsams und auf Schnitten  $\perp$  (010) einen maximalen Auslöschungswinkel bis  $\pm 27^\circ$  aufweisen, was sie in die *Labradorreihe* versetzt.

Der Oligoklas ist stets frischer als Orthoklas, welcher oft außer primären Einschlüssen, wie Zirkon, Apatit, auch sekundären Kalzit

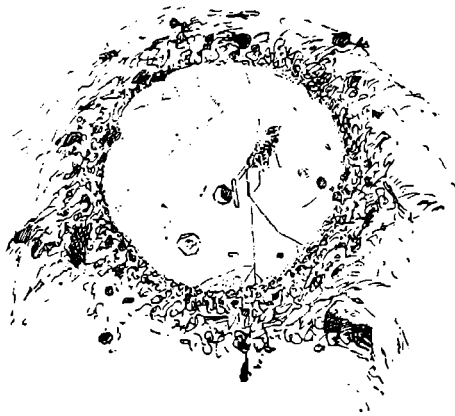


Fig. 4.

enthält, aber in so geringen Mengen, daß sich die Kohlensäure bei der Bauschanalyse des Gesteins quantitativ nicht bestimmen ließ.

Der Quarz hat infolge der magmatischen Korrosion seine ursprünglichen kristallographischen Formen verloren und verschiedenartige zufällige phantastische Gestalten angenommen, die Einsprenglinge sehen z. B. sichelartig, zungenartig, birnartig u. ähnl. aus; oft findet man auch Formen, welche tief eingebuchtete oder abgerundete, regelmäßige Kugeln bilden (S. Fig. 4).

Unter mehreren Präparaten habe ich nur in einem Falle zurückgebliebene Rhomboëderflächen gefunden, von einem Winkel  $(10\bar{1}1) : (\bar{1}011) =$  zirka  $100^\circ$  (statt der theoret.  $103\frac{1}{2}^\circ$ ). Hier haben sich die Terminalflächen dreier Individuen aneinander gelehnt und sich so vor Korrosion geschützt. Dennoch ist auch hier die Grund-



masse zwischen die Anlehnungsflächen eingedrungen und hat sie ein wenig angegriffen. Der einzige lose Dihexaëder in demselben Präparate war auch angeschmolzen. Von Einschlüssen enthält der Quarz feinen Hämatitstaub, seltene Apatitnadelchen und noch seltenere, sehr kleine Zirkone (S. dieselbe Fig. 4), wie auch negative Dihexaëder mit blaßgelblicher, isotroper *Glassubstanz*.

Der Biotit ist auch stark magmatisch resorbiert, oft mit einem breiten Opacitsaum von Metalloxyden (Fe, Ti). Vgl. Taf. XLIV, Fig. 1. Die Schlagfigur auf Spaltflächen zeigt, daß wir es hier mit einem Glimmer der zweiten Art (Meroxen) zu tun haben. Der Pleochroismus ist sehr stark,  $a =$  hellgelb,  $b = c$  braun.

Der Amphibol ist ganz verwittert und in ein Aggregat von Substanzen umgewandelt, von welchen noch unten die Rede sein wird. An den Querschnitten der seltenen Kristalle sehen wir deutlich die Flächen (110) und (010). (Taf. XLIV, Fig. 2).

Die Grundmasse besteht aus skelettartigen nach  $x$  gestreckten Plagioklasen von 0·05 bis 0·08 mm Länge und 0·01 bis 0·06 mm Breite, mit fast gerader Auslöschung (*Oligoklas*), aus xenomorphem Quarz, gelblich braunem Hämatitstaub und schmutzigen Limonitfetzen, besonders in der Nähe von metamorphisiertem Biotit. Sehr selten findet sich Orthoklas (Sanidin). Von Nebengemengteilen sehen wir Hämatit in allen Bestandteilen, Rutilnadelchen, die sich oft unter zirka 60° schneiden und im Biotit ein Sagenitznetz bilden, Apatit und selten Zirkon — ohne pleochroitische Höfe. Die Lage der Rutilnadelchen stimmt oft mit der Spaltungsrichtung des Wirtes überein, besonders in den Feldspäten.

Von sekundären Mineralien ist das oben erwähnte Aggregat, welches als Pseudomorphose nach Amphibol zu betrachten ist, eine charakteristische Erscheinung. Es besteht meist aus einem faserigen *Mineral x*, dessen Fasern gerade auslöschen, einen großen Brechungsexponenten, lebhaft Interferenzfarben und deutlichen Pleochroismus in grünlich-gelben Tönen haben. Auch ist hier eine Teilbarkeit quer gegen die Faserrichtung wahrzunehmen, und in der Nähe dieser Risse ist die Doppelbrechung am stärksten. Mit der Faserrichtung stimmt die Lage der kleinsten Elastizitätsachse ( $c$ ), wie die Achsenebene überein. Bis auf die Lage der Achsenebene erinnern die optischen Eigenschaften dieses Minerals an Epidot, aber schon die faserige Struktur zeigt, daß wir es hier mit einer anderen Substanz zu tun haben, deren Natur nur durch che-

mische Analyse erklärt werden könnte. Außer der faserigen Substanz sehen wir noch in diesem Aggregate eine isotrope oder sehr schwach doppelbrechende, die Opal zu sein scheint.

Die erwähnten fremden Einschlüsse, welche makroskopisch an Granulit erinnern, bestehen meist aus Feldspatleistchen, welche auf Schnitten  $\perp$  (010) nach der Maximalauslöschung als ein dem Labrador nahestehender Andesin bestimmt wurden. Seltener kommt Orthoklas vor, der ebenso wie der Plagioklas stark kaolinisiert ist. Dann haben wir xenomorphen, an Einschlüssen reichen Quarz und stark resorbierten Biotit, der hie und da in Chlorit übergeht. Von nicht wesentlichen Mineralien sehen wir den Apatit mit basischer Spaltbarkeit und Hämatitblättchen, welche das ganze Gestein durchsetzen. Es ist also ein *Quarz-Glimmer-Diorit*. An der Kontaktgrenze mit diesem Diorit zeigt der Porphyrr eine Fluidalstruktur und ist besonders reich an akzessorischen Mineralien, vorwiegend Zirkon.

Der Kristallisationsvorgang des Porphyrs. Nach Ausscheidung der Nebengemengteile, wie Apatit, Zirkon und Hämatit, trat die eigentliche Kristallisation des Schmelzflusses ein. Wie man aus den Einschlüssen folgern kann, gingen die femischen Einsprenglinge (Biotit und Amphibol) den salischen voran, unter denen der Quarz als erster gewesen zu sein scheint, da er Einschlüsse in den Feldspaten bildet. Diese schieden sich normal aus: zuerst die Kalk-Natronfeldspate und dann die Alkalifeldspate. Und als in diesem zusammengesetzten System die feste Phase der erstarrten Einsprenglinge abgeschlossen und die Temperatur bis auf den eutektischen Punkt gesunken war, begann die feinkörnige Grundmasse (Oligoklas, Orthoklas, Quarz) auszukristallisieren. Aber die Resorptionserscheinungen an den Einsprenglingen beweisen, daß der Kristallisationsprozeß nicht so glatt nach diesem Schema vor sich gegangen war, sondern daß die Temperatur und das Gleichgewicht zwischen der festen Phase (den Einsprenglingen) und dem Schmelzfluß schwankten und sich mehrfach hatten ändern müssen. Und so mußten die jetzt so winzigen ursprünglichen Quarzeinsprenglinge beim Steigen der Temperatur einer Resorption unterliegen, d. h. in eine flüssige Phase übergehen, so daß der chemische Bestand des Magmas infolgedessen stark an  $\text{SiO}_2$  zugenommen hat. Die sich später ausscheidenden Plagioklase (nach Labrador) haben infolge der chemischen Massenwirkung eine mehr acide Mischung, nämlich eine Oligoklas-Mischung bilden müssen. Und als die Lösung von einem großen

Teil der Anorthitmoleküle befreit wurde, begann die Kristallisation des Na-haltigen Orthoklas. Auch in diesem Stadium des Erstarrungsprozesses haben sich die physikalisch-chemischen Verhältnisse mehrfach geändert: die Einsprenglinge vom Alkalifeldspat tragen Spuren einer zwei- und mehrfachen Abschmelzung. Vor der Erstarrung des Eutektikums haben sich diese Verhältnisse (besonders die Temperatur) sichtlich geregelt, wie aus der äußersten und letzten Zone der Orthoklaseinsprenglinge zu schließen ist, welche stets idiomorph (nicht abgeschmolzen) sind. Während dieses Stadiums scheinen eben die einheitlichen Hälften der Kalsbader Zwillinge entstanden zu sein.

Die Analysen I und II, welche an möglichst frischem Material ausgeführt wurden, stellen den chemischen Charakter des Porphyrs von Miękinia fest. Sein spezifisches Gewicht, wie auch das der übrigen Gesteine wurde durch Wägen der gut in Wasser ausgekochten Bruchstücke (zirka 10 g) bestimmt.

	I.	II.	Mittel	% Mol.
SiO <sub>2</sub>	67·98%	67·82%	67·90%	76·36
ZrO <sub>2</sub>	Spuren	—	Spuren	—
TiO <sub>2</sub>	0·73%	0·79%	0·76%	0·64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·39 "	0·39 "	0·39 "	0·20
F <sub>2</sub>	0·06 "	(0·06) "	0·06 "	0·13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·95 "	13·91 "	13·93 "	9·25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3·02 "	3·07 "	3·05 "	1·29
FeO	0·49 "	0·49 "	0·49 "	0·47
MnO	Spuren	Spuren	Spuren	—
CaO	3·05%	3·16%	3·11%	3·73
MgO	0·97 "	0·91 "	0·94 "	1·56
K <sub>2</sub> O	3·73 "	3·61 "	3·67 "	2·64
Na <sub>2</sub> O	3·40 "	3·39 "	3·40 "	3·73
— H <sub>2</sub> O	0·88 "	0·97 "	0·92 "	
+ H <sub>2</sub> O	1·34 "	1·35 "	1·30 "	
			<hr/> 99·92%	<hr/> 100 00
			— O = F <sub>2</sub> 0·03 "	
			<hr/> 99·89%	

Sp. Gew. = 2·6205.

Die angeführten Zahlen charakterisieren den chemischen Typus des Magmas, aus dem unser Porphyr stammt. Es war im Vergleich

mit den typischen Quarz-Porphyr-Magmen wenig sauer, denn die Porphyre z. B. vom Odenwald und vom Harz und sogar die Meißner Porphyre enthalten mehr als 75%  $\text{SiO}_2$  <sup>1)</sup>. Unsere Porphyre bilden also in dieser Hinsicht zu ihnen einen Gegensatz. Ihre zweite Eigenschaft ist der hohe Gehalt an alkalischen Erden, besonders Kalk und das Vorherrschen der Natron- über die Kali- Molekeln. Wir haben also hier mit einem extremen kalk-alkalischen Granitmagma (nach H. Rosenbusch) zu tun, worüber noch bei der allgemeinen chemischen Charakteristik der Porphyre die Rede sein wird.

Die quantitative mineralogische Zusammensetzung. Um dieselbe genauer zu bestimmen, versuchte ich den Biotit aus dem Porphyre von Miękinia zu isolieren. Da er aber stark resorbiert und an Einschlüssen von Eisenoxyden und Rutil sehr reich ist, gelang seine Reinigung nicht, und ich war gezwungen, den aus dem Porphyre von Zalas (siehe unten) ausgeschiedenen reinen Biotit als Grundlage für meine Umrechnungen anzunehmen. Diese Rechnung kann nicht genau sein, weil wir die Zusammensetzung der aus dem Amphibol entstandenen sekundären Produkte nicht kennen und weil wir ganz willkürlich angenommen haben, daß die *ganze* im Porphyre von Miękinia vorhandene Magnesia als Biotit gebunden ist.

Aus den Molekularverhältnissen (Seite 810, Kolumne 5) erhalten wir in abgerundeten Zahlen:

12%	Biotit (samt den Zersetzungsprodukten nach Amphibol),	
1 „	Apatit,	
1 „	Hämatit,	
16 „	Orthoklas,	} 54% Feldspate,
28 „	Albit,	
10 „	Anorthit,	
32 „	Quarz.	

Das Gestein enthält also jedenfalls ein großes Übergewicht von salischen Mineralien (gegen 86%) und darunter fast ein Drittel Quarz (32%). Die Zahlen für die Feldspate sind nicht genau, denn viele Albitmoleküle finden sich auch im Natronorthoklas.

Der Porphyre von Miękinia ist also ein *Quarzporphyre*; er enthält zwar sehr wenig Quarzeinsprenglinge, aber viel Quarz in der

<sup>1)</sup> Siehe: Rosenbusch. Elemente d. Gesteinslehre. 2. Auflage, Seite 256.

Grundmasse. Der frühere Name „Felsitporphyr“ ist nicht richtig, da das Gestein keine Felsitsubstanz enthält. Noch weniger haltbar ist die Benennung „Syenitporphyr“, da wir in der gegenwärtigen Petrographie etwas ganz anderes darunter verstehen.

Verwitterungsvorgänge am Porphyr von Miękinia. Der rote Porphyr von Miękinia nimmt bei der Verwitterung eine immer hellere Farbe an. Es entstehen weiße Flecken an Stelle der Feldspateinsprenglinge und in weiteren Stadien, wo auch die Feldspate der Grundmasse angegriffen werden, entsteht eine helle, fast einheitliche Kruste, wo die widerstandsfähigeren braunen Biotitkristalle umso deutlicher zum Vorschein kommen. Auch finden sich hier und da Pseudomorphosen von grünem Epidot nach den Feldspäten. Diese ausgebleichte Verwitterungsrinde erinnert makroskopisch an den gewöhnlichen Kaolinisationsprozeß. Das Mikroskop zeigt aber, daß wir es hier mit einer anderen Erscheinung zu tun haben. Mit Ausnahme von Quarz sind hier alle Bestandteile wesentlich verändert: der Biotit ist ausgebleicht und teilweise in eine Chloritsubstanz umgewandelt, der Hämatit in einen schmutziggelben Limonit übergegangen, und der Amphibol ist ebenso wie im „frischen“ Gestein durch das nicht bestimmbare, faserige, gelblich-grüne *Mineral x* vertreten.

Eine unerwartete Erscheinung bieten unter dem Mikroskope diese lichten, scheinbar kaolinisierten Feldspateinsprenglinge. Wir finden hier keine Spuren von einer Trübung, die bei Kaolinisation ins Auge fällt, noch Spuren von Sericitschüppchen. Die Durchschnitte sind scharf begrenzt, durchsichtig, wasserhell und scheinbar einheitlich. Bei der Kreuzung der Nicols bemerken wir, daß es körnige doppelbrechende Aggregate sind, von denen einige Partien deutlich sphärolithisch-faserige Struktur aufweisen. Die Fasern sind nach der kleinsten Elastizitätsachse (*c*) gestreckt, so daß die Sphärolithe optisch positiv sind. Die Zonarstruktur und die Zwillingsstreifen sind hier ganz verschwunden. Auch die frühere scharfe Begrenzung und die Einheitlichkeit verschwinden, die Einsprenglinge gehen in der Grundmasse auf, wie das aus den Figuren 3 und 4, Taf. XLIV zu ersehen ist. Die folgende Analyse kann uns diese ungewöhnliche Erscheinung gewissermaßen beleuchten.

## III. Analyse der verwitterten Rinde am Porphy von Miękinia.

III.	
SiO <sub>2</sub>	69·23%
TiO <sub>2</sub>	0·69 "
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·12 "
F <sub>2</sub>	nicht vorhanden
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·37%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2·72 "
FeO	0·35 "
MnO	Spuren
CaO	0·93%
MgO	0·35 "
K <sub>2</sub> O	6·82 "
Na <sub>2</sub> O	1·11 "
— H <sub>2</sub> O	2·11 "
+ H <sub>2</sub> O	1·35 "
CO <sub>2</sub>	Spuren

100·15%

Sp. Gew. = 2·5829.

Folgende Tabelle stellt die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung zwischen dem frischen und dem verwitterten Porphy von Miękinia dar. (In der Rubrik „Differenz“ ist die Zunahme, event. Abnahme im verwitterten Porphy in Gewichtsprozenten angegeben).

	Frischer Porphy	Verwitterter Porphy	Differenz
SiO <sub>2</sub>	67·90%	69·23%	+ 1·33%
TiO <sub>2</sub>	0·70%	0·69%	— 0·07%
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·39%	0·12%	— 0·27%
F <sub>2</sub>	0·06%	0·00%	— 0·06%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·93%	14·37%	+ 0·44%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3·05%	2·72%	— 0·33%
FeO	0·49%	0·35%	— 0·14%
CaO	3·11%	0·93%	— 0·18%
MgO	0·94%	0·35%	— 0·59%
K <sub>2</sub> O	3·67%	6·82%	+ 3·15%
Na <sub>2</sub> O	3·40%	1·11%	— 2·29%
— H <sub>2</sub> O	0·92%	2·11%	+ 1·19%
+ H <sub>2</sub> O	1·30%	1·35%	+ 0·05%

Aus den Resultaten der Analyse (III) und dieser Tabelle sehen wir, wie groß der Unterschied zwischen dem frischen Gestein und seiner verwitterten Kruste ist. Vor allem fällt der eminente Überschuß an Kali (6·8%) gegenüber dem Natron (1·1%) auf, dann die Abnahme von Kalk und Magnesia, von denen noch kaum ein Drittel geblieben ist. Bemerkenswert ist, daß der Gehalt von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{SiO}_2$  fast gleich geblieben ist und daß das Wasser kaum um 1·2% zugenommen hat. Der Verwitterungsprozeß betrifft hier also meist die Feldspatelemente. Es kann weder ein Silifikations- noch ein Hydratisationsprozeß in größerem Maße angenommen werden, da die Zunahme an  $\text{SiO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  zu gering ist; es ist auch keine Kaolinisation noch Sericitisation, denn der Zuwachs an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{H}_2\text{O}$  müßte bedeutend größer sein. Auch ist eine Zeolithisation der Feldspate ausgeschlossen, da sie eher eine Vergrößerung der Menge von Natron und Kalk als von Kali und eine intensivere Hydratisation aufweisen würde.

Wir können also angesichts der unveränderten Tonerdemenge die Entstehung der obigen Aggregate an Stelle der Feldspate folgenderweise zu erklären suchen: *Die Albit- und Anorthitmoleküle sind in bedeutender Menge aus den Feldspaten ausgelaugt und durch Orthoklasmoleküle ersetzt.* Es wäre also ein Prozeß, der einen Gegensatz zu demjenigen bildet, bei welchem der Orthoklas in den sog. Myrmekit<sup>1)</sup> übergeht. Wie wir später sehen werden, betrifft dieser Prozeß alle unsere Eruptivgesteine.

Zalas. Im Gegensatz zum Porphyry von Miękinia haben wir hier zwei Abarten: a) eine rostrote und b) eine grünlichgraue.

a) Die Bestandteile der roten Abart sind dieselben wie im Porphyry von Miękinia, d. h. Einsprenglinge von Feldspat, Biotit, Quarz (viel weniger als in Miękinia), seltener Pseudomorphosen nach Amphibol und eine rote Grundmasse.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt auch hier eine *holokristallin-porphyrische* Struktur ohne Glasbasis. Von den salischen Einsprenglingen kommt hier neben *Orthoklas* und *Oligoklas* häufiger *Labrador* vor, mit maximaler Auslöschung auf Schnitten  $\perp$  (010) an den Albitzwilligen bis 30°. Der *Biotit* ist stark pleochroitisch, reich an Sagenit und anderen Erzen und stets von einem

<sup>1)</sup> Vergl. F. Becke, Über Myrmekit. T. M. P. M., B. XXVII, S. 377.

Opacitsaum umgeben. Der *Amphibol* ist in eine sekundäre Chlorit-substanz umgewandelt; manchmal nimmt seine Stelle der Biotit (*a* — hellgelb, *1 a* — braunrot) ein. Die Grundmasse ist nicht so fein wie im Porphy von Miękinia; es überwiegen hier kurzprismatische, dicke Kriställchen eines nicht verzwillingten Feldspates. Der Quarzgehalt ist hier bedeutend geringer und die Quarzkörner wachsen oft mit dem Orthoklas granophyrisch zusammen. Auch der Gehalt an Kalzit und Kaolin ist nicht unbedeutend.

*b*) In der grünlich-grauen Abart sehen wir in der lichten Grundmasse glänzende Feldspate, manchmal mit Zwillingsstreifung, ferner Quarz, Biotit und häufig Amphibol. Die mikroskopische Untersuchung zeigt dieselbe Struktur, aber die Bestandteile sind besser erhalten. Von den Einsprenglingen sehen wir eine verhältnismäßig große Menge von femischen Mineralien, nämlich: Pseudomorphosen nach Hornblende, von der nur die idiomorphen Konturen zurückgeblieben und besonders an Querschnitten wahrzunehmen sind (S. Taf. XLIV, Fig. 2). Es füllt sie eine grüne Chloritsubstanz und zum Teil Biotit aus, es sind also ganz andere Produkte als im Amphibol von Miękinia. Der *Biotit* ist resorbiert und gebleicht, von bedeutend kleinerem Absorptionsvermögen als in Miękinia oder im roten Porphy von Zalas, so daß *a* blaßgelb, *b* und *c* braun-gelb ist. Von den salischen Bestandteilen findet sich auch hier der *Quarz* selten und von den Feldspaten neben *Oligoklas* und *Orthoklas* (*Sa-nidin*) ebenso *Labrador* oder *basischer Andesin*.

Die Grundmasse ist frischer als in der roten Abart, aber es findet sich hier in den Feldspaten Kalzit und Kaolin, Chlorit in radial-sphärolithischen Aggregaten und Limonit. Von Nebengemengteilen findet sich in beiden Abarten Apatit, Magnetit und selten Zirkon.

Das genetische Verhältnis beider Abarten veranschaulichen die Blöcke in den Steinbrüchen, wo wir oft einen grünlich-grauen Kern in einer roten Hülle sehen. Primär ist also die grüne Abart, während der braunrote Porphy von Zalas ein sekundäres Produkt bildet.

**Chemische Charakteristik.** Um dieses Gestein mit dem Porphy von Miękinia zu vergleichen und das genetische Verhältnis beider Abarten von Zalas zu erklären, habe ich aus einem Block von Zalas den Kern und die Schale analysiert und folgende Resultate erhalten:



## IV. Analyse des grünlichen Kerns.

	IV.	% Mol.
SiO <sub>2</sub>	68·00%	75·27
TiO <sub>2</sub>	0·74 "	0·60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·65 "	0·27
F <sub>2</sub>	0·18 "	0·27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·06 "	9·22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·64 "	0·67
FeO	1·31 "	1·20
MnO	0·24 "	0·20
CaO	2·94 "	3·54
MgO	1·07 "	1·74
K <sub>2</sub> O	3·58 "	2·54
Na <sub>2</sub> O	4·15 "	4·48
— H <sub>2</sub> O	0·59 "	—
+ H <sub>2</sub> O	0·66 "	—
	<u>99·81%</u>	<u>100·00</u>
— O = F <sub>2</sub>	0·08 "	
	<u>99·73%</u>	

## V. Analyse der rostbraunen Schale.

	V.
SiO <sub>2</sub>	67·36%
TiO <sub>2</sub>	0·66 "
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·61 "
F <sub>2</sub>	0·19 "
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·14 "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3·61 "
FeO	0·48 "
MnO	0·19 "
CaO	3·10 "
MgO	0·74 "
K <sub>2</sub> O	3·56 "
Na <sub>2</sub> O	3·79 "
— H <sub>2</sub> O	1·06 "
+ H <sub>2</sub> O	0·98 "
CO <sub>2</sub>	Spuren
	<u>100·47%</u>
— O = F <sub>2</sub>	0·08 "
	<u>100·39%</u>

Sp. Gew. = 2·6019.

Charakteristisch sind folgende Zahlen:

	Grünlicher Kern	Rostbraune Schale	Differenz
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·64%	3·61%	+ 1·97%
FeO	1·31%	0·48%	— 0·83%
— H <sub>2</sub> O	0·59%	1·06%	+ 0·47%
+ H <sub>2</sub> O	0·66%	0·98%	+ 0·32%

Aus diesen Zahlen ist die Ursache der verschiedenen Färbung von Kern und Schale leicht zu ermitteln. Wir sehen, daß sie von dem gegenseitigen Verhältnis der Eisenoxyde in beiden Arten abhängig ist. In dem grünlichen Kern haben wir das Molekularverhältnis FeO : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2 : 1 und in der Schale ist es geradezu umgekehrt und beträgt 1 : 3. Auch hat die Schale um 0·8% mehr Wasser als der Kern. Die anderen Bestandteile sind in beiden

Abarten nahezu identisch. Wir haben hier mit einem einfachen Anfangsstadium des oberflächlichen Verwitterungsprozesses zu tun: mit Oxydation und Hydratisation.

Im Vergleich mit dem Porphyr von Miękinia zeigt der rote Porphyr von Zalas eine vollkommene Analogie in bezug auf die Menge von Wasser und Eisenoxyden. Bis auf diese zwei Bestandteile ist der grüne Porphyr von Zalas dem Porhyr von Miękinia ähnlich, nur enthält der letztere etwas weniger Alkalien. Um diese beiden Gesteine auch quantitativ zu vergleichen, habe ich aus dem grünen Porphyr von Zalas nach langwierigen Operationen (aus 1 kg Gestein) 0·53 gr reinen Biotit ausgeschieden und analysiert (VI).

VI. Analyse des aus dem Porphyr von Zalas isolierten Biotits.

	VI.	Mol. %
SiO <sub>2</sub>	37·66%	48·52
TiO <sub>2</sub>	3·92 "	3·82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .	17·67 "	13·47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .	18·41 "	8·96
MnO .	0·36 "	0·39
CaO .	2·68 "	3·74
MgO	6·93 "	13·32
K <sub>2</sub> O	6·53 "	5·37
Na <sub>2</sub> O .	1·97 "	2·41
+ H <sub>2</sub> O . . . . .	1·60 "	—
In HCl unzersetzl. Rückstand	3·76 "	—
	<hr/> 101·49%	<hr/> 100·00

Aus Mangel an Material konnte weder das zweiwertige Eisen noch der Fluor bestimmt werden. Auch ist die Wasserangabe nicht zuverlässig, da es als Glühverlust bestimmt wurde. Es ist begreiflich, daß es unmöglich ist, aus einer solchen Analyse eine Formel des Biotits zu ermitteln. Aber diese Analyse beleuchtet wenigstens die angenäherte Zusammensetzung desselben und ermöglicht eine annähernde Berechnung der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung der Porphyre. Wir nehmen nämlich an, ebenso wie beim Porphyr von Miękinia, daß die ganze Magnesia im Gestein als Biotit gebunden ist und erhalten folgende angenäherte Zusammensetzung des Porphyrs von Zalas:

13·0%	Biotit (samt den Zersetzungsprodukten nach Amphibol),	
1·5 "	Apatit,	
1·0 "	freie Eisenoxyde (samt Ti),	
14·5 "	Orthoklas,	} 57% Feldspate,
33·5 "	Albit,	
9·0 "	Anorthit,	
27·5 "	Quarz.	

Wir haben also hier 15·5% femische Mineralien, d. h. etwas mehr als im Porphyr von Miękinia; unter den salischen herrschen die Feldspate noch mehr als in Miękinia vor. Den größten Unterschied zeigen hier die Quarzmolekeln (um 5% weniger) und die Albitmolekeln (ebensoviel mehr).

Zuber (a. a. O. Seite 17) führt eine Analyse des grünlichen Porphyr mit 59·82% SiO<sub>2</sub> an und behauptet, daß derselbe quarzfrei ist; in der braunen Abart findet er jedoch 68·45% SiO<sub>2</sub>, und diese soll sekundären Quarz enthalten. In allen Schliften des Porphyr von Zalas, die mir zur Verfügung standen, fand ich nur primären Quarz in verschiedenen Mengen.

#### VII. Analyse des verwitterten Porphyr von Zalas.

VII.	
SiO <sub>2</sub>	69·51%
TiO <sub>2</sub>	1·02 "
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·06 "
F <sub>2</sub>	0·03 "
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12·47 "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·57 "
FeO	0·36 "
MnO	0·17 "
CaO	1·74 "
MgO	0·66 "
K <sub>2</sub> O	<b>6·29</b> "
Na <sub>2</sub> O	3·02 "
— H <sub>2</sub> O	1·27 "
+ H <sub>2</sub> O	1·93 "
	<hr/>
	100·10%
— O = F <sub>2</sub>	0·01 "
	<hr/>
	100·09%

Verwitterungsvorgang am Porphy von Zalas. Auch der Porphy von Zalas nimmt bei weiterer Verwitterung zuerst weiße Flecken an der Stelle der Feldspate an, und je mehr der Prozeß vorgerückt ist, wird die Oberfläche des Gesteins immer dichter und beinahe einheitlich.

Zusammenstellung des frischen mit dem verwitterten Porphy von Zalas.

	Frischer Porphy	Verwitterter Porphy	Differenz
SiO <sub>2</sub>	68.00 <sup>0/100</sup>	69.51 <sup>0/100</sup>	+ 1.51 <sup>0/100</sup>
TiO <sub>2</sub>	0.74 <sup>0/100</sup>	1.02 <sup>0/100</sup>	+ 0.28 <sup>0/100</sup>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.65 <sup>0/100</sup>	0.06 <sup>0/100</sup>	- 0.59 <sup>0/100</sup>
F <sub>2</sub>	0.18 <sup>0/100</sup>	0.03 <sup>0/100</sup>	- 0.15 <sup>0/100</sup>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.06 <sup>0/100</sup>	12.47 <sup>0/100</sup>	- 1.59 <sup>0/100</sup>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.64 <sup>0/100</sup>	1.57 <sup>0/100</sup>	- 0.07 <sup>0/100</sup>
FeO	1.31 <sup>0/100</sup>	0.36 <sup>0/100</sup>	- 0.95 <sup>0/100</sup>
CaO	2.94 <sup>0/100</sup>	1.74 <sup>0/100</sup>	- 1.20 <sup>0/100</sup>
MgO	1.07 <sup>0/100</sup>	0.66 <sup>0/100</sup>	- 0.41 <sup>0/100</sup>
K <sub>2</sub> O	3.58 <sup>0/100</sup>	6.29 <sup>0/100</sup>	+ 2.71 <sup>0/100</sup>
Na <sub>2</sub> O	4.15 <sup>0/100</sup>	3.02 <sup>0/100</sup>	- 1.13 <sup>0/100</sup>
- H <sub>2</sub> O	0.59 <sup>0/100</sup>	1.27 <sup>0/100</sup>	+ 0.68 <sup>0/100</sup>
+ H <sub>2</sub> O	0.66 <sup>0/100</sup>	1.93 <sup>0/100</sup>	+ 1.27 <sup>0/100</sup>

Auch hier sehen wir, daß in dem verwitternden Gesteine der Kaligehalt steigt, während derjenige von Natron, Kalk, Magnesia und zweiwertigem Eisen sinkt. Auch hier ist die Phosphorsäure und der Fluor gänzlich geschwunden, dagegen hat die Menge von Kieselsäure, Titansäure und Wasser etwas zugenommen. Wir sehen also auch hier, daß bei oberflächlichem Verwitterungsvorgang der Biotit, Apatit und die Amphibolreste ausgelaugt werden und daß die Plagioklasssubstanz aufgelöst und durch Orthoklasssubstanz verdrängt wird. So ist das Bleichen der Verwitterungsrinde und das Erscheinen der charakteristischen durchsichtigen doppelbrechenden Aggregate zu erklären, welche Pseudomorphosen nach den Feldspaten bilden und als eine sekundäre Orthoklasssubstanz zu betrachten wären.

Im verwitterten Porphy von Zalas kann man auch den ziegelroten Zeolith von Perlmutterglanz und tafelförmigem Habitus --

den *Heulandit* — finden, dessen nähere Charakteristik ich an anderer Stelle angeben werde.

Es ist entbehrlich, die Porphyre aus den übrigen Ortschaften ausführlich zu beschreiben, da sie große Ähnlichkeit mit dem Porphyr von Zalas aufweisen und sich nur durch ein anderes quantitatives Verhältnis der Einsprenglinge zur Grundmasse und durch andere Verwitterungsstadien unterscheiden.

Die Stellung der Porphyre in der petrographisch-chemischen Systematik. Die erhaltenen Resultate gestatten eine nähere Vergleichung unserer Porphyre mit anderwertigen und die Bestimmung ihrer petrographisch-chemischen Stellung.

Die Krakauer Porphyre heben sich vor allem durch ihren außergewöhnlichen Kalkgehalt (3·5 Mol.  $\%$ ), wie auch durch den stets bedeutenden Überschuß an Natriumoxyd dem Kaliumoxyd gegenüber hervor. Der Gehalt an  $\text{SiO}_2$  ist zu niedrig im Vergleich mit einem durchschnittlichen Quarzporphyr, da er nie 70 Gewichtsprozent erreicht, während er in typischen Quarzporphyren diese Zahl immer übersteigt. Hierin liegt der Grund, warum unsere „Porphyre“ eher den Quarzporphyriten oder Daciten als den eigentlichen Quarzporphyren ähnlich sind.

Wenn wir von der mineralogischen Zusammensetzung, Struktur und dem äußeren Habitus absehen und die erhaltenen Molekularprozent nach dem Osann'schen Schema umrechnen, kommen wir auf Grund der folgenden Zusammenstellung der „Osann'schen Zahlen“ zu der Überzeugung, daß sich unsere „Porphyre“ sowohl in die Familie der liparitischen (Quarzporphyre), wie auch in die der dacitischen Gesteine einreihen lassen:

	<i>S</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	
1)	77·0	9·5	4·5	6·0	5·7	$\beta$ Miękinia,
2)	75·9	10·5	3·5	6·0	6·5	$\beta$ Zalas,
3)	76·6	10·5	3·5	6·0	7·4	$\beta$ Rhyolit, Crater Lake, Oregon <sup>1)</sup> ,
4)	75·2	8·5	4·5	7·0	6·9	$\beta$ Dacit, Lassen's Peak <sup>2)</sup> .

Es scheint dabei, daß der Rhyolit 3) mit gleichem Rechte auch zu den Daciten gerechnet werden könnte.

Die nach den Regeln der amerikanischen Systematik <sup>3)</sup> ausge-

<sup>1)</sup> Osann, Versuch... T. M. P. M. XX. Seite 405, Anal. 38.

<sup>2)</sup> Daselbst, Seite 425, Anal. 115 und 116.

<sup>3)</sup> Cross, Iddings, Pirsson, Washington. Quant. Class. Ign. Rocks, 1903.

führte Umrechnung ergab ähnliche Resultate. Unsere Porphyre entsprechen in magmatischer Hinsicht dem Subrange *dacose*, d. i. einem Dacit mit großem Übergewicht der salischen Bestandteile, unter denen die Feldspate über dem Quarz (quardofelic), die Alkalien über dem als Anorthitmolekel gebundenen Kalzium dominieren und in welchem der Natriumgehalt den Kaliumgehalt übertrifft (dosodic). Beide Gesteine gehören also der zweiten Klasse (*dosalane*), der vierten Reihe (*austrare*), dem zweiten Range (*dacase*) und dem vierten Subrange (*dacose*) an.

Diese Vergleichen beweißen die Verwandtschaft zwischen unserem Porphyrmagma und einem Dacitmagma. Wenn wir jedoch ihnen die Benennung „Porphyre“ belassen, tun wir das in Hinsicht auf ihren typisch porphyrischen Habitus („rote Porphyre“) und bedeutenden Kaligehalt (1·5% Molproz.  $K_2O$  auf 3·7 bis 4·5 Molproz.  $Na_2O$ ). Aber wir müssen hervorheben, daß unsere Porphyre *die äußersten Repräsentanten der kalk-alkalischen Reihe dieser Gesteine bilden, welche an der Grenze der Plagioklasquarzgesteine stehen und sogar in deren Bereich übergreifen.* Das Vorherrschen der Plagioklas-molekeln gegenüber den Orthoklas-molekeln ist fast dreifach (2·4 bis 2·9 Plagklmol. auf 1 Orthoklmol.) und der „durchschnittliche“ Plagioklas entspricht den kieselsäurereichereren Gliedern der Oligoklasreihe („Oligoklas-Albit“).

Die auf Seite 820 angeführten Umrechnungsergebnisse wie auch die nahe Stellung der Projektionspunkte im Osann'schen Dreieck (siehe unten Seite 845) beweißen, daß unsere Porphyre Derivate desselben Magmas sind. Es sind aber hier gewisse geringe Unterschiede zu beachten. Das Gestein von Miękinia ist an Quarz und Orthoklas reicher, dagegen weist der Porphyr von Zalas ein Übergewicht von Natron, also von Albitmolekeln auf, deren Menge samt den Anorthitmolekeln hier dreifach die Menge der Orthoklas-molekeln überwiegt, auch scheint der „durchschnittliche“ Plagioklas hier saurer zu sein als derselbe theoretische Bestandteil der Lava von Miękinia.

## 2. Der fleckige Porphyrtuff von Filipowice.

Von der großen Menge der Krakauer Tuffe habe ich einstweilen nur das Vorkommen von Filipowice eingehender studiert, welches etwa 1 km westlich von dem Porphybruch von Miękinia liegt. Das Gestein ist hier von breccienartigem Habitus, dunkelrosiger Farbe, mit

weißen unregelmäßigen Flecken, rauh beim Anfühlen und porös. Mit bloßem Auge unterscheidet man hier weiße, verwitterte Feldspat-individuen, seltene Quarzkörner und viel chloritisierten Biotit, der entweder in sechseckigen Täfelchen hervortritt oder längs der Rutschflächen, welche auf lokale Verschiebungen hinweisen, bis einige cm lange grüne Streifen bildet. Außerdem finden sich im Tuff verschiedenartige Einschlüsse von fremden Gesteinen.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die Feldspate, ebenso wie in dem verwitterten Porphyry von Miękinia, in das oben beschriebene sphärolithische Aggregat umgewandelt sind. Der Quarz ist unzweifelhaft primär, pyrogenetisch, da die Einbuchtungen auf magmatische Korrosion hinweisen und sich auch das charakteristische Dihexaëder finden läßt. Der Biotit ist gebogen oder gefaltet und resorbiert, mit einem Opacitsaum und starkem Pleochroismus und geht meistens in Chlorit über. Außerdem sehen wir viele Eisen-oxyde, in den Poren viel Kalzit und einen lehmigen, an Limonit reichen Zement.

VIII. Analyse des Porphyrtuffes von Filipowice.

VIII a. Die Zusammensetzung dieses Tuffes nach Abzug von 9·77% CaCO<sub>3</sub> und Umrechnung auf 100%.

	VIII.	VIII a.
SiO <sub>2</sub>	56·22%	62·51%
TiO <sub>2</sub>	0·47 „	0·52 „
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·39 „	0·43 „
F <sub>2</sub>	nicht vorh.	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·15%	14·64 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3·49 „	3·89 „
FeO	0·69 „	0·77 „
MnO	Spuren	—
CaO	7·93% (— 5·47)	2·73 „
MgO	1·52 „	1·69 „
K <sub>2</sub> O	<b>8·45</b> „	<b>9·42</b> „
Na <sub>2</sub> O	0·45 „	0·50 „
— H <sub>2</sub> O	1·19 „	1·32 „
+ H <sub>2</sub> O	1·42 „	1·58 „
CO <sub>2</sub>	4·30 „ <sup>1)</sup> (— 4·30)	—
	<hr/> 99·67%	<hr/> 100·00%

Sp. Gew. = 2·4837 (Portion 10·3928 g).

<sup>1)</sup> Das Mittel von zwei Bestimmungen: 4·25 und 4·35%.

Die angeführte chemische Analyse des Tuffes von Filipowice beweist die substantionelle Verwandtschaft dieses Gesteines mit den Porphyren. Die fast 10%  $\text{CaCO}_3$  sind als sekundäres, von außen infiltriertes Produkt zu betrachten. Nach dessen Eliminierung und Umrechnung auf 100% ersehen wir, daß der Tuff in substantioneller Hinsicht nur als *stark verwitterter Porphyr* zu betrachten ist. Das Kali hat sich hier in sehr großer Menge angesammelt (9·4%) und das Natron fast gänzlich vertrieben. Das beweist, daß der Umwandlungsprozeß, der die Feldspate in unseren Porphyren kennzeichnet, hier abgeschlossen ist. Der Überschuß an CaO und MgO im Vergleich mit den verwitterten Porphyren ist dem fremden Material zuzuschreiben, welches sich während der sekundären Sedimentation des lockeren vulkanischen Materials beigemischt hat.

Um den Vergleich zu erleichtern, wollen wir nebeneinander die Analyse des Tuffes mit denen des frischen und des verwitterten Porphyrs von Miękinia zusammenstellen:

	Porphyr von Miękinia		Porphyrtuff von Filipowice
	frisch	verwittert	nach Abzug von 9·77% $\text{CaCO}_3$
$\text{SiO}_2$	67·90%	69·23%	62·51%
$\text{TiO}_2$	0·76 "	0·60 "	0·52 "
$\text{P}_2\text{O}_5$	0·39 "	0·12 "	0·43 "
$\text{F}_2$	0·06 "	nicht vorh.	nicht vorh.
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13·93 "	14·37%	14·64%
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3·05 "	2·72 "	3·89 "
$\text{FeO}$	0·49 "	0·35 "	0·77 "
$\text{MnO}$	Spuren	Spuren	Spuren
$\text{CaO}$	3·11%	0·93%	2·73%
$\text{MgO}$	0·94 "	0·35 "	1·69 "
$\text{K}_2\text{O}$	3·67 "	<b>6·82</b> "	<b>9·42</b> "
$\text{Na}_2\text{O}$	3·40 "	1·11 "	0·50 "
— $\text{H}_2\text{O}$	0·92 "	2·11 "	1·32 "
+ $\text{H}_2\text{O}$	1·30 "	1·35 "	1·58 "
$\text{CO}_2$	—	Spuren	—

Aus den angeführten Daten können wir folgendes schließen:

1) Der Tuff von Filipowice (wahrscheinlich auch die anderen Krakauer Porphyrtuffe) unterscheidet sich substantionell vom Porphyr nicht und bildet nur die „staubige Phase“ im Gegensatz zu der



„flüssigen Phase“ der sich ergießenden Porphyry-(Liparit-Dacit-) Lava, während eines und desselben Eruptionsprozesses.

2) Der oberflächliche Verwitterungsprozeß der Tuffe ist identisch mit dem der Porphyre. Er beruht auch hier auf der chemischen Umwandlung der Feldspate, welche Natrium und Kalzium verlieren und Kalium aufnehmen. Nur im Tuffe hat diese Metamorphose ihr Ende erreicht, da die chemische Wirkung des Wassers infolge der lockeren Struktur dieses Materials erleichtert war.

Die Krakauer Tuffe enthalten viele Fragmente von fremden Gesteinen und viele sekundäre Produkte. In dem Tuff von Filipowice habe ich neben Quarz und Kalzit *Schwerspat* in schönen, aber kleinen Kristallen gefunden. Von fremden darin enthaltenen Fragmenten erinnern manche an den Tonschiefer von Miękinia, was jedoch mikroskopisch nicht mit Genauigkeit festgestellt werden konnte. Diese Analogie zu finden, wäre von Bedeutung für die Bestimmung des geologischen Alters der Porphyre.

### 3. Die sogenannten Melaphyre.

Unter diesem Namen verstand man in der älteren Literatur alle anderen Eruptivgesteine des Krakauer Gebietes, welche durch keine porphyrische, sondern durch eine feinkörnige oder dichte Struktur gekennzeichnet werden. Sie sind durchgehends von grauer Färbung und haben oft viele entweder leere oder mit verschiedenen sekundären Produkten ausgefüllte Blasen (Mandelsteine). Eben dieser Mandelstruktur scheinen sie ihren Namen „Melaphyre“ zu verdanken. Vom heutigen Standpunkte ist diese Benennung nicht haltbar, denn vor allem stimmt die Endung „phyr“<sup>1)</sup> mit der körnigen Struktur nicht überein, zweitens entspricht weder die mineralogische Zusammensetzung noch die Mikrostruktur unserer Gesteine dem, was wir heute unter Melaphyr verstehen. Die hier untersuchte chemische Zusammensetzung dieser Gesteine verweist sie, wie wir bald sehen werden, in die Reihe der sauersten (olivinfreien) Diabase.

α) Ein quarzführender Hypersthen-Diabas von Niedźwiedzia Góra. Die mineralogische Zusammensetzung dieses Gesteines war bis nun in bezug auf die Art des Pyroxens und die Anwesenheit von Quarz nicht richtig angegeben.

<sup>1)</sup> Aus diesem Grunde scheint auch die Benennung „Porphyrit“ unrichtig zu sein.

Das Gestein ist so feinkörnig, daß man mit bloßem Auge in der dichten, dunkelgrauen oder schwarzen Masse keine Bestandteile unterscheiden kann. Nur die auf ihren Spaltflächen glänzenden Feldspatleistchen heben sich von dem fast einheitlichen matten Grunde ab. Selten finden sich hellere bis haselnußgroße eingeschmolzene fremde Einschlüsse, welche abgerundet und von einem dunkelbraunen Saume umgeben sind.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt eine *ophitische* oder *doleritische Struktur*, denn der Pyroxen ist den Feldspaten gegenüber xenomorph (Siehe Fig. 2, Taf. XLIII). Die Anordnung der Feldspate zeigt oft eine schöne fluidale Parallelstruktur. Die einzelnen Individuen erreichen kaum 0·2 mm Länge und 0·1 mm Breite, während die kleinsten kaum länger als 0·08 mm sind.

Den vorherrschenden Gemengteil bildet ein farbloser und klarer Plagioklas, dessen Brechungsexponenten größer sind als  $n$  des Kanadabalsams. Viele Leistchen mit schmalen Zwillingsstreifen geben gerade oder fast gerade Lichtauslöschung und in Durchschnitten  $\perp$  (010) beträgt der Auslöschungswinkel zirka  $12^\circ$ , was einem sauren *Andesin* entspricht. Die sehr seltenen größeren Plagioklase unterscheiden sich durch ihre etwas höhere Doppelbrechung und den maximalen Auslöschungswinkel auf Durchschnitten  $\perp$  (010), der  $+28^\circ$  beträgt. Dies beweist ihre Zugehörigkeit zur *Labradorreihe*. Die Individuen sind stets in der Richtung der Kante P:M gestreckt, ohne Zonenbau und meist nach dem Albitgesetz und oft zugleich nach dem Karlsbader, sehr selten nach dem Periklingesetz verzwillingt. In der Hauptmasse der Plagioklase findet sich hie und da ein klarer, nicht gestreifter *Orthoklas* (Sanidin) von schwacher Doppelbrechung und viel kleineren Brechungsexponenten als  $n$  des Kanadabalsams. Der Orthoklas umwächst meistens die Terminalflächen der Plagioklase besonders dort, wo Quarz in der Nähe als Residuum hervortritt, was aus Fig. 3, Taf. XLV zu ersehen ist.

Als weiterer Bestandteil der Lava von Niedźwiedzia Góra ist der Pyroxen, und zwar *Hypersthen* zu nennen, ferner in sehr geringer Menge Augit. Der Hypersthen ist nirgends idiomorph, er bildet Körner, die abgerundet oder fingerartig gestreckt sind, mit einer Spaltbarkeit nach (100); auf Längsflächen ist nicht nur die faserige Teilung ( $\parallel z$ ), sondern auch deutlich die Spaltung nach (001) zu sehen. Die Auslöschungsrichtungen sind stets gerade, der Pleochromismus ist deutlich, aber in schwachen Tönen, und zwar  $\parallel b$  hell-

rosa,  $\parallel c$  strohgelb und  $a$  gleicht fast  $b$ . Die Durchschnitte senkrecht auf  $a$  ( $y$ ) löschen gerade aus und ihre Doppelbrechung ( $\gamma - \beta$ ) ist sehr schwach. Auf Schnitten  $\perp c$  ( $z$ ) mit deutlicher prismatischer Spaltbarkeit, welche fast gar keinen Pleochroismus aufweisen, ist der Winkel der optischen Achsen  $> 90^\circ$ . Von Einschlüssen enthält der Hypersthen außer Magnetit und Apatit manchmal auch einen Plagioklas.

Nur selten findet sich ein monokliner *Augit* von lebhafteren Interferenzfarben auf (010), von einem Winkel  $cz = 45^\circ$  und bedeutend schwächerem Pleochroismus.

Einen interessanten Bestandteil des Diabases von Niedźwiedzia Góra bildet der intersertale *Quarz*, voll von blasigen Einschlüssen (Glasbasis, Gase), der die unregelmäßigen Lücken zwischen den Feldspaten ausfüllt und sie zusammenklebt. Er ist nicht gleichmäßig verteilt, sondern bildet hie und da größere, unregelmäßige, eckige Partien. Bemerkenswert ist, daß die darin steckenden Plagioklase eine Orthoklashülle haben, die sonst nicht zu sehen ist (S. Fig. 3, Taf. XLV). Das beweist, daß diese Hülle im letzten Momente des Kristallisationsprozesses, kurz vor dem Erstarren des Quarzresiduums entstanden ist.

Von den Nebengemengteilen enthält das Gestein viel winzige Körner von *Magnetit* und *Ilmenit*, welche Einschlüsse in den Pyroxenen, selten aber in den Feldspaten bilden.

Außergewöhnlich ist hier die Menge von *Apatit*, welcher in langen Nadeln mit basischer Spaltbarkeit fast alle oben beschriebenen Gemengteile durchsetzt (Siehe Tafel XLV, Fig. 2). Manchmal durchwächst ein und dasselbe Individuum den Feldspat, den Pyroxen und den Magnetit und schließt noch Einschlüsse von Magnetit ein.

**Sekundäre Mineralien.** Die sehr seltenen *Biotitblättchen* von lebhaften Interferenzfarben sind wahrscheinlich von sekundärer Herkunft nach Hypersthen. Der Übergang von Hypersthen in Biotit ist oft deutlich. Sechseckige Biotitblättchen sind selten, am meisten finden sich nur unregelmäßig begrenzte Fetzen. Ihre Absorptionsfarben sind:  $\parallel b$  und  $c$  rötlich-braun,  $\parallel a$  hellstrohgelb. Basische Schnitte sind fast einachsige.

Zu den sekundären Gemengteilen gehören auch Aggregate, welche aus einer schwach doppelbrechenden faserigen *Serpentinsubstanz* und einem amorphen *Opal* bestehen. Die Form dieser Aggregate

erinnert oft an die kristallinen Konturen des Olivins, da man noch das charakteristische Längsprisma (021), dessen Flächen sich unter  $99^\circ$  schneiden, unterscheiden kann. Auch sind Spaltrisse nach (001) wahrnehmbar, wie auch die Maschenstruktur. Wir haben hier also unzweifelhaft mit Pseudomorphosen nach Olivin zu tun, doch findet sich dieser in unverändertem Zustande im Gesteine schon nicht mehr. Diese seltenen Olivineinsprenglinge müssen schon in der frühesten Kristallisationsphase einer magmatischen Resorption erlegen sein, denn sie sind stark korrodiert und manchmal in zwei Teile auseinandergerissen. Die zwischen den zerrissenen Fragmenten entstandene Lücke ist von einer Plagioklas-Pyroxenmasse ausgefüllt (Siehe Fig. 1, Taf. XLV).

Im Gegensatz zu den Melaphyren, welche wir weiter unten kennen lernen werden, kommen in diesem Gesteine Blasen sehr selten vor und sind mit einer *Opalsubstanz* ausgefüllt. Aus Fig. 4, Taf. XLV ersehen wir, daß die Oberfläche einer solchen Blase mit Plagioklasleistchen bedeckt ist, welche im Durchschnitte die sekundäre Substanz wie mit einem Ringe umgeben. Das liefert den Beweis, daß diese Blase noch im Schmelzfluß, als sich eben die Feldspate auskristallisierten, entstanden ist.

Fremde Einschlüsse. Im Diabas von Niedźwiedzia Góra hat sich um den eingeschmolzenen Quarz eine Kontaktzone gebildet, welche aus nadelförmigen Kristallen eines fast farblosen, stark doppelbrechenden, monoklinen Pyroxens (*Diopsid*) besteht, der eine dichte Flechte bildet und wie mit einem Ringe den Quarz einschließt.

Die Kristallisationsfolge im Diabase verlief im Gegensatz zu derjenigen der Porphyre ruhig. Nach dem Apatit und vielleicht gleichzeitig mit ihm schieden sich vielleicht Einsprenglinge von Olivin aus, welche später resorbiert wurden und jetzt nur aus Verwitterungsspuren erkennbar sind. Dann begann das Hauptstadium des Kristallisationsprozesses, indem sich massenweise idiomorphe Andesinleistchen ausschieden, denen jedoch seltene größere Labrador-Individuen vorangegangen waren. Die Pyroxene haben sich nach dem Andesin auskristallisiert und die übriggebliebenen freien Lücken ausgefüllt. Als letzter erstarrte der Quarz und kurz vor ihm der Orthoklas, welcher die im Quarz sitzenden terminalen Flächen der Plagioklase umwächst. Die Ausscheidungsfolge der freien Metalloxyde hatte zwei Stadien: ein geringer Teil schied sich

vor dem Plagioklas und ein bedeutend größerer zusammen mit dem Pyroxen aus.

Die chemischen Eigenschaften des Diabases von Niedźwiedzia Góra. In bezug auf die interessante mineralogische Zusammensetzung und Frische wurde das Gestein von Niedźwiedzia Góra in chemischer Hinsicht genauer untersucht. Die zwei unten angeführten, übereinstimmenden Analysen stellen seinen chemischen Charakter und seine systematische Stellung fest.

IX—X. Analysen des Diabases von Niedźwiedzia Góra.

	IX.	X.	Mittel	Mol. %
SiO <sub>2</sub>	54.45%	54.40%	54.42%	59.43
TiO <sub>2</sub>	1.90 "	2.01 "	1.95 "	1.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.08 "	0.89 "	0.98 "	0.45
F <sub>2</sub>	0.46 "	0.49 "	0.47 "	1.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.01 "	14.20 "	14.11 "	9.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.64 "	3.67 "	3.65 "	1.50
FeO	6.13 "	6.13 "	6.13 "	5.61
MnO	0.97 "	0.88 "	0.93 "	0.86
CuO	Spuren	—	—	—
CaO	6.55%	6.62 "	6.59 "	7.76
MgO	3.97 "	3.91 "	3.94 "	6.43
K <sub>2</sub> O	1.99 "	2.06 "	2.03 "	1.42
Na <sub>2</sub> O	3.91 "	4.00 "	3.95 "	4.19
— H <sub>2</sub> O	0.79 "	0.81 "	0.80 "	—
+ H <sub>2</sub> O	0.61 "	0.59 "	0.60 "	—
			<hr/>	
			100.55%	100.00
		— O = F <sub>2</sub>	0.20 "	
			<hr/>	
			100.35%	

Sp. Gew. = 2.8078.

Wir sehen einen für „Melaphyre“ zu großen Gehalt an SiO<sub>2</sub>, was mit dem mikroskopisch gefundenen Quarz übereinstimmt. Das Verhältnis der alkalischen Erden zu den Alkalien ist mehr zu Gunsten der letzteren ausgefallen, als es in den normalen Diabasen oder Melaphyren der Fall ist. 2% K<sub>2</sub>O unter den Alkalien sind hier als ungewöhnlich zu betrachten. Kennzeichnend ist der hohe Gehalt an Fe<sup>++</sup>; wodurch sich das Gestein den Hypersthenandesiten und Porphyriten nähert. Endlich ist das bedeutende Quantum von

$P_2O_5$  und F, wie auch die Spuren von Cu hervorzuheben. Das Gestein hat also eine ungewöhnliche Zusammensetzung und bildet einen Übergangstypus von den eigentlichen Diabasen zu den Porphyriten und Daciten.

Die chemische Zusammensetzung des Hypersthens. Um den im Diabas von Niedźwiedzia Góra überwiegenden Pyroxen, welchen wir auf optischem Wege als Hypersthen erkannt haben, auch chemisch genauer zu bestimmen, mußte er vom Gestein ausgeschieden werden. Dies war umständlich wegen seiner sehr kleinen Körner (etwa 0·08 bis 0·1 mm lang) und der ziemlich festen Verwachsung mit Biotit und Magnetit. Zirka 120 g Gestein wurden gepulvert und durch eine feine seidene Gase gesiebt. Nach der Abschlämmung wurde das zurückgebliebene feine Gesteinspulver in einer großen Platinschale mit stark konzentriertem NaOH nach der Methode von Lemberg behandelt. Nach einigen Tagen hat sich die dichte Brühe, welche mit einer Paraffinschicht überdeckt war und auf einem heißen Wasserbad stehen gelassen wurde, stark verändert: an Stelle der Feldspate entstanden zahlreiche kleine Analcimkristalle. Vermittelst Wasser und 2-norm. HCl wurden die löslichen Teile entfernt, das zurückgebliebene Pulver wurde wieder mehrfach mit NaOH behandelt, so daß es an Pyroxen immer reicher wurde, was auf mikroskopischem Wege konstatiert werden konnte. Das chemisch ausgeschiedene Pulver enthielt noch außer der überwiegenden Menge von reinem Pyroxen, Körner mit Einschlüssen von Plagioklas oder Magnetit. Von dem letzteren wurde das Pulver mittels eines Magneten befreit, die Körner mit den Plagioklaseinschlüssen wurden in einer Methylenjodidlösung vom sp. Gew. 3·321 isoliert. In dieser Lösung sinkt der Pyroxen, indem die Körner mit den Plagioklaseinschlüssen auf der Oberfläche schwimmen. Als Endresultat wurden 4 g reinen Pyroxens erhalten.

Die chemische Zusammensetzung dieses Pulvers geben die Analysen XI und XII an:

(Siehe Analysen XI und XII Seite 830).

Die angeführten Zahlen zeigen, daß wir hier mit einem Pyroxen zu tun haben, in dessen Zusammensetzung die Molekel  $MgSiO_3$  und  $FeSiO_3$  stark vorherrscht, folglich mit einem Hypersthen. Zwar fällt der für einen Hypersthen zu hohe Gehalt an CaO (6·3%) auf. Dieses CaO kann entweder im Hypersthen sein, wie das auch an-

	XI.	XII.	Mittel	Mol. %	
SiO <sub>2</sub>	49·47 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	49·51 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	49·49 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	49·20	} 50·9 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>
TiO <sub>2</sub>	2·26 „	2·18 „	2·22 „	1·66	
F <sub>2</sub>	nicht vorh.	—	—	—	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·42 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	1·30 „	1·36 „	0·80	0·8 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3·49 „	3·67 „	3·58 „	1·34	1·3 „
FeO	20·71 „	20·71 „	20·71 „	17·32	} 18·3 „
MnO	1·09 „	(1·09) „	1·09 „	0·92	
CaO	6·26 „	(6·26) „	6·26 „	6·72	6·7 „
MgO	14·47 „	(14·47) „	14·47 „	21·51	21·5 „
K <sub>2</sub> O	0·15 „	(0·15) „	0·15 „	0·10	} 0·5 „
Na <sub>2</sub> O	0·45 „	(0·45) „	0·45 „	0·43	
— H <sub>2</sub> O	0·15 „	(0·15) „	0·15 „	—	
+ H <sub>2</sub> O	0·55 „	(0·55) „	0·55 „	—	
			100·48 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	100·00	

dere Analysen aufweisen<sup>1)</sup>, oder es kann auch teilweise von der geringen Beimengung des Augits stammen, der sich im Gestein als Nebengemengteil befindet. Jedenfalls wäre diese Beimengung unbedeutend, wenn sich die Resultate der Analyse noch im Bereiche der chemischen Schwankungen eines Hypersthens halten.

Aus den Molekularprozenten, welche bis auf die erste Dezimalstelle abgerundet wurden (siehe Seite 830), läßt sich für unseren Pyroxen folgende Formel aufstellen:

	Mol. %	
0·5 Na <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub>	3·0	} 22 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>
0·8 CaFe <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	4·8	
0·8 MgAl <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	2·4	
5·9 CaSiO <sub>3</sub>	11·8	
13·2 FeSiO <sub>3</sub>	36·6	} 78 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>
20·7 MgSiO <sub>3</sub>	41·4	

Alle diese Formeln verlangen zusammen 50·9 Molproz. SiO<sub>2</sub>, was also mit unserer Analyse (S. 830) genau stimmt.

Die Verbindungen, welche rhombisch kristallisieren, bilden in der komplizierten Molekel unseres Pyroxens 78 Molproz. Es ist

<sup>1)</sup> So erhält z. B. der Hypersthen vom Santorinischen Andesit, nach Fouqué 10·8<sup>o</sup>/<sub>o</sub> CaO; der Hypersthen von Buffalo Peak, Color., nach Hillebrand 6·7<sup>o</sup>/<sub>o</sub> CaO u. s. w.

also begreiflich, daß sich dieser ganze Komplex trotz der Beimischung einer Substanz, welche in reinem Zustande monoklin ist, nach den Symmetrieprinzipien des rhombischen Systems auskristallisiert hat.

Es ist hervorzuheben, daß unser Hypersthen an einen von den unlängst von Wahl<sup>1)</sup> beschriebenen „Enstatitaugiten“, nämlich einen Diabaspyroxen von Föglö (Insel Åland) erinnert. Wir führen hier die Zusammensetzung dieses Augits in Molekularprozenten an:

	Mol. ‰	
SiO <sub>2</sub>	49·80	} 50·3‰
TiO <sub>2</sub>	0·53	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·34	1·3 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0·81	0·8 „
FeO	15·23	} 15·7 „
MnO	0·47	
MgO	24·11	24·1 „
CaO	7·24	7·2 „
Na <sub>2</sub> O	0·20	} 0·4 „
K <sub>2</sub> O	0·23	

Von diesen Zahlen leiten wir dieselben Verbindungen wie oben bei dem Hypersthen von Niedźwiedzia Góra ab:

	Mol. ‰	
0·4 Na <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	2·4	} 22·3‰
0·4 CaFe <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub>	2·4	
1·3 MgAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	3·9	
6·8 CaSiO <sub>3</sub>	13·6	
15·7 FeSiO <sub>3</sub>	31·4	} 77‰
22·8 MgSiO <sub>3</sub>	45·6	
	99·3‰	
0·5 SiO <sub>2</sub> (Rückstand)	0·5 „	
	99·8‰	

Die rhombisch kristallisierenden Verbindungen betragen hier 77 Molproz., also um 1‰ weniger als im Hypersthen von N. Góra. Dennoch hat dieser Pyroxen monoklin auskristallisiert.

Diese Zusammenstellung scheint die Grenze zu zeigen, bis zu

<sup>1)</sup> T. M. P. M. XXVI (1907), Seite 16.



welcher isodimorphe Beimischungen, die selbst monoklin kristallisieren, in den rhombischen Pyroxen eindringen können, ohne dessen rhombische Struktur zu stören. Diese Grenze bilden also 78 Molekproz. (Mg, Fe)  $\text{SiO}_3$  (eventuell 22% Beimischung). In dem Pyroxen von Wahl wurde sie um 1% überschritten und hat monokline Symmetrie hervorgerufen.

Die quantitative mineralogische Zusammensetzung des Diabases von Niedźwiedzia Góra. Die Kenntnis der chemischen Zusammensetzung des Pyroxens ermöglicht die Orientierung in den quantitativen Verhältnissen, welche die gesteinsbildenden Mineralien in unserem Diabas betreffen. Als Grundlage unserer Umrechnung dient uns, wie gewöhnlich,  $\text{MgO}$ ; wir nehmen an, daß die ganze Magnesiummenge in unserem Pyroxen gebunden ist. Dann erhalten wir in abgerundeten Molekularprozenten:

30.0%	Pyroxen,	}	37% fem.
3.5 "	Magnetit und Limonit,		
2.5 "	Apatit,		
1.0 "	Flußspat,		
11.0 "	Orthoklas,	}	63% sal.
33.0 "	Albit,		
14.0 "	Anorthit,		
5.0 "	Quarz.		

Das Gestein enthält also 37% femische und 63% salische Mineralien, darunter 58% Feldspate und 5% Quarz.

Über diese Umrechnung ist folgendes zu bemerken: Unter „Pyroxen“ werden auch die Mg enthaltenden sekundären Produkte, wie Biotit und der geringe Gehalt an Serpentin mitgerechnet; der Ausdruck „Flußspat“ ist hier nur theoretisch zu nehmen, denn unter dem Mikroskope konnte dieses Mineral nicht festgestellt werden und der Überschuß von  $\text{F}_2$  nach Apatit konnte nur auf Flußspat umgerechnet werden. Es ist nicht ausgeschlossen, daß ein Teil dieses Fluors in dem Biotit gebunden ist, während der Rest wirklich Flußspat bildet, welcher zwischen den feinen Körnern von Magnetit, Ilmenit und Pyroxen verschwindet.

Das wirkliche Quantum von Orthoklas in mineralogischer Deutung ist schwer zu ermitteln, solange dessen chemische Zusammensetzung uns unbekannt bleibt. Sollten wir annehmen, daß der ganze „Albit“ an den „Anorthit“ gebunden ist, würden wir durchschnitt-

lich einen Plagioklas  $Ab_4An_1$  erhalten, was jedoch nicht der Fall ist, da er bestimmt mehr basisch ist. Daraus müssen wir schließen, daß auch Albitmoleküle am Bau des „Orthoklases“ teilnehmen.

Nach der amerikanischen Systematik gehört dieses Gestein zur zweiten Klasse (*dosalane*), fünften Reihe (*germanare*), zum dritten Range (*andase*) und zum vierten Subrange (*andose*).

Seine nähere systematische Stellung werden wir in der allgemeinen Charakteristik unserer „Melaphyre“ angeben.

### β) Die „Melaphyre“ mit monoklinem Pyroxen.

Einen anderen Habitus haben die „Melaphyre“, in denen das überwiegende femische Mineral der monokline Pyroxen bildet. Im Gegensatz zu dem Diabas von Niedźwiedzia Góra sind es graue, oft poröse Gesteine, welche gewöhnlich viel sekundäre rote, grüne und weiße Produkte enthalten. Ihre Struktur ist gewöhnlich feinkörnig, so daß das unbewaffnete Auge außer den sekundären Produkten keine primären Bestandteile unterscheiden kann.

**Alwernia.** Das Gestein ist grau, feinkörnig, reich an sekundären roten Produkten, in den Spalten an verschiedenfarbigen Infiltrationen. Hier und da finden sich auch fremde Einschlüsse.

Die mikroskopische Untersuchung ergab eine *interstertale*, und zwar divergent-strahlige Struktur; oft ist auch Fluidalstruktur zu bemerken. Der xenomorphe Augit steckt zwischen den Feldspaten.

Die Plagioklase — 0·1 bis 0·4 mm lang und 0·05 bis 0·15 mm breit — sind stets nach der  $x$  Achse gestreckt, von mikrotinischem Habitus und dominieren über den übrigen Gemengteilen. Ihre Brechungsexponenten sind größer als  $n$  des Kanadabalsams. Auf Durchschnitten  $\perp (010)$  beträgt der maximale Auslöschungswinkel  $+ 21^\circ - 22^\circ$ . Dieser Plagioklas gehört also zum *basischen Andesin* oder zum *sauren Labrador*. Manche Durchschnitte  $\perp (001)$  und  $(010)$  geben Auslöschungswinkel bis  $29^\circ$ , was auf größere Basizität des Plagioklases hinweisen würde. Auch hier finden sich in der Masse der idiomorphen Plagioklase nicht selten klare, durchsichtige xenomorphe Partien von schwächerer Doppelbrechung, welche zum *Orthoklas* (Sanidin) gehören.

Der Pyroxen bildet abgerundete Körner, welche immer dem Plagioklas gegenüber xenomorph sind. Auf Schnitten mit größter Doppelbrechung beträgt der Winkel  $cz = 41^\circ$ . Der Pleochroismus

ist schwach in weingelben Tönen. Der Winkel der optischen Achsen ist groß. Zwillinge bildet er nach dem gewöhnlichen Gesetz: (100).

Zwischen den Feldspatleistchen, besonders zwischen solchen, die sich unter einem schiefen Winkel schneiden, erscheint sehr oft deutliche braune *Glasbasis*, welche feine, dunkle Globulite einschließt.

Von den Nebengemengteilen haben wir auch hier viel Magnetit (mit Ilmenit), aber viel weniger Apatit als im Diabas von Niedźwiedzia Góra.

Sehr charakteristisch für dieses Gestein ist ein sekundäres braunrotes Mineral, dessen Konturen oft an Olivin erinnern (Siehe Fig. 5, Seite 836). Es ist schwach pleochroitisch, mit zwei Spaltungsrichtungen, die sich unter  $90^\circ$  kreuzen, und hat eine Lichtauslöschung, die  $\parallel$  und  $\perp$  zu den Spaltungsrichtungen ist. Durchschnitte, welche  $\perp$  zu beiden Spaltungen stehen, sind auch  $\perp$  zur ersten positiven Mittelinie.  $2E > 90^\circ$ . In HCl zersetzt sich dieses Mineral und gibt ein farbloses  $\text{SiO}_2$ -Skelett. Diese Eigenschaften erinnern an *Iddingsit*, welcher ein Zersetzungsprodukt nach Olivin ist. Es sind darin auch Plagioklasleistchen sichtbar.

Diese Verhältnisse zeigen die Kristallisationsfolge der Hauptgemengteile: am frühesten hat sich Plagioklas, dann Olivin, Pyroxen, endlich die Glasbasis ausgeschieden.

Die chemische Zusammensetzung. Die Analyse des „Melaphyrs“ von Alwernia ergab folgende Resultate (XIII):

(Siehe Seite 835).

Im Gegensatz zum Diabas von Niedźwiedzia Góra wird hier das zweiwertige Fe vom dreiwertigen weit überragt; außerdem enthält dieses Gestein weniger  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  und  $\text{F}_2$ , dagegen mehr  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$ . Die Differenzen sind nicht bedeutend und stammen hauptsächlich von der größeren Menge der sekundären Produkte im Gestein von Alwernia, besonders von *Iddingsit*, welcher den Überschuß von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und Wasser verursacht.

Die Umrechnung nach der amerikanischen Methode ergibt folgende quantitative mineralogische Zusammensetzung des Gesteins in Molekularprozenten ausgedrückt:

(Siehe Seite 835).

Die Gesamtmenge der salischen Gemengteile beträgt also hier 64%. Quarz und Flußpat sind nur theoretisch angegeben, da sie sich nur aus dem Schema der Rechnung ergeben.

	XIII.	Mol. %
SiO <sub>2</sub>	52·67 <sup>0</sup> / <sub>100</sub> <sup>1)</sup>	60·05
TiO <sub>2</sub>	2·58 "	2·21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·52 "	0·27
F <sub>2</sub>	0·17 "	0·31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·66 "	9·21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7·33 "	3·16
FeO	1·44 "	1·38
MnO	0·78 "	0·77
CaO	7·94 "	9·77
MgO	4·01 "	6·84
K <sub>2</sub> O	2·51 "	1·83
Na <sub>2</sub> O	3·79 "	4·20
— H <sub>2</sub> O	1·07 "	—
+ H <sub>2</sub> O	1·51 "	—
	99·98 <sup>0</sup> / <sub>100</sub>	100·00
— O = F <sub>2</sub>	0·07 "	
	99·91 <sup>0</sup> / <sub>100</sub>	

Sp. Gew. = 2·7549.

Zusammensetzung in Molekularprozenten.

14·5 <sup>0</sup> / <sub>100</sub> Orthoklas	}	64 <sup>0</sup> / <sub>100</sub> sal.	}	36 <sup>0</sup> / <sub>100</sub> fem.
33·5 " Albit				
13·0 " Anorthit				
3·0 " Quarz				
29·0 " Augit				
1·0 " Apatit				
0·5 " Flußspat				
5·5 " freie Eisenoxyde. Iddingsit etc.				

Bei dem Kontakte mit dem Sandstein hat sich das Gestein merklich verändert: die Struktur ist dichter, die Plagioklase feiner, nadelförmig; besondere Beachtung verdient aber der Umstand, daß die Menge der Glasbasis hier bedeutend größer wird. Das weist auf andere Kristallisationsverhältnisse im Kontakte hin, nämlich auf ein rasches Sinken der Temperatur. Auch ist zu bemerken, daß sich hier oft im Iddingsit Kerne von frischem Olivin erhalten haben.

<sup>1)</sup> Das Mittel von zwei Bestimmungen: 52·69 u. 52·64<sup>0</sup>/<sub>100</sub>.

**Regulice.** Dieses Gestein erinnert an den Melaphyr von Alwernia, nur hat es mehr Blasen und geht oft in einen typischen Mandelstein über. Die Blasen von 1 mm bis 2 cm Durchmesser sind meist mit einer grünen erdigen Masse ausgefüllt. Ausnahmsweise finden sich bis menschenkopfgroße Höhlungen, wie z. B. in Rudno, welche eine talkig fettige Substanz (worüber unten) enthalten.

Unter dem Mikroskope sehen wir dieselbe intersertale Struktur und dieselben Gemengteile wie in Alwernia, nämlich Plagioklase, Augit, metamorphisierten Olivin, Magnetit und Apatit. Außerdem treten noch in den Poren grüne sekundäre Produkte auf, welche



Fig. 5.

an das Mineral  $x$  im Porphyr von Miękinia erinnern, mit dem Unterschiede, daß es hier sphärolithische Aggregate bildet, dann sekundärer Chalcedon und Chlorit. Merkwürdigerweise stecken im Kalzit ganz frische Feldspate und chloritisierter Augit.

Durchschnitte des Plagioklases  $\perp (010)$  geben einen Auslöschungswinkel von 9 bis  $9\frac{1}{2}^\circ$  und auf quadratischen Durchschnitten  $\perp P$  und  $M - 16^\circ$ , was einem *Andesin* entspricht. In den Winkeln zwischen den Feldspatleisten steckt oft Augit und Orthoklas.

An  $\{Augitkörnern\} \parallel (010)$  wurde  $cz = 43^\circ$  bestimmt und auf einem Querschnitte war es auch möglich, den optischen Achsenwinkel nach der Becke'schen Methode zu messen:  $2Vc = 59^\circ (\pm 1^\circ)$ .

Quarz kommt hier nicht vor. Aber ebenso wie in Alwernia finden wir hier wenig von *intersertaler Glasbasis*, welche von feinen dunklen Globuliten durchsetzt ist.

Die chemische Zusammensetzung. Die chemische Analyse von Proben, welche frisch und womöglich von sekundären Produkten frei waren, ergab folgende Resultate (XIV):

	XIV.	Mol. %
SiO <sub>2</sub>	52·00%	58·74
TiO <sub>2</sub>	2·01 "	1·70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·49 "	0·24
F <sub>2</sub>	0·18 "	0·32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·08 "	9·38
F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8·40 "	3·57
FeO	1·09 "	1·03
MnO	0·72 "	0·69
CaO	9·61 "	11·68
MgO	3·91 "	6·59
K <sub>2</sub> O	2·58 "	1·86
Na <sub>2</sub> O	3·83 "	4·20
— H <sub>2</sub> O	0·91 "	—
+ H <sub>2</sub> O	0·42 "	—
CO <sub>2</sub>	Spuren	—
	<u>100·23%</u>	<u>100·00%</u>
— O = F <sub>2</sub>	0·08 "	
	<u>100·15%</u>	

Sp. Gew. = 2·7292.

Die angeführten Zahlen beweisen die Ähnlichkeit und in manchen Positionen fast die Identität der chemischen Zusammensetzung beider Gesteine. Das Gestein von Regulice enthält um 1% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und 1·5% CaO mehr, aber um 1% H<sub>2</sub>O und 1/2% SiO<sub>2</sub> weniger. Die quantitativen Verhältnisse der einzelnen Bestandteile sind auch fast dieselben. Wir haben hier 62 Molekularprocente salischer Mineralien (15 Orthoklas, 33·5 Albit und 13·5 Anorthit) und 38 Molekularprocente femischer Bestandteile (31 Augit, 1 Apatit, 0·5 Flußspat und 5·5 freie Eisenoxyde, Iddingsit etc.).

Die Verwitterungsvorgänge an den Melaphyren.

Poręba (Belweder). Der besser erhaltene Melaphyr von Poręba ist makroskopisch dem von Regulice ähnlich, nur hat er weniger rote Flecken von Iddingsit. Die mikroskopische Struktur ist auch

hier intersertal. Die Plagioklase sind mehr isometrisch, so daß die Fluidalstruktur weniger hervortritt.

Der blasige Melaphyr ist gänzlich von einer dunklen Masse sekundärer Eisenerze durchdrungen, in welcher wasserhelle Leisten eines manchmal skelettartig entwickelten Plagioklases stecken. In den Höhlungen (Blasen) und Spalten finden sich außer sekundärem Quarz und erdigen Produkten (Chlorit) farblose wasserhelle Partien von körniger Struktur, schwacher Doppelbrechung, von der Spaltbarkeit und dem optischen Verhalten des Orthoklases, welcher hier samt den übrigen Substanzen in den Poren unbestritten zu den *sekundären Produkten* gezählt werden muß <sup>1)</sup>. Das beweisen die Analysen (XV und XVI) dieses verwitterten Melaphyrs:

	XV.	XVI.	Mittel
SiO <sub>2</sub>	57·86 <sup>0</sup> / <sub>10</sub>	— <sup>0</sup> / <sub>10</sub>	57·86 <sup>0</sup> / <sub>10</sub>
TiO <sub>2</sub>	1·58 "	— "	1·58 "
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·38 "	— "	0·38 "
F <sub>2</sub>	0·05 "	— "	0·05 "
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13·08 "	— "	13·08 "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6·76 "	— "	6·76 "
FeO	0·93 "	— "	0·93 "
MnO	0·41 "	— "	0·41 "
CaO	1·24 "	— "	1·24 "
MgO	3·41 "	— "	3·41 "
K <sub>2</sub> O	<b>8·90</b> "	<b>8·97</b> "	<b>8·93</b> "
Na <sub>2</sub> O	2·69 "	2·58 "	2·63 "
— H <sub>2</sub> O	1·09 "	— "	1·09 "
+ H <sub>2</sub> O	2·02 "	— "	2·22 "
CO <sub>2</sub>	Spuren	— "	— "
			<hr/>
			100·37 <sup>0</sup> / <sub>10</sub>
		— O = F <sub>2</sub>	0·03 "
			<hr/>
			100·34 <sup>0</sup> / <sub>10</sub>

Eine Vergleichung dieses Melaphyrs mit einem frischen z. B. von Regulice ist sehr lehrreich. Wollen wir zuerst die alkalischen Er-

<sup>1)</sup> Die optischen Eigenschaften dieses Minerals werde ich in einer besonderen Mitteilung bei Gelegenheit der chemischen Untersuchung der im verwitterten Porphyr von Miękinia auftretenden sekundären Orthoklasaggregate (Seite 812) behandeln.

den ins Auge fassen. In ihrem Verhalten sehen wir bedeutende Unterschiede. Der Gehalt an CaO ist im verwitterten Gestein von 9.6% auf 1.2% gesunken, während der Magnesiagehalt sich nur um 1/2% (von 3.9 auf 3.4%) verringert hat. Es wird also während des oberflächlichen Verwitterungsprozesses der Kalk rasch ausgewaschen, während die Magnesia fast ganz zurückbleibt. Ebenso bleiben die Tonerde und beide Eisenoxyde fast unangegriffen. Aber am auffallendsten ist bei diesem Prozesse, so wie bei den Porphyren die Steigerung des Kaligehaltes in der Verwitterungsrinde, der hier 8.9% erreicht, während er im frischen Melaphyr kaum 2.58% beträgt. Die Natronmenge hat sich um 1.1% verringert, was auch an die Verhältnisse in den Porphyren erinnert.

Wenn wir noch berücksichtigen, daß der verwitterte Melaphyr um 5.8% Kieselsäure und nur 1.6% Wasser (— 105° C) zugenommen hat, müssen wir zu demselben Schluß gelangen, zu welchem wir bei der Diskussion des Verwitterungsprozesses an den Porphyren gekommen sind. Der Verwitterungsvorgang an den Melaphyren, insoweit er die Feldspate betrifft, beruht weder auf ihrer Kaolinisation, noch auf Sericitisation, noch auf irgend einem anderen bekannten Prozesse, sondern zumeist auf dem Verdrängen von Kalzium und Natrium durch Kalium, was wir *Kalifikation* nennen können. Die neu entstandene Substanz kann in diesen Verhältnissen nur ein sekundärer Orthoklas sein, dessen Anwesenheit auch wirklich durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt wurde.

Die angeführte Tabelle wird den Kreislauf der Stoffe in dem verwitternden Melaphyr von Belveder veranschaulichen.

(Siehe Tab. Seite 840).

Um mich zu überzeugen, ob das Kalium nicht nur in dem verwitterten Gestein, sondern auch in der äußerst veränderten und oberflächlichen Rinde vorhanden ist, habe ich ein Stück von einer alten, heute ganz bewaldeten Halde im Belveder von Poręba einer näheren Untersuchung unterzogen. Dieses Stück ist von einer dunkelbraunen Rinde bedeckt und von Gangadern durchwachsen, welche aus einer weißen Substanz von pelitischer Struktur bestehen. Diese läßt sich leicht mit einem Messer ausschälen, ist leicht zerreiblich und erscheint gepulvert schwach rosig. Im allgemeinen erinnert sie an „Kaolin“. Die Analyse ergab darin 6.86% K<sub>2</sub>O und 0.74% Na<sub>2</sub>O; es kann also von Kaolinisation auch hier keine Rede sein.



	Frischer Melaphyr	Verwitterter Melaphyr	Differenz
	Regulice	Poreba	
SO <sub>2</sub>	52·00%	57·86%	+ 5·86%
TiO <sub>2</sub>	2·01%	1·58%	- 0·43%
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0·49%	0·38%	- 0·11%
F <sub>2</sub>	0·18%	0·05%	- 0·13%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14·08%	13·08%	- 1·00%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8·40%	6·76%	- 1·64%
FeO	1·09%	0·93%	- 0·16%
MnO	0·72%	0·41%	- 0·31%
CaO	9·61%	1·24%	- 8·37%
MgO	3·91%	3·41%	- 0·50%
K <sub>2</sub> O	2·58%	8·93%	+ 6·35%
Na <sub>2</sub> O	3·83%	2·63%	- 1·20%
- H <sub>2</sub> O	0·91%	1·09%	+ 0·18%
+ H <sub>2</sub> O	0·42%	2·02%	+ 1·60%

**Nachtrag.** Substanzen, welche die Blasen und größere Höhlungen in den Melaphyren ausfüllen. Dieses Thema ist zu weitläufig, als daß ich hier näher darauf eingehen könnte. Ich möchte nur einige Analysen von verschiedenen weniger bekannten Substanzen mitteilen, welche ich gelegentlich beim Studium der oberflächlichen Verwitterungsvorgänge an Melaphyren ausgeführt habe.

1. Eine grüne, aus den Blasen im Melaphyr von Mirów ausgeschiedene Substanz. Diese schmutziggrüne, erdige Masse zeigt nach sorgfältiger Reinigung unter dem Mikroskope eine faserige Struktur und schwache Doppelbrechung. In der Längsrichtung der Fasern verläuft die Elastizitätsachse *c*. Beim Glühen nimmt diese Masse eine dunkelbraune Farbe an und schmilzt. In HCl ist sie zersetzbar.

Aus Mangel an Material konnte ich nur folgende Bestimmung ausführen (XVII):

## XVII.

SiO <sub>2</sub>	49·58%
TiO <sub>2</sub>	0·37 "
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9·08 "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10·53 "
FeO	0·46 "
MnO	Spuren
CaO	Spuren
MgO	7·24%
K <sub>2</sub> O	nicht bestimmt
Na <sub>2</sub> O	nicht bestimmt
— H <sub>2</sub> O	11·53%
+ H <sub>2</sub> O	8·68 "
	<hr/>
	97·47%

Die Analyse beweist, daß wir hier weder mit einem normalen Chlorit noch mit dem Tschermak'schen Leptochlorit zu tun haben, denn wir erhalten hier zu viel SiO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O und zu wenig MgO und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Auch kann diese Substanz mit keinem der bekannten sekundären Produkte identifiziert werden, welche als Derivate der Pyroxen- oder Olivin-Gruppe zu betrachten wären.

2. Eine weiße Substanz, welche die größeren unregelmäßigen Aushöhlungen im Melaphyr von Rudno ausfüllt. Diese bildet eine kugelige Masse von einigen cm Durchmesser, in der Mitte befinden sich gewöhnlich Quarzkristalle und diese sind eingeschlossen von einer kompakten, fettigen, harten Substanz, welche unter dem Mikroskope eine faserige Struktur und starke Doppelbrechung aufweist und an Talk erinnert. Nach außen wird diese Substanz immer mürber.

Die Analysen der gereinigten harten Substanz, welche teilweise in heißem HCl löslich ist, ergab folgende Resultate (XVIII und XIX):

	XVIII.	XIX.	Mittel
SiO <sub>2</sub>	48·69 %	48·73 %	48·71 %
TiO <sub>2</sub>	nicht vorh.	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6·12 %	6·68 "	6·40 "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2·91 "	2·94 "	2·93 "
FeO	0·18 "	(0·18) "	0·18 "
MnO	0·14 "	(0·14) "	0·14 "
CaO	1·61 "	(1·61) "	1·61 "
MgO	16·17 "	(16·17) "	16·17 "
K <sub>2</sub> O	0·27 "	(0·27) "	0·27 "
Na <sub>2</sub> O	2·11 "	(2·11) "	2·11 "
— H <sub>2</sub> O	12·81 "	12·94 "	12·88 "
+ H <sub>2</sub> O	8·47 "	8·31 "	8·39 "
			<hr/> 99·79 %

Auch dieses Produkt kann mit keinem der bekannten sekundären Mineralien direkt verglichen werden. Es scheint dem sog. *Pilolith* am nächsten zu stehen, der von Hintze<sup>1)</sup> zur Serpentin-Gruppe gezählt wird. Manche *Saponite* haben auch eine ähnliche chemische Zusammensetzung.

Die mürbe Substanz, welche die oben analysierte Masse umgibt, löst sich in HCl unter Entwicklung von CO<sub>2</sub> auf. Sie schmilzt in der Lötrohrflamme und hat folgende Zusammensetzung (XX):

	XX.
SiO <sub>2</sub>	35·61 %
TiO <sub>2</sub>	nicht vorh.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4·77 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2·37 "
FeO	0·13 "
MnO	Spuren
CaO	20·00 %
MgO	10·97 "
— H <sub>2</sub> O	6·45 "
+ H <sub>2</sub> O	3·27 "
CO <sub>2</sub>	16·83 " <sup>2)</sup>
	<hr/> 100·40 %

<sup>1)</sup> Handbuch II, Seite 796.

<sup>2)</sup> Das Mittel von zwei Bestimmungen: 16·96 und 16·71 %.

Wir sehen also ein Gemenge von etwa 38% eines freien  $\text{CaCO}_3$  (mit einer kleinen Beimengung von  $\text{MgCO}_3$ ) und einem Überschuß der Substanz, deren Zusammensetzung wir oben (Anal. XVIII) angegeben haben. Dieses Gemenge geht manchmal in eine mehligte Substanz über, die ganz aus Karbonaten besteht.

Wenn wir also die Kristallisationsfolge von außen nach innen in dieser Höhlung annehmen, müssen wir folgende Reihe aufstellen: ein Gemenge von Pilolith mit einem Karbonat, reiner Pilolith, endlich Quarz.

3. Die Poren sind manchmal, wie z. B. in Regulice mit sekundären *Kalkitkristallen* ausgefüllt, welche von einer Chloritsubstanz verunreinigt und grün gefärbt sind. Mit bloßem Auge sind an diesen Kristallen gestreifte Flächen des stumpfen Rhomboeders  $\{01\bar{1}2\}$  neben dem schärferen Rhomboeder, wahrscheinlich  $\{02\bar{2}1\}$ , zu unterscheiden.

### Chemische Charakteristik der »Melaphyre« und deren systematische Stellung.

Ebenso wie die Porphyre haben auch unsere Melaphyre keine scharfe Individualität; sie bilden einen Übergangstypus. Das beweisen die aus den Analysen ermittelten Molekularverhältnisse. Alle enthalten mehr  $\text{SiO}_2$  und Alkalien als die durchschnittlichen typischen Melaphyre und Basalte (eventuell Diabase), dagegen haben alle weniger  $\text{CaO}$  und besonders  $\text{MgO}$ . Unter den Alkalien hat das  $\text{Na}_2\text{O}$  ein bedeutendes Übergewicht (4.2 Molproz.), aber auch das  $\text{K}_2\text{O}$  (1.4—1.9 Molproz.) ist keineswegs in so geringen Mengen, wie in den eigentlichen Melaphyren vorhanden. Infolge dieser Eigenschaften erscheint es ratsam, unseren Melaphyren ihre Stellung in dem System neben den saureren Augitandesiten (eventuell Augitporphyriten oder Augitdioriten) anzuweisen. Die Bezeichnung Melaphyr ist auch aus dem Grunde nicht entsprechend, da die Struktur der Gesteine keine melaphyrische ist und eher als doleritisch zu bezeichnen wäre. In bezug auf die mineralogische Zusammensetzung und die meistens dichte oder feinkörnige Struktur von ophitischem Charakter, wie auf den Habitus wäre die Benennung *Diabas* die richtigste. Die geologisch eingeführte Bezeichnung „Melaphyr“ wäre aber nur für die blasigen, verwitterten, an Mandeln und Verwitterungsprodukten reichen Abarten zu behalten.

Wenn wir von der mineralogischen Zusammensetzung und Struktur absehen und die Molekularprocente<sup>1)</sup> nach der amerikanischen Formel zusammenstellen, erhalten wir folgende Resultate:

Niedźwiedzia Góra:	II, 5, 3, 4.
Alwernia:	II, 5, 2, 4.
Regulice:	II, 5, 2, 4.

In unseren Diabaslaven überwiegen die salischen Gemengteile die femischen Mineralien fast doppelt (zweite Klasse, *dosalane*). Manche von ihnen enthalten sehr kleine Mengen von Quarz (*quarperfelic*). Die Alkalien überwiegen das in den Feldspaten gebundene Kalzium, nur im Gestein von Niedźwiedzia Góra ist dieser Überschuß weniger bedeutend (so daß der „Rang“ dieses Gesteins noch 3 ist, *alcalicalcic*), als in den Laven von Alwernia und Regulice, wo dies Verhältnis schon zu Gunsten des zweiten „Ranges“ ausfällt (*domalcalic*). Das Natrium dominiert überall in gleichem Maße über dem Kalium (Subrang 5 *persodic*).

Der durchschnittliche Magmatypus nähert sich also dem andesitischen, nur sind ziemlich bedeutende mineralogische Unterschiede zu verzeichnen. Am meisten hebt sich der Diabas von Niedźwiedzia Góra hervor: er enthält bestimmt primären Quarz (etwa 5 Molproz.) und sein Pyroxen ist meist Hypersthen, was schon in der Bauschanalyse hervortritt, nämlich wegen seines Gehaltes an FeO (5·6 Molproz. auf 1·5%  $F_2O_3$ ), welcher bedeutend größer ist als in den Gesteinen von Alwernia (1·38 Molproz. FeO) und Regulice (1·03 Molproz. FeO). Diese letzteren enthalten nur monoklinen Augit und das zweiwertige Fe wird darin von dem dreiwertigen überwogen (3·2 event. 3·6 Molproz.  $Fe_2O_3$ ). Die Tatsachen lassen sich auch zum Teil durch sekundäre Vorgänge wie durch Oxydation des Magnetits, Umwandlung von Olivin in Iddingsit erklären. Ein außergewöhnlich hoher Gehalt von Apatit (2½ Molproz.) kennzeichnet außerdem das Gestein von Niedźwiedzia Góra. Auch enthält dieses Gestein weniger Kalium als die anderen Diabase, wodurch hier der „durchschnittliche“ Plagioklas mehr den Orthoklas überwiegt. Wenn wir noch die strukturellen Unterschiede und den äußeren Habitus (Frische, Mangel an Blasen etc.) in Betracht zie-

<sup>1)</sup> Die Molekularverhältnisse rechnen wir absichtlich nicht in Gewichtsprocente um, wie es die amerikanischen Forscher tun.

hen, müssen wir ihm eine individuelle Stellung unter unseren „Melaphyren“ einräumen.

Das Gestein von Regulice unterscheidet sich von dem „Melaphyr“ von Alwernia durch den etwas größeren Gehalt an CaO (2 Molproz.) und enthält demnach auch etwas mehr Augit. Den „durchschnittlichen“ Plagioklas bildet überall ein kieselsäurereicher Oligoklas  $Ab_3An_1$ .

Die Osann'schen Formeln der drei oben angeführten Gesteine sind einander sehr ähnlich und die ihnen entsprechenden Projektionspunkte liegen im Dreieck nebeneinander.

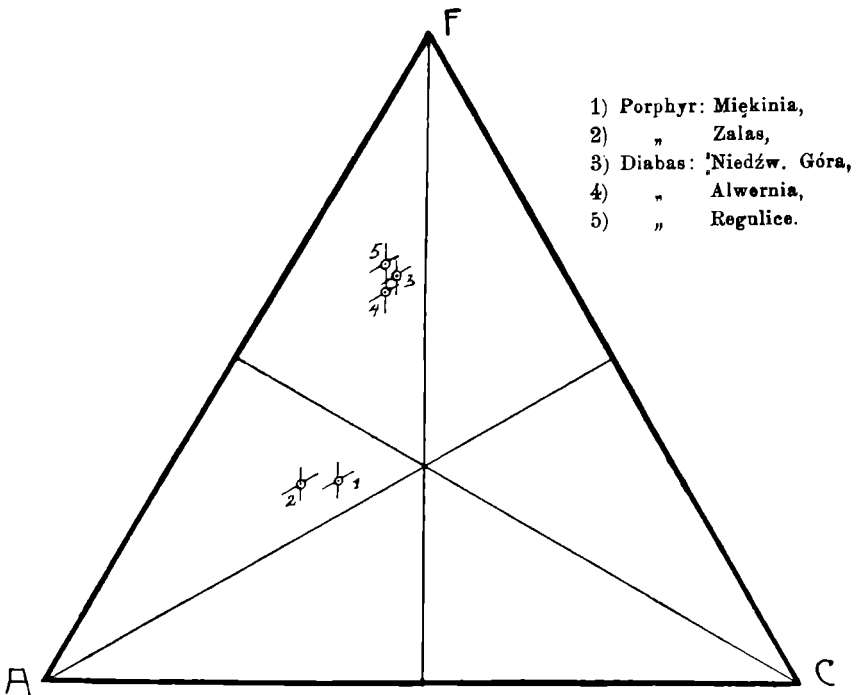


Fig. 6.

Projektionspunkte im Osann'schen Dreieck, welche das gegenseitige Verhältnis und die systematische Stellung der Krakauer Laven bestimmen.

Wenn wir jetzt die Molekularverhältnisse unserer Gesteine mit dem von Osann angeführten Material vergleichen, sehen wir, daß sie in der Familie der „Augitandesite, Augitporphyrite und Diabase“ ziemlich nahe dem Typus „Buffalo Peak“ stehen, dagegen

sind die Formeln der polnischen Gesteine mit dem Typus „Vera“ der nächstfolgenden Familie „Feldspatbasalte, Olivindiabase und Melaphyre“ identisch. Am besten ist dies aus den Formeln zu ersehen:

<i>S</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>		
61·0	4·0	2·5	13·5	7·5	$\beta$	Diabas: Niedźwiedzia Góra,
62·3	4·5	2·5	13·0	7·0	$\beta$	„ Alwernia,
60·4	4·0	2·0	14·0	6·9	$\beta$	„ Regulice,
61·4	4·0	2·0	14·0	8·6	$\alpha$	Verit: Vera in Spanien.

Wie aus dieser Zusammenstellung folgt, wird man nicht leicht eine größere Ähnlichkeit zwischen zwei Gesteinen finden als hier, wenn wir von dem etwas differierenden Verhältnis zwischen Natron und Kali im Verit absehen. Osann sagt, daß dieser Typus sich ebensogut in der Reihe der Andesite finden könnte und daß er dieses Gestein wegen der mineralogischen und chemischen Ähnlichkeit mit den Biotitbasalten von Arizona hieher rechnet. Jedoch trotz solcher Ähnlichkeit der Formeln können wir uns überzeugen, daß diese Ähnlichkeit nur eine zufällige ist und den wirklichen Verhältnissen nicht entspricht. Wir wollen die Molekularverhältnisse des Diabases von Niedźwiedzia Góra mit denen des Verits vergleichen:

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
N. Góra	59·43	1·60	0·45	1·63	9·12	1·50	5·61	0·86	7·76	6·43	1·42	4·19
Vera <sup>1)</sup>	61·36	—	—	—	8·83	—	5·88	0·37	3·75	14·26	0·78	4·77

Der Verit enthält mehr als zweimal soviel Magnesia und zweimal weniger Kalk und Kali als unser Diabas. Wenn wir von den strukturellen und mineralogischen Differenzen absehen (der Verit hat nämlich lamprophyrisch ausgeschiedene Biotiteinsprenglinge), sehen wir dennoch, daß im allgemeinen ihre Molekularverhältnisse stark differieren. Ungeachtet dessen haben sich beide Gesteine in einer gemeinschaftlichen systematischen Abteilung gefunden und eine gleiche Formel erhalten. Ihre Unterschiede sind in dem systematischen Schema verschwunden. Es ist einleuchtend, wie vorsichtig die Grundsätze eines künstlichen Systems angewendet werden müssen, welches notwendigerweise die individuellen Eigenschaften des Gesteins verwischen muß.

<sup>1)</sup> Osann, a. a. O. Seite 532, Anal. 192.

### Magmatische Sippschaft der Krakauer Ergußgesteine.

Wie aus dem eben Gesagten zu ersehen ist, bilden die Krakauer Gesteine in bezug auf Struktur, mineralogische Zusammensetzung und Habitus zwei verschiedene Gruppen. Wenn wir jedoch ihre *chemischen Verhältnisse* untersuchen, bemerken wir eine gewisse Verwandtschaft der Magmen, welchen sie entsprungen sind. Indem wir ihre Analysen und die aus diesen ermittelten Molekularverhältnisse betrachten, finden wir Eigenschaften, die für Quarzporphyre und Melaphyre einander zu sehr ähnlich sind. Schon die früheren Erwägungen haben gezeigt, daß unsere beiden Magmatypen einander näher stehen, als man aus ihren historischen Benennungen vermuten könnte. Wir haben den Schluß gezogen, daß das Magma unserer Porphyre einem Dacitmagma ähnlich ist und daß das Magma der polnischen Melaphyre sich wenig von demselben mancher Augitandesite (Porphyrite) unterscheidet. Es stehen doch die Dacite und Andesite in der genetischen Systematik nebeneinander. In der amerikanischen Systematik gehören sie zu derselben Klasse und zu benachbarten Reihen und unterscheiden sich nicht immer im Range und Subrange, wie z. B.:

II, 4, 2, 4 Porphyr von Miękinia,

II, 5, 2, 4 Melaphyr von Regulice und Alwernia.

Wenn unsere Ausführungen richtig waren, müssen wir im Magma der Krakauer Gesteine eine Rechtfertigung einer so nahen systematischen Nachbarschaft finden. Die größte Ähnlichkeit weist in beiden Magmen das Verhältnis der alkalischen Elemente auf. Besonders haben alle unsere Gesteine, die Porphyre wie die Melaphyre, ähnliche Mengen von Natriumoxyd (3·73 bis 4·48 Molproz.). Zwar enthalten die Porphyre zirka  $\frac{1}{3}$  mehr Kali, aber die Gesamtmenge der beiden alkalischen Oxyde schwankt bei beiden Gesteinsgruppen in engen Grenzen: zwischen 5·61 und 7·02 Molproz. Damit hängt überall *derselbe* Gehalt von Tonerde zusammen, von 9·12 bis 9·38 Molproz. Die Tonerde könnte also als *gemeinschaftlicher Faktor* des Magmas der uralten Laven im Krakauer Gebiete angenommen werden.

Der Gehalt an Kalziumoxyd und Magnesia ist, absolut genommen, in den Melaphyren meist zweimal bis viermal größer als in den Porphyren, aber das gegenseitige Verhältnis dieser Bestandteile



weist ganz geringe Differenzen auf. Der Melaphyr von Regulice und der Porphyry von Zalas haben fast dasselbe Verhältnis von MgO zu CaO. In folgender Tabelle stellen wir diese Ähnlichkeiten zusammen:

	$K_2O + Na_2O = Sa$	$Al_2O_3$	MgO: CaO
Miękinia	2·64 + 3·73 = 6·37	9·25	1·56 : 3·73 = 1 : 2·4
Zalas	2·54 + 4·48 = 7·02	9·22	1·74 : 3·54 = 1 : 2·0
Niedźw. Góra	1·42 + 4·19 = 5·61	9·12	6·43 : 7·76 = 1 : 1·2
Alwernia	1·83 + 4·20 = 6·03	9·21	6·84 : 9·77 = 1 : 1·4
Regulice	1·86 + 4·20 = 6·06	9·38	6·59 : 11·68 = 1 : 1·8

In allen fünf Gesteinen überschreitet der „durchschnittliche“ Plagioklas die Grenzen eines Oligoklases nicht; und das theoretisch berechnete Verhältnis der Orthoklasmoleküle zu den Plagioklas-molekülen differiert auch wenig:

Miękinia	Zalas	Regulice	Alwernia	Niedźw. Góra
Orth: Plg = 1 : 2·4	1 : 2·9	1 : 3·1	1 : 3·2	1 : 4·3

In den Gesteinen von Zalas und Regulice muß dies Verhältnis fast als identisch betrachtet werden.

Wenn wir ferner die Anwesenheit von Quarz im Diabas von Niedźwiedzia Góra und die Anwesenheit von Amphibol im Magma der Porphyre in Betracht ziehen, gewinnen wir neue Beweise, welche zusammen mit dem einheitlichen Alter und dem benachbarten geologischen Vorkommen uns zur Annahme von *zweifellosten magmatischen* (und auch im gewissen Maße von mineralogischen) *Analogieen* zwischen den beiden Kategorien unserer Gesteine zwingen.

Die hervorgehobenen Analogien und die Ähnlichkeiten der Krakauer Gesteine, welche als Resultat desselben vulkanischen Zyklus betrachtet werden müssen, berechtigen zu der Annahme, daß sie aus demselben magmatischen Herde stammen mußten. Das Ur-magma muß vor der Scheidung in zwei besondere Reservoirs, oder auf zwei Niveaus *den gleichen* Prozentgehalt an Alkalien und Tonerde erhalten haben, wie die später zur Eruption erwachten fraktionierten Magmen (das porphyrische und melaphyrische). Diese Magmascheidung (magmatische Differentiation) beruhte vor allem auf einer Überwanderung der  $SiO_2$ -Molekeln zum porphyrischen und der zweiwertigen Metalle zum diabasischen Magma. Dieser Differentiationsprozeß war also nicht bis zu den äußersten möglichen

Grenzen fortgeschritten. Denn wir könnten uns vorstellen, daß seine weiteren Stadien auf einer Konzentration der Molekeln der alkalischen Feldspate (meist Natronfeldspate) im porphyrischen Magma und der freien Kalkfeldspate im melaphyrischen beruhen konnten, wodurch einerseits ein stark alkalischer Natron-Keratophyr, andererseits ein mehr basischer und mehr typischer Basalt (mit basischen Feldspaten) entstehen konnte. Da es aber nicht der Fall war, entstanden Gesteine von wenig ausgeprägten Individualitäten, gemischte Übergangstypen, welche die gemeinsamen Eigenschaften noch aus dem Urmagma her behalten haben. Daher liefern unsere Gesteine ein lehrreiches Beispiel einer *unvollendeten magmatischen Differentiation*.

### Die chemischen Verwitterungsvorgänge an den Krakauer Laven.

Auf Grund der chemischen Analysen konnten wir uns überzeugen, daß der chemische Verwitterungsvorgang an den Krakauer Eruptivgesteinen, wenigstens in den Anfangsstadien, anders verläuft, als es vorauszusehen wäre. Besonders ist hier die Umwandlung der Feldspate keine gewöhnliche; denn sie führt weder zum klassischen Kaolin, noch zum Sericit oder Epidot, sondern zu einer Substanz, deren chemische Zusammensetzung durch eine direkte Analyse einstweilen noch nicht festgestellt werden konnte, die jedoch auf Grund der Bauschanalysen entweder mit der Orthoklas-substanz identisch zu sein scheint, oder wenigstens ihr als nahestehend betrachtet werden muß.

Wichtig ist dabei das Resultat, daß *sowohl unsere Porphyre, wie die Diabase (Melaphyre) in derselben Richtung eine Umwandlung erfahren*, was unter anderen auch als Beweis für ihre magmatische Verwandtschaft (Kommagmatismus) gelten kann.

Diese Übereinstimmung soll durch die folgende Tabelle besser beleuchtet werden:

(Siehe Tab. Seite 850).

Wir sehen eine Übereinstimmung mit Ausnahme der Titansäure und Tonerde, welche ein wenig schwanken. Die anderen Elemente verhalten sich stets so, daß sich immer die Menge von  $P_2O_5$ ,  $F_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$  und  $Na_2O$  verringert, während die Menge von  $SiO_2$ ,  $K_2O$  und  $H_2O$  steigt. Die größte Beweglichkeit zeigt das  $CaO$ , das

Zusammenstellung, welche die Wanderung der Elemente in der verwitternden Rinde der Porphyre und Melaphyre veranschaulicht.

	Verwitterter Porphyr	Verwitterter Porphyr	Verwitterter Melaphyr
	Zalas	Miękinia	Poręba
SiO <sub>2</sub>	+ 1.51	+ 1.33	+ 5.86
TiO <sub>2</sub>	+ 0.28	- 0.07	- 0.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	- 0.59	- 0.27	- 0.11
F <sub>2</sub>	- 0.15	- 0.06	- 0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	- 1.59	+ 0.44	- 1.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	- 0.07	- 0.33	- 1.64
FeO	- 0.95	- 0.14	- 0.16
MnO	-	-	- 0.31
CaO	- 1.20	- 2.18	- 8.37
MgO	- 0.41	- 0.59	- 0.50
K <sub>2</sub> O	+ 2.71	+ 3.15	+ 6.35
Na <sub>2</sub> O	- 1.13	- 2.29	- 1.20
- H <sub>2</sub> O	+ 0.68	+ 1.19	+ 0.18
+ H <sub>2</sub> O	+ 1.27	+ 0.05	+ 1.60

am raschesten verschwindet und das K<sub>2</sub>O, das stark zunimmt. Die Zusammenstellung beweist weiter, daß sich der Porphyr von Zalas und Miękinia und der Melaphyr von Poręba (richtiger ihre untersuchte Proben) in verschiedenen Stadien desselben Verwitterungsprozesses befinden. Daher ist die Übereinstimmung der Zahlen (in betreff auf + oder -) nur eine qualitative. Der Porphyr von Zalas befindet sich in dem frühesten Stadium dieses Prozesses, der Porphyr von Miękinia in dem weiteren und der Melaphyr von Poręba stellt ein noch weiteres Stadium dar. Außerdem hängt die Wanderung der Elemente nicht nur vom Stadium des Verwitterungsprozesses, sondern auch von ihren spezifischen Eigenschaften ab, denn verschiedene Elemente werden verschieden aus dem Gestein eliminiert oder von demselben aufgenommen. Das können wir aus der folgenden Tabelle ersehen, in welcher die Zunahme oder eventuell Abnahme der Elemente in Prozenten ihrer ursprünglichen Menge im frischen Gestein (als 100 angenommen) angegeben ist:

	Verwitterter Porphyr	Verwitterter Porphyr	Verwitterter Melaphyr
	Zalas	Miękinia	Poręba
SiO <sub>2</sub>	+ 2·2	+ 1·9	+ 11·3
TiO <sub>2</sub>	+ 37·8	— 9·0	— 21·4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	— 90·8	— 69·2	— 22·4
F <sub>2</sub>	— 83·3	— 100·0	— 72·2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 11·2	+ 3·1	— 7·1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 4·2	— 11·0	— 19·5
FeO	— 72·5	— 28·5	— 15·0
MnO	—	—	— 43·0
CaO	— 40·8	— 70·3	— 87·0
MgO	— 38·3	— 62·8	— 12·5
K <sub>2</sub> O	+ 75·7	+ 85·3	+ 246·1
Nn <sub>2</sub> O	— 27·2	— 67·3	— 31·4
H <sub>2</sub> O	+ 156·0	+ 56·0	+ 133·9

Dieser Zusammenstellung entnehmen wir folgendes:

*SiO<sub>2</sub>*. Das Verhalten von SiO<sub>2</sub> ist ziemlich passiv, denn in den Porphyren beträgt die Zunahme kaum 2 Molproz. und im Melaphyr von Poręba ist sie etwas größer (11·3). Diese wichtige Tatsache beweist, daß in unseren Gesteinen weder eine intensivere Silifikation noch eine Kaolinisation stattfindet.

*TiO<sub>2</sub>*. Die Titansäure entweicht etwas rascher als die Kieselsäure und nur im Porphyr von Zalas hat sie um etwa 40% der ursprünglichen Menge in Form eines sekundären Rutils zugenommen.

*P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>*. Die Phosphorsäure wird überall ziemlich heftig ausgewaschen, besonders in den Porphyren, wo die Abnahme 90% überschreitet (Zalas).

*F<sub>2</sub>* verschwindet fast gänzlich und, wie es scheint, in rascherem Tempo als die Phosphorsäure.

*Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*. Die Tonerde zeigt ebenso wie die Kieselsäure keine besondere Beweglichkeit. Sie scheint meist etwas abzunehmen, nur im Porphyr von Miękinia haben wir eine kleine Zunahme (3%). Das ist auch ein Beweis dafür, daß der Kaolinisationsprozeß in unseren Gesteinen unerheblich ist, da die Menge der Tonerde in diesem Falle bedeutend zunehmen müßte.

$Fe_2O_3$  und  $FeO$ . Das Eisenoxyd verschwindet langsam (bis 2%), dagegen zeigt die Abnahme des Eisenoxyduls ein viel rascheres Tempo (über 70%).

$MnO$ . Das Manganoxydul nimmt, wie bekannt, rasch ab, und im Melaphyr von Poręba haben wir einen Verlust von 43%.

$CaO$ . Das Kalziumoxyd steht in bezug auf seine außerordentliche Beweglichkeit an der Spitze aller alkalischen Erden. In den Porphyren sehen wir eine Abnahme bis 70% und im Melaphyr von Poręba beinahe 90%. Dieses Auslaugen des  $CaO$  während des Verwitterungsprozesses ist nicht nur bei unseren, sondern für alle Eruptivgesteine allgemein charakteristisch.

$MgO$ . Die Magnesia wird weniger ausgelaugt als  $CaO$ , und dieser Vorgang ist vor allem von dem Mineral abhängig, an welches das  $MgO$  gebunden war. Wie wir von andersher wissen, eliminiert es sich leichter aus dem Biotit als aus einem Pyroxen und deshalb verschwindet es auch aus den Porphyren rascher (40—60%) als aus dem Melaphyr von Poręba, wo wir kaum 12,5% Verlust sehen, während dasselbe Gestein in derselben Zeit 87%  $CaO$  verloren hat.

Aus den Molekularprozenten ermitteln wir, daß in diesem Falle das  $CaO$  fünfmal leichter als das  $MgO$  ausgelaugt wird. Das ist dadurch zu erklären, daß das Kalzium leicht in ein Bikarbonat übergeht, während ein größerer Teil der Magnesia von den sekundär entstehenden Magnesiahydrosilikaten gebunden wird.

$K_2O$ . Die größten Kontraste weisen beide alkalischen Elemente auf. Die Kalimenge steigt überall bedeutend; in den Porphyren ist sie um 76%, eventuell 86% und im Melaphyr von Poręba um 246% größer als der ursprüngliche Gehalt. Es hat sich also nicht nur die ganze ursprüngliche Menge in der Verwitterungsrinde erhalten, sondern es hat auch hier *von außen* noch ein bedeutendes Quantum von Kalium zufließen müssen. Diese Schlußfolgerung ist anzunehmen, weil das verwitterte Gestein verhältnismäßig wenig gelockert ist und weil sich seine wichtigsten Bestandteile,  $SiO_2$  und  $Al_2O_3$ , in diesem Prozesse fast passiv verhalten.

$Na_2O$ . Die Natronmenge ist im verwitterten Gestein ebenso wie das  $CaO$  überall geringer, nur verläuft die Auslaugung des Natrons langsamer. Dennoch sind aus dem verwitterten Porphyr 67% entwichen und aus dem Tuff von Filipowice ist das Natron fast gänzlich verschwunden (85%).

$H_2O$ . Der Prozentgehalt des Wassers steigt zwar überall rasch, aber nirgends, sogar in dem am stärksten verwitterten Tuff von Filipowice, übersteigt er 4% der gesamten Zusammensetzung des Gesteins. Auch das widerspricht der Annahme einer Kaolinisation oder Sericitisation in größerem Maße.

Wenn wir also von den weniger bedeutenden Elementen absehen, können wir am Verhalten der Hauptbestandteile während des Verwitterungsprozesses folgende drei Momente bemerken:

1) manche Bestandteile, wie  $SiO_2$  und  $Al_2O_3$ , verhalten sich fast passiv; ihre gewöhnlich positiven Maximaldifferenzen überschreiten gewöhnlich nicht 10 Gewichtsprocente des ursprünglichen Gehaltes;

2) andere, wie  $CaO$  und  $Na_2O$ , können fast ganz ausgelaugt werden, während  $MgO$  von den neu entstehenden Hydromagnesiasilikaten von der Gruppe der Chlorite, Serpentine u. s. w. aufgehalten wird;

3) zur dritten Gruppe gehört das Kalium, dessen Quantum sowohl verhältnismäßig als auch absolut rasch steigt.

Da das Eisen und das Magnesium in unseren Gesteinen entweder als freie Oxyde vorkommen oder in Form von Silikaten, wie Biotit und Pyroxen gebunden sind, deren gewöhnlicher Verwitterungsverlauf keinem Zweifel unterliegen kann, werden wir uns mit ihnen nicht mehr befassen.

Die übrigen Basen, das  $CaO$  und die alkalischen Oxyde sind meist Bestandteile der Feldspate und  $CaO$  beteiligt sich auch an dem Bau der Pyroxene. Wir wissen bereits, daß die Feldspate den wichtigsten Hauptbestandteil unserer Gesteine bilden, da sie mehr als die Hälfte ihres Inhaltes ausmachen. Mithin müssen die hervorragenden quantitativen Umwandlungen, welchen diese drei Bestandteile im Verwitterungsprozesse unterliegen, selbstverständlich auch die Feldspate betreffen. Da aber in diesen Feldspaten die Menge der Albitmoleküle dreimal die Menge der Anorthitmoleküle überwiegt, wird im Verwitterungsvorgange die Umwandlung der ersten besonders in die Augen springen. Diese Umwandlung konnte auch angesichts der Stetigkeit von  $Al_2O_3$  und  $SiO_2$  (welche eher steigen) nur darauf beruhen, daß das Natrium des Albitmoleküls durch das Kalium verdrängt wurde. Das erklärt, warum wir in den verwitterten Feldspaten weder Kaolin noch Sericit noch Epidot finden können; dagegen finden wir in dem stark verwitterten und kaliumreichen Melaphyr von Poręba zweifellos sekundären Or-

thoklas und die Feldspateinsprenglinge der Porphyre sind gänzlich in eine farblose durchsichtige Substanz umgewandelt, welche eine faserige Struktur und die Doppelbrechung des Orthoklases hat und deren substantionelle Zugehörigkeit zum Orthoklas oder überhaupt zu einem Kaliumalumosilikat nicht zu verkennen ist.

Der Umwandlungsprozeß der Natronkalkfeldspate (Oligoklase und Andesine) in den Krakauer Laven ist also eigentümlich. Über die Entstehung des sekundären Albits oder Plagioklases (in dem sog. Myrmekit) orientieren uns die zahlreichen Studien über die kristallinen Schiefer; aber die Bildung einer Orthoklassubstanz unter oben angeführten Bedingungen scheint keine gewöhnliche Erscheinung zu sein. Wir wollen damit nicht behaupten, daß der gewöhnlichste oberflächliche Verwitterungsprozeß, die Kaolinisation, unsere Feldspate nicht betreffen könnte. Wir meinen nur, daß die Kaolinisation, welche an ein lockeres Gepräge der Gesteinssubstanz gebunden ist, *ein späteres Stadium* desselben Entwicklungsprozesses bildet, dessen ersten Akt wir an unseren Gesteinen kennen gelernt haben.

Die Umwandlung, die wir oben darzustellen versucht haben, ist deshalb interessant, weil sie besseres Licht auf *die ersten Phasen* der metasomatischen Entwicklung eines Eruptivgesteines wirft. Am Porphyr von Zalas sehen wir, daß der früheste Anfang des Umwandlungsprozesses auf einer Oxydation des zweiwertigen Eisens (Bildung von einer roten Rinde um den schmutzig grünen Kern) und Hydratisation beruht. Die Kompaktheit des Gesteins, seine Struktur und seine wesentlichen Bestandteile bleiben noch intakt. Dieser ersten Phase folgen tiefere Umwandlungen: ein langsamer Austausch des Natriums und zum Teil auch des Kalziums gegen Kalium. Aus dem Pyroxen werden das Kalzium, Eisen und zum Teil auch das Magnesium meist als Bikarbonate ausgelaugt, was eine Lockerung der Struktur und ein Bleichen des Gesteins bewirkt. Hiedurch wird dem Wasser der Zutritt erleichtert, und die begonnene Umwandlung schreitet fort. Das Kalzium beginnt schnell zu verschwinden und ihm folgt das Natrium langsam aber stetig nach. Es tritt endlich diese charakteristische Kaliumpseudomorphisation der Feldspate ein, von welcher oben die Rede war. Die Bauschanalyse des Gesteins zeigt in diesem Stadium einen Überschuß von Kalium gegenüber Natrium und Kalzium neben einer winzigen Zunahme von  $\text{SiO}_2$  und etwas kleinerem Gehalt an  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Ist nun

das Kalzium und Natrium gänzlich ausgelaugt, so ist *das erste Kali-Stadium des Verwitterungsprozesses — die Kalifikation* — abgeschlossen; das sehen wir z. B. am Tuff von Filipowice in bezug auf das Natrium und im Melaphyr von Poręba in bezug auf das Kalzium. Selbstverständlich kann das letztere zum Teil an Ort und Stelle bleiben und Kalziteinschlüsse bilden.

Erst nach Zurücklegung dieses ersten metasomatischen Stadiums tritt das zweite „Kaolinstadium“ ein, welches nur auf Auslaugung des Kaliums (Vernichtung der Orthoklasmoleküle) und der Kieselsäure und Entstehung des Kaolins beruhen würde. In der Bauschanalyse des Gesteins wächst dann die Tonerdemenge rasch, während der Kali- und Kieselsäuregehalt ebenso rasch sinkt. Erst dieses zweite Stadium bildet *den eigentlichen Kaolinisationsprozeß*.

In der Literatur, welche sich mit den chemischen Verwitterungsvorgängen befaßt, finden wir dieses erste oben besprochene Kali-Stadium bis jetzt noch nicht berücksichtigt, oder richtiger gesagt, man ging daran vorbei. Die älteren Forscher, die sich mit diesem Gegenstande befaßten, wie G. Bischof, J. Roth und andere, betonen nur gewisse charakteristische Momente dieses Stadiums. J. Roth macht mehrmals in seiner „Chemischen Geologie“<sup>1)</sup> bei der Besprechung der Analysen, welche den Verwitterungsvorgang der Porphyre und Melaphyre u. s. w. illustrieren, darauf aufmerksam, daß das Natrium rascher als das Kalium aus den verwitternden Gesteinen entweicht. In dem von Streng analysierten verwitterten Melaphyr von Ilfeld hebt er das starke Sinken des Kalzium- und Natriumoxyds und den Zuwachs von Magnesia und Kaliumoxyd hervor. In der neueren Literatur hat Prof. Morozewicz<sup>2)</sup> bei der Untersuchung des Verwitterungsvorganges an Augitdiorit vom Berge Magnitnaja im südlichen Ural ähnliche Verhältnisse festgestellt: die Abnahme von Kalzium-, Natrium- und Eisenoxyden, das passive Verhalten der Magnesia und den Zuwachs von Kaliumoxyd.

Daraus wäre zu schließen, daß vielleicht alle verwitternden Feldspatgesteine der Kalifikation unterliegen. Das erscheint uns auch umso

<sup>1)</sup> J. Roth. Allgem. chemische Geologie, III. B. (1890), Seite 227 u. ff. wie auch 241 u. ff.

<sup>2)</sup> T. M. P. M., B. XXIII, 1904, Seite 125.



wahrscheinlicher, da in diesem Gesteinspulver, welches bei der Verwitterung der Gesteine entsteht, ständiger Denudation unterliegt und zur Entstehung verschiedener toniger Gesteine Anlaß gibt, zum Teil noch deutliche chemische Verhältnisse des kalischen Stadiums (der Kalifikation) neben dem kaolinischen sich wahrnehmen lassen. In diesen Gesteinen tritt, wie das mit Nachdruck H. Rosenbusch<sup>1)</sup> betont, ein „ganz außerordentlich charakteristischer“ Überschuß von MgO gegenüber der verschwindenden Menge von CaO, wie auch ein Überschuß von K<sub>2</sub>O gegenüber Na<sub>2</sub>O neben einem durchschnittlich hohen Gehalte von Eisenoxyden und Tonerde hervor. Wir haben hier also die Bestandteile beider Stadien. Das ist dadurch zu erklären, daß bei der Denudation die Produkte aller Verwitterungsstadien samt frischen Bruchstücken mitgerissen werden.

Diese Auseinandersetzungen berechtigen zu der Annahme, daß das kalische Verwitterungsstadium, die *Kalifikation*, eine *allgemeine* Erscheinung ist, welche alle verwitternden Feldspatgesteine betrifft und der eigentlichen Kaolinisation vorangeht.

### Schluß.

In dieser Arbeit versuchte ich, die Krakauer Eruptivprodukte vom Standpunkte der chemischen Petrographie zu beleuchten. Während der Untersuchung drängten sich Fragen mineralogischer Natur auf, welche spezielle Studien verlangen; wie die Frage nach der chemischen Zusammensetzung der Feldspateinsprenglinge in den Porphyren sowie ihrer Pseudomorphosen, die Frage nach der chemischen Zusammensetzung des monoklinen Pyroxens sowie der sekundären Produkte (Iddingsit u. a.) in den Melaphyren, die Frage nach den Zeolithen in den Porphyren u. v. ähn., welche ich später zu behandeln gedenke.

Die hier erhaltenen Resultate lassen sich folgendermaßen kurz zusammenfassen:

1. Die Krakauer Eruptivgesteine sind Ergußprodukte, deren relatives Alter wir heute auf Grund des Kontaktes in Alwernia mit Sicherheit als *jünger als das des permischen Kwaczalasandsteins* betrachten können. Das bezieht sich zwar direkt nur auf die Diabase (Melaphyre). Aber auch die Porphyre können sich von ihnen nicht viel

<sup>1)</sup> Elemente der Gesteinslehre, 2. Aufl., 1901, Seite 441.

unterscheiden; ihre Eruptionszeit ist jedenfalls jünger als der Karbon, dessen Formationen sie durchbrochen haben [den Kohlenkalk bei Dubie und die Kohlenschiefer in Miękinia].

2. Der Ergußakt unserer Gesteine ist durch das Verhältnis des Melaphyrs zum Kwaczalasandstein in Alwernia wie auch durch die substantielle Identität zwischen den Porphyren und Porphyrtuffen bewiesen. Die weiten Decken, welche einst unsere Laven wahrscheinlich gebildet haben, sind heute durch den Erosionsprozeß in einzelne Platten zerrissen.

3. Zur Aufklärung der chemischen Verhältnisse unserer Laven wurden 20 Analysen ausgeführt.

4. Die festgestellte chemische Zusammensetzung der Krakauer Laven erlaubt eine genaue Bestimmung ihres petrographischen Charakters.

Die Porphyre enthalten wenig  $\text{SiO}_2$  und viel  $\text{CaO}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  (d. i. Plagioklase), weshalb sie in die Reihe der *Quarzporphyrite* oder *Dacite* gehören, und zwar umsomehr, da sie noch dabei neben Biotit auch Amphibol enthalten, der jetzt schon ganz verwittert ist. Die außerordentlich mannigfachen und intensiven Erscheinungen der magmatischen Resorption, welche alle Einsprenglinge betrifft, beweisen eine gestörte Kristallisation des Magmas. Die (an Natrium reichen) Orthoklaseinsprenglinge bilden stets Karlsbader Zwillinge, deren eine Hälfte der Zonenbau kennzeichnet, während die andere einheitlich ist. Der Quarz tritt vor allem in der mikrogranitischen Grundmasse auf, welche weder eine Felsit- noch eine Glassubstanz enthält.

Die Diabase stehen chemisch den Andesiten nahe, sie haben einen verhältnismäßig hohen Gehalt an  $\text{SiO}_2$  und alkalischen Basen; der Hauptfeldspat ist hier ein saurer Plagioklas (Oligoklas und Andesin). In bezug auf die mineralogische Zusammensetzung und Struktur unterscheiden wir hier zwei Typen: 1) den schwarzen *quarzführenden Hypersthen-Diabas* (Niedźwiedzia Góra) von mikroophitischer, zum Teil Fluidal-Struktur, ohne sichtbare Poren; 2) den grauen *Augit-Diabas* (den eigentlichen „Melaphyr“) auch von mikroophitischer Struktur, welche oft in eine fluidal-intersertale übergeht und viele Poren und Blasen mit sekundären Produkten enthält; mineralogisch unterscheidet er sich von dem ersteren durch den monoklinen Pyroxen, Mangel an Quarz und die Anwesenheit von intersertaler Glasbasis. Beide enthalten Überreste von einem ganz-

lich umgewandelten Olivin. Die Augitdiabase enthalten mehr Kalzium und Natrium sowie auch mehr basische Plagioklase (Andesin-Labrador) als der Hypersthendiabas.

5. Die Diskussion der Molekularverhältnisse bewies eine zweifelhafte magmatische Sippschaft (Kommagmatismus) zwischen unseren Porphyren und Diabasen. Diese Gesteine bilden ein Beispiel von *Übergangs- oder gemischten Typen*, die durch *unvollkommene, unterbrochene Differentiation des gemeinschaftlichen Urmagmas* entstanden sind.

6. Die Erscheinungen der chemischen Verwitterungsvorgänge an den Krakauer Laven sind sehr interessant. Sie beweisen, daß das erste Stadium der Metasomatose an Feldspatgesteinen vor allem, außer der frühesten Phase der Oxydation und Hydratisation, auf dem Auslaugen der alkalischen Erden (meist Kalk) und des Natriumoxyds sowie auf *der Konzentration von Kaliumoxyd* im verwitterten Gestein in unerwarteten Mengen (bis 9%) beruht, und zwar ebenso in den Porphyren, wie in den Melaphyren. Dieses Kalium ist wahrscheinlich in Form einer sekundären Orthoklasssubstanz gebunden. In diesem Stadium entsteht weder Kaolin noch Sericit. Die Kieselsäure und die Tonerde verhalten sich fast passiv. Der eigentliche *Kaolinisationsprozeß* fällt erst in ein zweites, späteres Umwandlungsstadium der Feldspatgesteine. Es kennzeichnet ihn eine rasche Abnahme von Kalium und Kieselsäure (Destruktion der Orthoklasssubstanz), wie auch eine Konzentration von Tonerde, welche als Kaolin gebunden wird.

Das erste kalische Verwitterungsstadium, die *Kalifikation*, scheint ein Prozeß zu sein, welcher alle Feldspatgesteine betrifft.

---

## Erklärung der Tafeln.

[Alle Tafeln wurden nach Original-Aufnahmen im Freien und nach mikrophotographischen Aufnahmen im Mineralogischen Institut der Jagellonischen Universität ausgeführt].

XL. 1. Der westliche Porphybruch von Miękinia.

2. Prismatische Absonderung und horizontale Klüftung am Porphyr von Miękinia.

XLI. 1. Eine Verwerfung im Porphyr und in den jurassischen Schichten (Kelloway) in Zalas.

2. Das Tenczyner Schloß nebst einer Melaphyrentblößung (links, neben der Landstraße).

- XLII.** 1. Am Klosterberg von Alwernia ist der permische Kwaczałsandstein (P) vom Melaphyr (M) durchbrochen und überlagert.  
2. Unregelmäßige Absonderung am Melaphyr von Regulice.
- XLIII.** 1. Die Struktur des Porphyrs von Miękinia. Gewöhnliches Licht. 10-fache Vergr.  
2. Die Struktur des Hypersthendiabases von Niedźwiedzia Góra. Gewöhnliches Licht. 25-fache Vergr.
- XLIV.** 1. Miękinia. Resorbierter Biotit. Gewöhnliches Licht. 48-fache Vergr.  
2. Zalas. Umwandlung von Amphibol (Querschnitt) in ein Aggregat von Zersetzungsprodukten. Gewöhnl. Licht. 36-fache Vergr.  
3. Miękinia. Verwitterter Orthoklas. Gewöhnl. Licht. 60-fache Vergr.  
4. Dasselbe zwischen gekreuzten Nicols. Der Kristall zerfällt in ein Aggregat von doppelbrechenden Zersetzungsprodukten.
- XLV.** 1. Niedźwiedzia Góra. Konturen eines zerrissenen und in sekundäre Produkte umgewandelten Olivinkristalls. Der Raum zwischen beiden Hälften ist von der Diabasmasse ausgefüllt. Nicols  $\times$ . 40-fache Vergr.  
2. Dasselbst. Nadelförmige Apatitkristalle durchsetzen alle Bestandteile des Diabases. Gewöhnl. Licht. 160-fache Vergr.  
3. Dasselbst. Ein Quarzresiduum kittet die vom Orthoklas eingehüllten Plagioklaskristalle zusammen. Nic.  $\times$ . 220-fache Vergr.  
4. Dasselbst. Schnitt durch eine mit sekundären Produkten ausgefüllte Blase. Die ursprüngliche Blasenfläche ist von Plagioklaskriställchen umgeben. Gewöhnl. Licht. 80-fache Vergr.

*(Aus dem Mineralogischen Institut der Jagellonischen Universität, Krakau).*

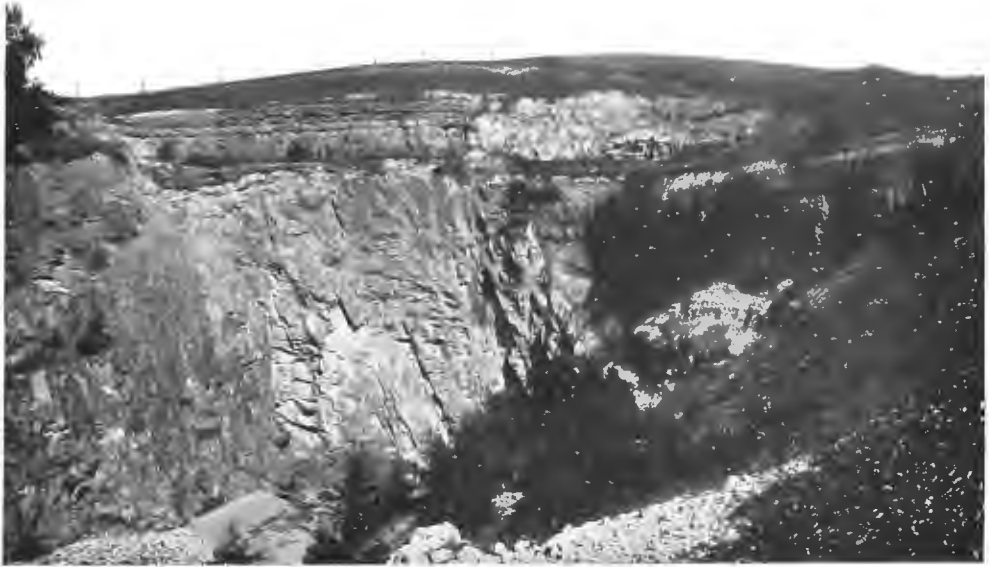
---



1. Der westliche Porphyrbruch von Miękinia.



2. Prismatische Absonderung und horizontale Klüftung am Porphyr von Miękinia.



1. Eine Verwerfung. (Der Porphyry und die jurassischen Schichten in Zalas betroffen).



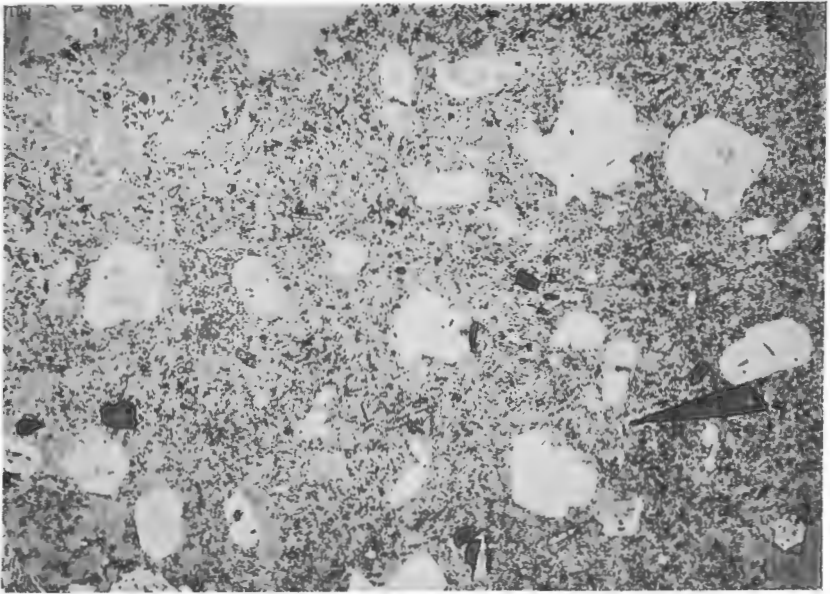
2. Das Tenczyner Schloss nebst einer Melaphyrentblöbung (links, neben der Landstraße).



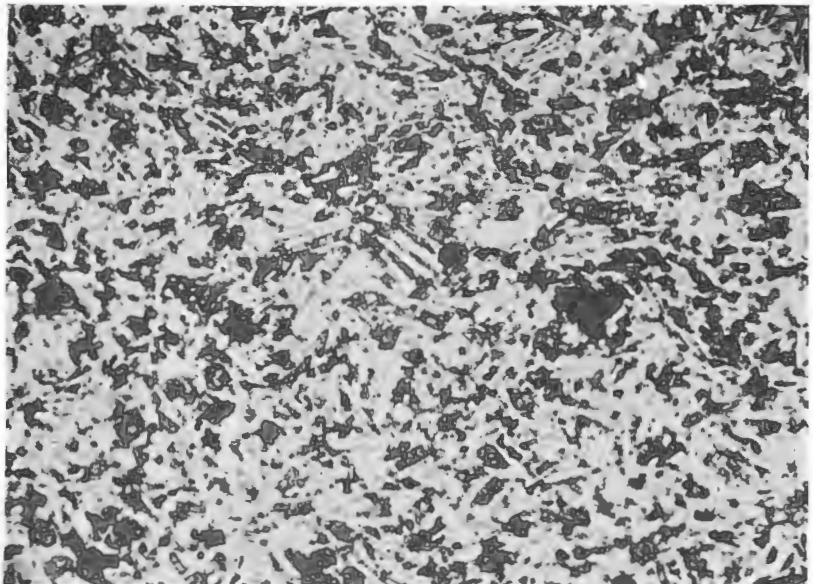
1. Am Klosterberg von Alwernia wird der permische Kwaczalasandstein (P) vom Melaphyr (M) durchbrochen und überlagert.



2. Unregelmäßige Absonderung am Melaphyr von Regulice.

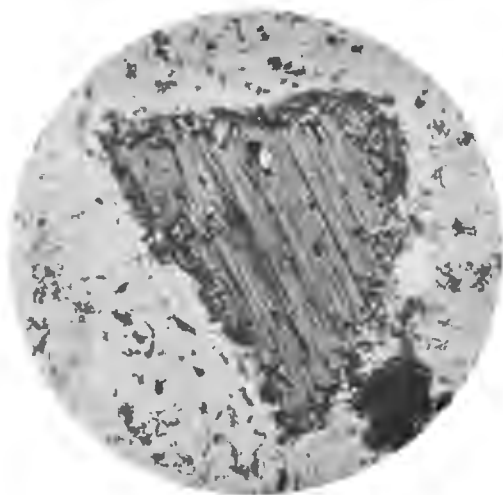


1. Die Struktur des Porphyrs von Miękinia. Gewöhnliches Licht. 10-fache Vergr.

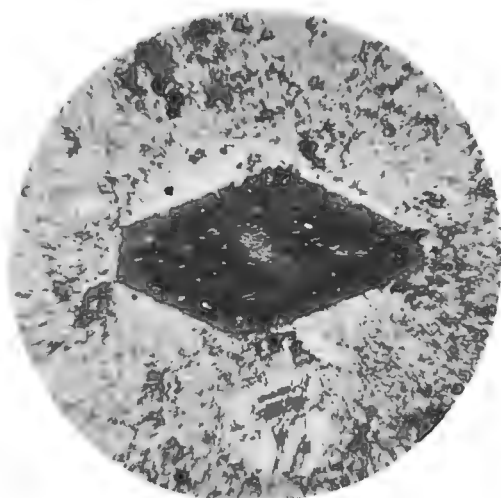


2. Die Struktur des Hyperstendibases von Niedźwiedzia Góra. Gewöhnliches Licht. 25-fache Vergr.

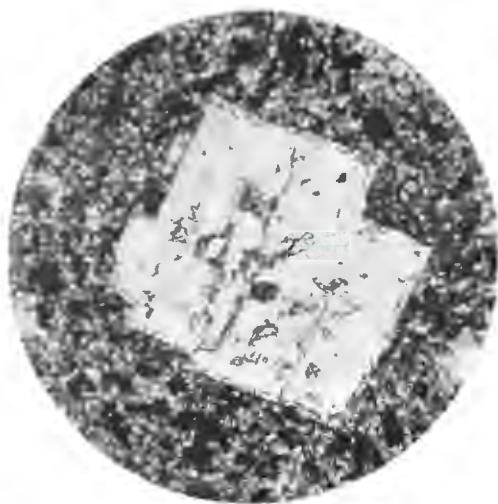




1.



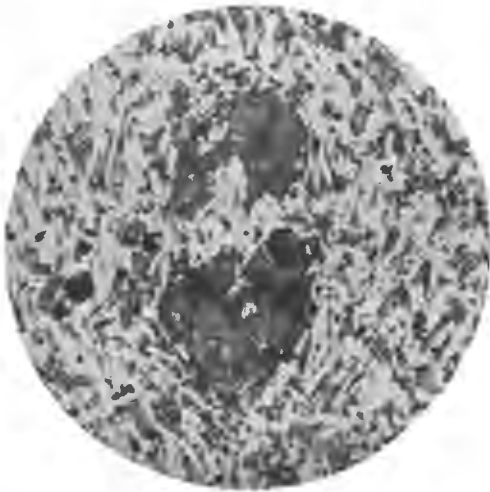
2.



3.



4.



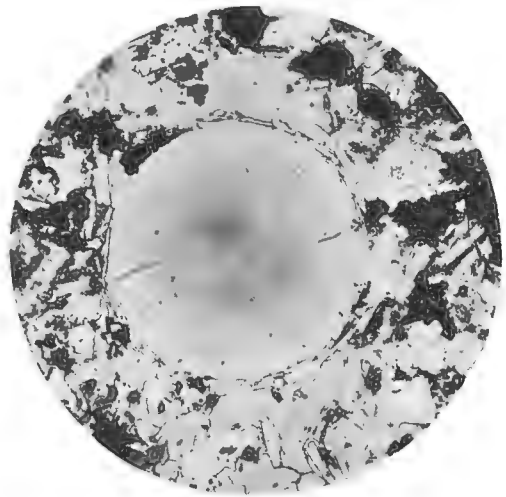
1.



2.



3.



4.