

## F. ANGEL (GRAZ), **Über Diabasformen aus dem Bereich des Murauer Paläozoikums.**

A. Thurner ließ mich gütigerweise Einsicht nehmen in seine Aufsammlung diabasischer Gesteine vom NO-Rand und anschließendem Kristallinrahmen des Murauer Paläozoikums. Einverständlich mit dem Genannten berichte ich darüber kurz.

Diese Gesteine gruppieren sich in einen pseudomorphen und einen tektonitischen Flügel, entsprechend einer thermalen Autometamorphose des ersten, und einer kineto-thermalen Metamorphose des zweiten Flügels, also einer Rekrystallisationsmetamorphose im Sinne Eskolas, 1939, bzw. einer dynamothermen Metamorphose im Sinne Tyrrels, 1926. Die Kornsortenbestände beider Flügel sind einander den Phasen nach ähnlich, aber nicht identisch. Dem Gefüge nach sind nur die Vertreter des zweiten Flügels kristalline Schiefer, die des ersten sind dies nicht.

Zum pseudomorphen Flügel findet man Belege in den Kernpartien der Vorkommen „Knaffl“ und „Gollberg“, wo man als Randformen bereits Vertreter des tektonitischen Flügels findet. Zwischenformen gibt es z. B. bei „Pirker“.

Die Textur des pseudomorphen Flügels: im klassischen Sinn massig, ohne offensichtliche Kornregelung, und zwar ophitisch. — Hingegen ist der tektonitische Flügel klassisch schiefbrig gebaut, die Kornregelung ist trotz des kleinen Kornes für die blättrigen und stengeligen Kornsorten offensichtlich wahrnehmbar. Beides zeigt um so mehr der Dünnschliff.

**Korngrößen.** Im pseudomorphen Flügel erreichen die Plagioklase (Albite) 2—3—5 mm Ø, die Uralite sind Stengel von etwa 2×5 mm-Format, also etwa Grobsand-Körnung. — Im tektonischen Flügel sind die Korngrößen der hellen und dunklen Kornsorten durchschnittlich  $\frac{1}{10}$  davon. Die Zwischenformen und Reliktkörner im zweiten Flügel zeigen, daß der pseudomorphe Kornbestand weitgehende Zermahlung erlitten hat; dies führt zu einer Aufbereitung, die für die Umkristallisation eine Vorbedingung zur Produktion hoher Keimzahlen und damit kleinerer Körnung ist.

**Mineralfazies.** Nachstehende Tabelle führt die beobachteten Kornsorten vor.

Pseudomorpher Flügel	Zwischenformen	Tektonitischer Flügel
Ilmenit	Leukoxen, Titanit	Titanit, Eisenglimmer
Apatit	Apatit	Apatit
Uralit	Uralit mit blaugrünen Rinden	Hell-lila Barroisitkerne mit grünblauen, selten auch bräunlichen Rinden
Pennin	Pennin und Klinochlor, Brauner Biotit	Pennin und Klinochlor, Brauner Biotit
Fe-armer Grobkornepidot	Ds.	Fe-reiche Klein epidote mit ev. blasseren Rinden
Saussürit-Klinozoisit, Reliktplagioklas, 40 An, Grobalbite	selten selten Grobalbitrelikte	Fehlt allgemein Fehlt Fehlen
—	Kleine Mosaikalbite	Kleine Mosaikalbite, kleine Pflasteralbite, Albitrundlinge und Ballenalbite
—	Kalkspat	Kalkspat, Dolomit, lockere „falsche Füllen“

Die Fazies des tektonitischen Flügels ist sichtlich I. Stresszonenstufe, Prasinit-Unterfazies IV/1; als Benennung empfehle ich „diabasische Barroisit-Prasinite“; wenn man nach dem herrschenden Kornbestand benennen will: Kalkspatführende Albit-Epidot-Chlorit-Barroisitamphibolite. Es muß hervorgehoben werden, daß es sich um vorschreitend metamorphe Diabas- bzw. Spilit-Abkömmlinge handelt. — Der pseudomorphe Flügel enthält Gesteine, die zum Teil als Uralit-Diabase, zum Teil als Uralit-Spilit zu bezeichnen sind. Wie schon erwähnt, sind das nicht kristalline Schiefer. Es besteht eine gewisse Analogie mit Propyliten und Porphyroiden (nicht aber porphyroidischen Serizitschiefern). Im System der Mineralzonen und -Fazies fehlt hierfür noch eine entsprechende Platzanweisung.

Von Gabbros sind auch die grobstruierten Gesteinsformen unterscheidbar: 1. Durch die ophitische Struktur: den Interstizien unveränderter Ophite entsprechen in Gestalt und Größe jene Gefügewickel, in welchen jetzt feinstschuppiger Penninitet. 2. In strukturgleichen Fällen aus den Kitzbühler Alpen ist der primär-magmatische Pyroxen ein Pigeonitaugit und nicht Diallag; auch in den „gabbroiden“ Diabaskernen der Murauer Frauenalpe und des Hochlantsch ist ebenfalls der Pyroxen nicht Diallag. Dieser pigeonitische Pyroxen uralitisiert in eine faserig-schilfige Hornblende, zu der sich stets größere Mengen von Pennin gesellen, was auf einen hohen Mg-Gehalt des Mutterpyroxens bezogen werden kann.

Vormetamorphe, magmatische Differentiation. Wie in den Kitzbühler Alpen haben sich zwei Äste der Differentiation gezeigt. Der eine — noch abgebildet in Uralit-Saussuritdiabas, wovon ein Muster vom „Knaffl“ vorliegt — besaß basischen Plagioklas (Andesit-Labrador) und Pigeonitaugit als Hauptkornsorten; der andere aber Albit neben dem genannten Pyroxen. Für derartige Formen gibt es die Bezeichnung Albitdiabas, aber auch Spilit. Auch in einer Zwischenform vom „Pirker“ vermißt man eine saussuritische Klinozoisitfülle, die es gestatten würde, den Albit auf einen protogenen basischen Plagioklas zurückzuführen. In den Kitzbühler Vergleichsformen ist der Kaligehalt immerhin so bedeutend, daß sich in kleinen Mengen Orthoklas bilden konnte. Auf solches Kali kann der Biotit bezogen werden, dem man z. B. im Muster vom „Pirker“ begegnet.

Beziehung der Uralit- und Spilitdiabase zu den diabasischen Prasiniten. Turners Schliffmaterial läßt ablesen, daß die so auffälligen groben Diabase erst einmal einer Kataklase verfallen, und das auf diesem Weg korngefeinte Material dann umkristallisiert. Am Rande von Grobalbitsplittern setzt sich „Mosaikalbit“ an, oder er ersetzt diese Splitter völlig. Der „Mosaikalbit“ mit seinen winzigen, feinlamellar verzwilligten Kristallblöcken ähnelt sehr dem „Schachbrettalbit“, ist aber nicht wie dieser eine Verdrängungspseudomorphose nach Kalifeldspat, hat also eine andere genetische Stellung, und deswegen schlage ich dafür die besondere Bezeichnung „Mosaikalbit“ vor. Bei fortschreitender Verwischung der Altgefüge-Kornformen wächst aber noch eine Holoblasten-Generation von Albit (Rundlinge, Ballenalbite) heran. Sie kann Altkornreste als Ansatzstellen benutzen, auch Mosaikalbite, aber sie pseudomorphosiert kein älteres Feldspatkorn!

Es sind unlamellierte, unverzwilligte oder hälftig verzwilligte (Karlsbader) Körner. Ihr Nährstoff kann von Albitsplittern stammen, die anderwärts in der Umgebung gelöst wurden.

Genau dieselben Albitformen klassifizierte Exner (3) unter Plagioklas III (älteste, gefüllte Albite), II („schachbrett gemusterte“ aber nicht „Schachbrett“-Albite, und I (jüngste) Ballen-Albite oder „Albitrundlinge“ als typische Folge von Albiten im Zuge der Tauschkristallisation. Hierorts wird der Plagioklas III vertreten durch die saussuritischen primär basischen Plagioklase einerseits und durch die primären Grobalbite andererseits. Unsere Albite gehen bis zu 5% An; im ganzen Material fand sich bloß einmal ein Reliktplagioklas mit 40 An.

Typisch verhält es sich auch mit den Epidoten. Die Grobepidote der Uralitdiabase sind eisenarm, An ihrem Aufbau beteiligt sich der Pigeonitaugit, aber nicht der Plagioklas. Dieser Epidot empfängt auch kein Eisen etwa aus Ilmenit (oder etwa Titanomagnetit), welche Erze unumgesetzt verbleiben. — In den diabasischen Prasiniten hingegen sind die Erze umgesetzt in Titanit, und das freiwerdende Eisen tritt zum Teil in den (eisenreich werdenden) Epidot ein, zum Teil erscheint es in Gestalt von Hämatitfäufchen, z. B. als spärlicher Einschluß in Klinochlor. Der ältere, uralitdiabasische Grobkornepidot wird dabei verbraucht. Die prasinitischen Epidote, die im mächtigen Kern intensiv farbig sind, tragen aber wiederum eine eisenärmere Rinde.

Die uralitischen Hornblenden der Uralitdiabase erhalten sich nicht in den Prasiniten. Zwar sieht man in den Zwischenformen noch unregelmäßig umgrenzte Relikte davon, sie werden aber von grünblauen, barroisitischen Hornblenden umwachsen; außerdem kommt der Barrosit auch in Form dünnstenglig-nadeliger Holoblasten vor; ferner gibt es einige von Tuffiten ableitbare Formen (Hinterburggraben), in welchen die Pyroxenkörner in Hornblenden pseudomorphosiert sind, die einen lilafarbenen Kern mit grünblauer Rinde haben (Barrosite). In analogen Diabastuffen- und Tuffiten der Grazer Umgebung, welche mehr oder weniger verformte Pseudomorphosen nach Pyroxenauswürflingen enthalten, tritt die ersetzende Hornblende in gleicher Form und Art auf. — Pyroxenreste gibt es im ganzen Material von hier nicht.

Kalkspat bildet in dem Muster „Knaffl“ und „Hinterburggraben“ entweder Kornflasern, oder ganze angereicherte Lagen, auch Aderchen; diese sind immer mit Albitrundlingen bespickt und gelegentlich kommen darin auch vereinzelt Quarkörner vor, es handelt sich aber nur um Prasinitformen. In einem solchen karbonatreichen Muster (Nr. 1) des Hinterburggrabens trat eine aus Kalkspat, Dolomit und Rundlingsalbit gemengte, gefaltete Lage auf. Ihr Dolomit erscheint belteroblastisch. Er enthält außer Einschlüssen von Ballenalbit auch kleine Barroisitnadelchen.

Der sehr charakteristische Feinschuppenföhl aus Pennin in den Uralitdiabasen und Uralitpiliten wird in den Prasiniten unter Deformation dieser Räume ersetzt durch einen Chlorit, der den optischen Eigenschaften nach zwischen Pennin und Klinochlor steht („Klinochlor/Pennin“), der größere Teil des Chlorits der Prasinite ist aber holoblastisch gewachsen, nicht in Pseudomorphosen nach Pyroxen. Im

Verlauf der Chloritbildung wird Uralit unter Kalkspatproduktion aufgezehrt, nicht aber die barroisitische Hornblende der Prasinite.

Der braune Biotit nimmt — immer an Menge zurücktretend — am Aufbau der Geflechte aus Chlorit und Hornblende Anteil, die sich lagenhaft anreichern; er geht nicht aus Hornblende oder Chlorit hervor, es ist auch nicht umgekehrt, sondern diese drei Kornsorten bilden ein durch die Mengenrelationen von (Mg, Fe), Ca und K wesentlich kontrolliertes Gleichgewicht.

Nur in den Uralitdiabasen bzw. -Spiliten sieht man, wie von der Kornfuge Uralit-Großalbit ein mikroskopisch feinsten Bart von fast farbloser Hornblende (tremolitisch bis aktinolithisch) in den Albit eingewachsen ist; die parallelen, kurzen Bartfasern stehen senkrecht am Uralitrand. Dieselbe Erscheinung tritt in Kitzbühler Spilitdiabasen auf; hier sei nur betont, daß die Breite der vom Bart durchwachsenen Zone mikroskopisch klein ist und in eine Größenordnung fällt, in welcher sich Wirkungsbereiche von silikatischen Reaktionen im festen Zustand (z. B. Platztauschreaktionen) abspielen können. Darauf wird an anderer Stelle eingegangen. Die Behärtung der Pigeonitaugite in Albit hinein gehört noch in die Abkühlungsgeschichte der Spilite. Sie ist dort mit Autometasomatose verknüpft und nicht im Zusammenhang mit der davon unabhängigen Prasinitisierung, wohl aber mit der Pyroxen-Uralitierung, und mit der interstizialen Penninfilzbildung.

Bemerkenswert ist es, daß die Nebenkornsorten wie Ilmenit, eventuell Titanomagnetit, Apatit in den Uralitspiliten — wie in Magmatiten so oft — kleiner bleiben als die Hauptkornsorten; in den Prasiniten aber sind die Titanite, Hämatite, Restilmenite, Apatite ebensogroß als ganze Generationen der Hauptkornsorten.

Allgemein hervorzuheben sind die folgenden faziellen Beziehungen zwischen den Uralitspiliten (bzw. Diabasen) und den diabasischen Prasiniten:

1. Der Großalbit der Spilite wird umgewandelt, teils unter Verdrängung (Mosaikalbit), teils unter Holoblastese (Rundlingsalbit), aber doch wieder in Albit!

2. Der Uralit der Diabase/Spilite wird umgewandelt, aber wieder in eine Hornblende, den Barroisit, allerdings ergänzt durch Klinochlor/Pennin.

3. Der Fe-arme Epidot der genannten Vorformen wird umgewandelt in den Fe-reichen Epidot der Prasinite, immerhin auch wieder in Epidot.

4. Der Pennin der Spilitformen wird umgewandelt wieder in einen Chlorit, aber nunmehr dem Klinochlor nahe.

5. Das Feldspat-Kali, das hierorts — zum Unterschied von Kitzbühler Formen — nicht als selbständiger Kalifeldspat in Erscheinung tritt, wird in der Prasinitfazies zum Biotitaufbau aufgebraucht.

6. Die Korngröße wird dabei durchgehend einschneidend herabgesetzt. Die prasinitischen Metamorphite treten deshalb in der Tracht von Grauwackenschiefern auf.

Man hat hier im Bereich des Murauer Paläozoikums und seiner kristallinen Umrandung mittels diabasischer Gesteine eine Entwicklung erkennbar vor sich, welche vom Magmatit (mit seiner Uralitspilitischen

Sonderentfaltung) aufsteigend durch die I. Streßzonenstufe bis nahe an die II. herangeführt und dabei Prasinite aus Diabasen gestaltet. Ein Gegenstück dazu stellt dar die kärntnerische Magdalensbergserie mit einer faziellen aufsteigenden Entwicklung zum Hochkristallin von Hüttenberg hin, ebenfalls ablesbar in einer Folge Diabas-Prasinit, wovon für Prasinit auch erststufiger Amphibolit sagen kann.

Im Raume „Hinterburggraben“ findet man unter den diabasischen Prasiniten auch — wie erwähnt — tuffige bis tuffitische Formen, und es gibt darunter solche (Muster 5 und 6), in welchen Calcit vorherrscht. Diese Gesteine sind schichtig; in den Schichten wechselt der Kornsortenbestand schon im Schlibfbereich sichtbar. Äußerlich beobachtet man ein Bild von Aschen- und Kristalleinstreu in kalkige Lagen, meist ohne Dolomitbeteiligung. Da kein Konnex mit nahen Kalksteinen oder Dolomiten erkennbar ist, kann auch der karbonatische Anteil mit dem silikatischen und mit den Kristallkörnern (ehemaliger Augitwürflingen) aus der Luft abgesetzt sein. Diese Gesteine sind besonders heftig tektonisiert, aber die prasinitische Umkristallisation hat die Bewegung (erkennbar in Fältelung und Scherungen) überdauert. Die Kornsorten- und Größenverhältnisse der Hinterburger diabasischen Prasinite sind:

Pyroxen-Auswürflingspseudomorphosen aus Barroisit, Epidot, Pennin/Klinochlor, etwas Titanit und Rundlingsalbit:  $1.4 \times 0.6 \times 0.3$  mm.

Barroisit-Hornblende, zum Teil asbestförmig fein:  $1.1 \times 0.05$  mm, oder  $0.4 \times 0.1$  mm, oder  $0.5 \times 0.25$  mm u. dgl.

Pennin/Klinochlor, Blätter bis Fächerformen,  $1.6 \times 0.3$  mm, oder bis  $0.5 \times 0.13$  mm, Kleinformen  $0.06$ — $0.02$  mm.

Biotit, Blättchen,  $0.3 \times 0.08$  mm.

Epidot (intensiv gefärbter Kern, blässere Rinde),  $0.5 \times 0.08$  mm.

Albit (Rundlinge) bis  $0.24$  mm, Mosaikblöckchen  $0.1$ — $0.2$  mm, kleinpflasterige Formen  $0.05$ — $0.03$  mm. Immer ungefüllt oder mit sehr lockerer, falscher Fülle.

Ilmenit-Rutilverwachsungen  $0.2$ — $0.3$  mm. — Stöckchen davon bis  $1.6$  mm.

Apatit  $0.2 \times 0.07$  mm, einige bis  $0.5 \times 0.08$  mm. — Titanit wie Rutil.

Beispiele von mikroskopischen Lagenwechsel. Muster 2, Hinterburggraben.

1. Epidot, Ilmenit, vereinzelt Albit, Klinochlor.

2. Lage reich an Pyroxenpseudomorphosen.

3. Albit, Epidot, Ilmenit.

4. Wie 2.

5. Albitkornpflaster mit zwei dünnen Epidotlagen.

6. Wie 2. Die Pseudomorphosen aus Barroisit + Klinochlor oder nur Klinochlor gebaut.

Usw. — Man sieht, daß dies kein Fall von metamorpher, mechanischer Konsortierung ist.

Im Muster 1 von gleicher Örtlichkeit tritt hinzu der Wechsel mit Lagen aus Karbonat (Calcit, Dolomit), Albit und etwas Quarz, ferner wechseln Lagen mit Barroisithäufung und solche mit Chlorithäufung, was mit mechanischer Kornsortierung zusammenhängen kann.

Meinem Kollegen A. Thurner danke ich für die gebotene Möglichkeit, mich mit diesem bedeutungsvollen Material vertraut zu machen.

*Literatur.*

- <sup>1)</sup> Angel, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. Univ. Graz, 1940, S. 251—304.
- <sup>2)</sup> Clar, E.: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. Karinthin 1953, 22, S. 225—230.
- <sup>3)</sup> Exner, Chr.: Tektonik, Feldspatbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. TPM 3. F., 1. 1949, S. 197—284.
- <sup>4)</sup> Spitz, A.: Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühcher Alpen. TPM 28 (n. F.), 1909, S. 497—534.

**OTTO REITHOFER, Neue Vorkommen von Grauwacke im Klostertal und im Montafon.**

Bei der Begehung des SE ober P. 853, E von Dalaas gelegenen Klemm-Tobels im Jahre 1930 war die Grenze zwischen Kristallin und Verrukano-Buntsandstein nicht aufgeschlossen. Es ließ sich aber feststellen, daß diese Grenze in dem stellenweise sehr schuttreichen Tobel innerhalb einer ziemlich schmalen Zone durchzieht, sodaß ihre Darstellung auf der Karte leicht möglich war. Im Profil 6 (Reithofer, 1935, Taf. X) folgt unter dem Kristallin gleich Verrukano (inverse Schichtfolge!).

Im Sommer 1933 und in den nächstfolgenden Jahren wurde die Bundesstraße bei P. 853 mehrfach durch Muren verschüttet, die aus dem Klemm-Tobel herunter gekommen sind. Eine neuerliche Begehung dieses Tobels im Herbst 1938 und 1954 zeigte, daß durch die Muren auf beiden Seiten des meist ganz kleinen Baches viel Schutt weggerissen wurde, daß hier aber noch größere Schuttmengen zur Bildung künftiger Muren bereitliegen. Auch höher oben, über 1130 m, finden sich noch größere Schuttmengen. Auf der W-Seite des nirgends verbauten Klemm-Tobels konnte der Beginn einer Rutschung festgestellt werden. In einer Höhe von ca. 940 m ist das Gehänge etwa parallel zum Verlauf des Klostertales gegen 2 m tief abgesunken.

Von besonderem Interesse sind die neuen Aufschlüsse, die durch den Abtransport des Schuttes im unteren Teil des Klemm-Tobels entstanden sind, deren Aussehen sich im Verlauf der Jahre aber mehrfach verändert hat. Die Gesteine der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer reichen in diesem Tobel bis etwa 945 m hinab. Auf der E-Seite sind die untersten paar Meter durch Schutt verhüllt. Die untersten Partien sind so stark gestört, daß ihre Lage nicht recht erkennbar ist. Erst von ca. 955 m an ist das Gestein weniger stark gestört und dementsprechend fester ( $s = N 75-85 E, 50-63 S, B = EW, 35 E$ ). Von etwa 960 m an steigt der Graben gegen S auf einer längeren Strecke mit rund  $13^\circ$  an, während das Gefälle unterhalb von 960 m auf zwei kürzeren Strecken um  $23^\circ$  beträgt.

Von 945 m an ist das Anstehende auch im Graben selbst bis unter 940 m hinab durch Schutt verdeckt (siehe Abb. 1!). Im obersten Teil der darunter liegenden Steilstufe tritt gröberer, grauer Sandstein mit