

**Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse
vom 23. Feber 1956**

Sonderabdruck aus dem Anzeiger der math.-naturw. Klasse der
Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1956, Nr. 4

(Seite 29 bis 33)

Das wirkl. Mitglied F. Machatschki legt eine kurze Mitteilung vor, und zwar:

„Über einen ‚Floitit‘ aus dem Habachtal (Oberpinzgau, Salzburg).“ Von Heinz G. Scharbert (Wien). Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität.

Bei der Bearbeitung der Amphibolit- und Grünschiefermassen der Nordabdachung des Großvenedigermassivs¹, die die Österreichische Akademie der Wissenschaften in so dankenswerter Weise subventionierte, stieß ich auf ein eigenartiges Gestein, das einen für Floitite charakteristischen Mineralbestand aufwies. In einem Tätigkeitsbericht hatte ich das Gestein schon kurz erwähnt [6].

Sogenannte Floitite sind aus den Hohen Tauern schon von einigen Stellen bekanntgemacht worden. Der Name stammt von Becke und will kristalline Schiefer, bestehend aus Quarz, saurem Plagioklas, Biotit und Epidot umfassen. Zur Namengebung dienten derartige Gesteine aus dem Floital in den Zillertalern ([2], S. 29). Schurk beschrieb ein floititisches Gestein, den Flugkogelgneis, das Hornblende führt, aber auch stellenweise, besonders wo grobfläsig, starke Kalifeldspatsprossung aufweist und demnach eine syenitische Fazies durchscheinen läßt [7]. Später hat dann Köhler [5] den Floitit vom Kessel-

¹ Die Veröffentlichung wird später folgen.

fall (Naßfeld) bearbeitet und auch jenen vom Roßbrucken beschrieben. Köhlers Gestein vom Kesselfall ist ein Gang, dunkelgrau und für das freie Auge vollkommen dicht. Angel und Staber [1] unterscheiden in ihrer Monographie Schollen-, Lager- und Gangfloitite und führen unter den floititischen Gesteinen auch Schurks Flugkogelgneis an ([1], S. 24). Diese eben erwähnten Gesteine finden sich allesamt in den Zentralgneisen.

In meinem Falle hingegen ist der Venedigerzentralgneis nicht das umgebende Gestein, sondern der „Floitit“ liegt inmitten der Gesteinsserien der Habachmulde, wenn auch nicht sehr weit vom Nordrande des Granitgneises des Habachkerns („Habachzunge“ des Venedigerzentralgneises bei anderen Autoren). Als Habachmulde bezeichne ich jene Serie von epimetamorphen Muskovitschiefern, Grünschiefern, injizierten Paragesteinen usw. zwischen den schwarzen Grauwackenphylliten im Norden des Untersulzbachkammes (also südlich der Salzach!) und dem Habachkern. Hammer [4] hat dieses floititische Gestein auch schon kurz erwähnt und als Biotit-Albit-Epidotgestein bezeichnet, konzentrierte jedoch seine Betrachtungen lediglich auf den Zwölferkogel im Habachkamm.

Einen besonders guten Aufschluß, der das Studium der Verbandsverhältnisse recht gut gestattet, findet sich am Talhauptweg, wo dieser sich noch an der orographisch linken Seite hinzieht, etwa 250 *m* unterhalb der Brücke 1107. Dasselbe Gestein konnte bei der Peitingalm in etwa 1650 *m* Höhe in derselben Vergesellschaftung wiederum aufgeschlossen gefunden werden. Es handelt sich dabei um eine bis 10 *m* mächtig werdende Lage in der Schieferserie der Habachmulde. Die den „Floitit“ unmittelbar begleitenden grünen Gesteine werden zu einem anderen Zeitpunkte beschrieben werden.

Zum Unterschiede von anderen Floititen ist unser Gestein im wesentlichen licht und auf den ersten Blick einem normalen Gneis zum verwechseln ähnlich, bis man sehr bald auf die zahlreichen gelbgrünen Epidotschlieren und -butzen stößt. Diese Epidotaggregate sind gut in *b* eingeregelt, sie bilden meist dickstengelförmige Gebilde verschiedener Größe in *b*. Im *ac*-Schnitt stellen sie sich als mehr oder weniger rundliche Gebilde dar. Der Biotit ist sehr reichlich vertreten und bildet *s* vorzüglich ab, wenn auch seine Konzentration schwanken kann. In einigen wenigen Fällen ist er schlierig agglomeriert. Gelegentlich schwache Serizithäutchen können *s* akzentuieren. Das weiße Grundgewebe ist für das freie Auge unauflösbar.

Das Gestein ist durch starke Striemung ausgezeichnet. Lage im Raum: 140/075, B-Achse 050/025². Dem Großbauplan des Gebietes gegenüber ist gute Konkordanz feststellbar.

Das Mikroskop zeigt sofort den größenordnungsmäßigen Gegensatz zwischen den Biotiten und den anderen Bestandteilen.

Der Biotit bildet auch im Schriff ein verhältnismäßig gutes s ab, wenn auch teilweise Querbiotite anzutreffen sind, oder sich Individuen zu polygranularen Haufen aggregieren. Größe bis 1,5 mm. $\gamma = \beta =$ olivgrün $\alpha =$ hellgraugrün. An einem Korn wurde $2 \check{V}\alpha = 15^\circ$ gemessen. Der Biotit umwächst gerne andere Bestandteile und neigt im allgemeinen zu guten kristallographischen Umrissen. Pleochroitische Höfe fehlen.

Die Epidotknollen lösen sich unter dem Mikroskop in ein Haufwerk kleiner und kleinster Körnchen auf, die alle größtenteils isoliert liegen. Die Größendimensionen schwanken zwischen 0,015 und 0,15 mm. Auffallend ist, daß die Epidote über den ganzen Gesteinsbereich verteilt sind und sie finden sich auch diffus dort, wo keine makroskopischen Epidotschlieren sind. Die Körnchen sind durchwegs gerundet. Auslöschungsrichtungen konnten mangels an Bezugs-elementen nicht gemessen werden. Die negative Doppelbrechung beträgt durchschnittlich 0,026, das entspricht einem Ersatz von 20% Al_2O_3 durch Fe_2O_3 (Tröger [8]).

Plagioklas ist besonders reichlich im granoblastisch struieren Grundgewebe, gemeinsam mit Quarz, vertreten. Er macht gut 70% des Grundgewebebestandes aus. Die Größenordnung ist maximal 0,05 mm. Es handelt sich dabei um einen sauren Plagioklas, dessen genaue Bestimmung fehlschlug. Im Verhältnis zu Kanadabalsam waren alle Exponenten geringer als 1,54, was einem Chemismus unter An_{10} entspricht, da ja auch $n\gamma'$ deutlich niedriger brechend als der Grenzwert war. Die Plagioklasindividuen sind alle ungefüllt, beinhalten aber recht oft lange Apatitnadeln. Daneben wurde eine andere Ausbildungsform von Plagioklas beobachtet. Größere (bis 0,72 mm), xenomorphe Individuen, mit teils gut erhaltener Albitverzwillingung und An_{8-10} . Allgemein ist eine sehr fleckige Beschaffenheit zu sehen. Auffallend ist wiederum das vollkommene Fehlen von Fülle. Vielfach sieht man metasomatische Verdrängung durch Quarz oder durch Einsprossung von granoblastischen Albitkörnern derselben Zusammensetzung. Eine

² Daten nach Clar, Verh. geol. B. A., 1954, 201—215.

verbreitete Erscheinung sind schachbrettalbitähnliche Gebilde, die sich als Zwischenstadien im „Verzwilligungsabbau“ der Mutterplagioklase erwiesen. Auf das Problem der Schachbrettalbite (Becke [2]) ist in jüngerer Zeit vor allem Exner [3] eingegangen; wir können seine Beobachtungen nicht mit den unsrigen parallelisieren, da ja auch das Gestein ein anderes ist. Bei uns fehlt Kalifeldspat absolut, auch im Grundgewebe. Es können unsere Schachbrettalbite wohl kaum jemals Kalifeldspate gewesen sein, was auch wohl schon durch die Reste von Plagioklaszwillingslamellierung (Plag III Exners) bewiesen wird. Vielmehr haben wir es mit der von Exner ([3], S. 252) aufgezeigten Konvergenzerscheinung 1 zu tun: „Schachbrettgemusterter Plag II“, der nach dessen Ausführungen nie ein Kalifeldspat war, sondern ein Übergangsglied von Plag III nach Plag I darstellt. Und Plag I ist ja auch in diesen bestimmten Individuen reichlich vertreten.

Als weitere Gemengteile kommen granoblastische Quarze in Frage, neben den schon erwähnten Apatiten. Hinzu tritt gelegentlich Pyrit, manchmal auch ein Titanitkorn. Mitunter reichlich sind bis 0,5 mm große druckgezwillingte Kalzitindividuen anzutreffen.

Zweifellos kann man die Reste der gezwillingten Plagioklase magmatisch entstanden deuten, denn gerade in dieser Gegend (Feschwand, Leutachkopf, Kl. Finakl usw.) sind auch in den grünen Gesteinen einsprenglingsartige Plagioklaszwillinge und deren Reste eine weit verbreitete Erscheinung. Man kann dabei an Eruptivursprung denken (auch plutonische Reste habe ich beobachtet). Vielleicht haben wir es gegenüber der recht großen Masse der heute als Amphibolite und Grünschiefer vorliegenden Schmelzflußgesteine (oder teils Tuffe) mit einem räumlich beschränkteren saureren Differentiat zu tun.

Wir müssen beachten, daß der Biotit erst viel später gebildet wurde, da erstens die Plagioklasreste keine Biotiteinschlüsse führen und zum anderen die Biotite selbst schon Bestandteile der granoblastisch rekristallisierten Grundmasse umwachsen haben. Allerdings muß seine Bildung schon während der Durchbewegung begonnen haben, spricht doch die Abbildung des *s* durch ihn dafür. Ich denke mir, im Zuge der regional verbreiteten Biotitisierung, dieses Mineral auch hier metasomatisch durch K-Zufuhr gesproßt.

Das Gestein ist heute ein Metamorphit in der Biotit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies (Turner [9], S. 94).

Für die Genesis ist mir folgendes wahrscheinlich: ein altes Erstarrungsgestein, etwas saurer (zumindest aber Mg-Fe-ärmer) als die in der Gegend auftretenden metamorphen Basite eruptiven Ursprungs, dessen Struktur in den verzwilligten Plagioklasresten erhalten geblieben ist, wurde während der Durchbewegung von Alkalilösungen (wie es in der ganzen Gegend regional verbreitet ist) durchtränkt, von denen das K die Mg-Fe-Mineralen in Biotit umwandelte, der unter Umschließung reichlicher Grundgewebebestandteile gut in *s* eingeregelt ist, aber auch schon teilweise zur Querbitotitbildung neigt. Die ursprünglichen Mafitminerale waren nicht häufig. Das Ca der Plagioklase, die ursprünglich bestimmt basischer waren, wurde mit dem restlichen Fe im Epidot fixiert. Na-Lösungen ließen die rekristallisierten Grundgewebsplagioklase saurer werden, veränderten aber auch die Relikte. Auffallend ist, daß die Kalilösungen in den Plagioklassen keinerlei Fülle verursachten. Die Deformation überdauernd, aber noch vor der endgültigen Biotitaustrittskristallisation, entstand das albitreiche, granoblastische Grundgewebe.

Es kann also ein Gestein mit floititischem Mineralbestand ein metasomatisch umgewandeltes Produkt sein. Ich bezeichne diesen „Floitit“ lieber als Biotit-Epidot-Albit-Epigneis.

Literatur:

- [1] Angel, F. u. Staber, R. (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe; Wagner, Innsbruck.
- [2] Becke, F. (1903): Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer; Dkschr. Ak. Wiss., Wien, 75.
- [3] Exner, Ch. (1949): Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern; T. M. P. M., 3. Folge, 1, 197—284.
- [4] Hammer, W. (1935): Der Tauernnordrand zwischen Habach und Hollersbachtal; Jb. geol. B. A., 85, 1—19.
- [5] Köhler, A. (1923): Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern; T. M. P. M., 36, 65—79.
- [6] Scharbert, H. G. (1954): 2. Vorbericht über Untersuchungen an den Grüngesteinen der Großvenediger-Nordseite (Oberpinzgau); Anz. Ak. Wiss., Wien, 143—147.
- [7] Schurk, L. (1914): Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm-Ankogel-Massiv; T. M. P. M., 33, 1—26.
- [8] Tröger, E. (1952): Optische Tabellen; Schweizerbart, Stuttgart.
- [9] Turner, F. J. (1948): Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks; Geol. Soc. Am., Memoir 30.