

„In diesem Zusammenhang sei auch betont, daß auf Grund neuerer Beobachtungen wohl nicht der ganze Zug der Gumpeneck-Sölker Marmore ohne Kritik dem Mesozoikum zugewiesen werden kann. Es scheint sich hier vielmehr um eine intensive Verschuppung zweier altersverschiedener Karbonatgesteinsgruppen zu handeln, wofür auch ihre tektonische Position im Grenzraum zwischen Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten spricht (W. FRITSCH, 1953).“

Fragliches Mesozoikum stellen dagegen die Karbonatgesteine der „Mölbegg-schuppen“ (GAMERITH, BACHMANN) dar, da sie auch von für das zentralalpine Mesozoikum charakteristischen Serizitquarziten und Serizitschiefern begleitet werden. Die facielle Ähnlichkeit dieser Kalke und Dolomite mit den Gumpeneckmarmoren kann nicht übersehen werden.

Auch die Gesteinsgesellschaft der Hornsteinkalke des Steinwandkogel läßt mesozoisches Alter für diese Gesteine vermuten (K. METZ 1963 : 23).

Über das Alter der Bretsteinmarmore im eigentlichen Sinn ist, außer der Feststellung, daß sie älter als Mesozoikum sein müßten, keine Alterszuweisung möglich.

Eine Sonderstellung kommt jenen dunklen, graphitischen Kalken, braun anwitternden Marmoren, schwarzen Glimmerschiefern und Graphitschiefern, eisenschüssigen Kohlenstoffquarziten und hellen glimmerfreien Quarziten zu, die meist als steilstehende, enggepreßte Keile in das mesozonale Kristallin der Niederen Tauern eingeschaltet sind.

Dazu K. METZ 1952 a : 270:

„In den mesozonalen Schiefern liegen unter anderem auch dunkle Marmore mit einer pigmentreichen Schieferbegleitung, die zusammen facieell dem charakteristischen ostalpinen Silur entsprechen.“

Für diese Annahme haben sich einstweilen, besonders seit dem Bekanntwerden der Götzendorfer Gesteinsserie, weitere Anhaltspunkte gefunden.

## Die Typen der hornblendeführenden Gesteine in den kristallinen Serien der östlichen Wölzer Tauern

Von RUDOLF VOGELTANZ, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz  
(Beitrag 5 zu: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern)

### Z u s a m m e n f a s s u n g

Aus der umfangreichen Kartierungsarbeit in den östlichen Wölzer Tauern ergab sich in den letzten Jahren ein breiter Überblick über die Mannigfaltigkeit hornblendeführender Gesteine im Rahmen der Wölzer Glimmerschiefer. Erstmals sind nunmehr ihre Lagerungs- und Verbandsverhältnisse in den Wölzer Tauern näher bekannt, wobei es sich zeigt, daß mehrere voneinander gut abgrenzbare Typen aus der Fülle des vorliegenden Materials herausgeschält werden können.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine Beschreibung dieser Typen nach ihrem Mineralbestand, wobei versucht wird, alle Anhaltspunkte zu sammeln, die Aufschluß über Kristallisations- und Deformationsgeschichte dieser Gesteine geben können.

Die beschriebenen Gesteine westlich der Pölsfurche werden auch mit den spärlicher im Seckauer Kristallin auftretenden Hornblendegesteinen verglichen. Dabei können gewisse gemeinsame Züge aufgezeigt werden.

Dem verfügbaren Druckraum entsprechend wurden vorwiegend Sammelbeschreibungen gegeben, während detaillierte Angaben und Einzelschliffbeschreibungen in der Dissertation des Verfassers, Graz 1964, festgehalten sind.

### A. Die Hornblende-Chlorit-Schiefer

**Vorkommen:** Im NNE-Gehänge des Brandwalles (Ennstaler Phyllite), am Gstemmerspitz, Plannerseekarspitz und südlich des Hochrettelstein-Gipfels (alle in den Wölzer Glimmerschiefern).

**Begleiter:** Die Hornblende-Chlorit-Schiefer liegen am Übergang von Glimmerschiefern zu Hornblende-Garbenschiefern, können aber auch fehlen. Die Glimmerschiefer zeigen als typischen Mineralbestand Quarz, Plagioklas (Albit bis Oligoklas), Muskowit oder Serizit, Biotit, etwas Chlorit, manchmal auch Granat. Die Garbenschiefer werden im nächsten Abschnitt beschrieben; von ihnen unterscheiden sich die Hornblende-Chlorit-Schiefer durch ihren größeren Chlorit- und kleineren Hornblende-Gehalt. Sie liegen wie alle behandelten Gesteine als konkordante Lagen oder Linsen in ihren Begleitgesteinen.

**Beschreibung:** Im Handstück stellen die Hornblende-Chlorit-Schiefer grüne, feinschiefrige und feinkörnige Gesteine mit schmalen, hellen Lagen in s dar. Die s-Flächen glänzen infolge ihres Serizit- und Chloritgehaltes seidig.

**U. d. M.:** Quarz bis 20 V%, Karbonat ca. 10 V%, Hornblende bis 10 V%, Chlorit 12—70 V%, Biotit und Muskowit unter 1 V%, Epidot und Magnetit bis 8 V%.

In einem grano-lepidoblastischen Lagengefüge bilden Quarz, lagenartig angeordnetes Karbonat und Glimmer das feinkörnige Grundgewebe. Rundliche Epidot- und Magnetit-Idioblasten liegen verstreut im Gefüge. Die gemeine, grüne Hornblende ( $c:n \text{ gamma} = 15-20^\circ$ ) ist manchmal im Zentrum etwas ausgebleicht und wird randlich von Chlorit-Büscheln durchwachsen und von diesen umgesezt, so daß es vereinzelt zur Bildung von Pseudomorphosen von Chlorit nach Hornblende kommen kann. Der Epidot entsteht deutlich bei der Chloritisierung der Hornblende, nicht aber das Karbonat, wie es bei einer Floitit-Umsetzung der Fall wäre.

Das Gefüge zeigt Scherungs- und Faltungsspuren und Rekristallisation der prätektonischen Minerale. Biotit, Muskowit und Chlorit wachsen syn- bis posttektonisch. Die Hornblende wächst vereinzelt prä-, manchmal syn- und meist posttektonisch.

**Bemerkungen zur Entstehung:** F. ANGEL 1924 : 252 beschreibt aus dem Gleinalmgebiet ähnliche Gesteine als „chloritführende Kalksilikatschiefer“. Er deutet diese Gesteine als mesozonale Sediment-Derivate.

Bei unserem Material kann eine Metamorphose angenommen werden, die mergelige Gesteine unter die Bedingungen der Mesozone gebracht hat. Darauf fand eine rückschreitende Metamorphose statt, die die Gesteine unter epizonale Bedingungen stellte. Im Zuge der fortschreitenden Abkühlung kommt es zur Chloritisierung etwa im Sinne eines „Ungleichgewichtes“ im chemischen Haushalt (F. ANGEL 1924 : 25—26). Diesen Gedanken hat auch W. FRITSCH 1962 bei Gesteinsuntersuchungen im Ostkärntner Saualpen-Kristallin aufgenommen.

### B. Die Hornblende-Garbenschiefer

**Vorkommen:** In Gesteinen des Wölzer Kristallins am Gstemmerspitz, Plannerknot, Hochrettelstein, Hochschwung, Mölbeegg, Kamm Hochgrößen—

Seekoppe, Zinkenkogel—Steinwandkogel, bei „Kollmannslehen“ an der neu erbauten Planerstraße (alle Vorkommen vorwiegend in den höchsten Anteilen der Wölzer Glimmerschiefer).

Begleiter: Mesozonale Glimmerschiefer vom Typus Wölz mit Quarz, Plagioklas (Albit bis Oligoklas), Muskowit-Serizit, Biotit, Chlorit und Granat. Außerdem treten als Begleiter noch Wölzer Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus auf (= Glimmer-Zunahme und fast faustgroße Granaten). Neben diesen beiden Begleitgesteinen liegen die Hornblende-Garbenschiefer in graphitischen Schiefen und in Hornblende-Chlorit-Schiefen.

Beschreibung: Der offenbar starken Vielfalt von Ausgangsgesteinen steht auch eine große Mannigfaltigkeit von Endgesteinen gegenüber. Aus rekristallisierten Myloniten, quarzitischen Glimmerschiefen, phyllitischen Gesteinen usw. entstehen sehr verschiedenartige Hornblende-Gesteine, die ein gemeinsames Merkmal haben: das nadel- bzw. garbenartige Wachstum der Hornblende. Es geht vor allem post-, manchmal auch syntektonisch mit leicht verdrehtem  $s_1$  vor sich. Gelegentlich wächst die Hornblende quer zum  $s$  als typisch posttektonische Bildung. Allerdings ist sie oft durch junge Kataklasten, die als Geschehnisse der letzten Durchbewegung aufzufassen sind, zerbrochen.

Die Stengel liegen in einem feinkörnigen Grundgewebe von Quarz, Karbonat, Plagioklas (Oligoklas — Andesin) und Glimmer. Der Granat ist ein spät- bis posttektonischer Gerüstgranat, der manchmal ein Faltungs- $s$  abbildet.

Die folgende Tabelle gibt Einblick in die vielfältige quantitative Zusammensetzung des Mineralbestandes:

|                | Volumsprozent |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|----------------|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| hb             | 20            | 15  | 5   | 15  | 35  | 40  | 10  | 10  | 10  | 50  | 40  | 50  |
| qu             | 45            | 25  | 20  | 50  | 25  | 20  | 25  | 5   | 15  | 25  | 10  | —   |
| plag           | 5             | —   | —   | —   | 3   | 5   | 20  | 5   | 5   | 5   | 20  | 30  |
| mu, ser        | —             | —   | —   | —   | 17  | 20  | 20  | 15  | 40  | 5   | —   | —   |
| bi             | —             | 10  | —   | 3   | 5   | 5   | —   | —   | —   | —   | 3   | —   |
| chl            | 15            | 5   | 30  | 1   | 2   | 3   | 15  | 1   | 15  | 5   | 10  | 5   |
| karb           | 5             | 40  | 30  | 25  | —   | —   | —   | 50  | —   | —   | 14  | —   |
| ep, klizoi     | 2             | 2   | 3   | 1   | 3   | 2   | 3   | 1   | 5   | 2   | 1   | 1   |
| ti, rut gr, op | 8             | 3   | 12  | 5   | 10  | 5   | 7   | 13  | 10  | 8   | 2   | 14  |
|                | 100           | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Bezüglich der Genese dieser Gesteine kann dasselbe angenommen werden wie für die Hornblende-Chlorit-Schiefer.

### C. Die Hornblende-Schiefer

Unter diesem Überbegriff werden Gesteine geführt, die in allen geologischen Einheiten der Wölzer Tauern vorkommen. Sie besitzen drei gemeinsame Merkmale: schiefrige oder lagige Textur, Hornblende-Gehalt unter 45 V%, Plagioklas-Gehalt unter 15 V%. Infolge ihrer sonstigen Zusammensetzung werden sie wie folgt unterteilt.

#### 1. Die karbonatischen Hornblende-Schiefer

Vorkommen: Am Hochschwung und am Regenkarstspitz liegen die Hornblende-Schiefer in einer charakteristischen Gesteinsserie, die aus folgenden Gliedern besteht:

Hornblende-Garbenschiefer — karbonatische Hornblende-Schiefer — Karbonat-Amphibolite — graphitische Schiefer — Wölzer Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus — dunkle, eisenschüssige, glimmrige Marmore.

Die karbonatischen Hornblende-Schiefer kommen noch am Kamm Hochgrößen—Seekoppe und am Keckenfriedeck bei Bretstein vor. Dort liegen sie in den basalen Wölzer Glimmerschiefern und in der Marmor-Pegmatit-Serie von Bretstein (= ehemalige „Bretsteinserie“). Auch nördlich Oberzeiring und bei Allerheiligen bei Pöls treten derartige Gesteine auf.

**Beschreibung:** Die karbonatischen Hornblende-Schiefer sind gut geschieferte Gesteine mit glänzenden s-Flächen und streng parallelen, nur schwach verfalteten Lagen. Größere Biotit-Schuppen auf den s-Flächen sind charakteristisch.

|                 | Volumsprozente |     |     |     |     |     |     |     |     |
|-----------------|----------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| hb              | 30             | 30  | 5   | 40  | 5   | 25  | 45  | 45  | 20  |
| qu              | 10             | 20  | 25  | 15  | < 1 | 2   | 15  | 15  | 10  |
| plag            | 15             | —   | 2   | —   | 10  | 10  | —   | 15  | —   |
| karb            | 5              | 15  | 25  | 25  | 25  | 3   | 20  | 15  | 50  |
| mu, ser         | —              | 25  | —   | 3   | —   | —   | —   | —   | 5   |
| bi              | 30             | < 1 | 10  | 2   | 10  | 28  | 5   | —   | —   |
| chl             | —              | 5   | 30  | 2   | 45  | 30  | 5   | 5   | 5   |
| ep, klizoi      | 10             | 1   | < 1 | 10  | —   | < 1 | 5   | 1   | 7   |
| ti, rut, ap, op | —              | 5   | 3   | 3   | 5   | 2   | 5   | 4   | 3   |
|                 | 100            | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

**Bemerkungen zur Entstehung:** F. ANGEL 1924 : 157 beschreibt als „Hornblendeschiefer“ Abarten von Amphiboliten, in denen die hellen Gemengteile auf Kosten der Hornblende zunehmen, und die Abkömmlinge von dolomitischen Mergeln sein sollen. Ihr Karbonat-Gehalt sei primär.

## 2. Die granatführenden Hornblende-Schiefer

**Vorkommen:** Am Güterweg im Fuchsgraben b. Pusterwald, am Südkamm des Saurüssels bei Bretstein und vom Gebiet Schrattnerkogel—Windlucke im hinteren Bretsteingraben. Im ersten Vorkommen werden die granatführenden Hornblende-Schiefer von graphitischen und quarzitischen Glimmerschiefern begleitet. Am Saurüssel sind Marmor und Pegmatit die unmittelbaren Begleiter, im Fuchsgraben stehen die Hornblende-Schiefer am Übergang von biotitreichen Glimmerschiefern (die das Liegende der Hirnkogel-Marmore darstellen) zu Hornblende-Gneisen.

**Beschreibung:** Die granatführenden Hornblende-Schiefer unterscheiden sich von den karbonatischen nur graduell. Es gibt richtige Übergangsglieder, wie es der erste Schliff in der folgenden Tabelle zeigt (25 V% Karbonat!). Meist ist die Schieferung gröber, manchmal entsteht so ein massiger Eindruck, der nur durch größere Biotit-Schuppen etwas gemildert wird.

|                  | Volumsprozente |     |     |     |
|------------------|----------------|-----|-----|-----|
| hb               | 25             | 20  | 10  | 10  |
| qu               | 5              | 5   | 50  | 30  |
| plag             | 5              | 10  | —   | —   |
| karb             | 25             | —   | —   | —   |
| bi               | —              | 30  | —   | 2   |
| mu               | —              | —   | —   | 30  |
| chl              | —              | —   | 15  | 10  |
| ep, klizoi       | 30             | 15  | 20  | 3   |
| gr               | 5              | 15  | 3   | 10  |
| ti, tur, rut, op | 5              | 5   | 2   | 5   |
|                  | 100            | 100 | 100 | 100 |

U. d. M.: Gemeine, grüne Hornblende ( $c : n \text{ gamma} = 16^{\circ}$ ) ist hier meist prätektonischen Ursprungs, rekristallisiert und wird von Biotit, Chlorit und Epidot angegriffen. Der Epidot bildet manchmal Reaktionssäume um die Hornblende. Das grano-lepidoblastische, lagige Grundgewebe wird von Quarz und Plagioklas (Oligoalbit — Oligoandesin) aufgebaut. Darin liegen die Granat-Porphyrblasten, die syn- bis posttektonisch gewachsen sind. Die Glimmer sind sämtlich posttektonisch entstanden, da sie Polygonalbögen bilden und in Form gerader Scheiter entwickelt sind.

Bemerkungen zur Entstehung: Auch diese Gesteinstypen sind mesozonal metamorphosierte Sedimentabkömmlinge mit Retrometamorphose in die Epizone. Sie sind einerseits Übergangsglieder zu den karbonatischen Hornblende-Schiefern und andererseits zu Plagioklas- und Granat-Amphiboliten. Bei zunehmendem Plagioklas-Anteil tendieren sie zu den Hornblende-Granat-Gneisen.

### 3. Die Hornblende-Epidot-Schiefer

Vorkommen: Im Schöttlgraben bei Oberwölz (an der Straße zur Hennbach-Hütte und im SW-Gehänge des Schießbeck), wo sie von quarzitischen Wölzer Glimmerschiefern begleitet werden.

Beschreibung: Die nur mit wenigen Belegstücken hier beschriebenen Hornblende-Epidot-Schiefer haben als Charakteristikum die Umsetzung von blaßfärbiger, grüner Hornblende zu Epidot (Pseudomorphosen von Epidot nach Hornblende). F. ANGEL 1924 : 159 beschreibt aus der Gleinalm einen Epidot-Amphibolit, dessen hohen Epidot-Gehalt er aus einer Reaktion eines Ortho-Amphibolites mit einem Marmor deutet. Marmor kann aber bei unserem Material nicht beobachtet werden, so daß eher eine Übereinstimmung mit den von F. ANGEL 1924 : 178 aus dem Gebiet Hohenwart—Schöttlgraben—Pusterwald beschriebenen Zoisit-Amphiboliten anzunehmen ist. Es liegen jedenfalls mesozonale Metamorphite der Epidot-Amphibolit-Fazies vor.

### D. Die Hornblende-Gneise

Folgende drei Merkmale kennzeichnen die Hornblende-Gneise: schiefrige oder lagige Textur, Hornblende-Gehalt unter 40 V%, Feldspatgehalt zwischen 20 und 40 V%. Damit ist auch deutlich der Unterschied zu den Hornblende-Schiefern gegeben.

#### 1. Die Hornblende-Diopsid-Gneise

Vorkommen: In der Marmor-Pegmatit-Serie von Bretstein—Pusterwald am Südkamm des Keckenfriedeck bei 1400 m und im Pusterwaldgraben unterhalb des Hirnkogels. Wölzer Glimmerschiefer der tieferen Stockwerke mit Marmor und Pegmatit sind die Begleiter.

Beschreibung: Die grob geschieferten und verfalteten Gesteine haben als Charakteristikum Umsetzungserscheinungen von Hornblende nach Diopsid (Hirnkogel) und von Diopsid nach Hornblende (Keckenfriedeck). An der Grenze beider Minerale entsteht ein Reaktionssaum. Außerdem tritt in den Gneisen des Hirnkogel — wohl durch den begleitenden Pegmatit bedingt — Mikroklin auf. Bei der Hornblende-Diopsid-Umsetzung entsteht Titanit, der die Hornblende umwächst. Auch Epidot scheint dabei zu entstehen. In den Gesteinen vom Keckenfriedeck liegen zwei Plagioklas-Generationen vor (eine ältere Oligoklas-

Generation neben einer jüngeren Albit-Oligoalbit-Generation). Die rein beschreibend mit den von F. ANGEL 1924 : 252 beschriebenen „Diopsid-Epidot-Schiefer“ zu vergleichenden Gesteine stellen vermutlich Reaktionsprodukte von Hornblende-Gesteinen, Pegmatiten und allenfalls Marmoren dar, die noch detaillierter Untersuchung bedürfen.

## 2. Die übrigen Hornblende-Gneise

**Vorkommen:** Westlicher S-Teilkamm des Seitnerzinken und am Kamm Schrattnerkogel—Seitnerzinken bei 2050 m. Begleiter sind hier muskowitzreiche Wölzer Glimmerschiefer. NW Möderbrugg bei 1100 m, am Westkamm des Saurüssels und im Fuchsgraben bei Pusterwald. Auch hier sind Wölzer Glimmerschiefer die Begleiter.

**Beschreibung:** Hornblende ist prä- bis posttektonisch, der Plagioklas ebenfalls (Albit — Oligoklas). Der spärlich auftretende, wohl nur auf Störungen beschränkte Chlorit ist wie alle Glimmer posttektonisch und tritt in Form schilfiger Büschel auf, die manchmal in die Hornblende und lamellar in den Biotit wachsen. Der Granat ist ein syn- bis posttektonischer Gerüstgranat.

## E. Die Amphibolite

Die Amphibolite sind grundsätzlich definiert durch ihren Hornblende-Gehalt, der über 50 V% liegt. Hinsichtlich ihrer sonstigen Zusammensetzung zeigen sie eine große Variabilität, die im behandelten Raum zu folgender Einteilung führt:

Plagioklas-Amphibolite — Granat-Amphibolite — Karbonat-Amphibolite — Floititische Amphibolite (= Biotit-Epidot-Amphibolite) — Chlorit-Amphibolite — Gemeine Amphibolite.

Zwischen diesen Typen gibt es in der Natur alle Übergänge und Überschneidungen.

### 1. Die Plagioklas-Amphibolite

**Vorkommen:** a) Am Güterweg unter „Taurer“/Oberzeiring. Dort sind die Begleitgesteine Biotit-Schiefer und gneisige Glimmerschiefer. Im Kasergraben bei Möderbrugg werden die Plagioklas-Amphibolite von Zweiglimmerschiefern begleitet, und am Saurüssel bei Bretstein liegen sie in Wölzer Glimmerschiefern, die zu den tieferen tektonischen Stockwerken gehören.

b) Auf der Perwurzkuppe begleiten Quarz-Feldspat-Glimmerschiefer und auf der Schüttneralpe quarzreiche Wölzer Glimmerschiefer der höheren tektonischen Anteile die Plagioklas-Amphibolite.

c) 200 m N Schüttkogel-Gipfel liegen die Plagioklas-Amphibolite in Chlorit-Epidot-Gneisen und Biotit-Gneisen.

d) Auf dem Hochfeld und auf dem Weg Hainzl—Hohenwart sind Zweiglimmerschiefer vom Typus Wölz die Begleiter, beim Hainzl befinden sich im Hangenden die Hohenwart-Marmore.

**Beschreibung:** Es liegen alle texturellen Übergänge von feinschiefrigen Gesteinen mit streng s-geregelten Hornblende-Nädelchen bis zu felsisch brechenden Handstücken vor, in denen die Komponenten gleichmäßig verteilt sind.

## Volumsprozenze

|      |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| hb   | 70  | 60  | 50  | 60  | 55  | 60  | 55  | 70  | 60  | 65  | 65  | 70  |
| qu   | 10  | 5   | —   | 8   | < 1 | —   | 10  | 5   | —   | 5   | —   | 10  |
| plag | 10  | 20  | 30  | 25  | 20  | 30  | 15  | 15  | 35  | 20  | 30  | 10  |
| karb | —   | —   | 10  | —   | 10  | —   | —   | —   | —   | —   | —   | —   |
| bi   | < 1 | —   | 1   | —   | 8   | —   | 4   | 4   | —   | —   | < 1 | 5   |
| chl  | —   | 2   | 4   | 1   | —   | —   | 3   | 1   | —   | 3   | —   | —   |
| ep   | 4   | 1   | < 1 | < 1 | 1   | 2   | < 1 | 4   | 1   | 5   | 5   | < 1 |
| gr   | 3   | 5   | —   | 5   | —   | —   | 3   | —   | —   | —   | —   | —   |
| acc. | 3   | 7   | 5   | 1   | 5   | 8   | 10  | 1   | 4   | —   | —   | 5   |
|      | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

U. d. M.: Meist prätektonische Hornblende (gemeine, grüne Hornblende, vereinzelt barroisitisch) ist fast immer rekrystallisiert. Quarz und Plagioklas (Albit — Oligoklas) bilden ein pflasteriges Grundgewebe, in dem auch Karbonat durch Umsetzung aus der Plagioklas-Umkristallisation liegen kann (P. ESKOLA in BARTH, CORRENS, ESKOLA 1939 : 391). Die Glimmer und der Granat sind durchwegs posttektonischen Ursprungs.

An dieser Stelle sei auf die von W. HAUSWIRTH (Diss. Graz 1951 : 61—70) beschriebenen Plagioklas-Amphibolite östlich der Pöls hingewiesen.

## 2. Die Granat-Amphibolite

Vorkommen: a) Im Serpentin des Hochgrößen.

b) In Wölzer Glimmerschiefern mit wechselndem Glimmeranteil auf dem Bruderkogel.

c) In biotitreichen Wölzer Glimmerschiefern auf dem Keckenfriedeck.

d) Zusammen mit Plagioklas-Amphiboliten und Floititen im Kasergraben bei Möderbrugg.

e) Im Liegenden der Hohenwart-Gipfelmarmore in Wölzer Glimmerschiefern der tieferen tektonischen Bereiche.

Beschreibung: Grob geschieferte bis massige Gesteine. Die Granate sind mm- bis cm-groß und regellos, manchmal sehr dicht im Gefüge porphyroblastisch verteilt. Der Bruch ist meist felsisch, große Hornblende- und Biotit-Kristalle sind schon makroskopisch zu erkennen.

Infolge ihrer geologischen Sonderstellung nehmen die Granat-Amphibolite des Hochgrößen einen besonderen Rang in der Beschreibung ein. Sie liegen ohne deutliche Grenzen im Serpentin, besitzen jüngeren Granat als die Hornblende und haben einen relativ hohen Titanit-Gehalt (5 V%). Dieser Titanit ist aber vermutlich nicht durch Umsetzung der Hornblende entstanden. Die Granat-Amphibolite des Hochgrößen sind schon von E. KITTL 1914 : 368 und F. ANGEL 1924 : 145 beschrieben worden, ebenso von H. P. CORNELIUS 1939 : 150. Ob der von H. WIESENER 1936 beschriebene „Eklogit-Amphibolit“ vom Hochgrößen mit diesen Granat-Amphiboliten übereinstimmt, kann nicht geklärt werden.

Die Granat-Amphibolite des Wölzer Kristallins unterscheiden sich deutlich von den oben beschriebenen und zeigen den typischen Mineralbestand: gemeine, grüne Hornblende (die von der Hauptdurchbewegung erfaßt wurde, rekrystallisiert und leicht chloritisiert ist), Quarz, Plagioklas (Oligoalbit — Oligoklas), Kalzit, posttektonischer Biotit und Chlorit, syn- bis posttektonischer Granat mit verdrehtem  $s_1$  und Epidot-Klinozoisit in der Nähe chloritisierter Hornblenden. Die Hornblende wird auch stellenweise biotitisiert.

### 3. Die Karbonat-Amphibolite vom Hochschwung

**Vorkommen:** Am Ostpfeiler des Hochschwung tritt eine schon pag. 125 erwähnte Serie auf, zu der die Karbonat-Amphibolite gehören. Sie werden begleitet von karbonatischen Hornblende-Garbenschiefern, karbonatischen Hornblende-Schiefern und graphitischen Schiefern, die neben dunklen Marmoren in phyllitischen Wölzer Glimmerschiefern liegen.

#### Beschreibung:

|            | Volumsprozente |     |     |
|------------|----------------|-----|-----|
| hb         | 60             | 70  | 65  |
| qu         | 7              | 10  | 15  |
| plag       | < 1            | < 1 | —   |
| karb       | 20             | 10  | 10  |
| bi         | —              | 3   | 4   |
| mu         | —              | —   | < 1 |
| dhl        | 3              | 5   | 1   |
| ep, klizoi | 3              | < 1 | < 1 |
| rut        | 2              | < 1 | 2   |
| acc.       | 5              | —   | 3   |
|            | 100            | 100 | 100 |

U. d. M.: Auffallend ist die starke Chloritisierung der Hornblende. Auch das lagige Karbonat wird von Chlorit durchwachsen, so daß manchmal in solchen Umsetzungszone ein schwer differenzierbarer Mörtel von Hornblende, Karbonat und Chlorit entsteht. Der selten vorhandene Plagioklas ist Oligoklas. Das Karbonat ist immer lagig angeordnet und gehört der Dolomit-Reihe an. Die Glimmer sind spät- bis posttektonisch gewachsen. Es liegt immer ein granolepidoblastisches Lagengefüge vor (mit Quarz-Epidot-Lagen, Quarz-Karbonat-Lagen und Hornblende-Chlorit-Lagen).

Derartige Gesteine sind aus unserem Gebiet noch nicht beschrieben worden. Man darf aber diese Gesteine nicht als selbständige, für eine gewisse Fazies typomorphe Gesteine auffassen, sondern man muß in ihnen Glieder einer charakteristischen Serie am Hochschwung—Regenkarspitz sehen, deren sämtliche Glieder ohne scharfe Grenzen nebeneinander liegen. Die Karbonat-Amphibolite sind als Abkömmlinge dolomitischer Mergel zu betrachten, die nach Metamorphose in die Mesozone eine Retrometamorphose (Chloritisierung!) in die Epizone mitgemacht haben.

### 4. Die floititischen Amphibolite vom Kasergraben

**Vorkommen:** Im Kasergraben bei Möderbrugg liegen in der Position der tieferen Anteile der Wölzer Glimmerschiefer Hornblendegesteine, die einen kontinuierlichen Verband von Plagioklas-, Granat- und Biotit-Amphiboliten bilden. Sie werden auch noch von „gneisigen Glimmerschiefern NEUBAUER 1951“ begleitet, deren genaue Zusammensetzung Gegenstand von Untersuchungen im Grazer Geologischen Institut sein wird. Ein Teil dieser Hornblendegesteine hat die sogenannte Floitit-Umsetzung (F. ANGEL 1940) erlebt, die man hier sowohl makro- als auch mikroskopisch in verschiedenen Stadien studieren kann.

**Beschreibung:** Die Floitit-Umsetzung ist nach F. ANGEL 1940 als Zufuhr von  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $CO_2$  und  $H_2O$  zu verstehen, wobei sich aus der ge-



meinen Hornblende die Minerale Biotit, Epidot, Quarz und Karbonat bilden. Das Karbonat ist in dem von mir beschriebenen Material nicht immer vorhanden.

Diese Umsetzung konnte in ähnlicher Form auch H. HERRTSCH 1956: 78, beobachten. H. HERRTSCH untersuchte die Amphibolite westlich Mauthen aus dem Gailtaler Kristallin. Auch bei seinem Material fehlt das Karbonat. Er faßt die dortige Floititisierung als gleichzeitig in bezug auf eine Retrometamorphose in die Epizone (Chlorit!) auf. Ein analoger Vorgang wird für die Gesteine des Kasergrabens angenommen.

In unserem Falle scheint die Floitit-Umsetzung schon mit dem letzten tektonischen Geschehen zu beginnen, dieses aber zu überdauern, da der Biotit nur selten verbogene Scheiter zeigt und immer jünger als die letzte große Gefügeprägung der Gesteine ist. Die Metasomatose hat verschiedene Amphibolit-Typen erfaßt.

Zum Vergleich mit den Floititen aus dem Kasergraben führe ich noch einen quarzitischen Biotit-Epidot-Schiefer vom Kranebittkogel (= P 2157) im hinteren Bretsteingraben an. Dieses Gestein zeigt folgende Zusammensetzung: Quarz 25 V%, Plagioklas 15 V%, Biotit 25 V%, Muskowit 5 V%, Epidot 20 V%, Rutil und Ilmenit 10 V%. Auch hier kann die Umsetzung der Hornblende zu Biotit und Epidot beobachtet werden.

Im Handstück zeigen die Kasergraben-Floitite deutlich die Zunahme von Quarz und Biotit. Die Textur ist am Anfang massig, später durch den Biotit schiefrig. Die Farbe der Gesteine geht von einem dunklen Bräunlichgrün in ein granitgneis-ähnliches Grauweiß über.

|            | Volumsprozente |     |     |     |     |
|------------|----------------|-----|-----|-----|-----|
| hb         | 85             | 40  | 30  | < 1 | —   |
| bi         | 2              | 10  | 30  | 30  | 25  |
| qu         | —              | 5   | 20  | 20  | 15  |
| ep, klizoi | 2              | 3   | 8   | 10  | 15  |
| karb       | —              | 15  | < 1 | —   | 20  |
| plag       | 5              | 15  | 6   | 25  | 10  |
| chl        | 1              | < 1 | 3   | < 1 | 1   |
| mu         | —              | —   | —   | < 1 | 10  |
| rut        | 3              | 1   | —   | < 1 | 2   |
| gr         | 8              | 10  | —   | 10  | —   |
| op         | 2              | 1   | 3   | 3   | 2   |
|            | 100            | 100 | 100 | 100 | 100 |

U. d. M.: Die grüne Hornblende wird graduell zunehmend von großen Biotit-Scheitern und großen Epidot-Idioblasten aufgezehrt. Dabei bildet sich wasserklarer Quarz und manchmal auch flatschig entwickeltes Karbonat. Chloritisierung der Hornblende ist nicht intensiv. Es liegt ein grano-lepidoblastisches Verdüngungsgefüge mit mäßig ausgeprägtem s und leichten Verfaltungsspuren vor, die schon im Anschliff gut sichtbar sind.

## 5. Die Chlorit-Amphibolite

Vorkommen: Kamm Schrattnerkogel—Seitnerzinken bei 2048 m und auf der Perwurzkuppe. Die Chlorit-Amphibolite liegen in den hangenden Anteilen der Wölzer Glimmerschiefer.

Beschreibung: Die Chlorit-Amphibolite sind Abarten von normalen Amphiboliten, die nur durch ihren relativ hohen Chlorit-Gehalt (10—15 V%) von diesen abstechen. Der als Klinochlor, Prochlorit und Pennin entwickelte Chlorit scheint bei seinem Wachstum von einer Durchbewegung gefördert worden

zu sein. Die Hornblende ist zwar noch reichlich vorhanden, wird aber bereits sehr stark vom Chlorit angegriffen. Es kommt dabei zu einer Gefügebrauflösung, die Korngrenzen verschwimmen, außerdem wächst auf den Scherungsbahnen mehr Chlorit. Diese Tatsachen bilden die Voraussetzung zur Anwendung des Begriffes „Diaphthorese“ im Sinne F. BECKES 1909. Wenn irgendwo bei den von mir untersuchten Hornblendegesteinen der östlichen Wölzer Tauern von Diaphthorese gesprochen werden kann, dann bei den Chlorit-Amphiboliten. Allerdings reicht das untersuchte Material nicht zur Festlegung einer Diaphthorese-Zone aus.

Detailbeschreibungen sind aus der Diss. Graz 1964 des Verfassers ersichtlich.

## 6. Gemeine Amphibolite

**Vorkommen:** Die von (Granat-)Glimmerschiefern, Pegmatiten oder von Chlorit-Gneisen begleiteten gemeinen Amphibolite kommen vor:

a) Auf dem Saurüssel bei Bretstein (SW P 1479 und auf dem Südkamm bei 1400 m).

b) Auf dem Kamm NW Möderbrugg, im E-Gehänge bei 1200 m.

c) 700 m NE Schüttkogel-Gipfel.

d) Auf dem Kamm vom Seekoppenjoch zu P 1973 gegen NNE.

**Position:** Verbreitet in liegenden und hangenden Anteilen der Wölzer Glimmerschiefer.

**Beschreibung:** Die gemeinen Amphibolite zeigen ein vielfältiges Bild. Entweder sind sie feingeschieferter Gesteine mit rauhen s-Flächen oder sie brechen massig. Ebenso variabel ist ihre Farbe. Da unter dieser Überschrift Gesteine zusammengefaßt werden, die zwar die allgemeinen Kriterien für „Amphibolite“ erfüllen, sich aber nicht durch besondere Merkmale auszeichnen, werden sie nicht genauer beschrieben. Die Hornblende ist grün, manchmal barroisitisch, manchmal sehr blaß gefärbt. Im grano-nematoblastischen Gefüge kann ein s ausgebildet sein. Die Hornblende ist entweder lagig oder ohne ersichtliche Regelung gewachsen, wobei sie im letzten Falle ein zusammenhängendes Hornblendit-Gefüge bilden kann. Quarz, Plagioklas (Oligoklas) und Kalzit können ein lagiges oder linsiges Grundgewebe bilden, an dem sich in manchen Gesteinen noch Epidot-Klinozoisit und Titanit beteiligen können.

Die gemeinen Amphibolite sind vermutlich Abkömmlinge von Sedimenten, die ihr Metamorphose-Maximum in der Mesozone erreicht hatten und vereinzelt noch in die Epizone retrometamorph wurden.

## F. Die Hornblende-Felse

Diese Gesteine sind keine grundsätzlich eigenen Typen. Die Hornblende-Felse sind als Amphibolit-Abarten anzusehen, deren kennzeichnendes Merkmal die massige Textur ist. Sie sind manchmal schwarz, in manchen Gesteinen tritt feinnadelige, helle Hornblende auf, dann sind sie grün.

**Vorkommen:** An der Tauernstraße 1 km nördlich Möderbrugg, westlich Gehöft „Brucker“. Auf dem Südkamm des Keckenfriedecks bei 1400 m. Auf dem Kamm SE Bretstein zwischen „Bergmann“ und „Hechl“. Bei der oberen Kapelle am Weg zur Klosterneuburger-Hütte bei Oberzeiring und auf 840 m Höhe bei Einöd (St. Georgen ob Judenburg).

**Beschreibung:** Dunkelgrüne, massige Gesteine. Im felsischen Bruch oft deutliche glänzende Hornblende-Nadeln sichtbar, die ebenso wie die sehr großen Biotit-Schuppen auffallen.

|              | Volumsprozente |     |     |     |     |
|--------------|----------------|-----|-----|-----|-----|
| hb           | 90             | 90  | 85  | 60  | 55  |
| qu           | —              | —   | < 1 | 10  | 4   |
| plag         | —              | —   | 1   | 10  | 10  |
| karb         | —              | —   | 10  | 5   | 10  |
| bi           | —              | —   | —   | 10  | 5   |
| chl          | —              | < 1 | 0,5 | —   | —   |
| ep, klizoi   | 3              | 5   | 1   | < 1 | —   |
| gr           | —              | < 1 | —   | —   | —   |
| ti           | 2              | < 1 | 0,5 | —   | 5   |
| tur, rut, op | 5              | 3   | 3   | 5   | 5   |
|              | 100            | 100 | 100 | 100 | 100 |

U. d. M.: Stark zerbrochene, manchmal rekristallisierte, dunkel- bis hellgrüne, manchmal barroisitische Hornblende wächst wirr. Dazwischen liegt inseliges Quarz-Plagioklas-(Oligoklas-)Karbonat-Grundgewebe. F. ANGEL beschreibt, 1924 : 179, aus dem Prebergebiet Hornblende-Felse, die er als Ortho-Amphibolite deutet. In der Tat sprechen die massige Textur und die Mächtigkeit der Vorkommen dafür, obwohl infolge der starken Metamorphose keine petrographischen Anzeichen beobachtet werden konnten.

#### G. Kontakte von Hornblendegesteinen mit Pegmatit

Diese Gesteine treten naturgemäß nur lokal begrenzt auf. Es kommt ihnen jedoch sowohl für petrogenetische Fragestellungen wie auch für die geologische Problematik des Gesamtgebietes einige Bedeutung zu. Sie werden daher anhangsweise gesondert beschrieben.

Gelegentlich sind noch die primären Verbände von Hornblendegesteinen mit Pegmatiten erhalten geblieben. Sofern solche Vorkommen entdeckt werden konnten, liegen Handstücke vor, die aus dem direkten Grenzbereich entnommen wurden.

Vorkommen: Im Fuchsgraben bei Pusterwald und SW P 1479 am Saurüssel bei Bretstein.

Beschreibung: Im Handstück vom Saurüssel sieht man deutlich an der Grenze zwischen dem hellgrauen Pegmatit und dem dunkelgrünen Amphibolit eine porphyroblastische Aufsprossung von Turmalin. U. d. M. ist dieser Turmalin etwas zerbrochen und durch Oligoklas ausgeheilt. Analog zu einem Vergleichsstück aus dem Kristallin der Sausalpe wird hier auf einen Primärkontakt geschlossen.

Ebenso im Fuchsgraben-Handstück, wo in einem typischen Injektionsgefüge Mikroklin wächst, in dem die Hornblende eingeschlossen sein kann. Hier liegt im Schliff keine deutliche Grenze zwischen den beiden Gesteinen vor, sondern die Minerale sind miteinander vermischt. An der Grenze von Mikroklin und Hornblende entsteht ein dichter Zoisit-Filz. Außerdem bestehen Umsetzungserscheinungen zwischen Mikroklin und Titanit. C. DOELTER 1896, beschrieb schon ebenfalls Kontakte zwischen Pegmatiten und Hornblendegesteinen, ohne allerdings näher auf sie einzugehen. Zu erwähnen wäre hier noch die direkte Nachbarschaft mit den Hornblende-Diopsid-Gneisen, bei denen ebenfalls jüngerer Plagioklas festgestellt werden konnte (am Saurüssel!).

#### H. Verhältnis zwischen Kristallisation und Deformation

Aus der Typisierung der Hornblendegesteine lassen sich einige Hinweise auf das geologische Geschehen in den östlichen Wölzer Tauern ableiten.

Nach K. METZ 1954 haben die Gesteine des Gebietes zunächst eine ältere Deformation als starke Schieferung und Feinfältelung erfahren, die etwa den Typus der Glimmerschiefer prägte. Ihre s-Flächen bezeichnet K. METZ als  $s_1$  und ihre ca. E—W-liegenden Achsen als  $B_1$ . Die Achsen sind meist sählig oder fallen nur flach gegen W ein. Neuere Überlegungen von K. METZ 1963 weisen dieser Deformation voralpidisches Alter zu. In bezug auf diese Tektonik kam es zur Kristallisation der Minerale Granat, Biotit, Hornblende, Muskowit und Plagioklas posttektonisch und einer Generation von Granat und Plagioklas syntektonisch (K. METZ 1954 : 378).

Später haben die Gesteine nach K. METZ 1954 noch eine jüngere Durchbewegung erfahren, die entsprechend als  $s_2B_2$  bezeichnet wird und nach K. METZ 1963 alpidisches Alter haben könnte. Beispielsweise kam es im Zuge dieser zweiten Durchbewegung zur Verflöschung der Marmore und Amphibolite von Bretstein in die basalen, mesozonalen Glimmerschiefer.

Diese beiden s liegen in manchen Gesteinen spitzwinkelig zueinander, wobei das  $s_2$  hauptsächlich ein Scherungs-s ist.

Die Masse der Glimmerschiefer wurde also hauptsächlich nach  $s_1$  geprägt. Die Deformation nach  $s_2$  erzeugte örtliche Chloritisierung und gab großen Teilen damit epizonalen Charakter.

Diese Beobachtungen lassen sich teilweise direkt auf die Hornblendegesteine übertragen. Allerdings ist es schwierig, die Folge der Ereignisse immer auseinander zu halten. Der Chlorit, auf den wir die folgenden Erörterungen konzentrieren wollen, ist oft noch deutlich verbogen, d. h. er entsteht bereits während der letzten Akte des  $s_2$ , überdauert diese aber noch, da er ja größtenteils gerade scheitert und nicht selten Polygonalbögen bildet. Er greift Hornblende, Granat, Biotit und Muskowit an, ist also jünger als diese Minerale.

Es erscheint nun wichtig, hier folgendes festzuhalten: die  $s_2B_2$ -Tektonik und die mit ihr einhergehende Chloritisierung kann dort nicht als Diaphthorose im Sinne F. BECKES 1909 aufgefaßt werden, wo eine mechanische Umprägung nicht nachweisbar ist. Die Umprägung großer Schichtpartien in die Epizone entspricht rein phänomenologisch einer retrograden Metamorphose im Sinne F. ANGELS 1924, die durch Nachlassen der pt-Bedingungen einen Kristallisationsumschwung erzeugt, der den betroffenen Gesteinen damit epizonalen Charakter verleiht. Diese Retrometamorphose ist zwar von einer Durchbewegung ausgelöst, führt aber nicht zu einer Korn- und Gefügezerstörung, wie sie Diaphthorite zeigen. W. FRITSCH 1962 beschreibt diesen Vorgang aus dem Saualpen-Kristallin. Rein beschreibend können diese beiden Vorgänge miteinander verglichen werden.

Jedenfalls konnte bei den Hornblendegesteinen die Bestätigung der Vorgänge  $s_1B_1$  und  $s_2B_2$  erbracht werden. Hinsichtlich der Beziehung Kristallisation — Deformation lassen sich die Angaben von K. METZ 1954 noch etwas präzisieren: posttektonisch auf  $s_1$  kristallisieren Hornblende, Granat, Biotit, Muskowit und Plagioklas. Sie ordnen sich dem s in der Feinfältelung unter; das  $s_2$  erzeugt nach K. METZ 1954 : 378 nur schwache Beanspruchung der Komponenten. Im Raume Bretstein—Möderbrugg—Pusterwald, aber auch in verschiedenen anderen Gebieten konnten jedoch deutlich rekristallisierte Hornblenden erkannt werden. Die dieser Rekristallisation vorangegangene Beanspruchung ist nichts anderes als  $s_2B_2$  und wirkt daher offensichtlich heftiger, als dies anfangs zu vermuten war.

Es gibt verschiedentlich Anzeichen, daß die heute vorliegende Hornblende bereits das Produkt eines Umbaus aus einer nicht näher bekannten, älteren Hornblende darstellt (z. B. bei gewissen Hornblende-Felsen).

Ebenfalls in Hornblende-Felsen gelang es, prätektonischen Granat in bezug auf  $s_1B_1$  nachzuweisen (bei Bretstein). Er ist zeilenartig ausgewalzt inmitten eines dichten Hornblende-Gefüges.

Die von K. METZ schon 1954 geäußerte Vermutung scheint bestätigt zu sein, daß Hornblende und Muskowit auch nach oder zumindest während der  $s_2B_2$ -Tektonik wachsen können. In einem Hornblende-Garbenschiefer von „Kollmannslehen“ an der Planerstraße liegt eindeutig frische Hornblende mit nur schwach verdrehtem  $s_3$  vor.

Abschließend sei noch auf junge Klüfte und deren Ausheilung durch wasserklaren Quarz und gerade-lamellierten Chlorit hingewiesen; diese Klüfte scheinen aber auf lokale, leichte Kataklyse hinzudeuten, die für Ergebnisse der letzten Akte der alpidischen Deformation gehalten werden können.

## J. Positionen der Hornblendegesteine im geologischen Verbands

In allen Horizonten der Wölzer Glimmerschiefer kommen Hornblendegesteine vor. Die Frage, ob etwa die schweren, massigen, rein mesozonalen Amphibolite, wie sie in den tieferen Glimmerschiefern (Oberzeiring-Bretstein) vorkommen, Ortho-Gesteine sind, muß offen bleiben.

Klar erkennbar ist das Auftreten der Karbonat-Amphibolite und der anderen karbonatischen Hornblendegesteine im Verband mit der Serie der kohlenstoffreichen Glimmerschiefer, an die zumeist unreine, eisenschüssige Marmore gebunden sind. Diese sehr bezeichnende Gesteinsgesellschaft kommt sowohl im Süden, wo die tieferen Anteile der Glimmerschiefer liegen, wie auch in den hangendsten Anteilen im Norden des Alpenhauptkammes vor. Beispiele für tiefere Anteile sind Vorkommen, die nach S. HASLER bei Allerheiligen bei Pöls und bei Oberzeiring vorliegen — für höhere Anteile die Vorkommen im Hochschwung-Regenkarispitz.

Granat-Amphibolite und ihre Varietäten ohne retrograde Metamorphose, also Chlorit-Bildung, sind auf die tieferen Anteile beschränkt; das gleiche gilt im wesentlichen für die unter „Hornblende-Gneise“ zusammengefaßten Typen und für die Hornblende-Diopsid-Gesteine, die an Glimmerschiefer gebunden sind, die mit Pegmatit durchtränkt sind.

Der so unterschiedliche Typus der Garbenschiefer zeigt seine Hauptvertreter in den Hangend-Anteilen im Norden des Hauptkammes, wo vorzugsweise Glimmerschiefer-Typen mit noch deutlich erkennbarem phyllitischem bis serizitquarzitischem Grundgewebe auftreten. Hier zeigen sich auch, zum Unterschied vom rein mesozonalen Gepräge der tieferen Stockwerke, die epizonalen Züge der Metamorphose.

Im großen läßt sich somit eine unterschiedliche Ausbildung der Hornblendegesteine in den aus der geologischen Kartierung sich ergebenden Großhorizonten der Wölzer Glimmerschiefer-Massen feststellen. Es handelt sich dabei vermutlich mehr um Unterschiede der Metamorphose als um primäre Gesteinsunterschiede. Lediglich der primäre Kalkgehalt der Karbonat-Amphibolite aus der Serie der kohlenstoffreichen Glimmerschiefer muß als primärer Unterschied angesehen werden.

## K. Umsetzungserscheinungen

Außer der im nächsten Abschnitt beschriebenen Serizitisierung des Plagioklas konnte an Umsetzungen beobachtet werden:

Hornblende zu Diopsid und umgekehrt  
Hornblende zu Biotit + Epidot + Quarz + Karbonat  
Hornblende zu Epidot  
Hornblende zu Chlorit + Epidot  
Granat zu Chlorit  
Basischer Plagioklas zu Albit + Karbonat  
Titanit und Rutil zu Ilmenit

Die häufigste Umsetzung ist die Chloritisierung der Hornblende, die — wie oben erwähnt — als Produkt der weitgreifenden retrograden Umprägung im Zuge der  $s_2B_2$ -Durchbewegung aufzufassen ist. Hierbei kann stellenweise aus der Hornblende neben Chlorit noch etwas Epidot-Klinozoisit entstehen. Diese Umsetzung findet nicht in allen Hornblendegesteinen statt bzw. ist nicht überall gleich intensiv entwickelt.

Interessant wird hier die Floitit-Umsetzung, die mit allen Übergängen im Kasergraben gut beobachtet werden kann. Sie tritt vor allem in Gesteinen auf, die im Grenzbereich Wölzer Kristallin — Seckauer Kristallin liegen. Den direkten Grenzzug nördlich St. Oswald bei Möderbrugg, der durch verschiedene Hornblendegesteine charakterisiert ist, hat W. HAUSWIRTH beschrieben (Diss. Graz 1951).

Es konnte die unmittelbare Vergleichbarkeit dieser Gesteine mit den von mir beschriebenen Gesteinen vom Gebiet Möderbrugg-Oberzeiring nachgewiesen werden. Daraus kann angenommen werden, daß es sich wohl um dieselbe Gesteinsgesellschaft, westlich und östlich der Pöls, handelt. K. METZ 1962: 215 weist zwar auf die scharfe Trennung zwischen Seckauer und Wölzer Kristallin hin, die durch die jüngere Seckauer Kristallisation gegeben ist, doch könnte mit einiger Vorsicht die von mir beschriebene Floitit-Umsetzung als eine Beeinflussung des Grenzgebietes durch die Seckauer Kristallisation gedeutet werden.

Die Floititisierung verlief eindeutig posttektonisch, auch die von W. HAUSWIRTH 1951 beschriebene Biotitisierung der Hornblende in den Gesteinen des Gigerhütten-Profiles fand nach der Durchbewegung statt. Jedenfalls erscheint es wichtig, auf diese möglichen Zusammenhänge hinzuweisen.

#### L. Über die Vergleichbarkeit der Gesteine des Seckauer Kristallins mit den benachbarten Gesteinen aus dem Wölzer Kristallin

K. METZ 1953 stellte für verschiedene Gesteine des Seckauer Kristallins mehrere voneinander unterscheidbare Plagioklas-Typen und Biotit-Typen auf, deren Wachstum mit verschiedenen Bildungsmilieus in Zusammenhang gebracht wird und das auch Rückschlüsse auf mehrere Kristallisations- und Deformationsereignisse in diesem Raum zuläßt. Schon W. HAUSWIRTH war es 1951 gelungen, bei der Bearbeitung des Gigerhütten-Profiles östlich Möderbrugg drei verschiedene Plagioklas-Typen in den Hornblendegesteinen auszuscheiden. Diese zunächst auf einem schmalen geographischen Raum gewonnenen Erkenntnisse weiteten H. HELFRICH 1952 und K. METZ 1953 für die gesamten Seckauer Tauern aus.

Da heute mit der Möglichkeit gerechnet werden muß, eng benachbarte Anteile des Wölzer Kristallins könnten in irgendeinem kristallisationsgeschichtlichen Zusammenhang mit den Seckauer Tauern stehen, soll vermerkt werden, daß im

Raume Möderbrugg—Oberzeiring—Bretstein ebenfalls zwei deutlich unterschiedene Plagioklas-Typen auftreten. Es soll im folgenden die Möglichkeit eines Vergleiches erörtert werden, zumal sich vielleicht auch hinsichtlich des Biotits gewisse Parallelen ziehen lassen.

## 1. Die Plagioklase

K. METZ 1953: 135 erfaßte in den Seckauer Tauern folgende Plagioklas-Typen:

Plag I: Albit. Ungefüllte, scharf auslöschende Xenoblasten mit vereinzelter polysynthetischer Verzwilligung (meist aber einfach). Fast immer unter 0,5 mm große Kristalle in Form von Randsäumen um den Plag III ausgebildet, wenn dieser an Mikroklin grenzt.

Plag II: Albit — Oligoalbit. Regellos, aber zählbar mit Serizit und Klinozoisit gefüllte, oft stark deformierte Xeno- bis Idioblasten, die manchmal Einschlüsse von Biotit, Granat, Epidot, Zoisit, Chlorit und Serizit haben. Mit schmalen Lamellen polysynthetisch verzwilligt.

Plag III: Oligoalbit — Oligoklas. Sehr dicht und nicht zählbar mit Serizit und Klinozoisit gefüllte, stark deformierte Xenoblasten mit starker Trübung. Die meist über 1,0 mm großen Kristalle besitzen dieselben Einschlüsse wie Plag II und bilden Randsäume bei Berührung mit Kalinatron-Feldspat. Sie sind selten verzwilligt.

Plag IV: 20—30% Oligoklas. Meist vollkommen ungefüllte Xenoblasten unter 0,5 mm, die normal zonar gebaut sind (Anorthitgehalt-Differenz bis 5%). Selten lamelliert. Dieser Typ tritt vor allem in den Biotit-Schiefereisen auf.

Alle angeführten Typen können in ein und demselben Gestein nebeneinander vorkommen. K. METZ 1953: 135—136 sieht in ihnen Ergebnisse verschiedener Kristallisationsgeschehnisse, deren Abfolge nachstehend wiedergegeben wird.

Plag III: Ältester Typ in bezug auf die letzte Durchbewegung, da er die stärksten Beanspruchungsspuren zeigt: Deformationsverglimmerung, wobei der Serizit-Filz oft über die Korngrenzen des Plagioklas hinauswächst. Von der ursprünglichen Plagioklas-Substanz ist fast nichts mehr zu sehen.

Plag II: Mittlerer Typ, da er wesentlich schwächere Deformationsspuren zeigt als der Typ III, aber noch stärkere als der Typ I (Sprünge und Mikro-Verwerfungen, die manchmal durch Quarz- und Plagioklas-Substanz ausgeheilt sind).

Plag I: Jüngster Typ, da er von allen die schwächsten Deformationsspuren aufweist (flammige Auslöschung und stellenweise Verbiegung der Lamellen).

Auf Grund der verschiedenen Plagioklas-Typen und etlicher anderer hier nicht näher ausgeführter Argumente kommt K. METZ 1953: 140 zu der Auffassung, in den Seckauer Tauern hätten verschiedene Kristallisationen mit verschiedenen Deformationen interferiert. Das heißt, die Entstehung der Seckauer Gesteine habe mehrere Phasen bis zum heute vorliegenden Bild durchlaufen.

Aus den den Seckauern benachbarten Gebieten der Wölzer Tauern konnten im Zuge der vorliegenden Arbeit ebenfalls mindestens zwei trennbare Plagioklas-Typen festgestellt werden, die oft in einem einzigen Gestein nebeneinander vorkommen.

Plag a: Oligoklas 20—25%. Meist feinstwolkig getrübte Xenoblasten mit oft polysynthetischer Verzwilligung. Die Konsistenz des Füllmaterials ist nicht näher zu definieren, da die einzelnen Komponenten zu klein sind und einen dichten Filz bilden. Die Füllung erfaßt nicht immer das gesamte Plagioklas-Korn, scheint aber auch nicht an gewisse Kornzonen gebunden zu sein. Sie kann auch kontinuierlich in andere Plagioklas-Kristalle übergehen. Außerdem besitzt dieser Typ noch Serizit-, Klinozoisit- und Epidot-Einschlüsse. Die Korngrenzen des Plagioklas sind buchtig bis fransig. In einzelnen Gesteinen von Möderbrugg wächst der Plagioklas oft eng mit Karbonat, das jenen entlang der Spaltung durchwachsen kann.

Plag b): Oligoalbit. Ungefüllte, wasserklare Idioblasten, die mit Biotit verwachsen und Hornblende eingeschlossen haben können. An Deformationsspuren ist vereinzelt flammige Auslöschung zu sehen, manchmal auch feine Sprünge.

Ohne zunächst auf irgendwelche zeitliche Verhältnisse einzugehen, kann ein Vergleich der Plagioklas-Typen von Seckauer und Wölzer Kristallin auf rein beschreibender Basis versucht werden. Der Plag a ist nicht unmittelbar mit einem Seckauer Typus zu vergleichen. Am ehesten liegt eine Gegenüberstellung mit dem Typus III nahe, da beide als Hauptmerkmal die dichte, nicht auflösbare Fülle zeigen und außerdem durch den gemeinsamen Besitz von Serizit- und Klinozoisit-Einschlüssen gekennzeichnet sind. Einschränkend ist anzuführen, daß der Plag a nie eine so starke Tektonik abbildet wie der Plag III.

Obwohl bewußt eine Parallelisierung von Kristallisations- und Deformationsereignissen in den beiden Gebieten vermieden wird, kann hier dennoch auf die verschiedenartige Reaktion eines beanspruchten Gesteinskörpers infolge seiner Inhomogenität verwiesen werden. Dieser Umstand wirkt für einen etwaigen direkten Vergleich erschwerend.

Der Plag b gestattet ebenfalls keine direkte Gegenüberstellung einem der Seckauer Typen. Der Vergleich mit dem Plag I ist insofern richtig, als es sich bei dem Plag b offensichtlich um einen Plagioklas handelt, der von einer Durchbewegung nur sehr schwach erfaßt wurde. Seine Zugehörigkeit zu einer posttektonischen Mineralgesellschaft wird von der Tatsache unterstrichen, daß der Plag b sicher jünger ist als die Hornblende, da er diese einschließt. Gegen einen Vergleich mit dem Typus I spricht der basischere Chemismus von Plag b.

Es kann nun aus der Aufstellung zweier Plagioklas-Typen in den Gesteinen der östlichen Wölzer Tauern nicht ohne Überprüfung auf eine Mehrzeitigkeit geologischer Geschehnisse bei der Gesteinsprägung geschlossen werden. Wie schon erwähnt, könnte ein und dieselbe Durchbewegung in zu gleicher Zeit kristallisierten Gesteinen infolge der Inhomogenität größerer geologischer Körper verschiedene Wirkung erzeugen. Das heißt, verschieden stark beanspruchte Minerale müssen nicht unbedingt zu verschiedenen Phasen der Durchbewegung entstanden sein, sondern ihre besondere Position während der Tektonik hat sie dieser ungleich ausgesetzt. Allerdings trifft diese Feststellung bei unserem Material nicht zu, da beide Plagioklas-Typen im selben Schlift beobachtet werden konnten. Die Gefügestruktur läßt auch nicht den Schluß offen, daß es sich bei dem Plag b) um in jüngster Zeit mobil gewordene Plagioklas-Substanz bei der Ausheilung junger Klüfte handelt. Die Kristalle des Plag b sind nämlich als gleichwertige Komponenten ohne deutliche Konzentration etwa an Sprüngen regellos im Schlift verteilt. Keinesfalls liegen also Kluftausheilungen vor.



Die Kristallisation von Plagioklas in den behandelten Gesteinen des Wölzer Kristallins scheint also daher doch nicht einzeitig erfolgt zu sein, sondern fand zu verschiedenen tektonischen Phasen mehrmals statt.

## 2. Die Biotite

K. METZ 1953 : 138 beschreibt verschiedene Biotit-Typen aus den Kerngesteinen der Seckauer Tauern und aus den Glimmerschiefern.

Biotit I: Aus den Glimmerschiefern. Schmale, häufig deformierte Leisten mit Zerfransungs- und Auflösungserscheinungen. Pleocht.: hell grünlichgelb — rotbraun. Opake Einschlüsse.

Biotit II: Aus Gneisen und Graniten. Große Scheiter und kleine Nester. Im Pleochr. stark wechselnd, jedoch grünlicher getönt als Biotit I. Dieser Typus tritt in Gesteinen auf, die bei der Granitentstehung stoffliche Veränderungen erfahren haben (Wachstum von Plagioklas und Kalinatron-Feldspat). Die Scheiter zeigen vereinzelt  $s_1$  und verwachsen mit Chlorit und Muskowit.

Auch beim Biotit kann ein Vergleich mit den Gesteinen vor allem aus dem Kasergraben bei Möderbrugg versucht werden. Zunächst muß aus der Beschreibung von K. METZ geschlossen werden, daß es sich bei dem Biotit I um prä- oder syntektonischen Biotit handle. Dieser Typus tritt immer wieder im Wölzer Kristallin auf und dürfte in unserem Zusammenhang keine Besonderheit darstellen.

Wichtiger ist der Typus II, der wohl syn- bis posttektonisch gedeutet werden darf. Dieser Typus hat ein Äquivalent in den Floititen der Kasergraben-Gesteine. Dort scheint ebenfalls der Biotit nach der Durchbewegung durch Kalizufuhr entstanden zu sein, wobei er neben Epidot aus der Hornblende hervorgeht. Es erhebt sich nun die Frage nach der Herkunft des Kali. Dabei müßte aber notgedrungen Seckauer und Wölzer Kristallin in zeitliche Beziehung miteinander gebracht werden, was aber einem späteren Zeitpunkt vorbehalten werden muß. Erstens scheint die Ausgangsbasis zu einem derart umfassenden Vergleich mit der Bearbeitung der Hornblendegesteine zu klein zu sein, zweitens bedarf zu einem solchen Vergleich das Pegmatit-Problem und die Datierung der damit verbundenen Durchbewegung einer Lösung. Erst wenn diese Voraussetzungen erfüllt sein werden, wird dieser Vergleich einen befriedigenden Erfolg bringen. Jedenfalls ist es wichtig, zu betonen, daß dabei den Hornblendegesteinen und ihren verschiedenen Mineralen eine wichtige Rolle zukommt.

## Schl u ß w o r t

Die unterschiedliche Ausbildung der Hornblendegesteine in den hier betrachteten Bereichen der östlichen Wölzer Tauern sowie die Spuren von Mineralumbildungen (Biotitisierung, Chloritisierung usw.) lassen Rückschlüsse auf Einzelakte der Gesteinsprägung und mit ihnen zeitlich und genetisch korrespondierende Akte geologischer Gestaltung zu.

Ohne in dieser Arbeit auf solche Zusammenhänge näher eingegangen zu sein, muß doch vermerkt werden, daß die im gleichen Heft erscheinende Studie von W. SKALA über die Karbonatgesteine des gleichen Raumes gut übereinstimmende und zu den eigenen Auffassungen gut passende Resultate hinsichtlich der Interpretation des geologischen Baues gebracht hat.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1964

Band/Volume: [1964](#)

Autor(en)/Author(s): Vogeltanz Rudolf

Artikel/Article: [Die Typen der hornblendeführenden Gesteine in den kristallinen Serien der östlichen Wölzer Tauern: \(Beitrag 5 zu: Beiträge zur Geologie der Rottenmann und östlichen Wölzer Tauern\) 123-139](#)